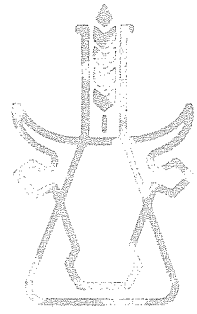
SUELOS VOLCANICOS DE CHILE

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AG

PRIMERA EDICION

Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA)
Ministerio de Agricultura
Santiago – Chile, 1985



Editor: Juan Tosso T.
Ingeniero Agrónomo Ph.D.
Director Area de Recursos Ambientales
Instituto de Investigaciones Agropecuarias

© Editor: Juan Tosso T.
© Edición INIA 1985

Prohibida la reproducción total o parcial sin permiso del Instituto de Investigaciones Agropecuarias—INIA.

Diseño y diagramación: Astrid Van den Bosch y Roberto Gaillard D.
Composición de texto: Luis Puebla L.
Montaje: Roberto Gaillard D.
Corrección: G. Sepúlveda, A. Sadzawka, E. Besoain.

Se imprimió en los Talleres Gráficos del INIA, Santa Rosa 11610, Santiago de Chile.

Este libro fue publicado por el Instituto de Investigaciones Agropecuarias, INIA, gracias al aporte del Ministerio de Agricultura con fondos otorgados a través de la Oficina de Planificación Agrícola (ODEPA).

Santiago, Chile 1985

Colaboradores

Eduardo Besoain M.	Ingeniero Agrónomo, Dr. Agr. Programa de Suelos, Instituto de Investigaciones Agropecuarias, INIA.
Fernando Borie B.	Químico Farmacéutico, Dr. Quím. Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de La Frontera.
Adriana Carrasco R.	Químico, M.Sc. Depto. de Ingeniería y Suelos, Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad de Chile.
Mauricio Escudey C.	Químico, Dr. Quím. Departamento de Química, Universidad de Santiago.
Gerardo Galindo G.	Químico, Dr. Quím. Departamento de Química, Universidad de Santiago.
Alberto Kühne G.	Ingeniero Agrónomo. División de Protección de Recursos Naturales, Servicio Agrícola y Ganadero (SAG).
Arnoldo Mella L.	Ingeniero Agrónomo. Programa de Suelos. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, INIA.
Hugo Moreno R.	Geólogo. Departamento de Geología y Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.
Luis Peña M.	Ingeniero Agrónomo. Departamento de Suelos, Facultad de Agronomía. Universidad de Concepción (Chillán).
Angélica Sadzawka R.	Químico Farmacéutico Programa de Suelos. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, INIA
Gloria Sepúlveda W.	Químico. Programa de Suelos, Instituto de Investigaciones Agropecuarias, INIA.
Juan Varela B.	Geólogo. Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
Hugo Zunino V.	Departamento de Análisis Químico. Facultad de Ciencias Químicas y Farmacéuticas. Universidad de Chile. Químico Farmacéutico, Ph.D.
Juan Tosso T.	Ingeniero Agrónomo, Ph.D., Director Area de Recursos Ambientales, Instituto de Investigaciones Agropecuarias, INIA.

Prólogo

El desarrollo económico y social debe sustentarse fundamentalmente en el progreso agrícola, ya que está constituyendo la base de la alimentación. Una parte importante de la agricultura de algunos países, especialmente aquellos situados en los bordes del Océano Pacífico, se realiza en suelos derivados de cenizas volcánicas —Andisoles— cuyas propiedades físicas y químicas muy particulares hacen que se diferencien fundamentalmente de los suelos provenientes de otros materiales parentales.

En nuestro país, los suelos volcánicos representan alrededor del 55% del área arable. En ellos se desarrolla una intensa actividad agropecuaria, con ventajas desde el punto de vista del manejo físico del suelo, pero con serios inconvenientes debido, en gran medida, a su elevada capacidad de sorción del fósforo aplicado. Esta retención, de lenta reversibilidad, obliga a los agricultores a efectuar altas aplicaciones de fertilizantes fosfatados a los cultivos para obtener rendimientos satisfactorios, un hecho que eleva sustancialmente los costos de producción en relación a otros suelos.

El estudio científico de estos suelos en su etapa moderna es muy reciente y podemos decir que se remonta al año 1952 cuando en Nueva Zelandia se establece que el alofán es específicamente el mineral responsable de las propiedades físicas del suelo, incluyendo las dificultades de dispersión. Países como Japón, Nueva Zelandia y Estados Unidos son, sin duda, líderes y han marchado a la vanguardia de estas investigaciones. En Chile, los trabajos de reconocimiento de suelos volcánicos se iniciaron en 1941, pero un gran impulso al estudio científico de éstos se inicia en forma sistemática a partir del año 1954 cuando se formulan las primeras explicaciones racionales sobre la formación y emplazamiento de los suelos volcánicos en un contexto ecológico. Desde esa fecha comienzan a aparecer estudios de pioneros chilenos y son muchas las instituciones científicas que se incorporan a esta importante cruzada.

En consecuencia, existen en nuestro país un acopio importante de antecedentes científicos y una experiencia acumulada que creemos no debe desperdiciarse ni

mantenerse inédita o dispersa. A través de este libro, "SUELOS VOLCANICOS DE CHILE", queremos rendir un homenaje a aquellos científicos y técnicos que con devoción y entusiasmo han contribuido al avance del conocimiento de estos suelos. Pero también creemos que debemos estimular esta actividad, y con modestia, pensando en un aporte a las generaciones presentes y futuras, les entregamos una herramienta poderosa, fruto de la recopilación y sistematización de los antecedentes existentes hasta el momento en relación con los suelos volcánicos de nuestro país. Este es el objetivo de esta publicación. Ella resume a través de ocho capítulos los aspectos más relevantes. El primer capítulo está referido a problemas básicos: origen, factores de formación y génesis de los suelos volcánicos en Chile derivando rápidamente en el capítulo segundo hacia la constitución mineralógica incluyendo el estudio de los minerales primarios, secundarios así como un análisis de la composición y estructura de las arcillas de suelos chilenos. La génesis y transformación de los minerales secundarios, así como los principios que rigen la meteorización de las cenizas volcánicas, son aspectos que complementan estos dos primeros capítulos del libro.

Los capítulos siguientes abarcan materias relacionadas con los procesos físico-químico (Capítulo 3), químicos (Capítulo 4) incluyendo el pH, intercambio iónico, el fósforo, los óxidos de hierro y la sílice, puntos de carga cero, migración electroforética, además de la materia orgánica y los procesos biológicos de los suelos volcánicos (Capítulo 5).

Una completa descripción de la geología, volcanismo y sedimentos piroclásticos cuaternarios se entrega en el Capítulo 6. Se incorporan en este capítulo los mapas geológicos preparados por los autores a una escala 1:1.000.000, que cubren desde Santiago a Puerto Montt. Creemos que este aporte es un complemento fundamental en el avance de esta ciencia y constituye una primicia.

Nuestro país, desgraciadamente, se caracteriza por una pobre información sistematizada en referencia a la descripción y clasificación de suelos. Uno de los grandes esfuerzos que nos impusimos fue realizar el primer intento en lo que creemos debe constituir una "Carta Nacional de Suelos". Entregamos aquí la sistemática y descripción de las Familias y Series de Suelos derivados de materiales volcánicos de la zona central-sur de Chile. Como complemento se incorpora un set de mapas a escala 1:250.000 a nivel de Series de suelos, que constituye la recopilación de antecedentes desde el año 1940, complementados con estudios específicos realizados en aquellas áreas que no estaban descritas.

El libro "SUELOS VOLCANICOS DE CHILE" lleva como anexo, y por separado, un completo set de 8 mapas con la descripción geológica indicada anteriormente y 10 mapas con la clasificación de las Familias y Series de suelos, cada uno de ellos correspondiente a una región del país. Además, hemos incorporado un mapa a escala 1:100.000 que presenta las grandes formaciones de los suelos derivados de materiales volcánicos de Chile proporcionándonos una visión integral de ellos.

El editor desea manifestar sus agradecimientos a los autores de los diferentes Capítulos que, con gran vocación y sin otro interés que el de contribuir a la búsqueda de la verdad a través del conocimiento científico, se entregaron a esta labor con gran fervor. Extendemos estos agradecimientos al Ministerio de Agricultura, quien ha otorgado los fondos pertinentes al Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA) para la Edición de este libro. Finalmente agradecemos al cuerpo directivo de INIA por su permanente apoyo a esta iniciativa y en general a todas aquellas personas e instituciones que directa o indirectamente contribuyeron a plasmar esta iniciativa.

Juan Tosso T.
Ingeniero Agrónomo Ph.D.

Contenidos

CAPITULO 1. LOS SUELOS

Por: E. Besoain M.

1.1. INTRODUCCION 25

1.2. CONCEPTO DE SUELOS VOLCANICOS 28

1.3. NOMENCLATURA Y CLASIFICACION 29

1.3.1. Distribución mundial de los suelos de cenizas volcánicas 32

1.3.2. Distribución de los suelos volcánicos en Chile 33

1.4. ORIGEN DE LOS SUELOS VOLCANICOS 40

1.4.1. Transporte y depositación de las cenizas volcánicas 43

1.4.1.1. Hipótesis de Wright 43

1.4.1.1.1. Depositación aérea directa o subaérea de cenizas 44

1.4.1.1.2. Depositación aluvial 44

1.4.1.1.3. Depositación lahárica 44

1.4.1.1.4. Depositación indirecta en forma de loess volcánico 46

1.4.1.1.5. Depósitos de cenizas transportadas por hielo glacial 46

1.4.1.2. Hipótesis de Langohr 47

1.5. MORFOLOGIA DE LOS SUELOS VOLCANICOS 49

1.5.1. Trumaos 50

1.5.2. Ñadis 50

1.5.3. Suelos Rojo Arcillosos volcánicos 53

1.5.4. Suelos derivados de arenas volcánicas 55

1.5.4.1. Suelos derivados de arenas volcánicas en la Depresión Intermedia 55

1.5.4.2. Suelos derivados de arenas volcánicas en la Cordillera Andina 56

1.5.5. Suelos Pumicíticos 57

1.5.6. Suelos Pardo Arcillosos 58

1.6. FACTORES DE FORMACION DE LOS SUELOS 58

1.6.1. Material parental 58

1.6.2. Clima 61

1.6.3. Tiempo o duración del desarrollo del suelo 62

1.6.4. Vegetación 68

1.6.5. Relieve 71

1.7. GENESIS DE LOS SUELOS VOLCANICOS 73

1.7.1. Trumaos 73

1.7.2. Ñadis 75

1.7.3. Suelos Rojo Arcillosos 82
1.7.4. Suelos Pardo Arcillosos 86
1.7.5. Suelos derivados de arenas volcánicas 88
1.7.5.1. Suelos derivados de arenas volcánicas en la Depresión Intermedia 88
1.7.5.2. Suelos derivados de arenas volcánicas en la Cordillera Andina. 90
1.7.6. Suelos Pumicíticos 93
1.8. BIBLIOGRAFIA 95

CAPITULO 2. MINERALOGIA DE LOS SUELOS VOLCANICOS DEL CENTRO-SUR DE CHILE
Por: E. Besoain M.

2.1. MINERALES PRIMARIOS 109
2.1.1. Minerales primarios en los suelos volcánicos de Chile 109
2.1.1.1. Transecto volcán Osorno a Río Frío 110
— Laderas del volcán Osorno 110
— Laderas del volcán Calbuco 111
2.1.1.2. Transecto Llanquihue-Río Frío 111
2.1.1.3. Transecto volcán Antillanca-Depresión Intermedia 115
— En las laderas del volcán Antillanca 115
— En el Piedmont 115
— En la Depresión Intermedia 115
— En el borde oriental de la Cordillera de la Costa 117
2.1.1.4. Transecto Lago Ranco-Valdivia 117
— En la cordillera andina próxima al Lago Ranco 117
— En la Depresión Intermedia 118
— En la Cordillera de la Costa 118
a) al sur de Valdivia 118
b) al norte de Valdivia 118
2.1.1.5. Transecto Panguipulli-Calafquén 118
2.1.1.6. Transecto Villarrica-Temuco 120
2.1.1.7. Transecto Llaima-Temuco 120
2.1.1.8. Transecto desde los volcanes Tolhuaca-Lonquimay hacia Victoria y Collipulli . . 121
2.1.1.9. La asociación Santa Bárbara: influencia de los volcanes en la composición de las cenizas parentales de los suelos en sentido sur a norte 121
2.1.1.9.1. Sector sur: Curacautín-Santa Bárbara (volcanes Villarrica, Tolhuaca, Lonquimay y Llaima) 125
— Los volcanes 125
— Los suelos 125
2.1.1.9.2. Sector central: Santa Bárbara-San Fabián 128
— Los volcanes 128
— Los suelos 128
2.1.1.9.3. Sector norte: San Fabián-Talca 130
— Los volcanes 130
— Los suelos 130
2.1.1.10. Mineralogía de las arenas (200-50μ) de los Ñadis 130
2.1.1.11. Mineralogía de las arenas (200-50μ) de Andosoles de la X Región. Toposecuencia Chanleufú-Corte Alto 132

– Suelo Corte Alto 132
– Suelo Osorno 138
– Suelo Puyehue 138
– Suelo Chanleufú 140

2.1.1.12. Mineralogía de las arenas (200-50μ) de Andosoles de la VIII Región: Series Santa Bárbara y Arrayán 140

2.1.1.13. Mineralogía de las arenas (200-50μ) de los suelos Rojo Arcillosos de la X Región 142
– Suelo Contaco 145
– Suelo Fresia 145
– Suelo Cúdico 147

2.1.1.14. Mineralogía de las arenas (200-50μ) de suelos Rojo Arcillosos de la IX Región: Serie Collipulli 147

2.1.1.15. Mineralogía de las arenas (200-50μ) de los suelos Pardo Arcillosos: Serie Perquenco 148

2.1.2. Conclusiones 148

2.1.3. Bibliografía 151

2.2. MINERALES SECUNDARIOS 153
Por: E. Besoain M. y Gloria Sepúlveda W.

2.2.1. Introducción 153

2.2.2. Componentes cristalinos, para-cristalinos y no-cristalinos: concepto y clasificación 154

2.2.3. Características mineralógicas de los Andosoles 156

2.2.3.1. Alofán e imogolita 157

2.2.3.1.1. Análisis químico 159

2.2.3.1.2. Difracción de rayos X y fluorescencia 161

2.2.3.1.3. Microscopía y difracción de electrones 162

2.2.3.1.4. Comportamiento térmico 168

2.2.3.1.5. Espectrofotometría infrarroja 170

2.2.3.1.6. Análisis por disolución selectiva 174

2.2.3.1.7. Estructura 175
(a) Estructura del alofán 175
(b) Estructura de la imogolita 182

2.2.3.1.8. Superficie específica 184

2.2.3.1.9. Carga eléctrica y punto de carga cero (PCC) 187

2.2.3.1.10. Densidad de carga superficial y capacidad de intercambio de iones 195

2.2.3.2. Componentes para-alofánicos 197

2.2.3.3. Proto-imogolita 199

2.2.3.4. Proto-imogolita-alofán 201

2.2.3.5. Sílice opalina 202

2.2.3.6. Humus y complejos húmicos 203

2.2.3.7. Minerales 2:1, 2:2 e interestratificados en Andosoles 204

2.2.3.8. Haloisita y caolinita 205

2.2.3.9. Oxidos de Al y Fe no-cristalinos y cristalinos 205

2.2.4. Bibliografía 206

2.3. COMPOSICION MINERALOGICA DE LAS ARCILLAS (<2μ) DE ALGUNAS SERIES DE SUELOS VOLCANICOS DE LA REGION CENTRAL-SUR DE CHILE 215
Por: E. Besoain M. y Gloria Sepúlveda W.

2.3.1. Introducción 215
2.3.1.1. Problemas de identificación mineralógica 218
2.3.2. Suelo Bramadero 219
2.3.3. Suelo Osorno 222
2.3.4. Suelo Santa Bárbara 225
2.3.5. Suelo Ralún 229
2.3.6. Suelo Chanleufú 232
2.3.7. Suelo Lastarria 236
2.3.8. Suelo Frutillar 238
2.3.9. Suelo Tijeral 241
2.3.10. Suelos Alhué y Caleuche 244
2.3.11. Suelo Perquenco 244
2.3.12. Suelo Collipulli 246
2.3.13. Suelo Fresia 248
2.3.14. Conclusiones 255
2.3.15. Bibliografía 256

2.4. ESPECTROFOTOMETRIA INFRARROJA DIFERENCIAL Y DISOLUCION SELECTIVA APLICADOS AL ANALISIS MINERALOGICO DE ANDOSOLES DE LA X REGION 257
Por: M.A. Sadzawka R. y E. Besoain M.

2.4.1. Introducción 257
2.4.2. Materiales y métodos 258
2.4.3. Resultados 259
2.4.4. Discusión de los resultados y conclusiones 267
2.4.5. Bibliografía 272

2.5. GENESIS Y TRANSFORMACION DE LOS MINERALES DE ARCILLA EN SUELOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS DEL CENTRO-SUR DE CHILE 275
Por: E. Besoain M.

2.5.1. Conclusiones generales 281
2.5.2. Bibliografía 282

2.6. PRINCIPIOS QUE RIGEN LA METEORIZACION DE LAS CENIZAS VOLCANICAS EN REFERENCIA A LA FORMACION DE LOS ANDOSOLES 285
Por: E. Besoain M.

2.6.1. Universalidad de la secuencia de alteración 285
2.6.2. Especificidad y continuidad de los procesos 286
2.6.3. Dominancia del alofán entre los primeros productos de alteración de las cenizas volcánicas 289
2.6.4. Bibliografía 291

2.7. IDENTIFICACION Y ANALISIS DE LOS MINERALES DE ARCILLA DE SUELOS. METODOS USADOS EN EL INIA 295
Por: Gloria Sepúlveda W. y E. Besoain M.

2.7.1. Introducción 295
2.7.2. Análisis térmico diferencial (ATD) 295
2.7.3. Difracción de rayos X 296
2.7.4. Espectrofotometría infrarroja 297
2.7.5. Superficie específica 298
(a) Superficie total 299
(b) Superficie externa 299
2.7.6. Microscopía electrónica 300
2.7.7. Bibliografía 302

CAPITULO 3. INTERACCIONES SUPERFICIE-SOLUCION EN SUELOS VOLCANICOS Y SUS COMPONENTES
Por: Gerardo Galindo G. y Mauricio Escudey C.

3.1. INTRODUCCION 305
3.2. DESCRIPCION DE LAS INTERACCIONES ENTRE IONES Y SUPERFICIE DE CARGA VARIABLE 305
3.2.1. Características de las superficies de carga variable 305
3.2.1.1. Alofán 305
3.2.1.2. Constituyentes de tipo alofán 306
3.2.1.3. Imogolita 306
3.2.1.4. Haloisita 306
3.2.1.5. Oxidos e hidróxidos de hierro y aluminio 307
3.2.1.6. Materia orgánica 307
3.2.1.7. Compuestos sintéticos 308
3.2.2. Desarrollo de la carga y del potencial superficial 308
3.2.3. Clasificación de los iones en solución 312
3.2.3.1. Iones indiferentes 312
3.2.3.2. Iones adsorbidos específicamente 312
3.2.3.3. Iones determinantes del potencial 312
3.2.4. Clasificación de las superficies 312
3.3. PUNTO ISOELECTRICO (PIE) Y PUNTO DE CARGA CERO (PCC) 313
3.3.1. Definiciones 315
3.3.2. Cálculos teóricos 315
3.3.2.1. Factores que afectan el PIE y el PCC 315
3.3.2.2. Desarrollo del modelo de Parks 316
3.3.3. Determinación experimental del punto de carga cero 317
3.3.3.1. Titulación potenciométrica 317
3.3.3.2. Adsorción no específica de iones 320
3.3.3.3. Migración electroforética 321
3.3.3.4. Medición de cargas permanentes y variables en sistemas mixtos 323
3.3.3.5. Significado de los valores técnicos y experimentales del punto de carga cero 324
3.4. EFECTOS DE LAS INTERACCIONES ENTRE IONES, COLOIDES INORGANICOS Y COLOIDES ORGANICOS 325

3.4.1. Variación del pH 325
3.4.2. Adsorción específica de iones 327
3.4.3. Recubrimientos de óxidos de hierro 328
3.5. BIBLIOGRAFIA 329

CAPITULO 4. QUIMICA DE LOS SUELOS VOLCANICOS

Por: M. A. Sadzawka R. y M. A. Carrasco R.

4.1. EL pH DEL SUELO 337
4.1.1. Introducción 337
4.1.2. Valores de pH de los suelos volcánicos chilenos 339
4.1.3. Conclusiones 346
4.1.4. Bibliografía 347
4.2. INTERCAMBIO IONICO 349
4.2.1. Introducción 349
4.2.2. Origen de las cargas eléctricas 349
4.2.2.1. Carga permanente 349
4.2.2.2. Carga dependiente del pH 350
4.2.2.2.1. Ionización de grupos silanol (≡SiOH) y aluminol (> AlOH) 350
4.2.2.2.2. Desprotonación o protonación de las superficies de los óxidos e hidróxidos de Fe y Al 351
4.2.2.2.3. La presencia de alofán e imogolita 351
4.2.2.2.4. Desprotonación de grupos orgánicos 351
4.2.2.2.5. Efecto de la concentración de electrolito 351
4.2.3. Intercambio catiónico 352
4.2.3.1. Cationes de intercambio 352
4.2.3.2. Capacidad de intercambio catiónico 352
4.2.3.3. Factores experimentales y métodos de determinación 353
4.2.3.4. Porcentaje de saturación básica 355
4.2.4. Intercambio aniónico 356
4.2.5. Algunos resultados experimentales en suelos volcánicos chilenos 356
4.2.5.1. Suelos Pumicíticos 356
4.2.5.2. Suelos Arenosos volcánicos 357
4.2.5.3. Suelos Trumaos 363
4.2.5.3.1. Suelos ubicados al norte del paralelo 38° lat. sur 363
4.2.5.3.2. Suelos Trumaos al sur del paralelo 38° lat. sur 367
4.2.5.4. Suelos Ñadis 368
4.2.5.5. Suelos Rojo Arcillosos 368
4.2.5.6. Suelos Pardo Arcillosos 369
4.2.6. Conclusiones 369
4.2.7. Bibliografía 370
4.3. FOSFORO 373
4.3.1. Introducción 373
4.3.2. Formas del fósforo en los suelos 373
4.3.2.1. Fósforo inorgánico 373
4.3.2.2. Fósforo orgánico 374

4.3.3. Solubilidad de los fosfatos en los suelos 375
4.3.4. Fósforo en solución 375
4.3.5. Adsorción de fosfato 377
4.3.5.1. Procedimientos para estudiar la adsorción 378
4.3.5.1.1. Indices de adsorción 378
4.3.5.1.2. Curvas de adsorción 378
4.3.5.1.2.1. Ecuación de Langmuir 378
4.3.5.1.2.2. Ecuación de Tempkin 380
4.3.5.1.2.3. Ecuación de Freundlich 380
4.3.5.1.2.4. Ecuaciones mecanísticas 381
4.3.5.2. Mecanismos de adsorción 382
4.3.5.2.1. Adsorción por óxidos metálicos hidratados 383
4.3.5.2.2. Adsorción por alúmino-silicatos 385
4.3.5.2.2.1. Adsorción por alúmino-silicatos paracristalinos y amorfos a los rayos X 385
4.3.5.2.2.2. Adsorción por alúmino-silicatos cristalinos 386
4.3.5.2.3. Adsorción por suelos alofánicos 386
4.3.5.3. Adsorción de fosfato por los suelos volcánicos chilenos 388
4.3.5.3.1. Indices de adsorción 388
4.3.5.3.2. Factores experimentales que afectan la adsorción 389
4.3.5.3.3. Curvas de adsorción 390
4.3.5.3.4. Sitios activos para la adsorción 391
4.3.5.3.5. Iones competitivos 394
4.3.6. Desorción de fosfato 394
4.3.7. Conclusiones 396
4.3.8. Bibliografía 397

4.4. OXIDOS DE HIERRO 407
4.4.1. Introducción 407
4.4.2. Contenidos de óxidos de hierro extraíbles con DCB en algunos grupos de suelos chilenos derivados de material piroclástico 408
4.4.2.1. Suelos Pumicíticos 409
4.4.2.2. Suelos Trumaos 409
4.4.2.2.1. Suelos Trumaos ubicados al norte del paralelo 38° lat. sur 409
4.4.2.2.2. Suelos Trumaos ubicados al sur del paralelo 38° lat. sur 411
4.4.2.3. Suelos Ñadis 413
4.4.2.4. Suelos Rojo Arcillosos 414
4.4.2.5. Suelos Pardo Arcillosos 415
4.4.3. Discusión general 415
4.4.4. Conclusiones 417
4.4.5. Bibliografía 417

4.5. SILICE 419
4.5.1. Introducción 419
4.5.2. Formas sólidas de sílice 419
4.5.3. Solubilidad de las formas de sílice 420
4.5.4. Sílice soluble 421
4.5.5. Adsorción de sílice 426
4.5.6. Conclusiones 430
4.5.7. Bibliografía 431

CAPITULO 5. MATERIA ORGANICA Y PROCESOS BIOLOGICOS EN SUELOS ALOFANICOS

Por: Hugo Zunino V. y Fernando Borie B.

5.1. INTRODUCCION 435

5.2. NATURALEZA Y FORMACION DE LA MATERIA ORGANICA DE SUELOS 436

5.3. ECOLOGIA DE LA HUMIFICACION DE RESIDUOS VEGETALES EN SUELOS 441

5.4. FERTILIDAD Y MATERIA ORGANICA EN SUELOS CHILENOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS 443

5.5. INTERRELACIONES ALOFAN-MATERIA ORGANICA EN SUELOS VOLCANICOS 446

5.6. DESCOMPOSICION Y ESTABILIZACION DE MATERIALES ORGANICOS EN SUELOS ALOFANICOS 449

5.7. FOSFORO EN SUELOS ALOFANICOS Y SU RELACION CON LA MATERIA ORGANICA 452

5.8. EFECTO DEL HUMUS SOBRE LA DISPONIBILIDAD DE MICRONUTRIENTES EN SUELOS 456

5.9. BIO-DISPONIBILIDAD DE MICROELEMENTOS EN SUELOS ALOFANICOS CHILENOS 460

5.10. DETERMINACION DE CARBONO ORGANICO EN SUELOS VOLCANICOS 461

5.11. MICORRIZAS 463

5.11.1. Efecto de las micorrizas sobre la nutrición mineral de las plantas 467

5.11.2. Perspectivas agronómicas de las micorrizas VA 468

5.11.3. Micorrizas en suelos volcánicos 469

5.11.4. Presente y perspectivas futuras de la investigación, a nivel nacional, sobre micorrizas en suelos volcánicos 476

5.12. BIBLIOGRAFIA 480

CAPITULO 6. GEOLOGIA, VOLCANISMO Y SEDIMENTOS PIROCLASTICOS CUATERNARIOS DE LA REGION CENTRAL Y SUR DE CHILE

Por: Hugo Moreno R. y J. Varela B.

6.1. INTRODUCCION 493

6.2. LA ACTIVIDAD VOLCANICA Y SUS PRODUCTOS 494

6.3. CARACTERISTICAS GENERALES DEL VOLCANISMO CUATERNARIO EN LOS ANDES CHILENOS 499

6.4. DISTRIBUCION Y CARACTERISTICAS DE LOS DEPOSITOS PIROCLASTICOS EN LAS ZONAS CENTRAL Y SUR DE CHILE 508

6.4.1. Abanico lahárico pumicítico de la hoya de Rapel (Pleistoceno medio) 511

6.4.2. Colada lahárica de Isla de Briones (Pleistoceno medio-superior) 512
6.4.3. Los lahares de Teno (Pleistoceno superior-Holoceno) 512
6.4.4. Abanico piroclástico del río Claro-Talca (Pleistoceno) 513
6.4.5. Abanico piroclástico de Vilches (Pleistoceno inferior) 513
6.4.6. Abanico piroclástico del curso medio del río Perquilauquén (Pleistoceno) 513
6.4.7. Abanico piroclástico de San Ignacio (Pleistoceno) 514
6.4.8. Abanico piroclástico de Pemuco (Pleistoceno superior) 514
6.4.9. Abanico lahárico del Salto del Laja (Pleistoceno superior) 514
6.4.10. Colada lahárica del valle del río Duqueco (Pleistoceno superior-Holoceno) 515
6.4.11. Abanico volcanoclástico de Malleco (Plioceno?-Pleistoceno) 515
6.4.12. Abanico volcanoclástico de Muco (Plioceno?-Pleistoceno) 518
6.4.13. Abanico volcanoclástico de Puello (Plioceno?-Pleistoceno) 518
6.4.14. Lavas y piroclásticos del volcán Llaima (Pleistoceno-Holoceno) 519
6.4.15. Abanico mixto del río Quepe (Pleistoceno-Holoceno) 519
6.4.16. Abanico proglacial de Carilafquén (Pleistoceno superior) 519
6.4.17. Abanico volcanoclástico del río Longlong (Plioceno?-Pleistoceno) 519
6.4.18. Abanico proglacial de Coipúe (Pleistoceno superior) 519
6.4.19. Lavas y piroclásticos del volcán Villarrica (Pleistoceno superior-Holoceno) 520
6.4.20. Abanico lahárico de San Pablo (Pleistoceno superior) 520
6.4.21. Lavas y piroclásticos de Pichihuinco (Holoceno) 521
6.4.22. Lavas y piroclásticos del volcán Osorno (Pleistoceno-Holoceno) 521
6.4.23. Lavas y piroclásticos del volcán Calbuco (Pleistoceno-Holoceno) 521
6.4.24. Llanura glacial de Cardonal (Pleistoceno superior) 522
6.5. BIBLIOGRAFIA 522

CAPITULO 7. EROSION HIDRICA EN TRUMAOS DE LOMAJES

Por: Luis Peña Mac-Caskill

7.1. INTRODUCCION 529
7.2. CARACTERISTICAS DEL PROCESO EROSIVO EN TRUMAOS 529
7.3. MANEJO ACTUAL DE LOS TRUMAOS BAJO CULTIVO 530
7.4. INVESTIGACION DE EROSION HIDRICA EN TRUMAOS 531
7.4.1. Coberturas mínimas de residuos y altos niveles de fertilización y dosis de semillas 532
7.4.2. Control de erosión mediante manejo de residuos de cosechas 535
7.5. DETERMINACION DE LOS FACTORES R, K Y C DE UNA ECUACION DE PREDICCION DE EROSION, VALIDOS PARA LA PRECORDILLERA DE ÑUBLE (ESTUDIO PRELIMINAR) 536
7.5.1. Factor R de la ecuación 537
7.5.2. Factor K de la ecuación 538
7.5.3. Factor C de la ecuación 540
7.5.4. Aplicación de la ecuación de predicción de pérdida de suelo 543
7.5.4.1. Factor longitud y porcentaje de pendiente (LS) 543
7.5.4.2. Factor de prácticas complementarias (P) 544
7.6. BIBLIOGRAFIA 547

CAPITULO 8. SISTEMATICA Y DESCRIPCION DE LAS FAMILIAS, ASOCIACIONES Y SERIES DE SUELOS DERIVADOS DE MATERIALES PIROCLASTICOS DE LA ZONA CENTRAL-SUR DE CHILE

Por: Arnoldo Mella L. y Alberto Kühne G.

8.1. METODOLOGIA 549

8.2. SUELOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS MODERNAS 550
8.2.1. Familia Limanque 550
8.2.2. " Temuco 550
8.2.3. " Río Bueno 551
8.2.4. " Arrayán 552
8.2.5. " Pelchuquín 552
8.2.6. " Chan-Chán 553
8.2.7. " Agua Fría 554
8.2.8. " Pemehue 554
8.2.9. " Puerto Octay 555
8.2.10. " Osorno 555
8.2.11. " Malihue 556
8.2.12. " Curacautín 557
8.2.13. " Los Prados 557
8.2.14. " Lastarria 558
8.2.15. Asociación Santa Bárbara 558
8.2.16. " Ralún 559
8.2.17. Familia Freire 560
8.2.18. " Lanco 561
8.2.19. " Itropulli 561
8.2.20. " Frutillar 562
8.2.21. " Alerce 562

8.3. SUELOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS INTERMEDIAS 563
8.3.1. Familia Alhué 563
8.3.2. " Perquenco 563

8.4. SUELOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS ANTIGUAS 564
8.4.1. Familia Collipulli 564
8.4.2. " Mirador 564
8.4.3. " Metrenco 565
8.4.4. " Fresia 565

8.5. SUELOS DERIVADOS DE ARENAS VOLCANICAS 566
8.5.1. Familia Arenales 566
8.5.2. " Tijeral 566
8.5.3. " Los Nevados 567
8.5.4. " Caburga 567
8.5.5. " Llaima 568

8.6. DESCRIPCION DE LAS SERIES 571
8.6.1. Serie Limanque 571
8.6.2. " Pueblo Seco 573
8.6.3. " Maulecura 575
8.6.4. " Temuco 577

8.6.5. Serie Vilcún 578
8.6.6. " Barros Arana 579
8.6.7. " Victoria 581
8.6.8. " Río Bueno 582
8.6.9. " San José 583
8.6.10. " Arrayán 585
8.6.11. " Diguillín 587
8.6.12. " Bramadero 589
8.6.13. " Pelchuquín 591
8.6.14. " Valdivia 592
8.6.15. " Llastuco 593
8.6.16 " Chan-Chán 595
8.6.17. " Piedras Negras 597
8.6.18. " Agua Fría 599
8.6.19. " Quintrilpe 601
8.6.20. " Pemehue 603
8.6.21. " Gorbea 605
8.6.22. " Puerto Octay 607
8.6.23. " Puerto Fonck 611
8.6.24. " Los Lagos 613
8.6.25. " Osorno 615
8.6.26. " Corte Alto 617
8.6.27. " Nueva Braunau 621
8.6.28. " Malihue 623
8.6.29. " Lumaya 625
8.6.30. " Curacautín 627
8.6.31. " San Patricio 629
8.6.32. " Los Prados 631
8.6.33. " Cunco 633
8.6.34. " Santa Bárbara 635
8.6.35. " San Fabián 637
8.6.36. " Bellavista 639
8.6.37. " Ralún 641
8.6.38. " Chanleufú 645
8.6.39. " Liquiñe 649
8.6.40. " Lastarria 651
8.6.41. " Correltúe 653
8.6.42. " Freire 655
8.6.43. " Pitrufquén 657
8.6.44. " Lanco 659
8.6.45. " Loncoche 661
8.6.46. " Itropulli 663
8.6.47. " Paillaco 665
8.6.48. " Frutillar 667
8.6.49. " Huiño-Huiño 669
8.6.50. " Huiti 671
8.6.51. " Alerce 673
8.6.52. " Maullín 675

8.6.53. Serie Alhué 677
8.6.54. " Perquenco 681
8.6.55. " Collipulli 683
8.6.56. " Panimávida 685
8.6.57. " Mirador 687
8.6.58. " Metrenco 689
8.6.59. " Araucano 691
8.6.60. " Fresia 693
8.6.61. " Cudico 697
8.6.62. " Crucero 699
8.6.63. " Arenales 701
8.6.64. " Coreo 702
8.6.65. " Santa Teresa 703
8.6.66. " Tijeral 705
8.6.67. " Los Nevados 706
8.6.68. " Coyán 707
8.6.69. " Rinconada 708
8.6.70. " Caburga 709
8.6.71. " La Compañía 710
8.6.72. " Llaima 711
8.6.73. " Huerere 712
8.7. SUPERFICIE OCUPADA POR LOS SUELOS 713
8.8. BIBLIOGRAFIA 715

ANEXO: CARACTERIZACION DE SUELOS: Claves de métodos de laboratorio 717

Capítulo 1:

Los suelos.

POR: EDUARDO BESOAIN M.

1.1. INTRODUCCION

Los suelos derivados de cenizas volcánicas tienen relevante importancia en el desarrollo de numerosos países de Asia, Africa, América y, en menor escala de Oceanía y Europa. Son suelos que están distribuidos en las regiones eruptivas recientes, preferentemente alrededor del círculo de actividad volcánica circumpacífico y bajo condiciones ambientales muy diversas: se han descrito en Japón, Corea, Filipinas, Indonesia, Malasia, Región Pacífica de América, diversos países en Africa, en Europa, en la Unión Soviética así como en numerosas islas oceánicas. Para América, los suelos de cenizas volcánicas han tenido una importancia destacada en el desarrollo agrícola, que ha sido una de las bases del crecimiento económico del continente así como un factor de estabilidad social (Samper, 1966).

Los suelos de cenizas volcánicas —Andosoles— poseen una serie de propiedades muy particulares —baja densidad aparente, carga variable, elevada retención de agua a 15 bars, elevado contenido orgánico, alta fijación de fosfato, etc.— que los diferencia de los suelos provenientes de otros materiales parentales. Ello también ha determinado que los suelos de cenizas volcánicas hayan sido clasificados en categorías separadas en los sistemas vigentes en Estados Unidos, Japón, FAO/UNESCO, Nueva Zelandia y Francia. Esas propiedades se originan debido a la presencia dominante en la arcilla de un conjunto de minerales no-cristalinos y para-cristalinos que condicionan, en última instancia, su comportamiento y utilización agrícola. Esta suma de particularidades de los suelos volcánicos unida a su importancia en la producción de alimentos y recursos forestales, es lo que incentiva poderosamente su estudio.

En base a la evaluación efectuada por FAO/UNESCO para el Mapa Mundial de Suelos (1975), considerando sólo los Andosoles y excluyendo aquellos del sur-este de Asia y Europa, éstos cubren alrededor de 124 millones de hectáreas, lo cual representa el 0,84%, aproximadamente de la superficie terrestre (Leamy; Smith *et al,* 1980).

Para Chile, la importancia de los suelos derivados de materiales volcánicos radica en que representan entre el 50-60% del total de las 5.400.000 hectáreas de suelos arables que el país dispone, (Peralta, 1978). Es en estos suelos donde se desarrolla gran parte de la producción cerealera y ganadera; además, una parte considerable de los bosques se establecen sobre suelos volcánicos. Mella y Kühne (1983) han calculado que entre la Región Metropolitana y la X Región, ambas inclusive, los suelos volcánicos cubren 5.288.000 has, lo cual magnifica la importancia que estos suelos tienen en Chile.

El conocimiento científico de los suelos de cenizas volcánicas es relativamente reciente y uno de los primeros trabajos conocidos es el de Seki, "Zwei vulkanogene Lehms aus Japan" publicado en 1913. Posteriormente, en 1931, Grange y en 1933 Taylor, estudiaron suelos derivados de cenizas volcánicas en Nueva Zelandia. El comportamiento anómalo de esos suelos hizo presumir a Taylor la existencia de alofán. Harada, en 1933 describió suelos de cenizas volcánicas en la provincia de Tottori y Shiori, en 1935, analizó el alofán desde un punto de vista químico, en depósitos de pómez de Kitakami, en Japón.

La etapa moderna en el estudio de los suelos de cenizas volcánicas se inició, probablemente, con el trabajo de Birrel y Fieldes, en 1952, sobre varios suelos derivados de cenizas riolíticas y andesíticas, incluyendo la identificación de la arcilla. Establecieron que el alofán era el mineral responsable, específicamente, de las propiedades físicas de los suelos, incluyendo las dificultades de dispersión. Algo antes, en Japón, Sudo en 1949 había iniciado trabajos que explicaban la formación del opal y la presencia de cristobalita y zeolita en tobas pumicíticas de Yokote-machi (Akita) y sobre la alteración de los vidrios volcánicos y la formación de alofán y haloisita (1953). Más tarde, Aomine y Yoshinaga (1954) publican el trabajo sobre los minerales de arcilla de los suelos de cenizas volcánicas bien drenados de Japón, usando en la identificación difracción de rayos X (DRX), análisis térmico diferencial (ATD), microscopía electrónica (ME) y análisis químico (AQ). Sorprendentemente, las microfotografías revelaban la presencia, junto a los esférulos de alofán, de otras partículas alargadas fibrosas, respecto a las cuales los autores señalaban: "no está claro si las partículas semejantes a cabellos son alofán, pero son peculiares a los suelos de cenizas volcánicas". Se trataba de la imogolita, que sería descubierta por los mismos autores 8 años más tarde en los depósitos de Kitakami.

Sin duda, el mayor conocimiento sobre los suelos de cenizas volcánicas y sus minerales proviene de Nueva Zelanda, Japón y Hawaii, donde se crearon verdaderas Escuelas encabezadas por Fieldes y Birrel en el Soil Bureau de Wellington, por Aomine, Yoshinaga, Wada y Sudo, en las Universidades de Kyushu y Tokio de Japón respectivamente, y por Sherman y Uehara en la Estación Experimental de Agricultura de Hawaii. Otros países como Francia, Australia, España, Estados Unidos, han contribuido con trabajos importantes al conocimiento de estos suelos.

En América, casi todos los países andinos iniciaron los estudios de los suelos de cenizas volcánicas en la década de 1960, destacando aquellos efectuados en Colombia (Luna, 1969, 1972; Cortez, 1972; Mejía, Konhke y White, 1969; Guerrero *et al,* 1972), Costa Rica (Sainz Maroto, 1966; Dondoli y Torres, 1954; López, 1963), El Salvador (Rico, 1964), México (Aguilera, 1969, 1972), Argentina (Etcheverre, 1972), Perú (Zavaleta, 1969; Zamora, 1969), Panamá (Martini, 1969a, 1969b).

El interés por los suelos de cenizas volcánicas ha quedado de manifiesto en cinco reuniones internacionales dedicadas a ellos:

- Transactions, Joint Meeting Commission IV & V of the International Society of Soil Science, Palmerston, New Zealand, 1962.
- Meeting on the Classification and Correlation of Soils from Volcanic Ash, Tokyo, 1964. Soil Map of the World FAO/UNESCO Project.
- I Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina, Turrialba, Costa Rica. IICA/FAO, 1969.
- II Panel sobre suelos volcánicos de América, Pasto, Colombia, Universidad de Nariño, IICA/FAO, 1972.
- Meeting of Soils with variable charge, Palmerston, New Zealand, 1981. Auspiciada por la Sociedad Neozelandesa y la Sociedad Internacional de la Ciencia de Suelos.

Se han editado algunas monografías o revisiones sobre estos suelos o sus minerales incluyendo aquellas de Wada y Harward (Amorphous clay constituents of soil. Adv. Agr. 1974), Wada (Allophane and Imogolite, 1977); Fieldes y Claridge (Allophane, 1975); Ugollini y Zasoski (Soils derived from tephra, 1979); Fernández Caldas y Tejedor Salguero (Andosoles de las Islas Canarias, 1975).

Chile no ha quedado a la zaga del estudio sobre los suelos volcánicos, como lo confirman dos fechas importantes. En 1964, auspiciada por la Sociedad Agronómica e INIA, se efectuó en Valdivia la 1ª Mesa Redonda sobre Suelos Volcánicos, en la que se presentaron 17 trabajos sobre tópicos de génesis, morfología, clasificación, física, química, mineralogía y fertilidad de suelos. En 1982, bajo el patrocinio de la Facultad de Ciencias Agrarias, Veterinarias y Forestales de la Universidad de Chile e INIA, se efectuó la 1ª Reunión de Especialistas en Suelos Volcánicos, en la cual se resumieron cerca de 200 trabajos sobre la actividad desplegada en el campo de la Geología y Volcanismo, Mineralogía, Materia Orgánica, Economía del Nitrógeno, Manejo, Físico-química, Problemas del Fósforo y Fertilidad de suelos volcánicos. El progreso es evidente.

Si bien con anterioridad el Ministerio de Agricultura había hecho estudios de reconocimiento de suelos de cenizas volcánicas, un fuerte impulso se inició en 1954 luego de las conferencias que el edafólogo y naturalista neozelandés Ch. S. Wright diera sobre los suelos de Chile. Junto a Carlos Díaz y Manuel Rodríguez, maestros de la edafología chilena, entregó una nueva visión de los suelos volcánicos de acuerdo a su experiencia en Nueva Zelanda y otras islas del Pacífico. Estableció analogías genéticas y morfológicas con los suelos de Chile y concibió como muy probable la existencia de alofán en las arcillas como base para explicar sus propiedades. Las ideas de Wright estimularon no sólo el interés por los suelos volcánicos sino provocaron una profunda variación de enfoque de los edafólogos chilenos. Puede asegurarse que la etapa moderna de los estudios de Suelos Volcánicos en Chile comenzó con la llegada de Wright.

Se iniciaron una serie de trabajos en el orden genético. Por ejemplo, León y Polle, en 1958, establecían la estrecha analogía en composición y propiedades de los Andosoles chilenos con los Yellow Brown Loams de Nueva Zelanda. Simultáneamente Besoain en España, mediante ATD, AQ y ME pudo demostrar la existencia predominante del alofán en los Trumaos y de haloisita-7A en los suelos Rojos Arcillosos. Este autor y colaboradores, estudió posteriormente la composición de las arenas y arcillas, la relación entre los minerales y los factores de formación, las relaciones existentes entre los suelos, los minerales y las glaciaciones del Cuaternario, así como los procesos de formación y transformación de los minerales y las propiedades de los suelos (Besoain: 1958, 1963, 1964, 1969, 1974, 1977, 1981).

Diversas instituciones han hecho contribuciones importantes al conocimiento de los suelos volcánicos de Chile, destacando entre ellas:

- El Proyecto Aereofotogramétrico, entre 1960-1963, bajo auspicio de la OEA, si bien llevado a cabo con propósito tributario, efectuó con la cooperación del Ministerio de Agricultura, el reconocimiento generalizado de la zona central y sur de Chile, una parte importante del cual fueron los suelos volcánicos.
- El Instituto de Investigación de Recursos Naturales, IREN, de la CORFO, continuador del Proyecto Aereofotogramétrico, ha llevado a cabo una serie de trabajos sobre suelos volcánicos, particularmente en la IX y X Región.
- El Departamento de Suelos de la Escuela de Agronomía de la Universidad de Concepción, el cual desarrolló, a partir de 1960 diversos trabajos de investigación sobre los suelos volcánicos bajo la dirección de Schenkel y colaboradores. El esfuerzo de este grupo originó un verdadero centro de estudios sobre suelos volcánicos, destacando las investigaciones de Espinoza (1965, 1967, 1969, 1975) así como numerosas tesis de grado sobre estos suelos y sus propiedades.
- La Facultad de Ciencias Básicas y Farmacéuticas de la Universidad de Chile, bajo la dirección del profesor Schalscha, inició en la década del 60 numerosas investigaciones sobre propiedades

de los suelos volcánicos, especialmente en el orden químico y físico-químico, destacando los trabajos efectuados por Zunino, Galindo, Appelt, Escudey, etc. Parte de estos trabajos han proseguido en la Universidad de Santiago.

- Las Facultades de Agronomía e Ingeniería Forestal de las Universidades de Chile y Austral de Valdivia, han hecho varios aportes al estudio de estos suelos. De gran interés han sido los trabajos de Peralta (1979, 1981) sobre Reconocimiento y Clasificación de suelos volcánicos en relación al desarrollo de los bosques o la aptitud forestal y la composición de la materia orgánica, así como los trabajos sobre alteración acelerada *in vitro* de las cenizas frescas (Luzio y Vera, 1980, 1967) o a la génesis y mineralogía y el efecto de algunos extractantes en la movilización de ciertos elementos del suelo (Grez, 1977, 1981).
- El Departamento de Agricultura de la CORFO, Sección de Suelos y Aguas, bajo la Dirección de S. Alcayaga, efectuó diversos estudios sobre suelos volcánicos, destacando aquel sobre la Isla de Pascua, los suelos de Ñadis de la Provincia de Osorno, los suelos de la isla de Chiloé, etc.

Gracias a la visión de don Manuel Elgueta G., y al esfuerzo y entusiasmo de Carlos Díaz V. y Manuel Rodríguez Z., el Ministerio de Agricultura organizó un Departamento (DECAT, DECARAF, Departamento de Agrología, DIPROREN) que centralizó, a nivel nacional y mantuvo, durante casi 40 años, los trabajos de Reconocimiento y Clasificación de los Suelos de Chile, y, a través de su laboratorio, la caracterización y el estudio de las propiedades de los suelos. Fue ese Ministerio quien actuó en calidad de Organismo Oficial en la nominación de las series, su nomenclatura, confección de mapas, etc. Una parte considerable de lo que en Chile se conoce en suelos emanó de las actividades auspiciadas por ese Ministerio, y aún este mismo libro sobre los suelos de cenizas volcánicas descansa, en gran parte, sobre la base de trabajos que ese Organismo desarrolló originalmente.

Conjuntamente con FAO/UNDP, el Ministerio de Agricultura participó a través de INIA y DIPROREN en el Proyecto de Estudios y Reconocimiento de Suelos Chilenos, entre 1964-1970, durante el cual se efectuaron trabajos importantes en los suelos volcánicos, destacando aquel de Aomine (1971) sobre las propiedades químicas de los Trumaos, el de Scheffer y colaboradores (1970) sobre la microbiología de esos suelos y el de Culot y colaboradores (1973) sobre la productividad y manejo de los suelos chilenos.

Desde 1939 y bajo el liderazgo de Elías Letelier, el Ministerio de Agricultura a través del Departamento de Genética y Fitotecnia y desde 1964 a través del Instituto de Investigaciones Agropecuarias, ha llevado a cabo gran parte de los estudios sobre manejo de suelos, particularmente en fertilidad, producción y nutrición, con énfasis en suelos volcánicos. En la actualidad INIA está desarrollando un extenso programa de investigación sobre los suelos volcánicos de Chile, en el que se investigan las causas de algunos comportamientos, especialmente, la fijación de fosfato en suelos Trumaos, conjuntamente con el estudio de propiedades físicas, químicas, mineralógicas y nutricionales de esos suelos. Es el único programa nacional que al respecto se está desarrollando en Chile.

1.2. CONCEPTO DE SUELOS VOLCANICOS

Los suelos derivados de cenizas volcánicas ofrecen una serie de particularidades que los diferencia profundamente de los suelos provenientes de otros materiales: tienen una distribución geográfica específica, poseen un origen común y exhiben propiedades características. Sin embargo, al hablar de estos suelos conviene precisar lo que se entiende por suelos y cenizas volcánicas.

Se sabe que las cenizas volcánicas pueden dar origen a suelos muy diversos, como podsoles, oxisoles, latosoles, regosoles, etc., según las condiciones e intensidad con que actúen los factores de formación: clima, vegetación, topografía, organismos y tiempo. Pero existe un grupo de suelos que tiene una derivación genética común y que se identifica con las cenizas volcánicas como material parental a través de propiedades características y diagnósticas: los Andosoles (FAO, 1968, 1975) o en un concepto más amplio, los Andepts (USDA, 1975). Los Andosoles, sin duda, representan la unidad modal más características de los suelos derivados de cenizas volcánicas.

Las cenizas volcánicas se definen como un material piroclástico, de naturaleza pulverulenta, y cuyo tamaño varía desde el polvo inpalpable hasta el límite de las arenas (< 2 mm). Las cenizas están constituidas predominantemente por vidrios*, y la formación de los Andosoles está subordinada a la existencia del vidrio volcánico, y a una elevada superficie de contacto, además de una condición de drenaje libre, un nivel mínimo de precipitación anual, que en Chile se sitúa alrededor de 800 mm, y un período de tiempo que usualmente no excede los 25.000 años. Como veremos posteriormente, esta cifra última es muy general. Sin embargo, los Andosoles pueden originarse de otros materiales piroclásticos que no son cenizas, como pómez, escorias básicas muy vesiculares, algunas tobas y aglomerados volcánicos (Birrel, 1964) e incluso basalto (Sieffermann y Millot, 1968; Moineraux, 1965). Estas últimas son más bien excepciones. Es por ello que es preferible, a veces, referirse a suelos derivados de materiales piroclásticos en lugar de cenizas volcánicas, aunque ello también impone limitaciones. Todos los suelos derivan, en última instancia, de un material sedimentario o depósito de piroclásticos, esto es, de una piroclastita, o si se restringe a cenizas, a una tefra** según la nomenclatura de Thorarinsson (1944). Los términos depósito piroclástico, ceniza volcánica o tefra lo emplearemos indistintamente para señalar el material original de los suelos volcánicos.

Si bien en este Capítulo nos referimos principalmente a los Andosoles o Andepts que, como veremos seguidamente no son sinónimos, y que en Chile están representados por los Trumaos, Ñadis y suelos Pardo Arcillosos, todos ellos derivados de cenizas holocénicas o del Würn superior, no excluiremos otros suelos derivados de piroclastitas pleistocénicas, como los suelos Rojos Arcillosos, los suelos de pómez riolítica de la Cuenca de Santiago y la VI Región, así como los suelos provenientes de arenas volcánicas recientes, eólicas o aluviales, debido a la importancia que para Chile tienen así como por ciertas coincidencias genéticas con los Andosoles.

1.3. NOMENCLATURA Y CLASIFICACION

Los suelos derivados de cenizas volcánicas modernas se conocen con diversos nombres en el mundo: Trumaos (Chile y Argentina), Kuroboku, Kurotsuchi, Andosol, Humic Allophane Soils, Forest Soils, Brown Forest Soils (Japón), Yellow Brown Loams o Alfisols (Nueva Zelanda), Talpetate (Nicaragua), Polvillos o Andosuelos (España), Black Dust Soils, High Mountain Soils o Andosols (Indonesia), Andepts (Estados Unidos). Sin embargo, el nombre de Ando, con la derivación de Andosol o Andept, ha prevalecido con connotación general.

* *Existen cenizas en las que predominan fragmentos de roca, accesorios o accidentales, que constituyen las cenizas o tobas líticas.*

***Un depósito de tefra constituye una tefrita. Sin embargo, esa denominación podría confundirse con la roca ígnea tefrita, un basalto de olivino, con feldespatoides y plagioclasa, equivalente efusivo de las theralitas. Tefra proviene del griego tephra = ceniza.*

El nombre de Ando Soils se originó durante el reconocimiento de los suelos de Japón efectuado por edafólogos americanos entre 1945-1949 (Simonson, 1979). Este nombre era específico para designar suelos derivados de cenizas volcánicas, que tenían un horizonte A_1 grueso y obscuro (15-30% M.O.), con reacción moderada a fuertemente ácida, bajo nivel de bases de cambio (2-9 meq/100 g) elevado contenido de alumino de cambio (3-8 meq/100 g) y una relación sílice: sesquióxidos en la fracción coloidal del horizonte A variable entre 1,3 - 2,0 en los suelos de Honshu y de 0,4 - 1,3 en los suelos de Kyushu. La primera publicación que introdujo el nombre de Andosoil fue hecha por Austin, en 1948.

El nombre Ando proviene del japonés Anshokudo, un término connotativo de uso común para un suelo obscuro (= an), coloreado (= shoku) y suelo (= do). El nombre de Ando Soil fue parcialmente retenido en el nuevo sistema de nomenclatura desarrollado en los Estados Unidos (Soil Survey Staff, 1975), así como en el sistema elaborado por FAO (1968), y en la Clasificación de Duchaufour (1978).

El sistema de Taxonomía americano (1975) definió el Suborden Andepts dentro del Orden de los Inceptisoles, para suelos que tienen una baja densidad aparente, un alto contenido de alofán o que tienen un elevado contenido de piroclásticos, y CIC elevada, desarrollados en regiones húmedas, que pueden exhibir alguna translocación de arcilla o aluminio o hierro en el horizonte B, pero sin iluviación suficiente como para adquirir horizontes diagnósticos tal como el horizontes espódico o argílico. Específicamente los Andepts son Inceptisoles que:

1. Tienen a una profundidad de 35 cm o a un contacto lítico o paralítico, si uno es más delgado que 35 cm, uno o ambos de:

   a) densidad aparente (a 1/3 bar de retención de agua) de la fracción tierra fina, inferior a 0,85 g/ml en el horizonte A, en el horizonte B (cámbico) o ambos.
   b) un complejo de cambio dominado por componentes amorfos; o
   c) 60% o más del suelo (en peso) son cenizas volcánicas vítreas, lápilis u otros materiales piroclásticos.

2. No tienen un régimen de humedad áquico u otras características de humedad que exhiben los Aquepts.

   Los Andepts comprenden los siguientes Grandes Grupos:

   Cryandepts: Andepts que tienen un régimen de temperatura cryico o pergélico.
   Durandepts: Otros Andepts que tienen un duripán, el cual posee su límite superior dentro de un metro de la superficie del suelo.
   Hydrandept: Otros Andepts que tienen arcillas que se deshidratan irreversiblemente en agregados del tamaño de la arena y grava.
   Placandepts: Otros Andepts que tienen un horizonte plácico dentro de 1 m de la superficie del suelo en la mitad o más de cada pedón.
   Vitrandepts: Otros Andepts que no son tixotrópicos y en el cual el promedio en peso de la retención de agua a 15 bar de la fracción tierra fina es < 20 por ciento para todos los horizontes que están a una profundidad de 25 cm y 1 m o entre 25 cm y un contacto lítico o paralítico si uno es más delgado que 1 m.

Eutrandepts: Otros Andepts que tienen una saturación básica de 50 por ciento o más en algún subhorizonte entre una profundidad de 25 a 75 cm.
Dystrandepts: Otros Andepts.

La mayoría de los Andepts se ha formado a partir de cenizas volcánicas, pero otros se han originado a partir de rocas piroclásticas, de rocas sedimentarias o rocas ígneas extrusivas básicas. La mayoría de los Andepts contiene probablemente, o han tenido algo de vidrio, debido a que el vidrio se altera rápidamente en climas húmedos. Por eso, algunos Andepts pleistocénicos o del Holoceno temprano, contienen sólo trazas de vidrio. En climas con una estación seca prolongada, los Andepts pueden tener elevada saturación de bases, un epipedón mólico y un duripán. Bajo climas húmedos, tienen un epipedón cámbico u ócrico (USDA, 1975).

En el sistema de clasificación de la FAO/UNESCO para el mapa mundial de suelos (FAO, 1968) se definió el grupo de los Andosoles (T) como:

Suelos desarrollados a partir de materiales vítreos, que tienen una densidad aparente inferior a 0,85 g/ml (medida a la capacidad de campo en la fracción tierra fina), al menos en algunos subhorizontes hasta 50 cm de la superficie, y un complejo de cambio dominado por componentes amorfos; no tienen horizontes diagnósticos (excepto si están enterrados a más de 50 cm de la superficie) salvo un horizonte de gley a más de 50 cm de la superficie, un horizonte A o un horizonte cámbico.

Los Andosoles se subdividen en:

a) Andosol mólico (Tm): Andosoles que tienen un horizonte A mólico (tienen color subido, con chroma inferior a 3,5 en húmedo y 5 en seco; un porcentaje de saturación de cationes de cambio superior al 50% y contenidos de materia orgánica de más de 1% a una profundidad superior a 18 cm).
b) Andosol húmico (Th): Andosoles que tienen un horizonte úmbrico (se distingue del horizonte A mólico en que el porcentaje de saturación de bases es inferior al 50%).
c) Andosol ócrico (To): Andosoles que tienen un horizonte A ócrico (se distinguen de los horizontes A mólico o úmbrico por un color menos subido, o un tenor de materia orgánica inferior al 1% sobre 18 cm o a una profundidad inferior a 18 cm).
d) Andosol vítrico (Tv): Andosoles que se diferencian de los anteriores por la ausencia de un horizonte A mólico o úmbrico, una textura más gruesa que la limosa (franco arenosa) hasta menos de 50 cm de profundidad y por la ausencia de una consistencia "grasosa".

En la clasificación de Duchaufour (1970-1978) se da una gran importancia a la materia orgánica en tanto su acción sea prolongada y la vegetación natural se haya establecido en un largo período de tiempo. Considera una clase especial (IV) para los Andosoles, distinguiendo: a) clase de los Andosoles de países fríos, y b) los Andosoles de países tropicales. En la primera considera el grupo de los Andosoles humíferos desaturados y en la segunda, Andosoles saturados y desaturados.

Con el uso y transcurso del tiempo, la clasificación de los Andepts, en el sistema Taxonómico Americano, ha revelado una serie de defectos taxonómicos y conceptuales que han determinado una intención de corrección muy elaborada y avanzada basada en la sugerencia de G. Smith (1978) "A preliminary proposal for reclassification of Andepts and some Andic subgroups".

Esta proposición ha constituido la base de discusión de ICOMAND*, el cual ha introducido el nombre de Andisol preservando, por razones de difusión, el concepto de Ando.

El concepto central de Andisol es aquel de "un suelo desarrollado a partir de cenizas volcánicas, pómez, arenas y otras eyectas volcánicas o de materiales piroclásticos, con un complejo de cambio que está dominado por compuestos de Al, Si y humus amorfos a los rayos X, o una matriz dominada por vidrios, y teniendo uno o más horizontes diagnósticos diferentes a un epipedón ócrico. La densidad aparente es siempre comparativamente baja en la mayoría de los horizontes, aunque los valores absolutos varían con el grado de alteración, la humedad del clima del suelo y, en algunos pocos, con el grado de cementación por sílice u otros cementos. Los horizontes diagnósticos más comunes son un epipedón úmbrico, o más raramente, uno mólico y un horizonte cámbico o un epipedon ócrico y un horizonte cámbico. En los climas más áridos, podría haber un duripán, mientras que en los más húmedos, no es raro encontrar un horizonte plácico".

Dentro del suborden Andisol se incluyen los siguientes Grandes Grupos:

1. Aquands: Andisoles que tienen drenaje artificial o un régimen de humedad áquico.
2. Borands: otros Andisoles que tienen un régimen de temperatura frígido o críico.
3. Xerands: otros Andisoles que tienen un régimen de humedad xérico.
4. Ustands: otros Andisoles que tienen un régimen de humedad ústico o un duripán o ambos.
5. Tropands: otros Andisoles que tienen un régimen de temperatura isomésico o isocálido o un régimen de temperatura hipertérmico.
6. Udands: otros Andisoles que tienen un régimen de humedad údico o perúdico.

Como esta nueva clasificación no está oficializada ni aceptada, no será tratada en éste ni otros Capítulos de este libro.

1.3.1. Distribución mundial de los suelos de cenizas volcánicas

Los Andosoles y suelos relacionados se localizan preferentemente en las regiones eruptivas recientes, bajo climas regularmente húmedos y en condiciones de drenaje adecuados. La existencia de Andosoles es dependiente además, ya sea de la edad del material de origen o de la intensidad de la meteorización; en tal sentido, la persistencia de los Andosoles está limitada en el tiempo.

Las regiones del mundo donde estos suelos se sitúan coinciden con la existencia de volcanes, lo cual a su vez, se asocia a zonas tectónicas del planeta. Es por ello que la distribución de los suelos volcánicos es geográficamente predecible. Las regiones volcánicas más importantes de la tierra son, de acuerdo a Chariguin, 1963; Holmes, 1962 y Rittmann, 1963, las siguientes:

1. La región volcánica y tectónica circumpacífica, que incluye las costas de Asia y América, así como el Oceano Pacífico y sus islas.
2. El territorio volcánico Mediterráneo.
3. El sector volcánico Atlántico a lo largo de la costa oeste.
4. El territorio volcánico de Africa Oriental y Oriente Medio.

---

* *ICOMAND: International Committee on the Classification of Andisols.*

La actividad volcánica reciente o histórica está representada por alrededor de 716 volcanes que han tenido erupciones en tiempos históricos (Rittmann, 1963).

En el Cuadro 1 se resumen algunos de los lugares donde se han descrito suelos derivados de cenizas volcánicas, agrupándolos según regiones climáticas e incluyendo, hasta donde ha sido posible, el tipo de suelo, la mineralogía de las arcillas, la edad, el clima, la vegetación y la clase de material parental. Este Cuadro se complementa con la Figura 1 que muestra la distribución esquemática planetaria de estos suelos. Puede verse que los Andosoles no están distribuidos en zonas amplias, como ocurre, por ejemplo, con los Vertisoles o Podzoles, sino siempre están ligados a centros de actividad volcánica; puede verse, además, que los Andosoles se desarrollan en una amplia variedad de climas, desde subpolares a tropicales, siempre que tengan humedad suficiente, con exclusión casi completa de climas áridos o semiáridos. La vegetación, de acuerdo al clima, puede ser selva tropical lluviosa, bosque de conífera, tundra, pradera, etc.

Gran parte de los Andosoles se distribuyen en torno al círculo volcánico Circumpacífico, dentro del cual se han descrito en las Aleucianas (32), Alaska, Kamchatka (33), las islas Kuriles (33), Japón (25); Korea (44); Filipinas (24), las islas Molucas y el archipiélago Malayo (21) que representa el centro volcánico más activo de la tierra; Nueva Guinea y Papúa (43), Nueva Zelanda (27), el sector sur de Australia, Hawaii (22), Isla de Pascua (40), islas Fidji y Nuevas Hébridas (20), así como la mayoría de las islas oceánicas, incluyendo Kermadec, Tonga (42); Samoa, Polinesia francesa (45), etc. En América del Sur se han descrito Andosoles en Chile (28), Argentina (29), Perú (36), Ecuador (1), Colombia (3). En América Central se conocen en Panamá (2), Costa Rica (4), Nicaragua (6), El Salvador (5), Honduras británicas, Guatemala, México (12) y Antillas Menores (7, 9, 10). En América del Norte, suelos volcánicos se encuentran en regiones del oeste de Estados Unidos, especialmente en los estados de Oregón y Washington (39), al norte de California (38).

En Europa se encuentran suelos de cenizas volcánicas en Italia (26), Grecia, en el Massif-Central de Francia y en el Laacher Wulkan-Gebiete, Siebengebirge y Westeifel de Alemania (30), en Rumania (31), en la isla Jan Mayen de Noruega (34) y gran parte de Islandia (35).

En Africa, se han descrito Andosoles en el Camerún y Nigeria (13), Etiopía y Somalía (16), Sudán (15), Kenya y Uganda (14), Tanzania (16), el Congo y Madagascar (19). Las islas atlánticas de los archipiélagos Canarias (8) y Azores (11) también poseen Andosoles.

1.3.2. Distribución de los suelos volcánicos en Chile

Exceptuando una zona libre de volcanismo moderno entre Atacama y Aconcagua (27^{o} 30' – 32^{o} 20' l.s.), el resto del país se ha caracterizado por ser teatro de una intensa actividad volcánica, preferentemente Terciaria en el extremo norte y Terciaria y Cuaternaria en el sector sur, la cual ha determinado que grandes superficies del territorio estén cubiertas con sedimentos piroclásticos: cenizas, pómez, arenas volcánicas. Sin embargo, los suelos producidos son bastante heterogéneos, con evidente subordinación a la edad y condiciones ambientales. Aunque se acepta que las cenizas volcánicas constituyen un material parental fuerte, de intrazonalidad impositiva, el clima, actuando a través de la precipitación, y la extensión del tiempo son los factores que, además del material parental, han determinado la formación de Trumaos, Suelos Rojo Arcillosos y Pardo Arcillosos. En los Ñadis, además de estos factores, el relieve ha tenido importancia decisiva. Aunque se dispusiese del material parental adecuado, es evidente que un Trumao no podría generarse bajo las condiciones ambientales que prevalecen en el extremo norte de Chile.

CUADRO 1. Países que poseen suelos derivados de cenizas volcánicas. Algunos ejemplos.

Lugar	Situación geográfica; altura	Tipo de Suelo	Material Parental	Minerales de arcilla	Edad	Clima	Vegetación	Referencias
ZONA TROPICAL Y SUBTROPICAL								
	Sector oeste cordillera andina	Andosol	Ceniza andesítica	Alofán	Reciente	Tropical/subtropical	Bosque mixto siempre verde	Wright y Bennema (1965)
Ecuador (1)	Cordilleras oriental y occidental y valles andinos 500 - 4.500 m	Andosol	Cenizas andesíticas	Alofán, imogolita, haloisita	Reciente	Variable: tropical a clima de altura	Bosque tropical siempre verde a páramo	Colmet-Daage *et al,* 1967
Panamá (2)	Parte norte de Panamá 700 m	Andosoles con duripán silícico	Pómez riolítica	Alofán, haloisita	Reciente	Tropical lluvioso	Selva tropical	Brown and Wolfschoon (1960)
Colombia (3)	Estado de Caldas y Valle 500 - 4.000 m	Andosoles	Ceniza volcánica	Alofán, haloisita	Reciente	Subtropical/montano superhúmedo	Foresta húmeda	Mejía *et al,* (1969)
Costa Rica (4)	Entre Cervantes y Paraíso 1.500 m	Typic Dystrandept	Ceniza volcánica reciente	Alofán, gibbsita	Reciente	Tropical húmedo	Pradera	Andriesse y Müller (1973), Besoain (1972)
El Salvador (5)	Valle de Zapotitán	Andosoles	Cenizas volcánicas	Alofán, gibbsita, haloisita	Reciente (?)	Tropical húmedo	Cultivos	Hawando y Carlisle (1973)
Nicaragua (6)	Costa Pacífico 500 - 1.800 m	Andosol	Cenizas basáltico-andesítica-dacítica	Alofán, haloisita	Reciente	Tropical húmedo	Cultivos	Colmet-Daage *et al.* (1970)
Antillas Francesas (7)	Guadeloupe et Martinique 700 m	Andosoles	Cenizas y arenas andesíticas-labradoríticas	Alofán, haloisita-7A, bayerita, gibbsita	Reciente	Tropical húmedo	Cultivos	Colmet-Daage y Lagache (1965)
Islas Canarias (8)	Tenerife, isla Hierro, Gomera 600 - 2.000 m	Dystrandepts, Vitrandepts, Andosol/Tierra Parda oligotrófica	Cenizas basálticas, fonolíticas y traquíticas	Alofán, haloisita, imogolita; gibbsita	Cuaternario/ reciente	Subtropical-oceánico insular	Lauriselva , faval-brezal	Fernández Caldas y Tejedor (1975)
Isla San Vicente (9)	Antillas 300 - 700 m	Andosol (Yellow brown loam)	Ceniza y toba andesítica-basáltica	Haloisita, Alofán	4.000 años	Tropical lluvioso	Bosque de montaña siempre verde	Hay (1960)
Grenada (10)	Antillas 0 - 700 m	Andosol	Ceniza y escoria andesítica-basáltica	Alofán	Holoceno a reciente	Tropical lluvioso	Selva tropical degradada	Wright (1961)
Isla San Miguel (11)	Archipiélago Azores 100 - 1.000 m	Andosoles saturados, insaturados ferruginosos	Piroclásticos traquíticos y basálticos	Alofán, haloisita, montmorillonita	Reciente	Templado, lluvioso, oceánico (1.500 - 3.000 mm)	Culvitos semitropicales: praderas	Pinto, Madeira *et al.* (1977)
México (12)	Sierra Madre occidental, oriental y sur	Durandepts, Mollandepts y Vitrandepts	Cenizas basálticas, andesíticas, riodacíticas, dacíticas	Alofán, caolinita, mica, montmorillonita, vermiculita	Cuaternario	Tropical, subtropical, templado, frío	Opuntia, Agave, Pinus, Abies, Quercus	Aguilera (1969)

Africa (13)	Cameroun y Moungo 900 - 4.000 m	Andosol	Piroclastitas basálticas	Alofán, haloisita, gibbsita, montmorillonita
Africa (14)	Congo 600 - 2.000 m	Andosol, Sol Brun tropicaux	Cenizas y escorias basálticas	Alofán, haloisita
Africa (15)	Sudán, sector oeste, Jabel Marra	Transición Andosol a Suelos Pardos	Ceniza volcánica rica en feldespatos	Caolín
Africa (16)	Kenia: montañas de Sherangahi	Suelos volcánicos	Vulcanitas-alcalinas; cenizas	Componentes amorfos, clorita
Africa (17)	Guinea insular	Braunlehm terroso	Cenizas, lápilis y escoria basáltica	Haloisita, geothita
Africa (18)	Fernando Poo	Braunlehm terroso	Ceniza y escoria basáltica	Haloisita, geothita
Madagascar (19)	Sector volcánico de Itas y Ankaratra 1.000 - 2.600 m	Andosoles	Cenizas y escorias traquíticas, andesíticas, fonolíticas	Alofán, clorita, gibbsita, caolinita
Nuevas Hébridas (20)	Pacífico sudoccidental	Andosoles eutróficos y oligotróficos; suelos poco evolucionados	Cenizas y lápilis basáltico	Amorfos silícicos; alofán, haloisita, imogolita, vermiculita
Indonesia (21)	Java, Sumatra y gran parte del archipiélago Malayo 200 - 3.000 m	Andosoles y transición Andosol/ Latosol	Cenizas y toba basáltica	Alofán, haloisita
Hawaii (22)	Hawaii, Maui, Oahu, etc.	Dystrandepts Hydrandept, Mollandept, etc.	Cenizas y lavas andesíticas, freáticas y ultrabásicas	Alofán, caolín, gibbsita, vermiculita
Ecuador (23)	Isla Santa Cruz: Galápagos	Hapludults, Dystrandept	Cenizas volcánicas y otros piroclásticos basálticos	Alofán, imogolita, haloisita, etc.
Filipinas (24)	Gran parte de las islas 300 m	Andosoles	Cenizas básicas	Alofán, imogolita, gibbsita
ZONA TEMPLADA A TEMPLADA-FRIA				
Japón (25)	Honshu, Kyushu y Hokkaido	Andepts	Piroclastitas basálticas, andesíticas y riolíticas	Alofán, imogolita, gibbsita, clorita, montmorillonita, etc.

Cuaternario a reciente	Ecuatorial muy húmedo a moderado	Bosque denso húmedo; sabanas; vegetación subalpina de altitud	Sieffermann (1973)
Holoceno a reciente	Tropical lluvioso a clima de altura	Sabana, selva tropical y clima de altura	Pecrot *et al* (1962)
Holoceno a reciente	Tropical seco	Sabana	White (1967)
Cuaternario	Tropical húmedo	Bosque de bambú	Theisen (1966)
Pleistoceno	Tropical lluvioso con transición a clima de montaña	Selva tropical	Hoyos y Rodríguez (1956a)
Pleistoceno	Tropical lluvioso	Selva tropical	Hoyos y Rodríguez (1956b)
Holoceno a reciente	Tropical húmedo (Ankaratra) o con una estación seca	Sabana y pradera	Zebrowski (1971)
Reciente: muchos con menos de 1.000 años	Ecuatorial o tropical muy húmedo	Selva tropical densa a sabana	Quantin (1972, 1974)
Pleistoceno a reciente	Tropical lluvioso a frío húmedo de montaña	Selva tropical, praderas	Tan (1964) Dudal y Soepraothoardo (1960)
Pleistoceno a reciente	Tropical/semi desértico (1.500 - 2.000 m) Tropical lluvioso (0 - 1.000 m)	Bosque/matorral a selva tropical	Sherman y Swindale (1964) Longanathan y Swindale (1969)
Reciente	Transición: tropical a tropical semi desértico	Transición xero y mesofítica a bosque de	Eswaran, Stoops y De Paepe (1973)
Pleistoceno a reciente	Tropical húmedo	Selva tropical	Mariano (1965) Kitagawa, Kyuma y Kawaguchi (1973)
Principalmente holocena	Continental (Hokkaido/Honshu) a Permanente húmedo con verano cálido (Konshu/Hyushu)	Bosque de hojas anchas, matorrales y praderas: Castanea, conífera, Quercus, mimperata	Kanno (1961) Min. Agric. & Forestry (1964)

Lugar	Situación geográfica; altura	Tipo de Suelo	Material Parental	Minerales de arcilla	Edad	Clima	Vegetación	Referencias
ZONA TEMPLADA A TEMPLADA-FRIA								
Italia (26)	Monte Amiata Monte Vulture 300 - 1.500 m	Tierra Parda Andepts	Piroclásticos traquíticos Tobas alcalinas	Haloisita, alofán, illita	Cuaternario	Mediterráneo	Bosque de hoja ancha y matorrales	Lulli y Bindi (1980) Besoain (1969)
Nueva Zelanda (27)	Isla Norte 0 - 1.500 m	Andosoles	Cenizas andesíticas, riolíticas, basálticas, etc.	Alofán, imogolita, gibbsita, minerales de 14A, etc.	Holoceno a reciente	Permanentemente húmedo/con verano seco	Bosque a matorral; praderas	Taylor (1964) Gibbs (1968) Fieldes (1956)
Chile (28)	Zona central Centro Sur 60 - 1.800 m	Andosoles	Cenizas andesíticas/ basálticas	Alofán, imogolita, gibbsita, etc.	Holoceno	Mediterráneo	Bosque mixto, parque, matorral	Wright (1965) Besoain (1969)
Argentina (29)	Región andina entre 34 - 44° l.s.	Andepts	Cenizas andesítico-basálticas	Alofán, imogolita, gibbsita, etc.	Holoceno	Mediterráneo con clima frío de montaña	Bosque mixto a parque	Etchevehere (1972)
Alemania (30)	Laacher-see Siebengebirge	Tierra Parda	Piroclásticos traquíticos, fonolíticos y basálticos	Illita, haloisita, montmorillonita, clorita	Mioceno, Glacial, tardío, Holoceno	Suboceánico	Bosque mixto; matorral cultivos	Besoain (1969)
Rumania (31)	Cárpatos occidentales 900 - 1.450 m	Andosol; suelos pardos mesobásicos ándicos; pardo podzólico	Toba andesítica, conglomerado andesítico, andesita	Alofán, haloisita-7A, illita, vermiculita, etc.		Suboceánico	Bosque abierto con cubierta de pastos	Stoica, Atanasescu, Popescu y Edelstein (1974)
ZONA POLAR Y SUBPOLAR; ZONA BOREAL PERMANENTEMENTE FRIA Y CLIMA FRIO DE MONTAÑA								
Estados Unidos (32)	Alaska: Kodiac, Aleucianas y otras islas	Cryandept (con permafrost)	Cenizas volcánicas básicas y riodacíticas	Alofán	Reciente (erupción de 1912)	Subpolar, fuertemente oceánico	Bosque, estepa y matorrales (Calamagrostis, Populus, alnus, etc.)	Simonson y Rieger (1967) Flach (1964)
U.R.S.S. (33)	Kamchatka	Suelos volcánicos pardos; suelos Sod	Cenizas andesíticas-andesítico/basálticas	Alofán, haloisita, vermiculita, gibbsita, etc.	Holoceno a reciente	Continental boreal	Bosque: Populus, Alnus, Salix; cubierta herbácea	Liberovskii (1971); Sokolov y Karayeva (1965)
Noruega (34)	Isla Jan Mayen	Ranker andosol? Vitrandept?	Cenizas y tobas básicas	Alofán, feldespato	Reciente	Subpolar altamente oceánico	Bosque (Betula) muy rico en líquenes y musgos	Lag y Bergseth (1982)
Islandia (35)	Gran parte de la isla	Andosoles	Cenizas basálticas, pómez, palagonita	Alofán, óxidos no-cristalinos	Holoceno a reciente	Subpolar altamente oceánico	Bosque subártico: Betula, Salix, Carex, etc.	Johannensson (1960)
Perú (36)	Vertiente occidental de Andes del Sur	Andepts	Cenizas y tobas riolíticas, dacíticas	Probablemente Alofán	Cuaternario	Clima de "páramo" semiárido y frío	Matorral xerofítico (gramíneas, Festucas, Cactus, etc.)	Zamora (1969) Zavaleta (1969)

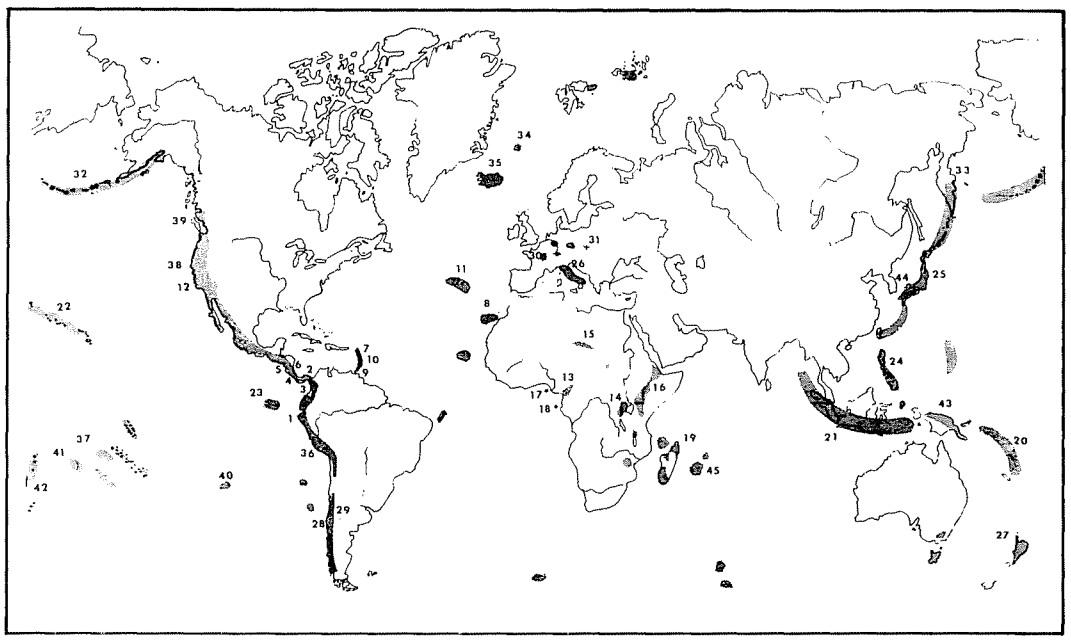


Figura 1. Distribución esquemática global de los suelos derivados de cenizas volcánicas, principalmente Andosoles. Las zonas sombreadas corresponden a las de mayor densidad volcánica. Los lugares específicos donde se han descrito pueden verse en el Cuadro 1 (según Besoain, 1969, 1983).

En relación a los suelos, tres zonas climáticas pueden definirse en Chile: la zona árida, la zona de transición semiárida y la zona húmeda.

En la zona árida (18° - 28° l.s.) a una altitud media de 3.000 m y una precipitación inferior a 100 mm anuales, las cenizas, pómez, ignimbritas y lavas riolíticas, dacíticas y andesíticas han estado sometidas a una meteorización y lavaje mínimos, con un régimen orgánico muy débil. Los vidrios volcánicos se transforman lentamente y no se forman minerales amorfos o lo hacen en proporción extremadamente baja. Con algo más de humedad se favorece, en cambio, la formación de minerales cristalinos, como esmectita, illita, clorita o minerales interestratificados, siendo su contenido, en todo caso, muy bajo. En condiciones menos áridas hay mayor formación de arcilla, pero no existen antecedentes de que se forme alofán. En realidad las diferencias entre los suelos derivados de cenizas volcánicas y otros materiales parentales son mínimas y los suelos originados por las cenizas volcánicas son aridisoles, incluyendo Xeropsamments, Ustipsamments, Ustorthents, Xerorthents, etc.

La distribución de los suelos derivados de materiales piroclásticos se presenta en el Cuadro 2, excluyendo aquellos de la zona desértica.

En la zona de transición semiárida/mediterránea (33° 30' - 34° 30' l.s.) se encuentran depósitos de pómez riolítica en las llanuras de sedimentación del Area Metropolitana y la VI Región que han dado origen a los llamados Suelos Pumicíticos. Estos sedimentos han constituido tobas, más o menos consolidadas, cuyo origen no está bien dilucidado, ya que se atribuyen a depósitos lahári-cos o corrientes de barro de la 2ª Glaciación (Karzulovic, 1958), o cineritas eólicas (eolocinaritas) provenientes de volcanes andinos, retransportadas por los ríos Mapocho y Maipo (hidrocinaritas),

CUADRO 2. Distribución de los suelos derivados de materiales piroclásticos en la zona central y central-sur de Chile

Zona Climática	Suelos	Fisiografía	Material Parental	Tipo de Suelo	Serie representativa
De transición semiárida/ mediterránea	Pumicíticos	Depresión Central	Cenizas riolíticas pumicíticas	Xeric Durandepts	Pudahuel
Húmeda a subhúmeda	Trumaos	Cordillera Andina	Cenizas basáltico-andesíticas, y pómez dacítica, escoria	Typic Vitrandepts	Ralún
		Precordillera Andina	Cenizas basáltico-andesíticas	Entic Vitrandepts	Los Prados
		Depresión Central	Cenizas basáltico-andesíticas	Typic Distrandepts	Arrayán
		Cordillera de la Costa	Cenizas basáltico-andesíticas	Typic Hydrandepts	Lastarria
	Ñadis	Depresión Central	Cenizas basáltico-andesíticas	Typic Placandepts	Alerce
	Suelos Pardo Arcillosos	Depresión Central	Cenizas básicas	Andic Haplumbrept	Perquenco
	Suelos Rojo Arcillosos	Precordillera de los Andes y de la Cordillera de la Costa: Depresión Central	Cenizas volcánicas básicas	Typic Rhodustults	Collipulli
				Andeptic Haplohumults	Crucero
	Suelos de Arenas Volcánicas	Depresión Central	Arenas basálticas y andesíticas	Dystric Xeropsamments	Arenales
		Cordillera Andina	Arenas basáltico-andesíticas	Andic Haplumbrept	Caburga

y distribuidas como sedimento aluvial en la cuenca de Santiago, Melipilla, Alhué, etc. (Börgel, 1966). Por otra parte Guest y Jonez (1970) consideran que estas tobas son simplemente ignimbritas pleistocénicas. Tal teoría se considera ser muy verosímil.

En la zona subhúmeda/húmeda, con precipitación anual superior a los 800 mm, las cenizas volcánicas han originado cuatro grupos principales de suelos: los Trumaos, los Ñadis, los suelos Rojos Arcillosos y los suelos Pardo Arcillosos.

Trumaos y Ñadis provienen de cenizas básicas de edad Holocénica o post-Würm (Besoain, 1969), en tanto que los suelos Rojo Arcillosos tienen una edad presumible Riss-Würm (Laugenie *et al*, 1975) o Mindell-Riss (Besoain, 1969; Lauer Besoain, 1983). Los suelos Pardo Arcillosos, considerando sus propiedades y mineralogía intermediaria entre los Trumaos y suelos Rojo Arcillosos, tienen, sin duda, una edad más avanzada que los Trumaos, pero son considerablemente menos evolucionados que los suelos Rojo Arcillosos; posiblemente su origen se sitúa a fines del Würm (Tardiglacial).

Los Trumaos, Ñadis y suelos Pardo Arcillosos se incluyen en el Orden de los Inceptisoles, suborden de los Andepts y Umbrepts, en tanto que los suelos Rojo Arcillosos se clasifican en el Orden de los Alfisoles y Ultisoles.

En la zona subhúmeda a húmeda deben incluirse también los suelos derivados de arenas volcánicas aluviales de la VIII Región y los suelos originados a partir de arenas volcánicas eólicas o de depositación directa de la Cordillera de los Andes. Los primeros constituyen Psamments, dentro del Orden de los Entisoles, mientras que las arenas eólicas son Inceptisoles o Entisoles del suborden Andepts, Umbrepts u Orthents.

Dentro de los Trumaos, que representa el conjunto de suelos de cenizas volcánicas más importantes del país, pueden establecerse divisiones de acuerdo a su posición fisiográfica, que de hecho implica una cronotoposecuencia, distinguiéndose Trumaos de cordillera y precordillera andina, Trumaos de la Depresión Central y de la Cordillera de la Costa. Un grupo particular lo constituyen los Andosoles de la Isla de Pascua que no serán considerados en este estudio.

La distribución de los Trumaos se inicia en la VI Región con la serie Limanque, Vitrandept situado en la Depresión Central y el suelo Sierra de Bellavista, Dystrandept emplazado en la precordillera andina (34° 30' S). Hacia el sur, como se ve en la Figura 2, los Trumaos aumentan su extensión y frecuencia, especialmente en la precordillera de los Andes, de manera que llegan a formar un manto prácticamente continuo alrededor de los 36° 30' S. En la Depresión Central, formaciones aisladas de Trumaos de origen aluvial (Wright, 1965) que comienzan a los 35° 30' S se van desarrollando en forma paulatina hacia el sur de modo que a los 39° S, casi toda la superficie entre ambas cordilleras se encuentra cubierta con Trumaos. Más al Sur aparecen los Ñadis, en topografías planas y terrazas de la Depresión Central.

Mella y Kühne (1983) han calculado que la superficie ocupada por los Trumaos y Ñadis entre Santiago y Puerto Montt alcanza a 3.334.000 hectáreas y 423.000 hectáreas respectivamente.

Los suelos derivados de aluvium volcánico tienen una localización bien precisa ya que, dentro de la cuenca del Bío-Bío, se distribuyen el torno al cono aluvial del río Laja, entre los 37° - 37° 5' lat. sur. No forman Andosoles sino Entisoles (Xeropsamments, Xeroumbrepts). Son suelos recientes y su superficie se ha estimado ser de 347.400 hectáreas (Mella y Kühne, 1983).

Los suelos Rojo Arcillosos se inician como formaciones aisladas en la precordillera de la VII Región, frente a Talca (36° 30' S). Ganan importancia y frecuencia a medida que se avanza al sur, alcanzando su mayor expansión entre los 37° - 41° l.s. Wright (1965) ha encontrado suelos Rojo Arcillosos en la isla de Chiloé. Los suelos Rojo Arcillosos, de edad Pleistocena, se incluyen en los Grandes Grupos Palehumults y Rhodoxeralfs, y ocupan una superficie estimada en 665.300 hectáreas (Mella y Kühne, 1983).

Los suelos Pardo Arcillosos están localizados en la Depresión Central, IX Región. Constituyen un grupo de gran interés, por cuanto su representante, la serie Perquenco, es la única en la cual se presentan características intermediarias entre Trumaos y suelos Rojo Arcillosos. Es probable que estudios más acuciosos de reconocimiento y laboratorio amplíen la extensión de estos suelos. Mineralógicamente, Besoaín y González (1977) han asignado propiedades intermediarias a las series Llenquehue y Quiriquina, además de la serie Perquenco. Mella y Kühne (1983) clasifican los suelos Pardo Arcillosos como Inceptisoles, Andic Haploumbreps, y le asignan una superficie de 32.800 has.

Finalmente, los suelos derivados de arenas volcánicas de depositación directa, constituyen una extensa formación situada en la cordillera misma en lugares sometidos directamente a la acción de los volcanes, entre los 38° a 47° l.s., como una formación prácticamente continua, pero que ya se inicia en forma aislada a partir de los 36° 30' al sur del volcán Chillán (Wright, 1965). Estas arenas, de naturaleza basáltico-andesítica, mezcladas parcialmente con intercalaciones de cenizas y pómez, constituyen Inceptisoles, Andepts, Umbrepts u Orthents, siendo su superficie, sólo entre la VII y X Región, aproximada de 432.000 hectáreas.

En la Figura 2 puede verse la distribución de los suelos derivados de materiales piroclásticos en la Región Central Sur de Chile, de acuerdo al mapa original de Wright (1965).

1.4. ORIGEN DE LOS SUELOS VOLCANICOS

Todos los suelos volcánicos desarrollados en la zona Central y Central-Sur de Chile, esto es, Trumaos, Ñadis, suelos Pardo Arcillosos, Rojo Arcillosos, suelos derivados de Arenas Volcánicas y suelos Pumicíticos, provienen de materiales piroclásticos que incluyen cenizas, arenas, pómez o formas retransportadas de estos materiales: aluvium, eolium. Todos estos suelos están relacionados a la actividad volcánica Cuaternaria, ya que a los suelos Rojo Arcillosos se le atribuye una edad Pleistocénica en tanto que los otros suelos que son considerablemente más jóvenes, provienen de volcanismo Würm o post-Würm (Besoain, 1969).

Esto no es claro para las tobas riolíticas pumicíticas de la cuenca de Santiago y VI Región, a las cuales se les atribuye una edad situada en la 2ª Glaciación (Brüggen, 1950; Karzulovic, 1958) o más reciente (Börgel 1966). No se tienen referencias respecto a la edad de las cenizas parentales de los suelos Pardo Arcillosos, pero puede presumirse que sea Artica o del Würm superior.

En el Cuaternario de la región centro-sur de Chile, se produjeron abundantes eyectas volcánicas y esa actividad, junto a las acciones glaciales del Pleistoceno, contribuyeron a remodelar gran parte del paisaje. Los sedimentos glaciales, glaciofluviales y fluviales de esta zona tienen alguna subordinación, directa o indirecta, con la actividad volcánica. Estos sedimentos, que llenaron la Depresión

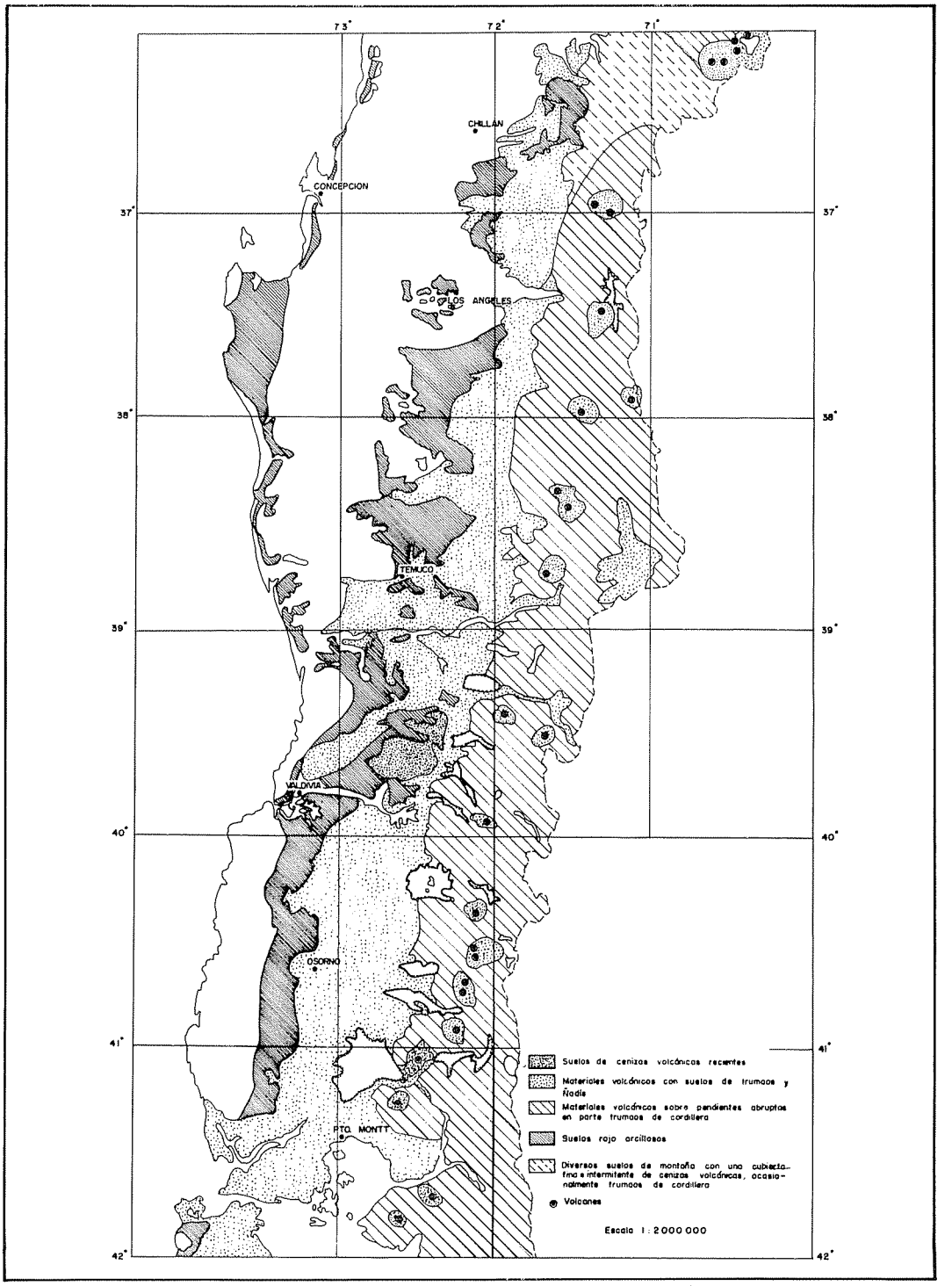


Figura 2. Distribución esquemática de los suelos derivados de cenizas volcánicas en el sur de Chile. Sobre la base del mapa original de C.S. Wright (1965).

longitudinal y que alcanzan espesores variables entre 500 y 2.000 m, se alternan con potentes depósitos lahári cos, un hecho que corrobora la poderosa acción volcánica de este período. Como se verá posteriormente, la alternancia de acciones glaciales y volcánicas constituye, probablemente, una constante del Cuaternario andino.

Todas las observaciones hacen suponer, sin embargo, que el volcanismo chileno se encuentra en vías de extinción: muchos volcanes están destruidos por erosión o han estado inactivos por períodos prolongados; otros están limitados a una actividad fumarólica. Además, son sintomáticas las fases explosivas de los volcanes basálticos y la presencia de fenocristales de feldespato en algunas coladas de lava. Illies (1960) considera que en la cadena volcánica del sur de Chile, las potentes emisiones del Pleistoceno antiguo concluyeron y que en la actualidad el volcanismo está reducido a una fase de emisiones sueltas, especialmente cenizas. Casertano (1962) y Stone e Ingerson (1934) tienen opiniones semejantes.

Resulta evidente que la potencia de los depósitos de cenizas volcánicas, obviando su modo de depositación, disminuye en el sentido oeste-este hasta concluir abruptamente en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa. Esta última unidad, que exhibe relieves maduros, con una topografía de cordones fuertemente peneplanizados, sirvió como muro de contención tanto a los glaciales andinos como a las cenizas mismas, que en ningún punto la cruzan, con la excepción de la serie Lastarria, un Typic Dystrandept emplazado en plena cordillera a los 30° 40' S y 72° 45' W. Por el contrario, puede constatarse que el material cinerítico va engrosándose fuertemente en la proximidad de los volcanes, concluyendo en un punto donde todo está cubierto por escorias gruesas o lavas recientes. La estratificación de las capas de cenizas también se incrementa a lo largo de cualquier radio en dirección al volcán (Wright, 1965).

Los suelos de cenizas volcánicas exhiben estados de desarrollo y, consecuentemente, mineralogías muy diferentes: mientras en los Trumaos predominan arcillas no-cristalinas o para-cristalinas, en los suelos Rojo Arcillosos éstas son fundamentalmente de tipo 1:1, haloisita-7A y "fire-clay"; mientras que los suelos Pardo Arcillosos exhiben una mineralogía intermediaria entre los Trumaos y Rojo Arcillosos. Si bien son cenizas volcánicas las que constituyen el material parental de estos suelos, su estado de evolución denota diferencias fundamentales, sobre la cuales, sin duda, el tiempo ha jugado un rol determinante. Admitiendo que las cenizas parentales basáltico-andesíticas de los suelos Rojos y Trumaos, eran comparables y que en el curso de su formación, factores como el clima, el relieve y los organismos permanecieron constantes, entonces el grado de evolución reflejaría esencialmente la acción del tiempo siendo, en tal caso su extensión la responsable del desarrollo y mineralogía de los suelos. Pero ello, por supuesto, no es tan simple y no podemos subordinar sólo al tiempo la causa de estas diferencias, ya que circunstancias como las glaciaciones pleistocenas y la continuidad de los procesos volcánicos, influyeron fuertemente el curso de la evolución:

- Los episodios glaciales acaecidos, probablemente a partir del Riss, han influido el desarrollo de los suelos Rojo Arcillosos, modificando, alterando o truncando, en muchos casos, los perfiles originales y aún llegando a acelerar su desarrollo por la intervención de interglaciales más calurosos. Los suelos Rojo Arcillosos no son sólo "Trumaos evolucionados" sino suelos que exhiben una larga y compleja historia de meteorización de difícil evaluación. Lo que actualmente observamos son más bien relictos de paleosuelos y no los suelos originales.

- El volcanismo del centro-sur de Chile no ha sido un episodio único o aislado sino una actividad intermitente, pero sostenida que, en el curso del tiempo ha adicionado, en mayor o menor

grado, cenizas frescas a los suelos de la región. Esta adición trosposférica que no ha interrumpido el proceso de formación de los suelos, ha constituido un evidente factor de rejuvenecimiento. En las proximidades de los centros volcánicos de la cordillera andina, la adición de cenizas, a veces a través de erupciones paroxismales, ha conducido a la formación de suelos enterrados, perfiles acrecionarios o suelos estratificados, como ocurre, por ejemplo, con el suelo Chanleufú formado por depósitos provenientes de los volcanes Puyehue y Antillanca, el suelo San Patricio, en las proximidades de las termas de Tolhuaca, los perfiles estratificados de Carrán y Llifén, descritos por León y Polle (1956) o los suelos Ralún y Liquiñe, descritos por Mella y Kühne (1983). En muchos casos las tefras han sepultado la vegetación existente e iniciado un nuevo período de formación de suelos sobre un substratum fresco, fenómeno que se ha observado limitadamente en las proximidades de la laguna de la Invernada, cerca de la planta hidroeléctrica de Los Cipreses (Besoaín, Mella y Lara, 1968). Es frecuente observar, especialmente en la precordillera de los Andes de la VIII y IX Región, una columna estratifigráfica discordante en la que suelos Rojo Arcillosos están enterrados por Trumaos. Ejemplos de esta situación se encuentra en el camino de Collipulli a Jauja, próximo al río Renaico o en varios lugares marginales al río Coltón, en la VIII Región.

El examen mineralógico del horizonte A de los suelos Rojo Arcillosos revela que sus arcillas poseen junto a minerales kandíticos y otros de 14A, una proporción importante de especies no-cristalinas, además de vidrios volcánicos poco alterados y minerales ferromagnesianos. Estos hechos confirman la adición troposférica de cenizas modernas, sin relación genética al suelo.

Subsiste el problema de algunos suelos rojos de Talca y Cautín derivados de tobas. ¿Se pueden asimilar a los suelos Rojo Arcillosos? ¿Provienen de materiales prioclásticos? Algunos suelos rojos situados al sur del golfo de Arauco, por ejemplo, los suelos Cañete y Peleco, parecen ser considerablemente antiguos, probablemente de edad Pliocénica. ¿Derivan de sedimentos volcánicos o marinos? Lo mismo cabe preguntarse respecto al suelo Metrenco: ¿es realmente un suelo Rojo Arcilloso volcánico o corresponde a un suelo más antiguo aún?

1.4.1. Transporte y depositación de las cenizas volcánicas

Los mecanismos de transporte, distribución y depositación de las cenizas volcánicas desde el cráter hasta constituir el material parental del suelo no está suficientemente estudiado en Chile. Si bien todo suelo volcánico se ha originado, en última instancia, a partir de un depósito, el modo como la ceniza llegó a constituir ese depósito es un antecedente de interés ligado a la génesis del suelo. La extensa y rica red fluvial de la región centro-sur de Chile, el relieve ondulado, las glaciaciones del Pleistoceno, la relativa proximidad de los volcanes, el régimen eólico dominante, y el encajonamiento de la Depresión Central entre ambas cordilleras son factores que han influido la localización de los depósitos de cenizas y por lo tanto, de los suelos. Bajo tales circunstancias, son admisibles sólo formulaciones muy amplias. Wright (1965) y Langohr (1971, 1974) han sugerido algunas hipótesis que intentan explicar el origen de los suelos volcánicos en Chile y nos referimos fundamentalmente a ellas.

1.4.1.1. HIPOTESIS DE WRIGHT

Wright (1965) considera que los suelos de cenizas volcánicas no se han formado a través de un proceso único ya que éste pudo variar de acuerdo a las condiciones impuestas a los agentes de distribución por el relieve, el ambiente o el tiempo. Los suelos, según Wright, se formaron a partir

de cenizas emplazadas según cinco modos de depositación: 1) eólica directa o depositación subaérea, 2) aluvial, 3) mediante corrientes de barro o depositación lahárica, 4) retransporte aéreo en forma de loess volcánico o loess tefrítico y 5) transporte glacial.

1.4.1.1.1. Depositación aérea directa o subaérea de cenizas: suelos originados a partir de depósitos directos están localizados preferentemente en la cordillera o precordillera andina, en lugares de influencia volcánica, sobre laderas abruptas o escarpadas. La mayoría de los suelos son estratificados, con escaso o nulo desarrollo orgánico entre las estratas. Algunos son suelos incipientes, de tipo regosol-andosólico (Wright, 1965) o Ranker-Andosol (Mückenhausen, 1976), Orthents o Umbrepts (USDA, 1975); otros son definidos Andepts. Ejemplos de suelos formados por depositación directa de cenizas son:

- Serie Ralún, Umbric Vitrandept, derivado de cenizas y arenas volcánicas andesítica-basáltica, con intercalaciones de estratas de pómez dacítica. Descrito a 10,5 km al oriente de Ensenada, camino a Ralún.
- Suelo Chanleufú, Udic Vitrandept, derivado de cenizas volcánicas básicas, sobre arenas y escorias basálticas; Descrito a 17 km al este de las terrazas de Puyehue, camino a Antillanca (ver Figura 3).
- Serie Caburga, Andic cryumbrept derivado de piroclastitas básicas. Descrito al centro-norte y nororiente de la hoya hidrográfica del río Pucón.

1.4.1.1.2. Depositación aluvial: Trumaos formados *in situ* por alteración de una forma de aluvium volcánico según Wright (1965) están ampliamente representados en la Depresión Central. Los aluviums se habrían originado por depositación masiva de cenizas, en los ríos y cursos de agua luego de las grandes erupciones volcánicas de tipo paraxísmicas. El volumen, de los sedimentos fue tal, que taponó los ríos y éstos, al derramarse, formaron los típicos abanicos aluviales o conos de deyección de un material esencialmente volcánico. Ejemplos de suelos formados a partir de aluviums volcánicos son los siguientes:

- Serie Arrayán. Typic Dystrandept, derivado de aluvium volcánico depositado sobre substratum aluvial. Descrita a 20 km al sureste de Chillán, próximo a Quiriquina.
- Serie Vilcún. Entic Dystrandept, derivado de aluvium volcánico depositado sobre limo aluvial mezclado con arenas. Descrita en la Estación Experimental Carillanca, al noreste de Temuco.
- Serie Temuco. Entic Dystrandept, derivado de un aluvium volcánico mezclado con loess volcánico sobre gravas aluviales frescas. Descrito a 5 km de Quillén, por camino a Selva Obscura.
- Serie Limanque, Umbric Vitrandept, derivada de un aluvium volcánico de cenizas básicas. Descrita a 6 km al este de Chimbarongo, por camino a Codegua.
- Serie Pueblo Seco. Typic Dystrandept, derivado de un aluvium volcánico andesítico-basáltico. Descrita a 4 km al noreste de Pueblo Seco, camino a Diguillín.

1.4.1.1.3. Depositación lahárica: Se conocen varias referencias de depositación de lahares o corrientes de barro, provocadas por súbito derretimiento de la nieve y hielo de los conos volcánicos, que arrastran enormes volúmenes de piroclásticos, ejemplos de las cuales las constituye la erupción del Calbuco, en 1961 (Rittmann, 1963) o la del volcán Nilahue, en Carrán, en 1955 (León y Polle, 1956). Wright (1965) señala que abanicos aluviales, en posiciones inclinadas, originados por corrientes de barro gigantes o avalanchas, son frecuentes al pie de la Cordillera de los Andes; estos

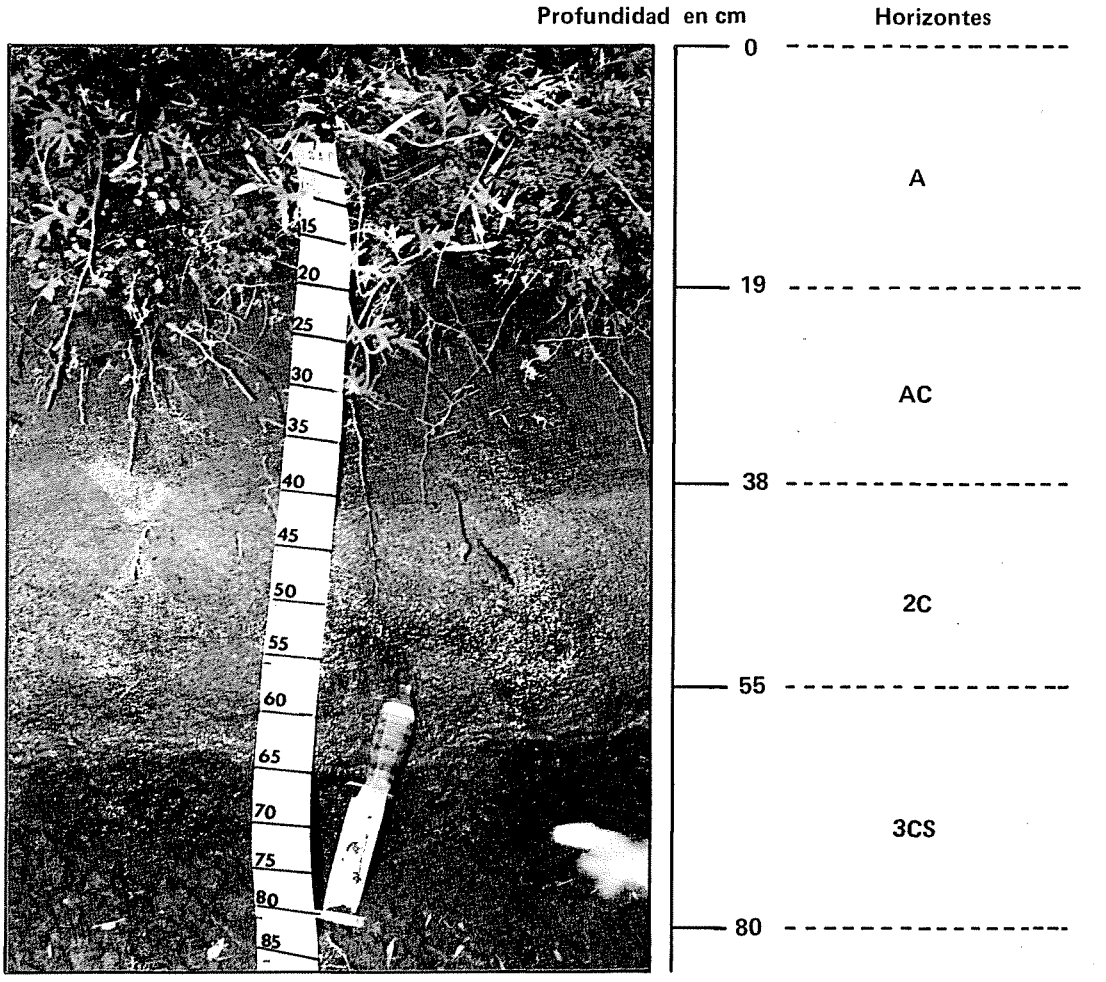


Figura 3. Suelo Chanleufú (Umbric Vitrandept). Fotografía de un perfil ubicado en la X Región, Provincia de Osorno, Comuna de Entrelagos. Se observan, claramente, las estratas de piroclásticos que constituyen el suelo.

lahares han transportado, a veces bloques de piedra de grandes dimensiones, semejantes a bloques erráticos, en un medio de densidad alta. En otros casos, en cerros escarpados, con pendientes sobre 45°, y en sitios próximos a los volcanes, al ser destruida la vegetación por cenizas calientes, incendios o gases tóxicos, la erosión del suelo procede rápidamente provocando deslizamientos que se acumulan como gruesos depósitos coluviales. Suelos con alto contenido de alofán o imogolita fuertemente tixotrópicos, sustentados por capas de pómez hidratadas, son particularmente inestables y susceptibles al deslizamiento en períodos de actividad volcánica o sísmica, adquiriendo el fenómeno en tales casos, proporciones de catástrofe. Hechos de esta naturaleza ocurrieron durante los terremotos de 1960 en los alrededores de los lagos Pellaifa y Rupanco y márgenes del río Gol-Gol (Wright y Mella, 1963). Ejemplo de un suelo formado a partir de sedimentos laháricos sería, probablemente, el siguiente:

Serie Victoria, Entic Dystrandepts, derivado de sedimentos laháricos antiguos mezclado con cenizas volcánicas más modernas, depositado sobre substratum de brecha volcánica más o menos alterada. Incluye bloques erráticos. Descrito a 25 km al norte de Victoria, por carretera Panamericana.

1.4.1.1.4. Depositación indirecta en forma de loess volcánico: Wright (1965) considera que una parte importante de los suelos situados en los cordones externos, piedmonts o terrazas altas de la Cordillera de los Andes, se han formado a partir de depositaciones subaéreas indirectas de cenizas, una forma que él llama "loess volcánico". Se trata de depositaciones secundarias provenientes de cenizas volcánicas que fueron transportadas, por la red fluvial, luego de las grandes erupciones, hacia las partes bajas de la Depresión Central, depositándose como un aluvium volcánico sobre los planos, terrazas y cuencas de los ríos. Los vientos dominantes del oeste secaron los depósitos, soltaron las partículas y este material, en forma de nubes de polvo o loess volcánico, fue redistribuido sobre los cordones andinos. Sería esta, realmente, una forma de loess tefrítico, de composición más homogénea que un depósito de ceniza subaérea y con mayor contenido de cuarzo y sílice opalina. Ejemplos de suelos formados a partir de loess volcánico serían los siguientes:

- Serie Santa Bárbara, Typic Dystrandepts, derivada de un loess andesítico-basáltico. Descrita a 5 km noreste de Santa Bárbara.
- Suelo Maitén, Typic Dystrandepts, derivado de loess volcánico andesítico-riolítico, depositado sobre sedimento aluvial antiguo. Descrito a 22 km al este de San Clemente.

1.4.1.1.5. Depósitos de cenizas transportadas por hielo glacial: en la opinión de Wright (1965) los suelos Rojo Arcillosos están conectados, directa o indirectamente, a un transporte original de cenizas por los glaciales del Pleistoceno. Este grupo de suelos, que exhibe una larga historia de meteorización, parecen haberse originado cuando cenizas o loess volcánico cayeron en un paisaje helado cubierto por hielo glacial el cual, al desplazarse, habría sido el vehículo que transportó las cenizas hasta su emplazamiento actual. Ejemplos de suelos originados por este transporte glacial serían los Rojo Arcillosos, como ser:

- Serie Collipulli, derivado de cenizas o loess volcánico, descrito a 6 km al este de Collipulli.
- Serie Fresia, derivada de cenizas o loess volcánico, descrito a 22,5 km al oeste de Osorno, en el camino a Pucatrihue.

Langohr (1971, 1974) ha analizado el modo de transporte y depositación de las cenizas volcánicas constituyentes de Trumaos y Ñadis. Considera que las teorías de Wright (1965) no explican satisfactoriamente la estratigrafía y la distribución de los suelos:

1. La topografía ondulada, sobre la que descansan los Trumaos, bien drenados, excluye la opción para la sedimentación de aluviums volcánicos en forma de abanicos; además, no logra explicar la localización de estos sedimentos en la cumbre de un cerro, en el límite oeste de los Trumaos, donde la transición con los suelos no-volcánicos es abrupta. Aún cuando tal teoría puede explicar la topografía plana y estratificada de los Ñadis, no explica la presencia de piedras del substratum en los horizontes inferiores de estos suelos.

2. La teoría de las corrientes de barro no explica la estratificación, fuerte o débil, del material parental de los Trumaos. Además, en el caso del suelo Arrayán, situado en la Depresión Central,

que descansa en toda su extensión sobre una toba no alterada y con límites de contacto abruptos, ninguna de las teorías de Wright podría haber originado el suelo, ya que ninguno de esos depósitos podría cubrir tan exclusivamente un substratum que se asocia específicamente a ese suelo.

3. La hipótesis de la depositación aérea directa de cenizas como origen de los Trumaos falla, según Langohr (1971, 1974) porque:

   - no concilia lo abrupto del límite oeste de los Trumaos, ni su límite altitudinal, que no sobrepasa los 250 m.
   - no explica que suelos de cenizas volcánicas de varios metros de grosor estén separados por pequeñas distancias de suelos no-volcánicos.
   - no se encuentra en los Trumaos una marcada estratificación textural que debiera existir cuando un sedimento eólico es transportado y clasificado.
   - no explica la presencia de fragmentos o gravas del substratum en los horizontes inferiores de los Trumaos o Ñadis.

4. La hipótesis del loess volcánico, es decir, retransporte eólico de un aluvium volcánico desde las hoyas de los ríos hacia la precordillera por acción de los vientos dominantes, explicaría la ausencia de estratificación de los perfiles, pero no concuerda con la transición abrupta hacia el oeste. La existencia de algunos ríos corriendo de norte a sur en el límite oeste de estos suelos da credibilidad a la teoría, pero puede comprobarse que las riberas oeste de dichos ríos están también cubiertas por gruesos depósitos de cenizas, lo que descarta la hipótesis. No obstante, Langohr, admite que, probablemente, cierta clase de loess volcánico ha tenido importancia en la formación de los Trumaos.

1.4.1.2. HIPOTESIS DE LANGOHR

Langohr (1971, 1974), ha formulado una hipótesis sobre la depositación y distribución de las cenizas volcánicas parentales de Trumaos y Ñadis, basada en el transporte glacial, que intenta conciliar tanto el emplazamiento y distribución actual de los suelos con las características litoestratigráficas de los depósitos. La hipótesis admite que las cenizas parentales fueron transportadas por glaciales del último período, equivalente a la glaciación alpina Würm. Las cenizas o más probablemente, una forma de loess, se depositó mezclada con nieve sobre los glaciales andinos en sitios cercanos a los volcanes, incorporándose, entonces, al hielo. Transportadas hacia la Depresión Central como morrena interna* de acuerdo al movimiento normal de los glaciales, fueron depositadas como morrena de ablación a la retirada del glacial. Langohr (1974), concibe que, al menos en la región de los lagos, los lóbulos de los glaciales coalescieron en la Depresión, formando una gran masa de hielo que, como una cubierta helada, se desplazó hacia el oeste. Este gran glacial alcanzó sólo el segundo rango de colinas situadas al este de la precordillera de la Costa, cuya altura (400-500 m) no pudo ser sobrepasada. Langohr considera que los sedimentos fluvioglaciales de las llanuras de acumulación o lavaje (Outwash Plain) deben haber sido depositados bajo la cubierta de hielo que cubría la región y no en el frente de los glaciales que ocupan actualmente los lagos del sur. De esta

---

* *Morrena interna: están constituidas por materiales englobados por el hielo. Cierta proposición alcanza el fondo del glacial y ahí, junto con el material arrancado del cauce, constituye las morrenas del fondo.*

manera se explica la presencia de capas de piedras en la parte inferior de los perfiles de Ñadis y la existencia de estos suelos sobre la pendiente de las terrazas. Respecto a la toba o substratum no alterado que se encuentra bajo algunos Trumaos de la Depresión Central (Arrayán, Diguillín, Santa Bárbara) relacionados a los glaciales de piedmont y capa glacial, Langohr la identifica como una morrena de fondo y no a corrientes de barro. Finalmente, la falta de estratificación de los Trumaos de la Depresión Central es atribuida por Langohr (1974), a una homogenización gradual de las cenizas, originalmente estratificadas en el hielo glacial debido a su depositación subaérea, debido a movimientos internos del hielo y al efecto de mezcla provocada por la desglaciación.

La hipótesis del transporte glacial de Langohr (1971, 1974), explica razonablemente bien el emplazamiento actual de gran parte de los Trumaos y Ñadis del sur de Chile. Sin embargo, subsisten algunas interrogantes:

1. De acuerdo a esta hipótesis, gran parte de los Trumaos y Ñadis iniciaron su génesis cuando las cenizas se depositaron como morrena de ablación durante el retroceso del glacial, presumiblemente durante la 3ª fase glacial a fines del Würm*, hace aproximadamente 20-25.000 años. Sin embargo, tanto entre los Trumaos como Ñadis existen diferencias morfológicas, químicas, físicas y mineralógicas que se pueden atribuirse a diferencias de edad o desarrollo: Por ejemplo, el suelo Corte Alto es muy diferente al suelo Chanleufú y este al Trumao Bramadero. En conjunto, los Trumaos y Ñadis, no pueden considerarse coetáneos. No hay antecedentes que indiquen que la actividad volcánica haya concluido abruptamente junto a la actividad glacial.

2. La hipótesis no explica la posición de algunos Trumaos en altura. Por ejemplo, es muy improbable que las cenizas del suelo Lastarria, distante 90 km de la Cordillera de los Andes y situada entre 500-700 m de altura en plena Cordillera de la Costa, hayan llegado a ese emplazamiento transportadas por hielo glacial, ya que ningún glacial pudo sobrepasar esa altura. Similarmente, deben descartarse, en este caso, el transporte de cenizas por corrientes de barro, aluviums o loess volcánico. Lo más verosímil es el transporte aéreo directo, pero aún en este caso es difícil explicar la localización del suelo y lo abrupto de sus límites.

Es indudable que las cenizas transportadas por el viento han tenido importancia como material parental de algunos Trumaos, un hecho que lo confirman los extensos depósitos de cenizas y pómez que constituyen el material parental de las series Ralún, Chanleufú y Liquiñe, que cubren más de 800.000 has en el sector cordillerano de la X Región (Mella y Kühne, 1983) con marcada estratificación de sus perfiles. Se conocen, además, algunas erupciones históricas que han depositado piroclásticos en volúmenes importantes. Si bien gran parte de las cenizas de la erupción del volcán Quizapú en 1932, cayeron en Argentina, una parte permaneció en Chile, incorporándose a los suelos o formando suelos nuevos a nivel local. En ausencia de una cubierta arbustiva, se estimuló el lavaje acelerado de las cenizas por las lluvias, no así donde la vegetación existía. Sin embargo, Besoaín, Mella y Lara (1968) observaron capas de cenizas del Quizapú, de 30 cm de espesor, en sitios preservados cerca de la planta hidroeléctrica Los Cipreses, distante 19 km del volcán, en la cual se había desarrollado un Vitrandept con horizonte A muy orgánico.

---

* *La última glaciación, equivalente al Würm alpino, tiene una duración aproximada de 87.000 años. Incluye tres fases glaciales, con periodos de 10.000, 47.000 y 30.000 años cada uno, aproximadamente. Desde esa última fase hasta la época actual, han transcurrido 22.000 años, que constituyen el Holoceno (Zeuner, 1955; Cailleux, 1956).*

Se calcula que la erupción del volcán Nilahue, en 1955, arrojó un volumen de 40 x 10^6 m^3 de piroclásticos que se depositaron principalmente sobre los valles del Nilahue y Riñinahue (Cofré, 1956; León y Polle, 1956). A 16 km del cráter, las cenizas alcanzaban un espesor de 1,6 m, 5 cm en Llifén y 0,5 cm en Temuco, distantes 23 y 183 km al volcán respectivamente. El embancamiento del río Llifén por piroclásticos gruesos y cenizas en suspensión originó una corriente de barro que, en forma de abanico, se depositó en el valle mismo alcanzando un espesor de 1 m. Estos depósitos han pasado a constituir material parental de suelos.

En realidad, la información disponible sobre el Holoceno chileno y la última fase glacial del Würm es bastante incompleta y las inferencias sobre el transporte de las cenizas, considerando la estratigrafía y morfología actual de los depósitos y suelos pueden ser francamente especulativas.

El decaimiento de la actividad volcánica en el curso del Holoceno supone que ésta debe haber sido más intensa y frecuente en los primeros 5.000-10.000 años de ese período, siendo entonces probable que depósitos importantes de cenizas se hayan depositado en el centro-sur de Chile bajo otro régimen eólico. Si bien en Chile los vientos dominantes son los del oeste, existen también el "puelche" que sopla en los cajones cordilleranos de este a oeste. Este viento pudo adquirir considerable potencia a fines del Würm o en la fase holocénica Artica cuando aún existía una masa de hielo lo suficientemente grande como para crear un centro de alta presión capaz de provocar el descenso de masas de aire hacia el exterior (León y Polle, 1956). Tal viento pudo arrastrar cenizas volcánicas hacia el oeste. Sin embargo, si este mecanismo hubiese operado, sólo los Trumaos más antiguos, por ejemplo, las series Corte Alto, Puerto Octay o parte tal vez del Trumao Santa Bárbara, podrían haberse originado de ese modo. En el curso del Holoceno, sobre todo a partir de la fase subártica/Alleröd, el retroceso del hielo debe haber estado tan avanzado que no pudo estimular el desarrollo de vientos fuertes del este, y por ello, no se puede atribuir a este agente una importancia decisiva en el transporte de las cenizas parentales de los Trumaos.

Faltan antecedentes para visualizar con claridad cómo ocurrieron los fenómenos de transporte y localización de las cenizas volcánicas que formaron los suelos. Como lo sugiere Wright (1965) lo más probable es que no haya sido uno, sino varios los agentes y procesos, que independientes o asociados, actuaron de acuerdo a las condiciones determinadas por el ambiente, el relieve y el tiempo. Una acuciosa investigación tefrocronológica y tefroestratigráfica de los suelos y depósitos piroclásticos podrá aclarar en el futuro las dudas que actualmente tenemos. Sin embargo, para los suelos volcánicos de la cordillera, se disponen de excelentes antecedentes cronológicos, climáticos y botánicos emanados de las investigaciones de Auer (1959, 1960).

1.5. MORFOLOGIA DE LOS SUELOS VOLCANICOS

Las características morfológicas de los suelos de cenizas volcánicas varían según el grado de alteración del material parental, lo que es consecuencia, a su vez, de la intensidad y extensión con que han actuado los factores de formación. Resulta claro comprender que las circunstancias bajo las cuales estos factores han operado, no han sido uniformes, y son precisamente estas diferencias las que han determinado la existencia de seis grupos de suelos volcánicos con características y propiedades bien definidas: Trumaos, Ñadis, suelos Rojo Arcillosos, suelos de Arenas Volcánicas, suelos Pumicíticos y suelos Pardo Arcillosos. Algunas características físico-químicas y mineralógicas de los suelos se muestran en el Cuadro 3.

1.5.1. Trumaos

El suelo, en conjunto, tiende a ser franco, friable, usualmente con estratificaciones deposicionales claramente distinguibles o con diferencias de color nítidas entre el suelo y el subsuelo. Ocasionalmente, una o más capas del subsuelo podrían ser pumicíticas y cementadas (Wright, 1965). Se desarrollan bajo un régimen de temperatura mésico o térmico y un régimen de humedad ústico, údico o perhúdico.

En el sistema de la Taxonomía de Suelos (USDA, 1975), la mayoría de estos suelos se clasifican como Dystrandepts o Vitrandepts.

En general, el perfil de suelo muestra una secuencia de horizontes: A, AB, 2C, 3C1, 3C2, 4C, 5C ó A, AB, 2Bt2, 2Bt3, 3Bt4.

Horizonte A: es un epipedón mólico o úmbrico, que puede alcanzar 80 o más cm de espesor, en húmedo, con colores muy obscuros a pardo grisáceos muy obscuros (10 YR 2/2 - 3/2). El color puede persistir largo tiempo después de someterse a condiciones de laboreo. El contenido de carbono orgánico puede variar entre un 8 a 40%, siendo los valores usuales variables entre 12-16%. Las texturas son frecuentemente francas.

El horizonte B: es un típico horizonte cámbico, con o sin una estructura de débil desarrollo, cuya profundidad total podría alcanzar 1 o más metros; en húmedo el color es pardo amarillento obscuro a pardo amarillento (10 YR 4/4 - 5/6) y varía según el grado de desarrollo. La textura podría variar desde franca a franco limosa o arcillosa. Contiene abundante carbono orgánico, el cual alcanza entre el 2-5%. Usualmente muestra escasa iluviación de arcilla.

El horizonte C podría ser idéntico al horizonte B, excepto por la atenuación o ausencia de actividad biológica; sin embargo, el contenido de carbono orgánico puede llegar al 0,5-2%. Por otra parte, este horizonte podría ser originado por cualquier substratum, por completo diferente al material parental de los horizontes superiores. Frecuentemente el límite inferior es claro y denota un cambio abrupto en textura, compactación, consistencia y otras propiedades.

El suelo total es muy poroso, con densidades aparentes bajas que varían desde 0,6 - 0,9 g/cm^3, pero que se incrementa en el horizonte C. La actividad biológica es óptima, alcanzando las raíces y población de lombrices, algunos metros de profundidad. Cuando seco, el suelo es esponjoso; cuando húmedo, da la sensación de ser grasoso o jabonoso; apretándolo fuertemente entre los dedos, exhuda agua.

Mineralógicamente las arcillas están constituidas por alofán componentes para-alofánicos, imogolita y varios filosilicatos (esmectitas, cloritas) en diversa proporción. Es frecuente detectar en esa fracción minerales primarios como cristobalita, plagioclasa, etc.

1.5.2. Ñadis

En el sur de Chile, entre los paralelos 38^o 30' a 43^o 00', los suelos de cenizas volcánicas desarrollados en condiciones de drenaje impedido o inundación estacional se llaman Ñadis. Estos suelos se han desarrollado bajo un régimen de temperatura mésico o isomésico y un régimen de humedad údico a perúdico. Los Ñadis se han originado a partir de cenizas volcánicas holocénicas, como los

CUADRO 3. Propiedades físicas, químicas y mineralógicas de suelos representativos derivados de materiales piroclásticos de Chile Central

Suelo	Serie	Clasificación	Min.	Horizonte	Prof. cm	CIC pH = 4	Sat. B. %	H_2O^{pH}	KCL	C (%)	Fe_2O_3 Extr.	D.A.	Ret. H_2O 1/3 B	Ret. H_2O 15 B	Granulometría Arena	Limo	Arcilla
Trumaos	Osorno	Typic Dystrandept	A	Ap	0–13	73,5	15	5,0	4,6	13,3	7,9	0,91	72	48	10,1	50,9	39,0
			H	A	13–25	62,7	6	4,8	4,5	9,9	8,5	0,82	68	47	10,0	51,4	38,6
			G	AB	25–47	57,6	4	5,4	4,8	7,0	9,5	0,76	73	21	10,5	55,0	32,0
			14-A	B1t	47–74	54,0	7	6,2	5,2	5,3	9,3	0,69	81	58	7,5	58,5	34,0
				2C	74–100	49,0	10	6,2	5,8	4,4	10,0	0,87	94	80	12,1	42,1	45,8
				3C	100 +	27,3	3	6,5	5,8	1,0	8,0	1,06	55	36	49,6	37,1	13,3
Ñadis	Alerce	Placandept	A	01	4–0	64,9	28	5,0	4,2	39,0	0,6	< 1	120	111	–	–	–
			S.O.	A	0–4	60,9	11	5,0	4,1	31,3	0,8	< 1	76	56	30,5	52,9	16,0
			14-A	E	4–13	49,6	7	5,2	4,4	26,6	0,7	< 1	68	48	22,6	61,6	15,7
			G	2Bt1	13–26	57,2	2	5,3	4,8	14,5	2,0	< 1	81	58	15,7	46,4	37,9
			Go	2Bt	26–48	40,1	1	5,7	5,2	6,9	3,7	< 1	58	42	19,1	50,0	30,9
			F.H.	2Cs	48 +	43,0	1	5,8	5,4	5,3	3,5	< 1	53	39	26,6	45,2	28,1
Pardo Arcillosos	Perquenco	Haplumbrept	A +	Ap	0–16	51,7	19,0	5,9	4,5	14,8	7,5	1,06	45	22	17,7	45,5	36,6
			H	AB	16–34	58,0	18,8	6,2	4,7	12,2	8,2		42	30	17,6	46,5	35,9
			G	BC	34–50	49,0	24,9	6,2	4,6	8,1	7,5		38	29	16,2	51,7	32,1
				C	50 +												
Rojo Arcillosos	Fresia	Typic Palehumult	H	Ap	0–12	41,8	6	4,8	4,0	8,4	7,2	0,95	39	26	8,4	30,3	61,3
			A	Bt1	12–39	36,5	6	5,1	4,0	3,2	6,7		37	27	3,6	22,6	73,6
			Go	Bt2	39–56	32,9	7	4,8	3,7	2,0	9,0		38	30	3,2	18,1	78,5
				B't1	56–72	32,4	7	4,8	3,7	1,5	6,0	1,03	42	31	4,9	18,0	66,7
				B't2	72–94	33,8	7	4,6	3,6	1,0	3,8		46	31	3,4	35,8	60,8
				2BC	94–140	33,0	6	4,6	3,6	0,6	4,0		48	32	5,8	38,2	55,5
Arenas Volcánicas	Arenales	Dystric Xeropsamment	SNC	Ap	0–20	7,4	51	6,4	5,2	0,7			8	4	88,4	9,4	2,2
			H	2C1	20–50	10,8	63	6,8	5,9	1,1			13	7	88,6	8,7	2,7
			V	2C2	50–70	6,6	70	6,8	6,0	0,2			7	5	91,1	7,5	1,4
			Sm	2C3	70 +	5,5	64	6,9	6,0	0,1			5	3	91,7	7,5	0,8
Pumicíticos	Alhué	Durandept	H +	Ap	0–10	8,9	49	5,4	4,6	0,9	0,3		20	16	53,2	32,6	14,2
			SNC	Bt1	10–21	11,0	50	5,5	4,2	0,4	0,2		22	14	44,4	28,0	27,6
			Sm	2AB	21–54	11,4	64	5,9	4,2	0,2	0,2		17	13	61,8	18,0	20,2
			14-A	2C1	54–61	5,6	62	6,0	4,2	0,1	0,1		13	8	71,1	23,3	5,6
				2C2	61–110	12,3	70	6,3	4,5	0,0	0,2		21	14	59,2	30,7	10,1
				2C3	110–120	8,9	73	6,5	4,6	0,0	0,2		14	13	60,3	20,4	20,4

SIMBOLOGIA

A = Alofán
H = Haloisita-7A
SNC = Silicatos no-cristalinos
MIN = Mineral dominante en la arcilla
V = Vermiculita
Sm = Esmectita
G = Gibbsita
Go = Goethita
S.O. = Sílice opalina
14-A = Mineral de 14-A
F = Feldespatos

Trumaos, pero depositados sobre topografías planas a levemente onduladas de sedimentos fluviales o fluvioglaciales. Usualmente los Ñadis soportan una cubierta boscosa relativamente baja y que parece ser reciente (Alcayaga *et al,* 1966). Existen algunos ejemplos de Ñadis que se asocian no con un paisaje glacial sino con antiguas terrazas (suelo Pitrufquén) o con depositaciones lacustres (varios Ñadis de Chiloé: Wright, 1965). Con excepción de Chile y, tal vez en Argentina, los Ñadis no tienen equivalentes conocidos en otros lugares del mundo.

Comparados con los Trumaos adyacentes, los Ñadis no guardan ninguna correlación estratigráfica con ellos.

Tienen una densidad aparente muy baja (0,4 - 0,6 g/m^3) y un horizonte cámbico. Durante los meses de invierno, el nivel freático puede alcanzar la superficie. El contenido de carbono orgánico del horizonte superior es considerablemente más elevada que en los Trumaos (ver Cuadro 3) y usualmente sobrepasan el 30%. En los sectores más húmedos el contenido de carbono orgánico frecuentemente satisface los requerimientos de un epipedón hístico (Langohr, 1971). Ordinariamente los suelos son muy obscuros, con cromas de 1 a 2, a veces, cero, los cuales cambian gradualmente hacia pardo pálido, gris o pardo rojizo en el subsuelo profundo. El suelo es a veces francamente esponjoso, turboso, y deja filtrar lentamente el agua en profundidad (Colmet-Daage, 1978). La estructura del suelo, definitivamente granular, está desarrollada más fuertemente que en el subsuelo; cuando se seca adopta la forma de prismas bien desarrollados. En los Ñadis, particularmente en el subsuelo profundo, hay formación fuerte o débil de cutanes de arcilla. El arraigamiento de las plantas es variable según la posición a que se presenta una capa de arcilla densa que impide la penetración de las raíces, incluso cuando el suelo se encuentra drenado (Alcayaga *et al,* 1966).

Los Ñadis tienen propiedades físico-químicas y mineralógicas semejantes a los Trumaos pero difieren en morfología. Son parecidos a los Pseudogley en cuanto al régimen de inundación estacional debido al impedimiento de drenaje y al desarrollo de una napa a 30-40 cm bajo la superficie.

Pese a los problemas de drenaje, el moteado en los Ñadis, tanto en el suelo como en el subsuelo, es más bien incipiente. Sin embargo, un rasgo característico es la presencia de una fina pero generalmente continua capa cementada, de algunos milímetros de grosor, de óxidos de hierro, manganeso y sílice en la zona de contacto con el substratum glacial o fluvioglacial. Este depósito, muy duro, frágil de color pardo obscuro llamado "fierrillo" es responsable, en gran medida, de los problemas de drenaje, y corresponde a un típico horizonte plácico. La mayoría de las veces esta fina cubierta férrica está incluida en una zona, de varios centímetros de grosor, enriquecidos por óxidos de hierro. Usualmente, inmediatamente bajo la capa de "fierrillo" y consolidando las arenas y gravas superficiales del substratum, se encuentra un cemento duro, de color blanco amarillento, rico en gibbsita y sílice no-cristalina, cristabalita y plagioclasa (ver Figura 5).

La mayoría de los Ñadis presenta una estratificación mucho menos marcada que los Trumaos, siendo escasos los fragmentos mayores de 2 mm. Sin embargo, es frecuente la presencia de piedras redondeadas ocasionalmente formando una capa alineada de piedras (Wright, 1965).

Mineralógicamente, las arcillas están constituidas principalmente por alofán, componentes paraalofánicos, minerales de 14A en baja proporción, sílice opalina en el horizonte A, cristobalita y gibbsita. Usualmente la presencia de alofán se asocia a una génesis en un medio bien drenado; sin embargo, el hecho que estos suelos con hidromorfismo estacional tengan arcillas dominantes alofánicas, los constituye en suelos excepcionales.

Mella y Kühne (1983) clasifican a los Ñadis como Placandepts ya que se desarrollan bajo un clima muy húmedo y tienen un horizonte plácico, con agua saturando el suelo sobre el pan por varios meses en el año. Langohr (1971) los ha clasificado como Placic Durandepts; sin embargo, las fases más húmedas, que desarrollaban un epipedón hístico, los clasificaba como Histic Placandepts, pese a que en este Gran Grupo no se han definido aún Subgrupos típicos.

Los Ñadis frecuentemente muestran una secuencia de horizontes Oi, A, E, 2Bt1, 2Bt2, 2Cs ó Ap, E, 2Be, 2Bt1, 2Cs. La profundidad media del perfil es de 65-70 cm (ver Figura 5).

El horizonte Oi es un horizonte superficial con abundante contenido orgánico ligeramente descompuesto.

El horizonte A es un epipedón hístico que puede alcanzar más de 10 cm de espesor, con coloraciones parda muy obscura (10 YR 2/2 en húmedo) a pardo grisáceo muy obscuro (10 YR en seco). Las texturas son franco limosas y la estructura granular fina, moderada a fuertemente desarrollada; es algo plástico y pegajoso en húmedo y el límite inferior es difuso. Es muy rico en humus ácido.

El horizonte E es menos orgánico que el horizonte A, pero su color es aún pardo muy obscuro (10 YR 2/2 en húmedo); la textura es franco limosa a franco arenosa muy fina; es friable, pero algo duro en seco; la estructura es de bloques subangulares; ligeramente plástico y algo adhesivo; límite inferior difuso.

El horizonte BE es pardo obscuro (7,3 YR 3/2 en húmedo) a pardo-pardo obscuro (10 YR 4/4 en seco), de textura franco limosa; friable, con terrones algo duros cuando secos; estructura de bloques subangulares medios que se rompen a gránulos gruesos cuando húmedos; resistentes y difícilmente rehumedecibles cuando secos; algo plástico y adhesivo; límite difuso.

El horizonte 2Bt1 es pardo rojizo obscuro (5 YR 3/3 en húmedo) pardo amarillento pálido (10 YR 4/4 en seco); de textura franco limosa; firme en seco; con estructura de bloques fuertemente desarrollada a prismática; los prismas secos son muy duros y tenaces; moderadamente plástico y pegajoso en húmedo; con desarrollo ocasional de un moteado pardo rojizo (5 YR 4/4); con raíces finas oxidadas, poros abundantes y límite inferior abrupto y lineal.

El horizonte 2Cs es pardo, con sectores pardo obscuros (10 YR 4/3, 7,5 YR 4/6 en húmedo) amarillo pardusco (10 YR 6/8, en seco), de textura franco arcillo limosa, que incluye, ocasionalmente, pequeñas piedras; firme y duro en seco; estructura de bloques subangulares muy gruesos, regulares, que se quiebran a prismas gruesos, bien formados, que resisten la presión; moderadamente adhesivo y moderado a fuertemente plástico en húmedo; el límite inferior es difuso.

El horizonte 3Cs es pardo fuerte (7,5 YR 5/6, en húmedo) y pardo amarillento (10 YR 5/8, en seco); de textura franco arcillo limosa, incluyendo pequeñas piedras ocasionales; firme y duro en seco; estructura de bloques subangulares medios fuertemente desarrollados; en húmedo, los prismas se deshacen en bloques angulares finos y gránulos gruesos; moderadamente adhesivo y moderadamente plástico, en húmedo; límite inferior abrupto.

1.5.3. Suelos Rojo Arcillosos Volcánicos

Con el nombre de suelos Rojo Arcillosos se designa, colectivamente, a un grupo de suelos coincidentes en color y textura, provenientes de diferentes materiales parentales como granito, micaes-

quitos y pizarras, sedimentos marinos terciarios, basaltos y andesitas. Otro grupo proviene de cenizas o loess volcánico antiguos el cual fue designado por Wright (1965) Red Volcanic Clays Soils o Arcillas Volcánicas Rojas. Roberts y Díaz (1959) los incluyeron dentro de los suelos lateríticos Pardo-rojizos. Argumentos morfológicos y mineralógicos (Besoain, 1969) indican que, en efecto, estos suelos derivan de cenizas o materiales piroclásticos, un hecho importante desde el punto de vista de la edafogénesis y mineralogénesis por cuanto estos suelos representan una fase avanzada en la secuencia de alteración de las cenizas volcánicas. Sus características y estado mineralógico (color, contenido y composición de la arcilla y óxidos extractables) no guardan relación con el ambiente actual, presumiéndose que su edad se sitúa en algún interglacial del Pleistoceno, hecho que los constituye en paleosoles. Finalmente, algunos de estos suelos, por ejemplo, la serie Collipulli y especialmente la serie Metrenco, parecen tener un estado de alteración y desarrollo más avanzado que otras series del grupo, como Fresia y Cudico, las cuales guardan algunas analogías con los Trumaos.

Los suelos Rojo Arcillosos aparecen como formaciones aisladas en la Provincia de Talca (36° 5' l.s.), confinadas a los cordones precordilleranos andinos; más al sur, ganan anchura alcanzando hasta la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, uniéndose a los suelos Rojos derivados de granito y micaesquito. Hacia el occidente, frecuentemente están limitados por Trumaos.

Comparados con los Trumaos y Ñadis, los suelos Rojo Arcillosos Volcánicos no son estratificados, aunque presentan discontinuidades horizontales en textura, color y estructura. Si bien muchos de estos suelos se encuentran en relieves ondulados suaves de la Depresión Central, también se presentan en relieves fuertemente ondulados de la precordillera de los Andes.

Los suelos Rojo Arcillosos se han desarrollado bajo un régimen de temperatura mésico y un régimen de humedad ústico o údico.

Los suelos Rojo Arcillosos muestran perfiles relativamente profundos (1,5 - 4,0 m) con un horizonte argílico. La fracción arena raramente sobrepasa el 10%. El epipedón es usualmente úmbrico, con contenidos de carbono orgánico de alrededor de 2 - 4% hasta 50 cm de profundidad. Sin embargo, el contenido orgánico del horizonte A alcanza frecuentemente valores de 6 - 10%, un hecho que es consecuencia de la contaminación en la superficie, de cenizas volcánicas modernas, que han desarrollado componentes alofánicos.

Las arcillas están dominadas por minerales kandíticos, especialmente haloisita-7A o formas de "fire-clay" (Besoain, 1969; Fajardo, 1975; Besoain y González, 1977). Todos estos suelos contienen algo de alofán en el horizonte superficial.

Los suelos Rojo Arcillosos exhiben una secuencia de horizonte que frecuentemente es: Ap, Bt1, Bt2, Bt3, 2BC ó C.

El horizonte A puede ser pardo rojizo obscuro (5 YR 3/4 en húmedo), franco arcillo limoso, friable a firme, ligeramente duro cuando seco, con estructura gruesa moderadamente desarrollada, ligeramente pegajosa, moderadamente plástica cuando húmeda.

El horizonte B, en conjunto, es frecuentemente pardo rojizo (5 YR 3/4) a rojo obscuro a pardo rojizo obscuro (2,5 YR 3/2 - 5 YR 3/3 en húmedo); muy arcilloso, firme, con estructura de bloques angulares fuertemente desarrollados y fuerte fisuración vertical o estructura fuertemente

prismática, que se quiebra con dificultad a bloques medios o finos, angulares; con depositación de óxidos de hierro en la superficie de los prismas, cerosidades de arcilla semejante a slikensides muy comunes en la superficie de los prismas; muy pegajoso y plástico en húmedo; con límites inferiores abruptos.

El horizonte C es rojo obscuro a pardo rojizo obscuro (2,5 YR 3/6 a 3/4 en húmedo); firme a muy firme; con estructura prismática gruesa fuertemente desarrollada, que se quiebra con dificultad a bloques medios y finos; todos los prismas exhiben cerosidades de arcilla en la superficie; ocasionalmente, depositaciones de manganeso y otros sesquióxidos en la superficie de los prismas; extremadamente adhesivo y plástico cuando húmedo incluye fragmentos de rocas andesíticas alteradas.

1.5.4. Suelos derivados de arenas volcánicas

En esta categoría están incluidos los suelos derivados de arenas volcánicas de la Depresión Intermedia, depositados en forma de aluvium en el cono de deyección del río Laja, entre los ríos Itata y Rarinco, y los suelos derivados de depósitos aéreos directos de arenas y cenizas, emplazados sobre los cordones y valles intramontanos de la Cordillera de los Andes.

1.5.4.1. SUELOS DERIVADOS DE ARENA VOLCANICA EN LA DEPRESION INTERMEDIA

Los suelos provenientes de aluvium volcánico, por ejemplo, las Familias Arenales, Coreo, Sta. Teresa, etc., son Entisoles derivados de arenas basálticas o arenas basáltico-andesíticas muy modernas, de una edad no superior a los 500-1.500 años, provenientes del grupo volcánico Antuco.

El límite oeste del depósito aluvial se sitúa al este de la Cordillera de la Costa y a 20 km de la confluencia del río Laja con el Bío-Bío. Desde el límite oriente al occidente de estos sedimentos existe una gradación de tamaños que culmina con arenas muy finas.

Los suelos se han desarrollado bajo un régimen de temperatura térmico y de humedad ústico.

Son suelos estratificados, con texturas arenosas gruesas, medias y finas. Están depositados sobre topografías planas a suavemente onduladas de la Depresión Central por formación de dunas. Son suelos de tipo A-C con profundidades que pueden alcanzar algunos metros. Algunas series tienen problemas de drenaje y presentan la formación de un orstein en profundidad (Serie Santa Teresa). La mayoría de los suelos incluyen en el perfil estratas delgadas de cenizas volcánicas (Serie Coreo y Arenales) o están incorporadas en el perfil. Este hecho evita que el drenaje sea excesivo.

Frecuentemente los suelos muestran una secuencia de horizontes Ap, 2C1, 2C2 y se clasifican como Dystric Xeropsamments o Andic Xeroumbrepts.

El horizonte Ap es pardo muy obscuro (10 YR 2/2 en húmedo); textura arenosa; no plástico ni adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco con estructura de grano simple. La actividad biológica es moderada y el contenido orgánico bajo. El límite inferior es claro y lineal.

El horizonte 2C1 es negro (10 YR 2,5/1 en húmedo); de textura arenosa, no plástico ni adhesivo; friable en húmedo, suelto en seco; con estructura de grano simple, las raíces son escasas y el límite es lineal y claro.

El horizonte 2C2 es de color gris obscuro (10 YR 3/1 en húmedo); de textura arenosa; no plástico ni adhesivo; con estructura de grano simple. Tiene baja actividad biológica con raíces escasas. El límite inferior es lineal claro.

El horizonte 3C2 es de color gris muy obscuro (10 YR 3/1 en húmedo); de textura arenosa, no plástico ni adhesivo; con estructura de grano simple. Con raíces escasas y muy baja actividad biológica.

1.5.4.2. SUELOS DERIVADOS DE ARENAS VOLCANICAS EN LA CORDILLERA ANDINA

Son suelos provenientes de depósitos directos de arenas volcánicas, cenizas y pómez e incluyen la Familia Los Nevados (serie Coyán, Rinconada y Nevados) situados entre 700 - 1.500 m, la Familia Llaima (series Llaima y Huerere) situadas entre 650 - 1.400 m de altitud, y la Familia Caburga (series Caburga y La Compañía) situadas entre 450 - 1.400 m.

En general, estos sedimentos se depositan sobre una topografía fuertemente ondulada, escarpada, con pendientes entre 15 - 30% o más. Provienen fundamentalmente de arenas piroclásticas básicas, más o menos escoriáceas, estratificadas con capas de cenizas y pómez o mezcladas parcialmente con cenizas volcánicas. Frecuentemente, estos suelos están depositados sobre un substratum de gravas finas, esto es, escorias muy porosas (Familia Caburga, Los Nevados) o sobre un substratum de arcillas compactadas (Familia Llaima).

El suelo es muy húmico, fuertemente melanizado, muy friable, con abundancia de agregados redondeados debido a la actividad de la fauna del suelo. En profundidad, aumenta la compactación y el contenido de arcilla, y en consecuencia, la plasticidad y adhesividad, con excepción de los perfiles donde hay arenas pumicíticas. Los subsuelos son de color pardo-amarillento, o pardo o rojizo excepto donde intervienen las arenas basálticas.

Todos estos suelos se han desarrollado bajo un régimen de precipitación perúdico o údico y de temperatura mésica.

Usualmente presentan una secuencia de horizonte A, C1, C2, A, AB1r, 2C y se clasifican como Hydric Dystrandepts, Andic cryumbrepts o Andeptic udorthents.

El horizonte A es pardo muy obscuro (10 YR 2/2 en húmedo), de texturas franca, usualmente no plástica y no adhesiva; friable en húmedo, suelto en seco; estructura granular media a fina, moderada; con raíces finas y medias abundantes a muy abundantes. Límite lineal claro.

El horizonte C es pardo amarillento obscuro (10 YR 3/4) a pardo grisáceo muy obscuro (10 YR 3/2, en húmedo); de textura franco arcillosa a franco arenosa; plástico y adhesivo a no-plástico ni adhesivo; muy friable en húmedo, blando a ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y fuertes a débiles moderados. El límite inferior es lineal abrupto o gradual.

Son suelos que, en general, tienen drenaje excesivo; son fuertemente estratificados, algunos con estratas de escorias frescas visibles en líneas continuas o con estratas de pómez riolítica o dacítica. En otros casos, la columna estratigráfica incluye suelos enterrados, como la serie Llaima.

1.5.5. Suelos pumicíticos

Los suelos derivados de tobas pumicíticas riolíticas se encuentran distribuidos heterogéneamente en las llanuras de sedimentación de la cuenca de Santiago y la VI Región. Son suelos que se distribuyen sobre topografía de lomajes suaves y disectados, con pendientes complejas de 3 - 5%, bajo una vegetación esteparia dominante de Acacia cavenia. Se han desarrollado bajo un régimen de temperatura térmico y de humedad xérico. Sin embargo, existen diferencias apreciables de precipitación, ya que en la cuenca de Santiago ésta alcanza a 340 - 400 mm pero alrededor de 600 - 700 mm en la VI Región.

Los suelos son delgados a moderadamente profundo; frecuentemente entre 40 - 60 cm de profundidad poseen un duripán silícico que dificulta o impide el paso del agua y las raíces.

Los suelos pumicíticos se clasifican como Xeric Durandepts (serie Alhué, Pudahuel, Caleuche, Culiprán). Usualmente exhiben una sucesión de horizontes: A, Bt, AB, 3C1, 3C2, 3C3 (Mella y Kühne, 1983).

El horizonte A es pardo a pardo obscuro (10 YR 4/3 en húmedo), y pardo amarillento claro (10 YR 6/4 en seco). La textura es franco arenosa, ligeramente plástica, no adhesiva; friable, con estructura de bloques subangulares y angulares gruesos y débiles. Raíces finas abundantes; débilmente poroso. Límite inferior claro lineal.

El horizonte Bt1 es pardo a pardo obscuro (10 YR 4/3 en húmedo) y pardo amarillento pálido (10 YR 6/4 en seco); de textura franca, ligeramente plástico y adhesivo; con estructura de bloques subangulares, gruesos, medios y finos; con raíces comunes y porosidad escasa. Fragmentos de pómez de tamaño medio, escasos. El límite inferior es ondulado abrupto.

El horizonte 2AB es de color pardo amarillento (10 YR 5/4 en húmedo) y pardo amarillento claro (10 YR 6/4 en seco); de textura franco arenosa; ligeramente plástico y adhesivo; con estructura de bloques subangulares, medios y débiles. Raíces finas comunes; con fragmentos de pómez formando estratas finas que exhiben segregación, en forma de películas, de óxidos de hierro y manganeso. El límite inferior es lineal y abrupto.

El horizonte 3C1 es pardo pálido (10 YR 7/3 en húmedo) y blanco (10 YR 8/2 en seco); de textura franco arenosa; no plástico ni adhesivo; suelto en húmedo y en seco; no estructurado; carece de raíces. Muestra bandas delgadas en forma de estratas de color amarillo en húmedo. El límite inferior es lineal y abrupto.

El horizonte 3C2 es de color pardo amarillento claro (10 YR 6/4 en húmedo) y pardo muy pálido (10 YR 7/3 en seco); de textura franco arenosa; no plástico no adhesivo; firme en húmedo y extremadamente duro en seco; sin estructura. Carente de raíces y poros. Al fragmentarse, en los planos de ruptura se observan acumulaciones de óxidos de hierro y manganeso, bajo los cuales se ha formado un cemento silícico. El límite inferior es lineal y abrupto.

El horizonte 3C3 tiene color amarillo (7,5 YR 6/6 en húmedo) y pardo muy pálido (10 YR 7/3 en seco); de textura franco arenosa; no plástico ni adhesivo; duro en seco, friable en húmedo. Sin estructura. Carece de raíces.

La fracción arcilla contiene haloisita-7A, asociada a una importante proporción de elementos no-cristalinos (vidrios hidratados o semihidratados), componentes para-alofánicos y minerales acompañantes como esmectita, vermiculita, albita, cuarzo, etc. (González y Besoain, 1976).

1.5.6. Suelos Pardo Arcillosos

Estos suelos, representados únicamente por la serie Perquenco, derivan de cenizas volcánicas básicas, que se encuentran en la Depresión Central de la IX Región sobre un substrato de brecha volcánica. Son suelos muy interesantes ya que tienen propiedades intermediarias entre los Trumaos y los suelos Rojo Arcillosos. Besoain y González (1977) incluían junto a la serie Perquenco, las series Llenquehue (Andeptic Haplohumults) y Quiriquina (Andeptic Haploumbrepts), ya que como la serie Perquenco tenían arcillas constituidas por alofán y haloisita-7A en proporciones similares. Es probable que, en base a nuevos antecedentes, la superficie de los suelos Pardo Arcillosos se incremente en el futuro.

Son suelos desarrollados bajo un régimen de temperatura mésico y de humedad údico, que ocupan una topografía ligeramente ondulada a plana; bien drenados. Bajo una vegetación de parque abierto con predominio de roble (Nothofagus obliqua) y laurel (Laurelia sempervirens).

Son suelos delgados a moderadamente profundos clasificados como Andic Haplumbrept. Exhiben una sucesión de horizontes: Ap, AB, BC y C.

El horizonte A es pardo obscuro (10 YR 3/2,5 en húmedo) a pardo grisáceo obscuro; de textura franco arcillo limosa; ligeramente plástico y pegajoso; friable en húmedo, suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos; con abundancia de poros finos y raíces. El límite inferior es irregular o difuso.

El horizonte BC es pardo obscuro (7,5 YR 3/2 en húmedo) y amarillento obscuro (10 YR 3/4 en seco); de textura franco arcillo limosa, plástica y adhesiva; friable en húmedo y suelta en seco; estructura de bloques subangulares; raíces y poros finos moderados comunes. Límite ondulado abrupto.

El horizonte C constituye un substratum formado por una brecha volcánica fuertemente meteorizada.

1.6. FACTORES DE FORMACION DE LOS SUELOS

1.6.1. Material Parental

Trumaos, Ñadis y suelos Pardo Arcillosos se han formado fundamentalmente a partir de cenizas volcánicas basáltico-andesíticas. Se conocen, sin embargo, algunos casos de Trumaos provenientes de la alteración de mezclas de pómez y cenizas o arenas volcánicas situados en la cordillera andina en sitios relativamente cercanos a los volcanes (Series Ralún, Llaima, Chanleufú). En otros lugares de Chile, no incluidos en este estudio, existen Trumaos derivados de escorias volcánicas y arenas basálticas, como es el caso del suelo Pululil, cerca del volcán Apagado, en Chiloé continental, al sur del seno de Reloncaví (Peralta *et al,* 1979) o del suelo Vaitea, en la Isla de Pascua (Besoain, León y Wright, 1972). Estos ejemplos son más bien excepcionales, ya que la masa de los suelos señalados se han formado de cenizas.

En referencia a los suelos Rojo Arcillosos, Wright (1965) sostenía que "derivan de un depósito superficial que, muy probablemente, consistía originalmente de cenizas o loess volcánico con elevado contenido de vidrios y minerales asociados. No ha sido comprobado que estos suelos provengan principalmente de vidrios volcánicos, pero la probabilidad es muy fuerte". El origen de estos suelos se ha prestado a una larga discusión. ¿Provienen de cenizas? ¿Derivan de antiguas tobas o simplemente de rocas andesíticas o basálticas? ¿O de sedimentos glaciales no volcánicos? Wright (1965) considera que estos suelos derivan de cenizas volcánicas por los siguientes hechos:

- La mineralogía de las arcillas es fundamentalmente haloisítica, una especie que es un término siguiente al alofán en la secuencia de alteración de los vidrios.

- En sectores del centro sur de la cordillera andina, donde la columna estratigráfica muestra una secuencia continua de cenizas cuya edad se incrementa de arriba hacia abajo, la estrata más profunda tiene un estado de alteración similar al de los suelos Rojo Arcillosos de la Depresión Central. Mineralógicamente, el progreso es gradual desde un estado alofánico a otro haloisítico (Besoain, 1964).

- Aunque no están estratificados como los Trumaos o Ñadis muestran discontinuidades horizontales en textura, color, estructura, etc., demostrándose en el laboratorio el cambio en la clase de los minerales residuales de acuerdo a las características de campo.

- Los suelos Rojo Arcillosos no sólo se presentan en relieves ondulados suaves sino en topografía de cerro en la precordillera andina. En la mayoría de los casos, las discontinuidades son tales que son indicativas de estratificaciones deposicionales que tienden a seguir fielmente las curvas del relieve.
- Algunas veces, la presencia de una estrata de un color marcadamente diferente o textura, de la impresión de un depósito de lodo, originalmente cementado, pero ahora muy meteorizado*.

Aparte de estas consideraciones, Besoain (1958, 1969) pudo demostrar definitivamente, la presencia de vidrios volcánicos, parcialmente desvitrificados, fibrosos, coloreados en las arenas de varios suelos Rojo Arcillosos (Collipulli, Fresia, Contaco, Cudico), y en cantidades que aumentaban con la profundidad del perfil. Esta evidencia permite adscribir el origen de los suelos Rojo Arcillosos a cenizas volcánicas.

Los suelos Pumicíticos provienen de la alteración de tobas de cenizas riolíticas, originalmente, eolocineritas retransportadas por el sistema fluvial del Mapocho, Maipo, Cachapoal (hidrocineritas). Börgel (1966) considera que estas cenizas constituyen un episodio reciente en la secuencia sedimentaria de la cuenca de Santiago. Borde (1966) y Tricart (1965) han sugerido que estos depósitos se formaron por corrientes de barro, originadas por el deshielo glacial, que transportaron cenizas riolíticas eruptadas por volcanes situados dentro de los valles. De acuerdo a Guest y Jones (1970) estas tobas son ignibritas producidas por nubes ardientes originadas por volcanes locales. Se trataría, simplemente, de tobas soldadas.

** Wright, al referirse a este "mud-shower horizon", probablemente alude a las cenizas vítreas finas que con la lluvia forman esferitas llamadas comúnmente "bolas de lodo" y que, en terminología piroclástica, se denominan pisolitas. Los depósitos litificados formados por estos materiales se clasifican como tobas pisolíticas.*

Las tobas están constituidas por cenizas finamente granuladas, de color blanco, pardo claro o rosado. La masa está formada por fragmentos de vidrio que engloban trozos mayores de pómez y fragmentos líticos de tamaño variado, así como cristales de minerales ferromagnesianos. La potencia de los depósitos varía desde algunos centímetros a metros.

El elevado contenido de sílice de esta toba vítrea unido a un régimen de humedad xérico y de temperatura térmico han determinado la formación de Xeric Durandepts sin o con muy bajo desarrollo de alofán.

Los suelos derivados de arenas volcánicas aluviales en la Depresión Central han formado Xeropsamments o Xeroumbrepts, es decir, suelos incipientes de desarrollo escaso.

Estos sedimentos aluviales descansan sobre un lahar, llamado "lahar del Laja", en el cual MacPhail (1966) determinó una edad radiométrica de 15.000 ± 300 años.

La causa de la depositación de estos sedimentos no se conoce con certeza. Wright (1965), supone que el aluvión, que de hecho fue una forma de lahar, se originó por ruptura de la barrera de lava a través del frente de la laguna del Laja, la cual arrastró una gran masa de arenas volcánicas acumuladas por erupciones sucesivas del volcán Antuco Nuevo y que se depositaron como un aluvium por el río Laja y sus afluentes. Respecto al lahar del Laja, MacPhail (1966) considera que fue provocado por la evacuación súbita de arenas y cenizas acumuladas en la caldera periglacial (somma o "volcán Laja") el cual se depositó como avalancha en valle del río Laja y sus afluentes.

Las arenas son fragmentos clásticos, englobadas frecuentemente en una matriz fina y consisten en materiales volcánicos como cristales fracturados de plagioclasa y piroxenos y fragmentos de lavas basáltica y andesítica. Estos últimos varían desde aquellos que tienen una masa fundamental criptocristalina incluyendo plagioclasa hasta fragmentos vítreos con fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno. No son tan comunes los vidrios en los fragmentos de roca. Con las arenas se mezclan cenizas volcánicas en mayor o menor grado.

Los suelos derivados de arenas volcánicas subaéreas constituyen Umbrepts, Orthents o Andepts en la cordillera andina. Las arenas son de naturaleza basáltico-andesítica, escoriáceas, vesiculares, con texturas que varían desde arenas gruesas a muy finas. Casi todos los suelos contienen cenizas volcánicas intercaladas con las arenas. Incluyen minerales pesados como olivino, hiperstena, piroxenos monoclínicos, hornblenda y epidota. Es frecuente que los perfiles exhiban capas de pómez o lápilis alternantes de naturaleza dacítica. Las arenas tienen un alto contenido de vidrios vesiculares de color marrón obscuro a claro.

La naturaleza de los piroclásticos y el clima influyen marcadamente el desarrollo de los suelos. La composición y profundidad del manto de ceniza o arena varía de lugar en lugar y la profundidad promedio de los suelos, en pendientes de 30 y 35% es de casi 3 metros. La profundidad máxima de un depósito, medida en el valle del río Gol-Gol, fue de 8 metros. Wright (1965) indica que la columna estratigráfica de las cenizas varía de acuerdo al tipo de actividad volcánica de la región circundante, pero la mayoría de los suelos situados sobre las pendientes de los cerros exhiben capas reiteradas de materiales finos y gruesos que varían desde la ceniza andesítica (es más común) arenas gruesas riolíticas o dacíticas pumicíticas a basálticas (menos comunes) y fina escoria basáltica (rara). Las transiciones entre estas estratas son abruptas.

Las cenizas volcánicas son partículas fragmentarias, vesiculares, ricas en vidrio finamente dividido y es esta condición, que determina una superficie específica elevada, la que permite explicar la rapidez de los procesos de hidrólisis y alteración con la formación rápida y abundante de componentes no-cristalinos, con predominio de alofán, en etapas tempranas del desarrollo de los suelos. Comparadas con las cenizas, las arenas volcánicas tienen una superficie específica inferior y el desarrollo de los suelos será en consecuencia, más lento a igualdad de precipitación.

Los suelos derivados de arenas volcánicas de la cordillera andina, formados por arenas más porosas, escoriáceas y ricas en vidrios que las arenas aluviales de la Depresión Central, han formado suelos más desarrollados que éstos. Puesto que están sometidos a una precipitación considerablemente mayor, este factor debe influir decisivamente en el desarrollo del suelo.

Frecuentemente en los Trumaos se detecta la presencia de minerales de 14A, esmectitas o minerales interestratificados en baja cantidad (González y Besoain, 1976). Su origen no es claro, pero se supone que pueden haber sido formados por alteración de materiales dentro del cráter e incorporados a las cenizas en el momento de la erupción. Estos minerales también se observan en suelos recientes, como los Vitrandepts Ralún y Chanleufú cuya edad restringe la posibilidad de neoformación *in situ.* Es posible, sin embargo, que esos minerales provengan de la alteración de minerales ferromagnesianos que existen en las piroclastitas parentales de estos suelos.

Es interesante hacer notar que se ha observado en Trumaos y suelos Rojo Arcillosos la presencia generalizada de fragmentos sólidos de rocas diversas provenientes del conducto y paredes del volcán o basamento subvolcánico (fragmentos accesorios y accidentales, respectivamente). Este fenómeno explica la presencia de fragmentos de granito gráfico y minerales metamórficos (clorita, epidota, mimerkita, plagioclasa sericitizada, saussititizada, etc.) en la fracción arena de suelos como Corte Alto, Puyehue, Osorno, Chanleufú (Besoain, 1969; Besoain y Sepúlveda, 1981), así como en suelos Rojo Arcillosos, como las series Fresia, Contaco, Cudico, Collipulli.

1.6.2. Clima

A nivel mundial, los Andepts se desarrollan en una amplia variedad de climas, que varían desde los fríos y húmedos a los templados y tropicales lluviosos (ver Cuadro 1); también se desarrollan bajo climas que incluyen una estación seca prolongada e incluso se han descrito bajo regímenes xéricos en climas mediterráneos o bajo regímenes ústicos de climas semiáridos a subhúmedos (Flach, Holzhey *et al,* 1981). Esto conlleva un problema de definición: el concepto de Andept es mucho más amplio que el de Andosol e implica una mayor tolerancia climática. Los Andosoles, si bien se forman bajo una amplia variedad de climas, exige un nivel de humedad mínimo bajo el cual no pueden desarrollarse.

En Chile estimamos que el nivel mínimo de precipitación para formar Andosoles se sitúa entre 800 - 1.000 mm anuales. El Andosol más septentrional que existe es la serie Limanque, situado en la VI Región, un Umbric Vitrandept derivado de un aluvium volcánico basáltico-andesítico, desarrollado bajo un régimen de humedad xérico (∿800 mm) y de temperatura térmico.

Las tobas riolíticas de la cuenca de Santiago y la VI Región no han formado Andosoles tanto por el régimen de precipitación (350 - 700 mm anuales) como por la naturaleza del material parental, compactado y altamente silícico. La serie Alhué, por ejemplo, es un Andept (Xeric Durandept) pero no un Andosol.

Los suelos de arenas volcánicas se desarrollan en áreas climatológicas bien diferentes: aquellos situados en la Depresión Intermedia, derivados de aluvium volcánico se desarrollan bajo una precipitación media de 1.000 - 1.500 mm anuales (régimen ústico) y una temperatura media de 13°C (régimen térmico). En cambio los suelos derivados de arenas volcánicas de depositación directa, de la Cordillera de los Andes, se han desarrollado bajo un régimen de humedad údico o perúdico y de temperatura mésica (2.000 - 5.000 mm y 11 - 14°C promedio anual). Pero además, la distribución de la precipitación es muy diferente: los suelos de arenas aluviales soportan prácticamente 4 - 5 meses secos en verano y otoño, lo cual se acentúa por la capacidad de absorción de calor de las arenas negras; en cambio, los suelos de arenas eólicas de la cordillera tienen una distribución más uniforme de la precipitación, sin veranos secos. Estos factores, unidos a diferencias de textura de las arenas parentales, han determinado un desarrollo muy diferente entre ellos, con abundante formación de alofán en los suelos de la cordillera.

Los suelos Rojo Arcillosos han soportado un largo historial climático, incluyendo la acción de uno (Laugenie *et al,* 1975) o dos interglaciales más cálidos (Lauer y Besoain, 1983). Se sospecha que el suelo Metrenco es aún más antiguo pudiendo derivarse de sedimentos volcánicos pliocénicos. La escasez de informaciones paleoclimáticas en Chile restringe, por supuesto, el valor de estos antecedentes; no obstante, es indudable que las características de los suelos Rojo Arcillosos —elevado contenido de arcilla y óxidos extraíbles, dominancia de minerales de arcilla cristalinos— así como indudables analogías con oxisoles y suelos ferralíticos tropicales (Laugenie *et al,* 1975; Colmet Daage *et al,* 1978) confirman períodos prolongados de evolución, en un medio climático más caluroso y bajo un régimen pluviométrico más acentuado.

1.6.3. Tiempo o duración del desarrollo del suelo

Considerado el tiempo como un factor de formación independiente o aislado, no juega rol alguno en la formación de los suelos. Concebido como una duración de la acción del conjunto de factores de formación, adquiere entonces, un valor decisivo. Es evidente que el desarrollo de una sucesión de tipos de suelo a partir de substratos diferentes, a igualdad de condiciones ambientales, no procede con igual velocidad. De ahí que la evaluación más realista del tiempo es aquélla que compara el desarrollo de materiales parentales y ambientes similares. La edad absoluta de un suelo puede determinarse, bajo circunstancias favorables, ya sea usando métodos estratigráficos, dendrocronológicos, radiométricos, palinológicos, etc. Sin embargo, esa información, sin apoyo de referencias paleoclimáticas o refiriéndola sólo a las condiciones actuales, tiene un valor limitado.

Mientras más próximo a nuestra época haya sido el período de formación de un suelo, mayor probabilidad habrá de evaluar exitosamente el efecto del tiempo ya que habrá mayor garantía de prevalencia en la operación uniforme de los factores formadores. Ello es particularmente adecuado en el caso de los Andosoles o Andepts, ya que la mayoría son suelos recientes, formados durante el Holoceno, período cuya duración fluctúa entre 15.000 - 20.000 años. Se sabe, sin embargo, que durante el Holoceno hubo variaciones climáticas, incluyendo fases alternantes frías, templadas, húmedas o más cálidas, tanto en los Estadios (Preboreal, Boreal, Atlántico...) como en los Interestadiales. Si bien estos cambios han sido mucho más suaves que en el Pleistoceno, deben haber afectado el desarrollo de los suelos. Ahora bien, puesto que muchos suelos volcánicos tienen datación histórica, puede en ellos medirse su desarrollo y evolución con gran precisión.

La evolución de las cenizas volcánicas y la formación de los suelos se encuentra íntimamente ligado a la formación de minerales de arcilla, pudiendo concebirse que el proceso, bajo esa perspectiva, se lleva a cabo en tres etapas:

1. Paso de una ceniza parental (tiempo cero) a un suelo incipiente, un Ranker o Syrosem, v. gr., Psamments, Vitrandept, sin formación de alofán o imogolita, pero con desarrollo de minerales para-alofánicos, complejos de Al o Fe-humus, sílice opalina.

2. Formación de un Andosol, con elevado contenido de alofán, imogolita o ambos, disminución de la sílice opalina y, en etapas más avanzadas, formación progresiva de haloisita y gibbsita. Fuerte disminución del vidrio original.

3. Transformación de los Andosoles en otro tipo de suelos de acuerdo a las condiciones ambientales: reemplazo del alofán, imogolita y componentes para-alofánicos por haloisita de 10 y 7A, aumento de la gibbsita, el contenido de arcilla y los óxidos de hierro.

La primera etapa puede desarrollarse en el término de algunos decenios a siglos, dependiendo de la naturaleza de la ceniza parental y del ambiente. Durante la erupción del volcán Quizapú, aunque gran parte de las cenizas fueron desviadas hacia el este por los vientos dominantes, permanecieron en Chile algunos bolsones de cenizas en lugares preservados; en uno de ellos, situados cerca de la lagura de La Invernada, en la VII Región, en el término de 36 años se había desarrollado un Vitrandept con un horizonte A fuertemente orgánico (Besoain, Mella y Lara, 1968). Cenizas básicas eruptadas por el volcán Sakurajima en Kagoshima, Japón, 1914 (Shinagawa, 1962) y el Novorupta en la Isla de Kodiac, Alaska, en 1912 (Rieger y Wunderlich, 1960) formaron, en 48 años, Andosoles incipientes. Soerianegara (1969) describió la formación de un suelo regosólico, Entic Umbrandept, con señales de iniciar un proceso de latolización, en la isla Putjang, Java, derivado de cenizas pumicíticas eruptadas por el volcán Krakatoa en 1883, bajo condiciones de trópico húmedo. En las Nuevas Hébridas, Quantin (1972) comprobó que la meteorización de las cenizas volcánicas bajo un clima tropical muy húmedo era tan veloz que al cabo de unas decenas de años se había formado un suelo poco evolucionado, con un horizonte humífero y elevado contenido de alofán. Quantin indicaba que en un millar de años, podría desarrollarse un Andosol bien desarrollado en esas condiciones.

Bajo el régimen de verano húmedo y fresco y nieve en invierno que prevalecen en Hokkaido, Yamada (1968) calculó que la diferenciación de horizontes, a partir de la ceniza volcánica cruda, requería los siguientes períodos de tiempo:

- Horizonte C o (A)C : 100 años
- Horizonte AC o A(B)C : 500 - 1.000 años
- Horizonte ABC : 1.000 años

Sin embargo, como indica el autor, una diferenciación real frecuentemente no se puede realizar debido tanto a la delgadez del depósito de ceniza como a la sucesión de depositaciones, combinadas con un rápido desarrollo del suelo. Por ejemplo, dos depósitos sucesivos de cenizas podrían asumir la apariencia de ya sea un horizonte A grueso o de horizontes A y B en lugar de dos sets de horizontes A, B y C.

La segunda etapa de evolución puede tener una duración de siglos a decenas de siglos. Formado un Andosol, este muestra la tendencia a permanecer en ese estado; los mecanismos que desarrolla el alofán –acción buffer frente a las variaciones del pH; formación de complejos estables órgano-Al u órgano-Fe– tienden a estabilizar el suelo frente al ambiente. Wada y Aomine (1973) indican que en Japón los Andosoles pueden adquirir madurez dentro de 5.000 años.

Los Andosoles pueden permanecer varios miles de años en ese estado en tanto persista el alofán como componente mayoritario de las arcillas. Esto, por supuesto, es muy variable, influyendo el régimen pluviométrico, el abastecimiento de sílice, la exposición o profundidad de los horizontes o estratas, el tipo y petrografía de los piroclásticos y la edad de los depósitos. Por ejemplo, en un estudio reciente sobre suelos derivados de cenizas riolíticas en Nueva Zelanda de edades de 20.000 y 42.000 años bajo diferentes precipitaciones, Parfitt, Russell y Orbell (1983) evidenciaron que el contenido de alofán aumentaba y el de la haloisita disminuía con el incremento de la precipitación y el lavaje a través de suelo. Los autores consideran que en este caso, el clima y el material parental jugaban un rol más importante que el tiempo de alteración.

Alofán e imogolita son los minerales dominantes en las arcillas de los horizontes B de Andosoles japoneses de 5.000 a 10.000 años; en suelos más antiguos, estos minerales se transforman en haloisita y gibbsita (Wada, 1977). También en Japón, Yoshinaga y Yamagushi (1970) y Tazaki (1971) detectaron alofán en suelos derivados de pómez en Kurayoshi, Tottori, de una edad de 32.000 años. Gibbs (1968) detectó alofán en el suelo Tyrau de Nueva Zelanda, derivado de cenizas riolíticas-andesíticas, de una edad de 13.000 - 14.000 años y en el suelo Mairoa, de cenizas mixtas, de 30.000 años.

La presencia de alofán depende también del material parental. El horizonte B del suelo Papakauri de Nueva Zelanda, un Dystrandept proveniente de escorias de basalto de olivino de 17.000 años, contiene componentes para-alofánicos, alúmina hidratada, gibbsita, minerales primarios y vidrio, pero no alofán. Se supone que este suelo se encuentra en un estado final de pedogénesis (Mizota, 1982).

La tercera etapa es la más problemática de precisar ya que se encuentra íntimamente ligada a la transformación del alofán en haloisita. En diversos suelos japoneses, los depósitos de cenizas conteniendo haloisita varían entre 6.000 a 10.000 años (Wada y Aomine, 1973). En algunos Andosoles de Japón, Aomine y Miyaushi (1963) y Aomine (1966) han determinado tiempos de 8.000 a 9.000 años para la transformación del alofán en haloisita bien cristalizada. Besoain (1969) considera que en Andosoles chilenos, bajo clima mediterráneo, el alofán puede persistir entre 18.000 a 22.000 años, luego de lo cual se desestabiliza más o menos rápidamente. En Costa Rica, las arcillas de los horizontes IIB3 y IIC del suelo Cervantes, un Umbric Vitrandept derivado de lava escoriácea basáltica, de una edad probable de 13.000 años, son esencialmente alofánicas, pero contienen algo de haloisita (Besoain, 1972). Bajo condiciones tropicales, cenizas volcánicas basálticas de la isla St. Vicent, en las Antillas, se han transformado íntegramente en haloisita en un período de 4.000 años (Hay, 1960). En Nueva Guinea, la haloisita se ha encontrado en cenizas volcánicas de 300 - 2.000 años de edad (Bleeker y Parfitt, 1974), y en la formación de pómez de Taupo, en Nueva Zelanda, en el paelosol Mapara, así como cenizas de Rotongaio, ambas de una edad de 1.800 años, McIntosh (1979) ha probado la existencia de haloisita autigénica.

Resulta evidente que estas grandes diferencias de edad en las cuales puede formarse haloisita, implica un problema de mineralogénesis, esto es, si la haloisita necesariamente debe formarse a partir del

alofán, si esta formación ocurre sólo cuando el alofán reacciona con soluciones ricas en sílice o si los vidrios —y feldespatos— pueden alterarse directamente a haloisita. Este es un problema muy interesante que se trata con más detalle en el Capítulo 2 sobre las mineralogías de los suelos volcánicos.

Las mediciones absolutas de la velocidad de alteración son relativamente escasas. Bunting (1967), por ejemplo, señala que en El Salvador, un depósito de ceniza de 1 m de espesor se transformó íntegramente en suelo en 2.993 ± 360 años, lo que implica una velocidad de formación de 35 - 45 cm/1.000 años; en Krakatoa, al oeste de Java, bajo un régimen tropical húmedo, las cenizas volcánicas formaron en 45 años un suelo de 35 cm de grosor y en Mt. Shasta, California, lodos volcánicos de 205, 566 y 1.000 años no mostraban alteración alguna.

Cenizas volcánicas de 6 a 8 años del volcán Irazú, Costa Rica, bajo un clima de altura (9°C y 2.000 mm promedio anual), han desarrollado en ese período 2,5 - 2,8% de material $< 2\,\mu$ lo cual significa una formación de arcilla de 0,33% anual. Debe admitirse, sin embargo, que una parte considerable de la fracción $< 2\,\mu$ debe haber llegado con la ceniza parental misma; otra parte, sin embargo, es producto de alteración (Besoain, 1972). Si la velocidad de formación fuese de 0,2 g anuales, entonces este sedimento debería formar un suelo con 50% de arcilla en alrededor de 250 años.

Ruxton (1968) calculó cual es el período de persistencia o vida del vidrio en cenizas volcánicas dacíticas de Papúa, Nueva Guinea, datadas por el método del C^{14}. Para ello admitió que la alúmina permanecía constante en el curso de la meteorización y que el vidrio se alteraba invariablemente en alofán. Ruxton encontró que la descomposición del vidrio sigue la reacción:

$$C = Co \cdot e^{-kt}$$

siendo C la concentración del vidrio al tiempo t; Co la concentración inicial del vidrio y k una constante. La descomposición del vidrio puede ser escrita como una ecuación en la cual:

$$\text{Vidrio} + \text{agua} \; [\text{ con grupos ácidos y otros componentes }] \rightarrow \text{Alofán} + \text{solutos}$$

Como la velocidad de reacción es proporcional al contenido de vidrios, esta reacción tiene analogías con las reacciones químicas de 1^{er} Orden. En la ecuación, uno de los reactantes —agua— se agrega en forma permanente, siendo los solutos eliminados del sistema; con ello se evita el establecimiento de estados de equilibrio que pudiesen frenar las transformaciones ulteriores. Es obvio que el agua, en cantidad, velocidad y temperatura es el factor más importante en la alteración de la sílice. Ruxton ha calculado que el promedio de pérdida de sílice por unidad de área en Papúa es de 4 - 6 mg/cm^2/año; en basaltos de Hawaii alcanza a 3,8 mg/cm^2/año y en áreas montañosas húmedas de Estados Unidos ésta es de 2 mg/cm^2/año.

El factor tiempo no puede tratarse independientemente de los demás factores de formación, particularmente del clima y del material parental. Un suelo es la resultante de una suma de acciones —climáticas, bióticas— sobre un substrato parental en las que las condiciones actuales son sólo una parte de su historia genética. Por eso, la edad o desarrollo de un suelo, como extrapolación o generalización de las condiciones ahora vigentes, tienen un valor limitado.

En Chile no disponemos de bastantes informaciones para intentar establecer una cronología de los suelos. Los datos absolutos son muy escasos. ¿Cuál es el período de persistencia del alofán? ¿Cuándo comienza a formarse haloisita? ¿Cuándo ésta se hace dominante? Existen, sin embargo, algunos antecedentes.

En la Región de los Lagos, en el cruce del camino de Puerto Varas a la carretera Panamericana se encontró bajo una morrena fluvio-glacial del Würm tardío cubierta por el suelo Puerto Octay una turba de 50 cm de espesor que incluía un tronco de árbol bien conservado el cual, mediante análisis de C^{14} dio una edad de 40.000 años.

Bajo la turba yacía una capa de 50 cm de un paleosol limoso fuertemente alofánico (Colmet-Daage *et al,* 1978).

En Los Pellines, en el camino de Frutillar a Puerto Varas, en la zona de confluencia de la serie Puerto Octay y el Ñadi Frutillar se encontró bajo el suelo una capa de turba que, por C^{14} dio una edad de 15.000 años. La turba recubre un horizonte alofánico de 40 cm de espesor bajo el cual se encuentra la morrena glacial (Colmet-Daage *et al,* 1978).

Las investigaciones de Auer (1958, 1960) y Salmi (1941) han proporcionado una cronología absoluta del volcanismo Holoceno, vigente para la región sur de Chile y Argentina. Auer encontró 5 capas de cenizas que se repetían exactamente entre los 41^{o} - 52^{o} l.s. La disposición de las cenizas y su alternancia con capas de turba permitieron no sólo la cronología absoluta sino la evaluación de la flora y el clima asociado durante el Holoceno. Estos datos fueron confirmados, posteriormente, mediante análisis de radiocarbono.

La capa O es la más antigua y se presenta siempre sobre material morrénico de la última glaciación (Würm). La cronología de las capas es la siguiente:

Capa O : post-glacial, más de 9.000 años de edad; clima seco y caluroso.

Capa I : post-glacial tardío, 9.000 años de edad; clima continental.

Capa II : subboreal, 4.000 - 5.000 años de edad; clima seco y caluroso.

Capa III : subártico, 1.800 - 2.000 años de edad; clima frío y húmedo.

Capa IV : actual, 1.000 años de edad, clima oceánico, húmedo.

Estas capas que se depositan sucesivamente, representan, según Salmi (1941) un ritmo de explosiones sincrónicas de la actividad volcánica que se produjo desde los 40^{o} l.s. hasta la Tierra del Fuego durante el Holoceno.

Tal sucesión es muy importante y permite datar con precisión el suelo Ralún, ya que el perfil de este suelo muestra las cinco capas señaladas por Auer, como se observa en la Figura 4. Es lícito extrapolar esta cronología a otros suelos semejantes de la cordillera andina como las series Liquiñe y Chanleufú.

Un intento de establecer cronología para algunos suelos volcánicos chilenos y su inferencia a su composición mineralógica se presenta en el Cuadro 4.

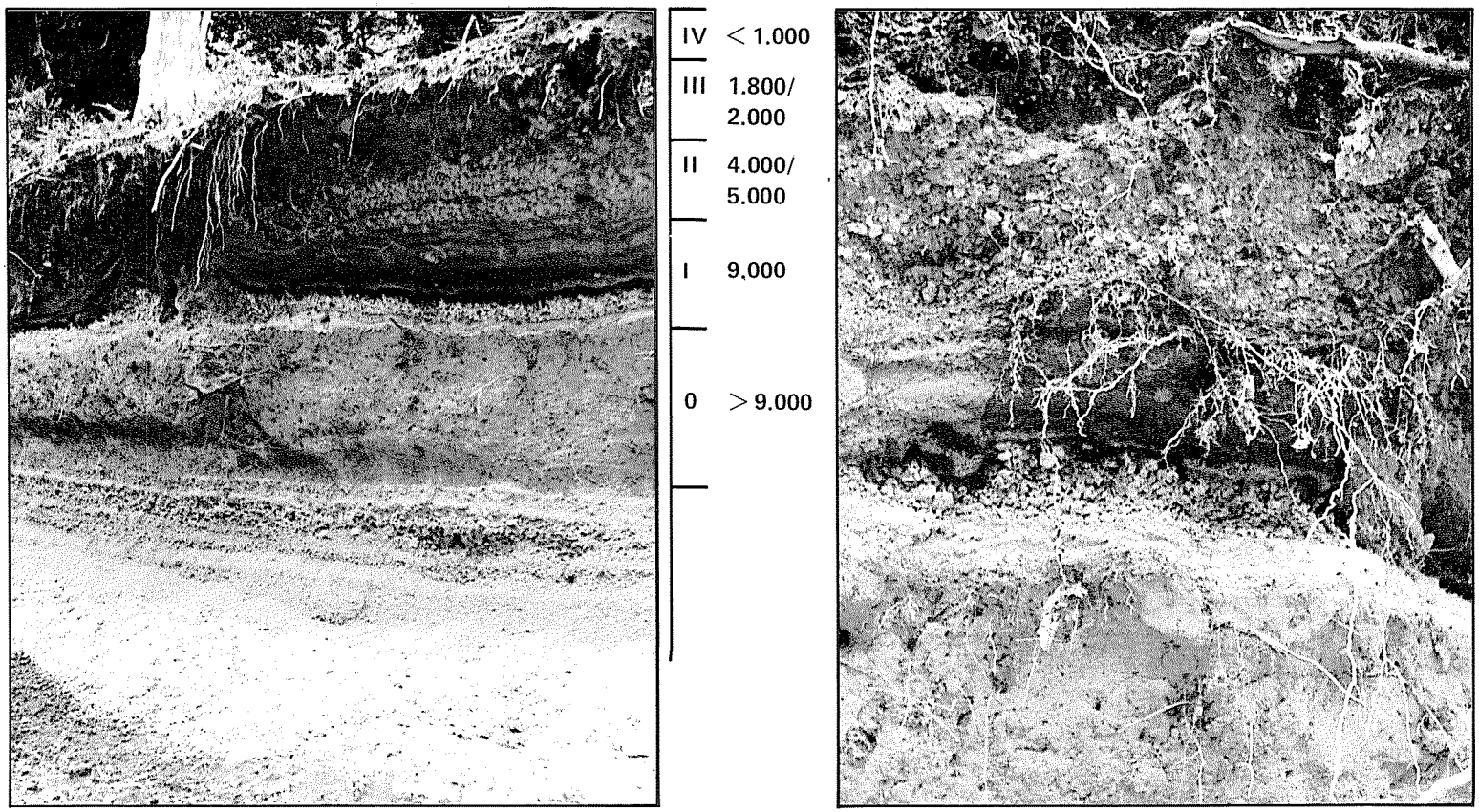


Figura 4. Fotografía de un corte en el suelo Ralún. (A): pueden verse claramente en el perfil las capas de cenizas datadas y estudiadas por Auer (1949, 1958, 1960) y Salmi (1941) en el sur de Argentina y Chile. (B): detalle de las capas 0, I, II y parcialmente la capa III. El perfil está situado a 22 km al oeste de la frontera Argentina, por la carretera internacional.

En referencia a los suelos derivados de arenas volcánicas no se tienen dataciones precisas, aunque resulta evidente, dados los usualmente bajos contenidos de arcilla, la ausencia de horizontes genéticos, la alteración incipiente de las arenas parentales y la composición mineralógica de las arcillas, que se trata de suelos recientes.

Los suelos formados por arenas de depositación directa en la Cordillera de los Andes, si bien han formado suelos más evolucionados que los suelos de arenas aluviales, no son, aparentemente, más antiguas que éstas si toma en cuenta el estado de alteración de los minerales. En cualquier caso, la incorporación periódica de arenas y cenizas volcánicas constituye un factor de rejuvenecimiento permanente de esos dos suelos.

Las arenas volcánicas de depositación aluvial de la Depresión Intermedia son materiales, geológica y pedológicamente, juveniles. Descansan, en gran parte de su extensión, sobre sedimentos laháricos modernos a los que MacPhail (1966) asigna una edad de 15.000 ± 500 años, pudiendo ser ésta incluso inferior. Estratigráficamente, el depósito aluvial debe ser más moderno. Moreno (Com. Pers. 1983) es de opinión que estas arenas tienen una edad de 500 a 1.500 años como máximo. Todas provienen del volcán Antuco nuevo, un volcán cuya edad no debe ser superior a los 2.000 años.

Como se observa en el Cuadro 4 resulta claro en los suelos volcánicos que a medida que la edad se incrementa, disminuye el contenido de alofán y aumenta el de haloisita-7A hasta hacerse dominante en los suelos Rojo Arcillosos.

1.6.4. Vegetación

No puede señalarse que exista una asociación directa de tipos de suelos volcánicos con una flora específica, ya que las mismas especies se repiten tanto en Trumaos como Rojo Arcillosos y Ñadis. La vegetación asociada a los suelos de arenas volcánicas aluviales o a los suelos pumicíticos es similar a la existente en los suelos no-volcánicos colindantes. Lo mismo puede decirse para los suelos derivados de arenas volcánicas subaéreas de la cordillera. Es decir, la flora asociada a los suelos volcánicos parece depender, primariamente, de la situación fitogeográfica o ecológica en la cual el suelo se ha desarrollado. Sin embargo, es posible que falten antecedentes más acuciosos de las relaciones entre los suelos y la composición florística. Estudios llevados a cabo por Peralta (1977) indican que, en efecto, existen relaciones más estrechas entre los suelos y tipos forestales, particularmente en Puyehue, en la cordillera de Osorno y en Cayutúe, lo mismo que en varios sectores del Bullileo. Peralta considera que estas relaciones son particularmente claras en formaciones de suelos incipientes, como aquellos desarrollados sobre escorias basálticas de la cordillera, en el sector de Contao, Chiloé continental.

Los Trumaos se asocian preferentemente a bosques de hojas siempre verdes, incluyendo laurel (Laurelia sempervirens, L. serrata); canelo (Drymis winteris); lingue (Aetoxicum punctatum) y, especialmente en el sur, ulmo (Eucryphia cordifolia); también se asocian con bosques mixtos de podorcarpus, incluyendo el mañío (P. nubigenus), el coigüe (Nothofagus dombeyi) y el alerce (Fitzroya cupressoides). El roble (Nothofagus obliqua) constituye una especie importante para los Trumaos situados en la Depresión Central y precordillera andina al sur del río Maule. Al norte del río Maule, los Trumaos pueden albergar una vegetación mixta de parque abierto-estepa con una cubierta herbácea y arbustos de espino (Acacia cavenia) y robles aislados o una cubierta arbustiva continua de maqui (Aristotelia chilensis), boldo (Boldea bouldus), etc. En algunos sectores precordilleranos se han introducido plantaciones de pino oregón (Pseudotsuga texifolia).

CUADRO 4. Composición mineralógica de la fracción arcilla (< 2 μ) de algunos suelos volcánicos en referencia a su edad probable

Serie	Edad en años	Alofán	Haloisita	Imogolita	Gibbsita	Otros***
Chaleufú Liquiñe Ralún	1.000: estrata superior 9.000: estrata inferior	+++++* +++++*		++ ++		+ +
Arenas eólicas: Nevados, Caburga, etc.	1.000 - 2.000	+++++*		+++		++
Santa Bárbara	5.000 - 8.000 ?	+++++*	++	++	+	++
P. Octay	15.000	+++++	++	++	+	++
Arenas aluviales: Arenales	500 - 1.500	+++++*	+			+++
Perquenco	∿ 25.000 ?	+++++	+++++		++	++
Fresia	100.000 ?		+++++		++	++
Collipulli	250.000 ?		+++++**		++	++
Pumicíticos: Alhué	Mindell-Riss? (450.000 ± 60.000 años) ?	++*	+++++			
Metrenco	Günz-Mindell?		+++++		++	++

* Proto-alofán o componentes para-alofánicos y alofán, sílice opalina.
** Contiene "fire-clay".
*** Clorita, esmectita, esmectita-dorita, vermiculita.

De acuerdo a Wright (1965) no puede estrictamente señalarse que los Ñadis se asocien a una flora específica, ya que ésta cambia desde los Ñadis más septentrionales (Serie Freire) a los del sur (complejo Alerce-Huiti) y varía, además, de acuerdo a condiciones locales. No obstante, la condición hidromórfica, determinada por las características del perfil, la precipitación, la posición en relieve planos y las temperaturas medias algo más bajas de la región, determina que en los Ñadis se desarrolle una mayor selectividad de especies y, en los sitios más húmedos, una típica vegetación de pantano. Es por ello que los Ñadis son ricos en Myrtáceas, Berberidáceas, Juncáceas y Cyperáceas. En general, el crecimiento herbáceo varía desde uno ralo a raquítico a otro muy denso, con abundancia de musgos, especialmente Sphagnum, Bryum y helechos (Filicíneas). Una característica adicional y general a los bosques de Ñadis es el arraigamiento superficial del sistema radicular de los árboles.

El aspecto más generalizado de la vegetación de los Ñadis es el matorral higromórfico, incluyendo canelo (Drymis winteris), tepú (Tepualia stipularia), ciruelillo (Embotrium coccineum), pillopillo (Ovidia pillopillo), radal (Berberis buxifolia), además de especies como la Gunnera chilensis, Verbena corymbosa, Lomatia chilensis, L. ferruginea, Sophora tetraptera. Menos común, pero de importancia local, se encuentra la patagua valdiviana (Myrceugenia planipe), la pitra (Myrceugenia pitra), la luma (Myrtus luma), mañío (Podocarpus nubigensis), además de Saxegothea conspicua, Pilgerodendron uviferum, avellano (Gevuina avellano), Eucryphia cordifolia, taique (Desfontainea spinoza), alerce (Fitzroya cupressoide), Weinmmania trichosperma. En sitios algo elevados, el árbol más prominente es el roble; en lugares más húmedos predomina el Nothofagus nitida y en aquellos más fríos, el N. dombeyi. Hasta hace sólo algunas décadas existió entre Puerto Montt y el lago Llanquihue un amplio sector de Ñadis cubierto por grandes alerces. El matorral periférico a los Ñadis se encuentran especies como el maitén (Maitenus boaria), la quila (Chusquea quila) y Tiaca (Caldcluvia paniculata).

Los suelos provenientes de arenas volcánicas de la Cordillera de los Andes, están emplazados en sitios relativamente cercanos a los centros volcánicos, sobre pendientes fuertes (28 - 37°) y abruptas. En estos paisajes de montaña, la formación de un manto de cenizas está asociado al clima regional, cubierta vegetal y la naturaleza de las cenizas depositadas. Según Wright (1965), al norte del paralelo 36° el clima es demasiado seco para permitir el desarrollo de una cubierta cerrada; en ausencia de tal cubierta, toda la ceniza fina que alcanza el suelo se elimina a través del agua o del viento, permaneciendo sólo el material más grueso, especialmente aquellos provenientes de erupciones paroxísmicas cuando se acumula en corto tiempo, una gran cantidad de material fino y grueso. Es necesario cierto grado de humedad en el ambiente, no sólo para el establecimiento de una cubierta forestal que proteja los depósitos de cenizas nuevas sino para promover una rápida alteración de los vidrios volcánicos y formar componentes amorfos que aglomeren la ceniza. En la proximidad de los volcanes y a lo largo de toda la extensión de estos suelos, el manto de cenizas está ausente o reducido; sólo se encuentran cenizas muy gruesas, lápilis y bombas intercalados con mantos de lava.

Como característica de todos los bosques de esta región cordillerana, es un sistema radicular de árboles y arbustos muy próximos a la superficie. Wright (1965) cree que esto podría ser una respuesta a un nivel de disponibilidad de bases resultante de las periódicas adiciones de material fresco a la superficie. El sistema radicular consiste en una trama densa de raíces grandes y pequeñas concentradas en los primeros 20 - 30 cm del suelo, de tal modo que el entramado se entremezcla y forma una cubierta continua, firme pero superficial. Este sistema resulta vital para la estabilidad de los bosques en pendientes tan fuertes (Wright y Mella, 1963).

Según Wright (1965) el tipo de bosque usual en estos suelos de montaña es una formación siempre verde compuesta de laurel (Laurelia serrata), olivillo (Aetoxicum punctatum), canelo (Drymis winteris) y diversas especies de Nothofagus, con tendencia, este último, a segregarse en grupos puros, al igual que el coigüe. Entre las especies decíduas, se encuentra el ñirre y lenga (N. Antarctica y N. pumilio). La araucaria y alerce (Araucaria araucana y Fitzroya cupressoide) muestran la tendencia a segregarse formando bosques puros. En lugares aislados, especialmente al norte del río Maule, se presenta el ciprés (Pilgerodendron uviferum). Sobre el límite del bosque prospera una cubierta que incluye diversas especies de Berberidáceas, Vacciniáceas y Epacridáceas. A mayor altura, aparece una vegetación subalpina coincidiendo con una fuerte disminución del espesor de la capa de ceniza.

La flora asociada a los suelos derivados de arena volcánica de la Depresión Intermedia está constituida por una flora esteparia representada por especies como el quillay (Quillaja saponaria), boldo (Boldea boldus), maitén (Maytenus boaria), litre (Lithraea caustica), maqui (Aristotelia chilensis), arrayán (Myrceugenia apiculata), peumo (Cryptocaria rubra), mosqueta (Rosa canina), etc. La cubierta herbácea está representada por especies como la avenilla (Avena fatua), yuyo (Brassica campestris), vinagrillo (Rumex acetocella), correhuela (Convolvulus arvensis), etc. En lugares húmedos y mal drenados se encuentra el junquillo (Juncus procera), hualtata (Senecio buglossus), menta (Menta piperita), etc. En varios lugares se han introducido importantes plantaciones de pino insigne (Pinus radiata).

Los suelos derivados de toba de pómez riolítica, representados por la familia Alhué (Xeric Durandept), se encuentran en la zona mesomórfica llamada Estepa de Acacia cavenia, la cual, en la Depresión Central adopta su expresión más típica. La especie dominante es la Acacia cavenia, que se asocia a árboles y arbustos pequeños, entre los que se encuentran el maitén (Maytenus boaria), molle (Schinus dependens), talhuén (Talguenea quinquinervia), palqui (Cestrum palqui), boldo (Boldea boldus), litre (Lithraea caustica), quillay (Quillaja saponaria), etc.

Los suelos Rojo Arcillosos no están asociados a ninguna flora específica. Usualmente se desarrollan bajo una vegetación natural de bosque mixto de roble (Nothofagus obliqua), coigüe (Nothofagus dombeyi), tepa (Laurelia serrata), raulí (Nothofagus procera), laurel (Laurelia sempervirens), olivillo (Aetoxicum punctatum), ulmo (Eucryphia cordifolia), tineo (Weinmannia trichosperma), canelo (Drymis winteris), etc. Esta flora no difiere de aquella asociada a los Trumaos situados en la Depresión Intermedia. En diversos lugares, aún en sectores ganaderos y agrícolas de los suelos Rojo Arcillosos, se han llevado a cabo plantaciones de pino insigne (Pinus radiata).

En general, bajo cubierta de bosque, los Andosoles desarrollan un horizonte A más o menos profundo, irregular, muy obscuro, pero no negro, con un grado de humificación elevado, pero inferior al de los suelos desarrollados bajo una cubierta de pradera.

Bajo cubierta de pradera, los Andosoles desarrollan un horizonte A muy rico en humus, fuertemente melanizado, profundo. A menudo su desarrollo es mayor que bajo cubierta de bosque (León, 1962).

1.6.5. Relieve

Los suelos derivados de materiales piroclásticos se encuentran en Chile en todo tipo de situaciones topográficas y en alturas que van desde el nivel del mar a algunos miles de metros en las montañas.

Para la formación de los perfiles es importante el relieve sobre el cual se deposita la piroclastita parental, sean planos, terrazas, formas onduladas, escarpados, ya que ello estimulará el movimiento del agua en el perfil y las condiciones de estabilidad del suelo.

La condición física de las cenizas frescas hace que éstas sean muy susceptibles a la erosión física a través del agua y el viento. En relieves abruptos, con la cubierta vegetal deteriorada por explotación excesiva, la erosión puede ser muy activa y las cenizas acumuladas después de una erupción en gran parte son arrastradas por la lluvia o cursos de agua de modo que, las posibilidades de formación de suelos son precarias. Durante las erupciones del volcán Nilahué, en 1956, gruesas capas de cenizas se depositaron en relieves abruptos cercanos al volcán Llifén. Después de algunos meses, gran parte de las cenizas había sido erosionada por las lluvias y transportadas como un sedimento aluvial a las partes bajas de la Depresión Central (León y Polle, 1956).

Existiendo una cubierta vegetal, las cenizas volcánicas pueden acumularse a través de erupciones intermitentes formando capas de algunos metros de espesor aun en pendientes abruptas. Mella y Wright (1963) han descrito suelos de cenizas y arenas volcánicas en pendientes sobre 45° alrededor del lago Pellaifa, Rupanco, márgenes del río Gol-Gol, etc. Sin embargo, en esa situación, la condición tixotrópica de las capas alofánicas estimuladas por movimientos sísmicos, crean condiciones de gran inestabilidad, capaces de provocar peligrosos deslizamientos y avalanchas.

Los Trumaos pueden desarrollarse en topografías muy abruptas hasta planicies y terrazas de la Depresión Central. Wright (1965) considera que la unidad topográfica más característica de los Trumaos la constituye la precordillera andina o "ceja de montaña" que corresponde a un piedmont que se desarrolla paralelamente a la Cordillera de los Andes desde Chillán hasta Villarrica. En esa unidad los suelos son en parte derivados de cenizas subaéreas, pero la mayoría proviene de loess volcánico redepositado. Los verdaderos suelos provenientes de depositaciones eólicas directas se sitúan más próximos a la influencia de los volcanes. En las áreas depositacionales de la Depresión Central, los suelos derivan principalmente de aluvium o loess volcánicos.

Los Ñadis se encuentran emplazados en la Depresión Central, sólo en topografías planas a suavemente onduladas, rellena por sedimentos glaciales, fluviales o laháricos. Sobre estos depósitos, e invariablemente, se encuentran sedimentos fluviales o glacio-fluviales (Lauer, 1968) más modernos sobre los cuales se asientan los Ñadis. Es indudable que los Ñadis fueron depositados con posterioridad a la última glaciación, es decir, son holocenos.

Comparados con los Trumaos adyacentes, situados sobre topografías onduladas, los Ñadis no manifiestan ninguna correlación estratigráfica con ellos. Parece evidente que la condición topográfica plana ha influido fuertemente la génesis particular de estos suelos.

Los suelos Rojo Arcillosos se encuentran distribuidos sobre paisajes ondulados de la Depresión Central, pero también se presentan en topografías más abruptas de la precordillera andina.

Los suelos Pardo Arcillosos se distribuyen en la Depresión Central, en relieves suavemente ondulados. Similarmente, los suelos derivados de aluvium volcánico se distribuyen sobre las topografías planas a levemente onduladas del valle del río Laja y sectores aledaños. También los suelos Pumicíticos se distribuyen sobre relieves planos a ondulados de las llanuras de sedimentación de la cuenca de Santiago y la VI Región.

Finalmente, los suelos derivados de arenas volcánicas eólicas se encuentran exclusivamente en topografías de cerros o plateaus de la Cordillera de los Andes a partir de la VIII Región.

1.7. GENESIS DE LOS SUELOS VOLCANICOS

Si bien los suelos volcánicos chilenos provienen de materiales piroclásticos —arenas, cenizas, pómez— con elevado contenido de vidrios, los procesos genéticos que los han originado son bastante diferentes. La magnitud y duración de la acción de los factores de formación, v. gr., la naturaleza y petrografía de los piroclásticos parentales, las condiciones ecológicas, el relieve, han sido la causa determinante de las diferencias entre estos grupos. Es por ello que conviene considerar la génesis referida a cada grupo en particular.

En esencia, la génesis de los Andosoles o Andepts está ligada a la alteración de los vidrios volcánicos, a la síntesis del alofán e imogolita y a la formación de complejos órgano-alofánicos u órgano-Al. La transformación posterior de alofán en haloisita implica no sólo un cambio de propiedades sino un cambio en la tipología del suelo. Un clima húmedo es condición indispensable para su formación.

1.7.1. Trumaos

Potencia y frecuencia en la depositación de las cenizas juegan un rol importante en la formación de los Andosoles. Cuando ocurren erupciones paroxísticas, que depositan sobre un suelo ya formado, capas de cenizas de 80 o más cm de espesor, la vegetación existente queda enterrada y significa, casi invariablemente, la formación de un suelo nuevo que no va a ser asimilado por el suelo enterrado (Gibbs, 1968). En cambio, los depósitos intermitentes de cenizas provocan, usualmente, pocos daños a la vegetación establecida y la interrupción del ciclo orgánico es muy corta. En esas condiciones, los minerales depositados en el suelo son rápidamente incorporados al perfil.

Depositaciones intermitentes de cenizas han sido un fenómeno frecuente en Chile, además de constituir un factor de rejuvenecimiento de los suelos y una fuente proveedora de cationes. En la proximidad de los volcanes la situación varía, ya que las depositaciones de cenizas son más potentes y frecuentes. Allí, la permanencia de una cubierta vegetal es problemática. Sin embargo, en sitios más distantes, pero bajo la influencia directa de los volcanes, es frecuente encontrar suelos estratificados, que son el resultado de depositaciones periódicas de cenizas alternadas, a veces, con gruesas capas de pómez u otros piroclásticos. Un ejemplo de este tipo de suelos lo constituyen las series Chanleufú, Ralún y Liquiñe. En este ambiente de erupciones reiteradas, es frecuente que el perfil incluya dos o más horizontes A1, muy orgánicos, enterrados, limitados por un horizonte B. Ocurre, a veces, que cuando las estratas de cenizas que separan los horizontes orgánicos son delgadas, terminan siendo asimiladas, constituyendo, de este modo, un horizonte orgánico enterrado muy grueso (suelos acrecionarios).

La incorporación de un depósito de cenizas frescas sobre un suelo ya formado ejerce influencia sobre los horizontes subyacentes, especialmente porque determina un mayor abastecimiento de sílice que estimula, a su vez, la formación de haloisita a partir del alofán.

El efecto de la adición de cenizas frescas a la superficie del suelo ha sido estudiada por Wright (1965), el cual pudo comprobar la rápida alteración de los minerales agregados. Por ejemplo, depó-

sitos de cenizas finas consistentes en vidrios volcánicos de color claro, con abundancia de plagioclasa, depositados en suelos próximos al lago Ranco por la erupción del volcán Carrán en 1955, fueron reexaminados después de 6 años. Aunque era difícil ubicar los restos de este depósito en el suelo, se encontraban cenizas aún en las axilas de los árboles, troncos huecos u hoquedades de las rocas. Las muestras tenían color gris obscuro, de textura arenosa y muy húmicas; consistían principalmente en vidrio poroso muy alterado y no se observaban feldespatos. La CIC se había incrementado desde 3,8 meq/100 g en la ceniza recién depositada, a más de 60 meq/100 g luego de 6 años, aunque debía presumirse que este valor estaba influido por el contenido orgánico. Es decir, en un lapso de 6 años, del depósito de ceniza andesítica basáltica fresca, bajo una precipitación de 2.000 - 2.500 mm, había desaparecido la plagioclasa, el vidrio estaba severamente atacado, se habían producido geles de sílice y alúmina coloidal, probablemente formas de protoalofán, así como una gran cantidad de complejos órgano-minerales.

El estudio de los procesos de alteración de las cenizas volcánicas en Chile ha puesto en evidencia que la relación SiO_2/Al_2O_3, que representa los elementos estructurales, es elevada en las cenizas frescas, pero decae fuertemente en los suelos y especialmente en la fracción arcilla. Por ejemplo, el análisis elemental de las cenizas eruptadas por los volcanes Nilahue, en 1955, Llaima en 1959 y Hudson en 1971, da relaciones SiO_2/Al_2O_3 de 3,81; 4,05 y 6,00 respectivamente. En promedio, para los suelos, esta relación varía entre 2,5 - 3,5 y para las arcillas correspondientes entre 1,0 - 1,8. Ello indica que durante el proceso de meteorización, la lixiviación de la sílice es mayor que la de la alúmina (Besoain, 1969).

Las cenizas volcánicas, a consecuencia de su condición fragmentaria, es decir, debida a la porosidad, la permeabilidad, superficie específica elevada, la homogenidad de las partículas y la labilidad química de los vidrios, poseen una alta susceptibilidad a la alteración. Ohmsa (1964) ha resumido el proceso de alteración de las cenizas volcánicas de Japón en cinco puntos:

1. Las cenizas recién depositadas tienen fuerte reacción ácida, pero los materiales que determinan esta reacción son rápidamente lavados por las lluvias, de modo que la reacción del depósito se aproxima, casi inmediatamente, a la neutralidad.

2. Debido a que la ceniza está formada por partículas pequeñas con elevada superficie específica, se admite que los procesos de meteorización ocurren rápidamente y a cierta profundidad. Como consecuencia, en la etapa de alteración inicial se libera una considerable cantidad de bases y el depósito de cenizas se torna alcalino.

3. Las bases liberadas en esta etapa temprana son eliminadas en un período de tiempo relativamente corto debido a la humedad del clima de Japón. En este lapso la alteración de los silicatos tiene lugar bajo la influencia de la reacción básica del depósito de ceniza, de manera que geles de sílice y alúmina se encuentran simultáneamente en el depósito.

4. Iones hidratados de Si y Al se combinan débilmente al comienzo, pero al final, y gradualmente, se forma alofán.

5. A medida que la meteorización progresa, el alofán paulatinamente cristaliza a haloisita hidratada o gibbsita.

Ohmasa (1964) considera que la alteración de las cenizas volcánicas es el resultado de una meteorización alítica, con la consecuencia de producción de una gran cantidad de alofán y aluminio libre y, por lo tanto, aptitud para adsorber grandes cantidades de fosfato y retener humus.

La alteración rápida y masiva de los vidrios volcánicos y minerales primarios determina la existencia abundante de nutrientes, lo cual permite el desarrollo muy rápido de una cubierta vegetal en condiciones adecuadas de humedad. Los restos vegetales usados por los organismos del suelo, descompuestos y mezclados con substancias coprogénicas, se asocian estrechamente con las capas superiores del suelo. Las primeras etapas de desarrollo de los suelos de cenizas volcánicas será un suelo obscuro, humífero, fuertemente orgánico sobre una capa de ceniza poco meteorizada, es decir, suelos semejantes a los Regosoles, Rankers, Vitrandepts o Andeptic Orthents. Los tiempos de formación de estos suelos son sólo decenas de años.

Con el curso del tiempo se sintetizan considerables cantidades de alofán, compuestos para-alofánicos, imogolita y otros, formándose típicos Andosoles con horizontes A, E, Bt1, Bt2, CB, como la serie Santa Bárbara. El período de formación de un Andosol, dependiendo de las condiciones ambientales, puede ser relativamente corto, de algunos cientos de años, pero el período de persistencia de los Andosoles, es decir, en tanto el alofán sea la especie dominante, probablemente no supera los 20.000 - 25.000 años en las condiciones ambientales que prevalecen en Chile (Besoain, 1974).

A medida que el proceso de meteorización progresa en el tiempo y bajo el estímulo de soluciones silíceas provenientes de depositaciones de cenizas frescas, el alofán tiende a formar haloisita u otros minerales cristalinos. Si el ambiente favorece la desilicatación, entonces se forma gibbsita, aunque esto no es tan claro para los Andosoles de Chile. La existencia de una estación seca anual afecta las propiedades químicas y físicas del horizonte superficial (Wada, 1977) y estimula la transformación del alofán en haloisita.

Conforme el alofán se transforma en haloisita u otras especies, desaparecen las propiedades características de los Andosoles: baja D.A., CIC variable, fijación de fosfatos elevada, etc. Las condiciones de intrazonalidad impuesta por las cenizas volcánicas son superadas por la impronta zonal del ambiente. No se conoce con precisión la duración de esta etapa (18.000 - 20.000 años?) y son escasos los suelos que, mineralógicamente, pueden admitirse como intermediarios, con la excepción de la serie Perquenco, Llenquehue y Quiriquina, con contenidos similares de alofán y haloisita a lo largo del perfil.

En una etapa post-andosólica, el desarrollo del suelo puede seguir diferentes direcciones determinadas por el ambiente con fuerte impresión zonal. En climas temperados con humedad suficiente, el desarrollo del suelo tiende, probablemente, hacia el desarrollo de Tierra Parda, Braunerde, v. gr. Ochrepts o Udalfs. Bajo climas húmedos y fríos, pueden formarse Podzoles (Besoain, 1969), pero en climas tropicales a subtropicales, sometidos a procesos rápidos de mineralización orgánica, la destrucción de los minerales procede rápidamente incrementándose el contenido de arcillas y óxidos de Fe, formándose Latosoles u Oxisoles (Dudal y Soepraptohardjo, 1960).

1.7.2. Ñadis

Los Ñadis tienen muchas propiedades comunes con los Trumaos, en el orden mineralógico, químico y en algunas propiedades físicas, pero difieren en morfología, génesis y comportamiento. Se semejan a los Pseudogley, en cuanto a que se encuentran sometidos a inundación estacional, debido al drenaje impedido y al desarrollo de una napa freática desde 18 a 36 cm bajo la superficie (Wright, 1965), pero difieren de estos suelos, en que el moteado del subsuelo es incipiente, raro o

inexistente. La presencia de un horizonte plácico, llamado comúnmente "fierrillo", frágil, de color pardo obscuro, impide la penetración de las raíces y crea conjuntamente con horizontes arcillosos una condición de marcada impermeabilidad.

La génesis de este grupo excepcional de suelos volcánicos se asocia a una topografía plana, a un régimen de humedad Udico y de temperatura Isomésica y, probablemente, a la depositación intermitente de cenizas o loess volcánico. Sobre su formación existen, sin embargo, algunas dudas: ¿Se depositaron las cenizas en un medio acuático? ¿La cementación del substrato fluvio-glacial fue anterior, simultánea o posterior a la formación del suelo? ¿Cómo y mediante qué mecanismos se formó el horizonte plácico? ¿Cómo se explica la presencia de alofán –e imogolita– en el cemento del substrato? ¿Por qué el proceso de gleysación está tan atenuado en los Ñadis?

Es dudoso que el emplazamiento de las cenizas parentales se haya verificado en agua, excepto por la presencia de piedras redondeadas en el perfil. Sin embargo, como lo hace notar Wright (1965) el espesor de los Ñadis muestra un fuerte engrosamiento hacia el borde las terrazas, hecho que no se concilia con una depositación acuática; existen, además, diversos niveles de terrazas cubiertas todas por la misma clase de depósitos de ceniza siguiendo una línea de estratificación común. En algunos perfiles se observan fragmentos alterados de pómez en el subsuelo, los cuales deberían encontrarse en la superficie si las cenizas hubiesen sedimentado en un medio acuoso. Depositación en agua implicaría la existencia previa de un substrato cementado capaz de crear condiciones de impermeabilidad, siendo muy improbable el desarrollo de esta condición a partir de un depósito fluvio-glacial bastante fresco.

Wrigth (1965) considera que el material parental de los Ñadis fue depositado como una forma de loess volcánico, rico en vidrios, en las amplias llanuras de evacuación (outwash-plains) de una zona periglacial. En algunos Ñadis, la presencia ocasional de grava cuarzosa redondeada, proveniente de depósitos morrénicos arenosos vecinos, indicaría sólo la fuerza del viento y la posibilidad que la superficie de la tierra hubiese sido periódicamente congelada, permitiendo que estas gravas rodaran a cierta distancia. Wright comprobó, en algunos casos, que las piedras habían sido reordenadas por movimientos de agua local, lo cual es un hecho posible en un paisaje helado sometido a deshielo y aún a solifluxión.

Wright (1965) sugiere que gran parte del loess volcánico parental se depositó no más temprano que el último avance de los hielos en este sector de Chile. Sin embargo, el proceso de acumulación loésica no cesó de inmediato a la retirada de los glaciales, sino prosiguió a través de gran parte del postglacial cuando la superficie se recongelaba periódicamente; en algunas áreas, fue lo suficientemente prolongado para permitir la depositación del loess volcánico sobre la primera terraza aluvial. El proceso concluyó cuando la tierra fue repoblada por la vegetación.

Wright (1965) considera que como característica heredada de los Ñadis, se encuentra el substratum aluvial cuya superficie estaba parcialmente cementada antes que la ceniza se hubiese depositado o se cementó rápidamente con sílice durante las etapas iniciales de acumulación de las cenizas. Esta última opción parece más probable.

Entre las características adquiridas de los Ñadis se tienen:

– la rápida alteración de las cenizas volcánicas a alofán e imogolita y el desarrollo de óxidos cristalinos de Fe y Al;

- una lixiviación moderada a fuerte, condicionada por la acumulación de humus crudo u hojarasca ácida en la superficie de los Ñadis más australes, con la formación correspondiente de bandas de óxidos en regiones de discontinuidad textural del subsuelo, y
- fuertes condiciones reductoras desarrolladas cuando los suelos están saturados con un exceso de lluvia.

Es evidente que en los Ñadis existen condiciones reductoras fuertes, pese a lo cual no desarrollan, usualmente, la morfología característica de los suelos Gley; los subsuelos exhiben moteados escasos y no muestran nunca el color gris verdoso o gris azulado que se desarrolla bajo la acción de condiciones reductoras en los suelos no-volcánicos. Por el contrario, la mayoría de los Ñadis exhiben coloraciones pardo-amarillento brillante (10 YR 5/6) inmediatamente sobre el "fierrillo". Este horizonte (2Bt1, Ñadi Frutillar; 2Bt2, Ñadi Alerce) es más arcilloso, se agrieta por secado, forma prismas alargados horizontalmente y, junto al "fierrillo" es el responsable principal de la aparición de una napa freática alta en los Ñadis durante las primeras lluvias intensas invernales. La segunda barrera que frena el movimiento descendente del agua lo constituye el substrato fluvio-glacial cementado sobre el cual, la acumulación gradual del agua, termina uniéndose a la napa superior dejando el suelo inundado. Un corte esquemático de un Ñadi se ve en la Figura 5.

Además de su posición topográfica plana, en la génesis de los Ñadis ha sido determinante, 1) la cementación de la parte superior del substrato y 2) la formación del horizonte plácico o "fierrillo".

El substrato fluvio-glacial —horizonte Cs ó 2Cs consiste en un depósito de piedras redondeadas, frescas, mezcladas con grava y arena gruesa, cementadas más o menos firmemente, por un cemento gris amarillento. El extremo superior del substrato limita con el horizonte plácico del suelo. Una microfotografía del cemento se puede ver en la Figura 6a. Químicamente (ver Cuadro 5), el cemento puede tener un elevado contenido de alúmina (39,2%) y sílice (29,3%) pero sólo 4,3% de Fe_2O_3. Mineralógicamente, está constituido por alofán, imogolita, gibbsita, trazas de goethita, además de cuarzo y albita. Es posible que exista también sílice amorfa (ver Figuras 7a y 7b).

Es probable que este cemento haya comenzado a formarse con anterioridad a la depositación de las cenizas, por alteración de la fase arenosa del substrato; sin embargo, las depositaciones iniciales de cenizas, contribuyeron a llenar y sellar la matriz arenosa, lo que creó una condición de impedimento al drenaje del agua. Parte de este material pudo transformarse en alofán —e imogolita— *in situ*. Depositaciones sucesivas de cenizas, en un medio hidromórfico, estimularon la descomposición de los vidrios, con disolución del Al (hidroxi-Al), Si (ácido ortosilícico) y Fe (hidroxi-Fe).

La componente silícica y alumínica formaron un complejo de ortosilicato-hidroxi-Al (protoimogolita, protoalofán), en una forma semejante al mecanismo de formación de alofán e imogolita descrito en los Podzoles. Este protocomponente, un sol móvil, con estabilidad química y estructural, actuó como agente de transporte del Al, Si y parte del Fe al cemento del substrato, y fue el antecesor del alofán e imogolita allí presentes*. El cemento carece de componentes orgánicos.

---

* *La presencia de alofán e imogolita en el cemento del substrato se ha puesto en evidencia por análisis químico, análisis térmico diferencial y fotometría IR.*

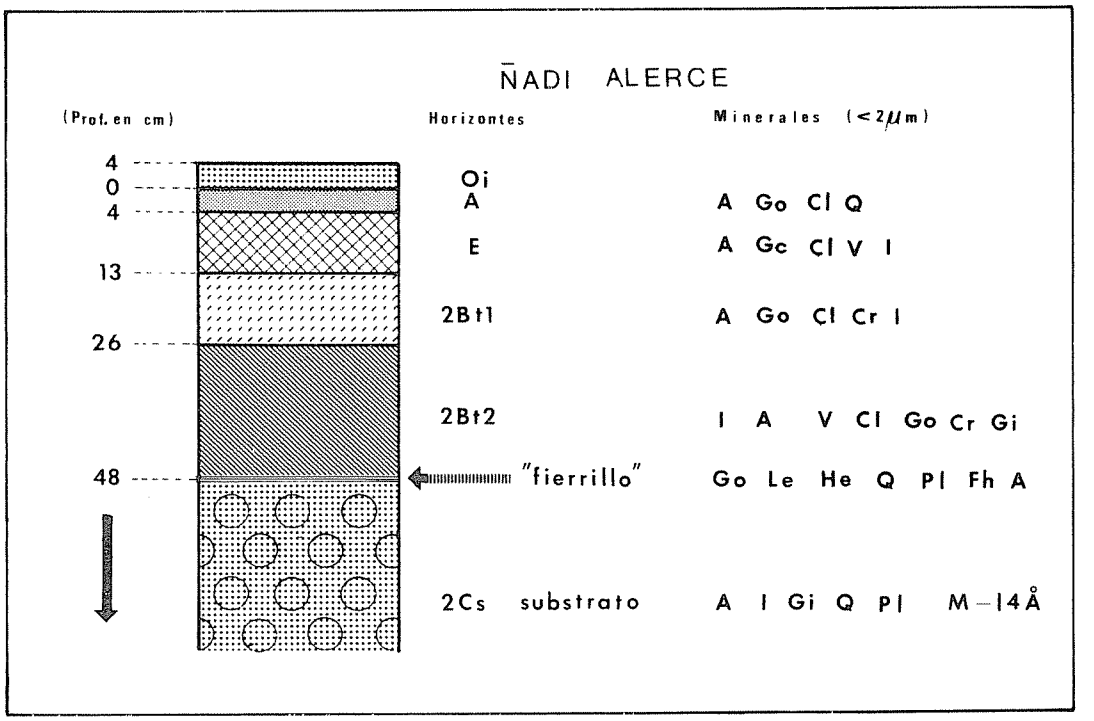


Figura 5. Corte esquemático del Ñadi Alerce. El horizonte plácico –"fierrillo"– constituye una lámina dura, frágil y delgada (2 mm espesor) en contacto directo con el substrato fluvio-glacial (horizonte 2Cs). Sobre el "fierrillo, en el mismo horizonte 2Bt2, hay una zona de 2-3 cm enriquecida en óxidos de Fe; bajo el "fierrillo" se encuentra el substrato cementado 2Cs, de color pardo obscuro grisáceo (10 YR 3/2–10 YR 5/4).

*Simbología mineralógica = A: alofán; I: imogolita; Go: goethita; Cl: clorita; V: vermiculita; Cl-V: interestratificado de clorita-vermiculita; Gi: gibbsita; Le: lepidocrocita; Fh: ferrihidrita; He: hematita; M-14A: mineral de 14A; Q: cuarzo; Pl: feldespato plagioclasa; Cr: cristobalita; An: anfíbol (según Besoain y Sepúlveda, 1984).**

El "fierrillo" se identifica con un horizonte plácico (entre horizontes 2Cs y Bt1 y 2Cs y 2Bt2 en los Ñadis Frutillar y Alerce respectivamente), un pan férrico, laminado, de 2 a 4 mm de espesor, de color amarillo rojizo (5 YR 5/8), pardo fuerte (7,5 YR 5/6) o negro (N 2/0), muy duro, frágil, impermeable o lentamente permeable e impenetrable por las raíces. Se extiende como una capa continua en la parte inferior del suelo directamente en contacto con el substrato (ver Figura 5). La observación microscópica revela una fina estratificación en la lámina, lo que supone una formación por sucesivas depositaciones de material férrico en el curso del tiempo. Visto con microscopio de reflexión (Figura 6b), el "fierrillo" es semitransparente y engloba partículas de arena, minerales o vidrio. La composición química (Cuadro 5), revela una composición variable, con predominio de hierro (54,8% Fe_2O_3 en el Ñadi Frutillar) o sílice (41,1% en el Ñadi Alerce). No contiene componentes orgánicos.

Un estudio teórico y experimental sobre la formación del "fierrillo" de los Ñadis fue llevado a cabo por Aomine (1972) quien pudo demostrar que su génesis guarda estrechas analogías tanto con los procesos que producen los depósitos de hierro en los suelos de arroz de Japón como en el

*Trabajo inédito.

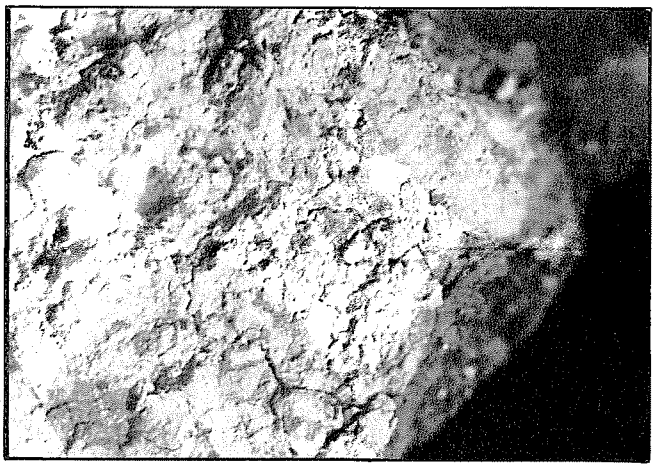


Figura 6(a). Microfotografía de reflexión (15x) del cemento que une la matriz arenosa del substrato (horizonte 2Cs) del Ñadi Alerce. El cemento, de color pardo-grisáceo, engloba grados rodados de arena gruesa. Muestra colectada a 3 km al E del pueblo de Alerce, camino a Las Parcelas (41°23'30" lat. sur 72°54' lat. w.) (según E. Besoain, 1984).

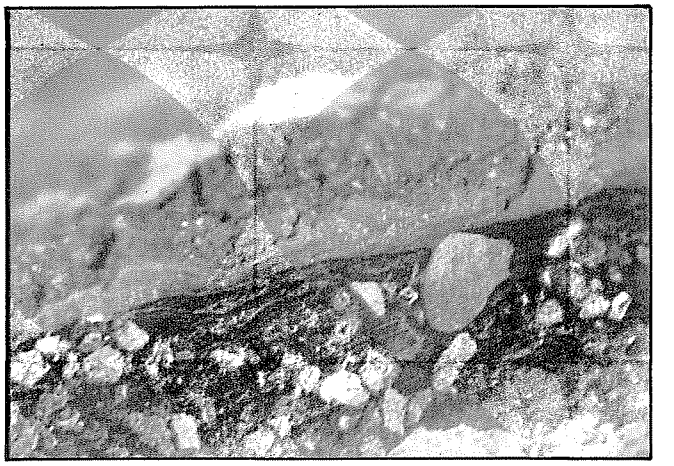


Figura 6(b). Microfotografía de reflexión (15x) de una sección pulida del "fierrillo" del Ñadi Alerce (horizonte 2Bs). Puede verse que es semi-translúcido e incluye numerosos fragmentos de minerales, arena y algunos vidrios. Muestra colectada en el mismo perfil que la Figura 6(a) (según E. Besoain, 1984).

de los Podzoles. Aomine señala que en los horizontes superiores de los Ñadis predominan condiciones de reducción en el invierno debido al régimen de inundación y abundancia de materia orgánica (18 - 38% C), pero la parte inferior del perfil se mantiene en una condición de oxidación durante todo el año debido a la escasez de materia orgánica reducible (0,6 - 0,5% C). Así, el Fe y Mn de los horizontes superiores se reducen en invierno, con el aumento consecuente de su solubilidad. Al descender la solución de suelo y alcanzar la zona de oxidación, los componentes inorgánicos reducidos se oxidan y depositan según el orden del potencial de oxidación, por disminución de su solubilidad. Si el potencial de óxido-reducción de los horizontes inferiores no es suficiente para depositar Mn, se depositará sólo Fe, formando entonces un pan férrico. Al contrario, si la reducción de la parte superior del suelo no es suficiente para reducir el Fe, sólo se podrá formar un depósito de Mn en la porción inferior. Un fenómeno de esta naturaleza ocurre en los suelos arroceros de Japón, en los cuales, sobre el substrato de grava en que estos suelos descansan, se forma una capa endurecida de concreciones de óxidos de Fe y Mn semejante al "fierrillo".

El hecho que el "fierrillo" pueda tener o no manganeso (ver Cuadro 5) indica diferencias en el potencial de óxido-reducción de los horizontes superiores de estos suelos.

CUADRO 5. Composición química de algunos componentes del Ñadi Frutillar (Sadzawka, 1984) y Alerce (Urzúa, 1970)

Ñadi	Componente	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	P_2O_5	PPC	SiO_2/Al_2O_3
	Capa rica en Fe sobre el "fierrillo"	12,3	16,8	47,7	0,1	-	-	20,1	1,24
Frutillar	"Fierrillo"	14,0	11,9	54,8	-	-	-	16,3	1,99
	Cemento	29,3	39,2	4,3	0,1	-	-	25,6	1,27
Alerce	"Fierrillo"	41,1	21,6	11,2	5,5	3,1	-	17,3	3,23

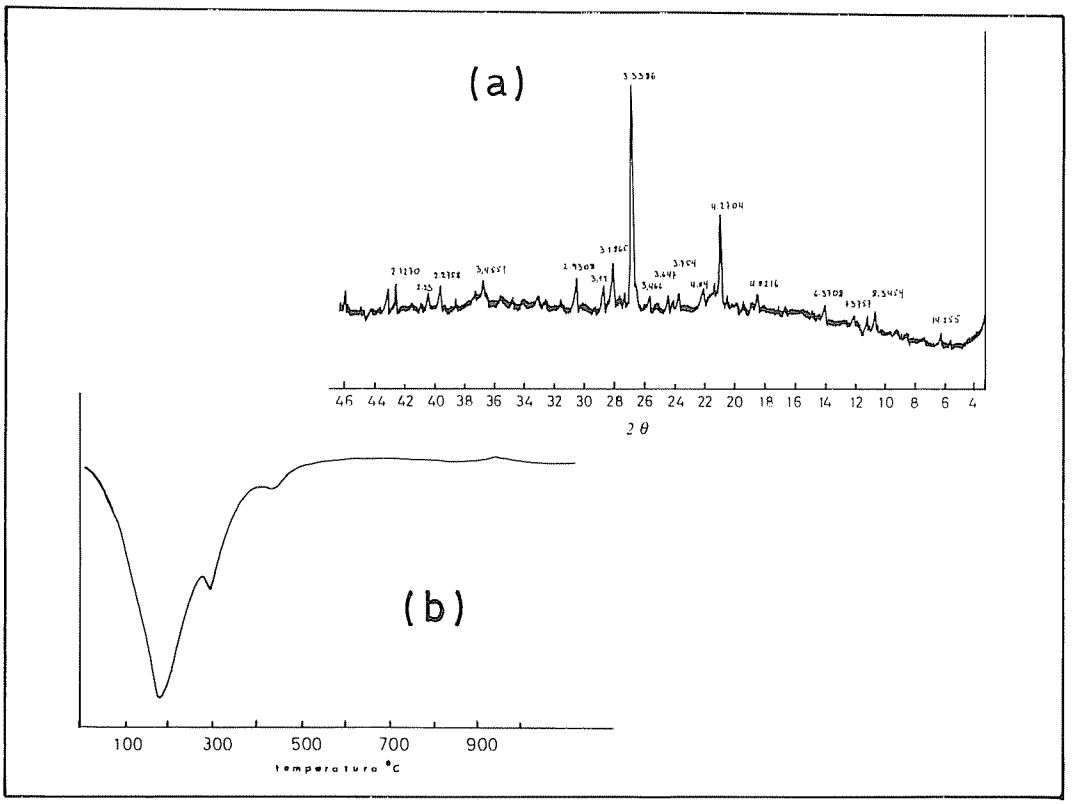


Figura 7. Análisis del cemento que une la matriz arenosa del substrato fluvio-glacial (horizonte 2Cg) del Ñadi Alerce. (a): diagrama de difracción de rayos X, con líneas intensas de cuarzo, plagioclasa y anfíbol, además de gibbsita y un mineral de 14A. El fondo intenso revela la presencia de componentes no-cristalinos. (b): termograma diferencial indicando la existencia de gibbsita, imogolita y alofán (Besoain y Sepúlveda, 1984).

La génesis del "fierrillo" no es clara; en todo caso, es evidente que se trata de un proceso de acumulación de hierro, sílice y alúmina producido con posterioridad a la cementación del substrato, con participación de procesos inorgánicos y orgánicos.

Mineralógicamente, el "fierrillo" consiste en una mezcla de óxidos de hierro: goethita asociada a lepidocrocita y a ferrihidrita, y probablemente, trazas de maghemita; además, en el "fierrillo" del Ñadi Alerce, se encuentra manganita. Los diagramas de ATD muestran una intensa reacción endotérmica máxima a 120 - 130°C, lo que puede indicar la presencia de alofán. También se detecta la presencia de cuarzo, albita y a-cristobalita. El tests de Fieldes y Perrott (1966) da reacción positiva con el "fierrillo" (ver Figuras 8a y 8b).

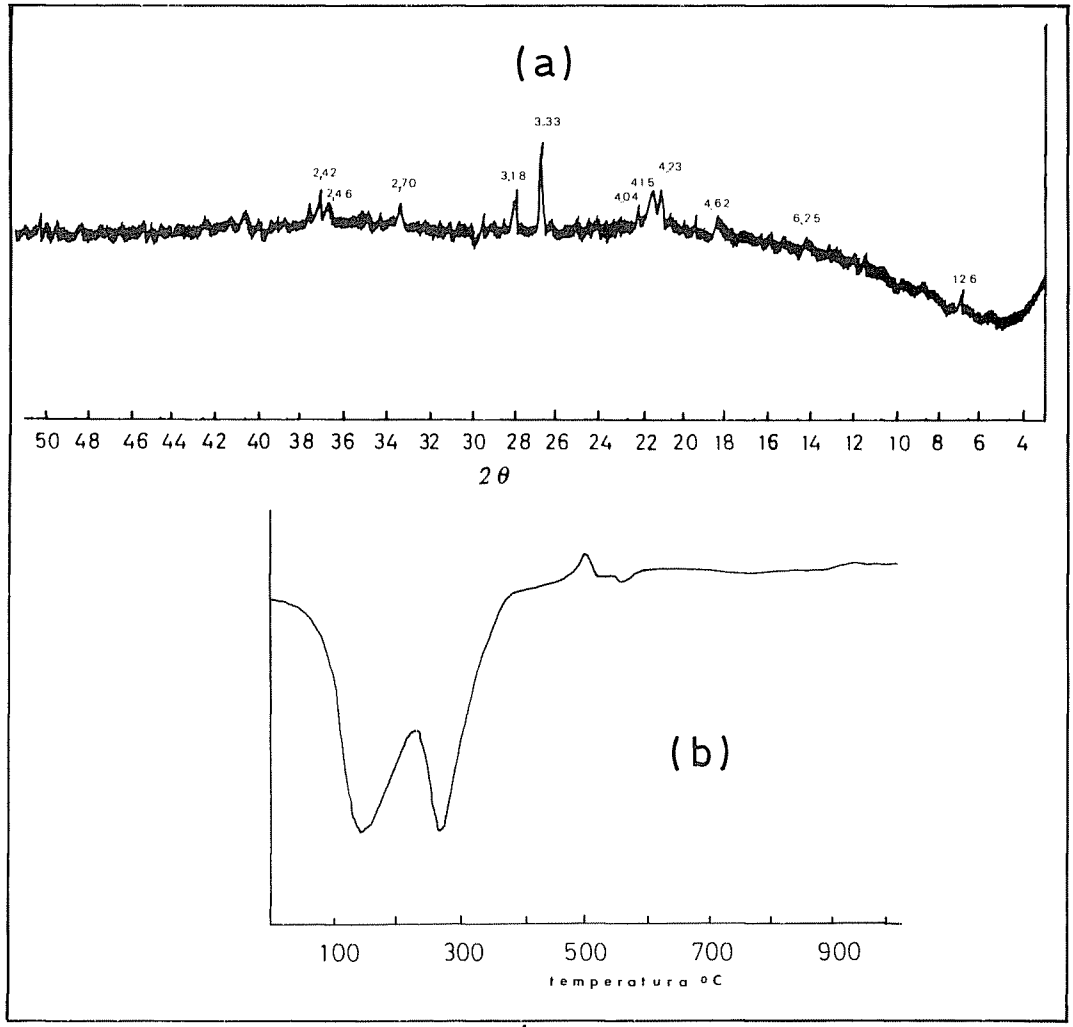


Figura 8. Análisis del "fierrillo" (horizonte 2Bg) del Ñadi Alerce. (a): diagrama de difracción de rayos X. Pueden verse reflexiones de goethita, lepidocrocita, hematita, cuarzo, plagioclasa, un mineral de 12,5A. Otras reflexiones de ferrihidrita (1,71A; 1,5A) no se muestran. (b): termograma diferencial, indicando la presencia del alofán y de goethita-lepidocrocita (Besoain y Sepúlveda, 1984).

El hecho que el "fierrillo" contenga alúmina y sílice implica una translocación simultánea de estos componentes, probablemente en forma de soles mixtos de Fe_2O_3 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O. Parte del hierro pudo separarse *in situ* por combinación con ácidos fúlvicos y descender hasta la zona de contacto con el substrato cementado; la degradación biológica de la parte orgánica liberó, finalmente, el hierro. Ello explicaría la fina estratificación que se observa en la lámina de "fierrillo" vista al microscopio, propia de depositaciones sucesivas. Probablemente la formación del "fierrillo" es un fenómeno aún activo.

1.7.3. Suelos Rojo Arcillosos

En Chile, suelos con elevado contenido de arcilla y con morfología y propiedades semejantes pueden provenir de materiales parentales tan diferentes como granito, micaesquisto, sedimentos marinos terciarios, andesitas, basaltos o cenizas volcánicas. La serie Metrenco o Collipulli, derivadas de antiguas piroclastitas, son morfológicamente semejantes a las series Talca, Maule o Nahuelbuta, procedentes de toba andesítica, arenas aluviales y micaesquisto respectivamente. De estos suelos, aquellos derivados de cenizas volcánicas antiguas constituyen el grupo particular conocido como suelos Rojo Arcillosos Volcánicos o, simplemente, suelos Rojo Arcillosos, denominación esta última que conservaremos.

Wright (1965) sugirió que los suelos Rojo Arcillosos se habían originado por meteorización de antiguas cenizas volcánicas y que el color, textura, mineralogía de las arcillas, con fuerte analogía con los Latosoles reflejaba, probablemente, un antiguo ciclo de pedogénesis con concurso de paleoclimas sensiblemente más cálidos que los actuales. Sin embargo, pruebas directas que sustentasen su origen a partir de cenizas volcánicas habían sido escasamente aducidas.

Estudios llevados a cabo por Besoain (1958, 1963, 1969, 1974) en diversos suelos Rojo Arcillosos han comprobado la existencia de vidrios volcánicos en la fracción liviana de la arena, cuyo contenido aumenta con la profundidad del perfil, un hecho que demuestra que el origen de estos suelos proviene de sedimentos piroclásticos, v. gr., cenizas. Más aún, la presencia de minerales básicos como piroxenos y anfíboles en la fracción pesada de la arena, indica que las cenizas parentales son de naturaleza basáltico/andesítica. Estudios efectuados por Fajardo (1975), Von Buch (1967), Dreckman (1965) y Luzio (1965) han señalado la procedencia de estos suelos a partir de cenizas volcánicas. Von Buch (1967), por ejemplo, en las arenas de los suelos Collipulli y Mirador, determinó la existencia de fragmentos de andesita con gruesos cristales de sanidina, plagioclasa y augita que, como dispersión intratelúrica, formaba la masa fundamental de los materiales parentales aún identificables. Observó además, que a menudo se presentaban fragmentos de escoria volcánica, basalto olivínico (con el olivino transformado en iddingsita) así como fragmentos microscópicos de pómez. El origen de estos suelos a partir de cenizas volcánicas parece indiscutible.

Comparados con los Andepts, los componentes minerales de los suelos Rojo Arcillosos se muestran fuertemente alterados, fragmentados y corroídos, además que contienen un porcentaje elevado de minerales opacos de alteración, hechos que denotan una considerable edad. La mayor antigüedad de los suelos Rojo Arcillosos queda confirmada por los siguientes argumentos:

a) **estratigráficos:** se conocen numerosos lugares donde Trumaos están depositados sobre suelos Rojo Arcillosos, un hecho que confirma la mayor antigüedad de estos últimos. Tal situación se observa particularmente en referencia a las series Santa Bárbara y Collipulli, por ejemplo, en el transecto de Collipulli a Santa Julia, siguiendo el río Renaico o en las proximidades de Collipulli, camino a Jauja, en las que el suelo Santa Bárbara está depositado sobre el Collipulli.

b) **morfológicas:** los suelos Rojo Arcillosos contienen un elevado porcentaje de arcilla, generalmente sobre 50%, y tienen colores rojos que van desde el 7,5 al 2,5 YR. El horizonte B, particularmente el Bt (textural) está muy bien formado, alcanza espesores considerables y tiene una estructura poliédrica muy firme. Fajardo (1975) señala que en estos suelos, el contenido de arcilla es bastante homogéneo y varía sincrónicamente con el contenido de limo, pero no con la arena. Ello podría significar que el sedimento original fue predominantemente limoso y que, en consecuencia, la fuente productora de arcillas fue el limo más que la arena. Debido a que el análisis de las curvas de distribución de las arenas sugiere que éstas son poli-modales, Fajardo (1976) cree que en el curso del tiempo se produjeron diferentes depositaciones de cenizas, pero de composición similar, ya que no se observan discontinuidades litológicas en los perfiles.

Elevados contenidos de arcilla, así como la presencia de horizontes B texturales bien desarrollados, son indicativos de una activa y prolongada participación de los factores clima-tiempo en la génesis de estos suelos y que, además, en ningún caso pueden haberse formado bajo las condiciones ambientales actuales.

c) **mineralógicas:** bajo condiciones adecuadas de drenaje y humedad, las cenizas volcánicas desarrollan una secuencia de alteración que progresa en el tiempo desde los vidrios volcánicos a minerales no-cristalinos y especies para-cristalinas y cristalinas: protoalofanes, protoimogolita, alofán, imogolita, haloisita-10A y 7A (Fieldes, 1955; Fieldes y Claridge, 1975; Besoain *et al,* 1964; Besoain, 1969, 1974; Aomine y Wada, 1973). El paso siguiente en esta secuencia, esto es, la transformación de la haloisita en caolinita, aunque teóricamente posible, no ha sido demostrado. Salvo escasas excepciones, esta serie de alteración tiene valor universal (Besoain, 1974; Besoain y Sepúlveda, 1981). Los tiempos de transformación de alofán en haloisita son variables y dependientes de clima, pero para las condiciones de la zona central-sur de Chile se considera ser de 20.000 - 25.000 años (Besoain, 1969, 1974). Los tiempos de persistencia de la haloisita, en cambio, pueden ser muy extensos. Kirkman (1980), por ejemplo, estudiando una secuencia de 36 tefras andesíticas y paleosoles asociados cuyas edades variaban desde 320 a 100.000 años en Taranaki, Nueva Zelanda, comprobó que en aquellas de edad superior a los 70.000 años, dominaba la haloisita; en las de edad inferior a 40.000 años había persistencia de alofán y ninguna formación de haloisita y en aquéllas entre 40.000 y 70.000 años, la proporción de haloisita era baja. En cambio, los vidrios riolíticos se alteraban a alofán en alrededor de 3.000 años y de ahí a haloisita en aproximadamente 7.000 - 9.000 años. En otro estudio llevado a cabo en 14 estratas de tefra riolítica en Opotiki, isla Norte de Nueva Zelanda, de edad entre 125.000 a 220.000 años, Kirkman y Pullar (1978) comprobaron que la haloisita tubular era el mineral de arcilla dominante que había cristalizado a partir de alofán y que constituía una fase estable y persistente. Hasta 10.000 años dominaban el alofán, entonces comenzaba a cristalizar a haloisita, la cual se incrementaba hasta los 40.000 años lapso tras el cual se hacía dominante.

Los suelos Rojo Arcillosos especialmente, el horizonte superficial, contienen algo de alofán, producido por la contaminación de cenizas modernas, pero la masa de la arcilla en todo el perfil, está constituida esencialmente por haloisita-7A, tubular y laminar o, en algunos casos, como los horizontes inferiores del suelo Collipulli, por caolinita de tipo "fire-clay" (Besoain, 1958; Besoain *et al,* 1964; Besoain, 1969). La dominancia de estos minerales en la arcilla, considerando las secuencias de alteración aludidas, indica que la edad de los suelos Rojo Arcillosos excede ampliamente el Holoceno y se sitúa en algún período glacial o interglacial del Pleistoceno. Además, de acuerdo a los antecedentes disponibles y con la excepción probable de los suelos deri-

vados de riolita pumicítica, la edad de los suelos Rojo Arcillosos es mayor que la de todos los otros suelos volcánicos de la región centro-sur de Chile.

Es razonable suponer, entonces, que las cenizas volcánicas o sedimentos piroclásticos que originaron los suelos Rojo Arcillosos hayan pasado por una fase alofánica o andosólica temprana, similar a la que actualmente se está desarrollando en los Trumaos, a la cual siguió una secuencia de alteración impuesta por el ambiente y el tiempo, con cristalización paulatina de haloisita a partir de alofán hasta hacerse dominante, forma en la cual ha persistido hasta ahora. El desarrollo que exhiben estos suelos, el fuerte incremento de la arcilla, los contenidos de óxidos de hierro extraíbles y demás características morfológicas, físicas y químicas, sugieren el concurso de, al menos, un período interglacial, el cual condicionó una meteorización acelerada en un ambiente más caluroso y húmedo. Es decir, los suelos Rojo Arcillosos se formaron en una fase bioclimática diferente a la actual, por lo cual son paleosoles; los Trumaos representarían su etapa juvenil.

Wright (1965) ha identificado formaciones intermediarias entre cenizas frescas y Trumaos y entre éstos y los suelos Rojo Arcillosos. Ejemplos de estos ingredientes se muestran en el Cuadro 6.

Precisar si los suelos Rojo Arcillosos constituyen un conjunto coetáneo y obtener su exacta datación son problemas de difícil respuesta por la carencia de estudios estratigráficos minuciosos, las limitaciones en las informaciones paleoclimáticas y escasa disponibilidad de una cronología radiométrica confiable del Pleistoceno.

Los suelos Rojo Arcillosos mantienen una uniformidad morfológica a lo largo de casi 600 km. La notable estabilidad granulométrica, química y física que muestran estos suelos a través de grandes extensiones territoriales de la zona central-sur permite establecer, según Hauser (1975) "que el material cinerítico primario habría provenido de un mismo campo eruptivo, en conexión con una intensa fase volcánica explosiva de la región andina". Sin embargo, dentro de los suelos Rojo Arcillosos, se manifiesta diferencia mineralógicas.

En las series Contaco, Cudico y Fresia el contenido de vidrios se incrementa con la profundidad del perfil. Son vidrios residuales, más o menos alterados y desvitrificados, cuya transformación en alofán debió ser frenada por depositación sucesiva de cenizas que condujo a una virtual fosilización de las estratas. El alofán formado siguió, en el curso del tiempo, su transformación a haloisita, pero la alteración de la componente vítrea prosiguió muy lentamente. Ello explicaría la presencia simultánea de vidrios volcánicos, haloisita y algo de alofán en los horizontes más profundos de los suelos. Depositaciones más modernas de cenizas han determinado la presencia frecuente de vidrios y alofán en el horizonte A de ellos.

En el Suelo Collipulli, la situación ha sido diferente, ya que prácticamente no se encuentran vidrios en los horizontes profundos, pero sí en la superficie. Ello podría implicar que se trata de una formación más antigua y por ello los vidrios originales se transformaron íntegramente en minerales 1:1 o que el episodio eruptivo que originó los suelos Rojo Arcillosos pudo ser no uno, como lo sugiere Hauser (1975) sino varios, con amplia separación en el tiempo.

El examen de las arcillas del suelo Collipulli revela algunas anomalías, ya que en los horizontes Bt3 (97 - 135 cm), BC (135 - 165) y 2C1 (165 - 175 cm) se presenta, conjuntamente, haloi-

CUADRO 6. Transiciones mineralógicas y taxonómicas de los suelos de cenizas volcánicas de la región central-sur de Chile

Secuencia	Cenizas frescas →	Intergradientes →	Trumaos →	Intergradientes →	Suelos Rojo Arcillosos
Gran Grupo		Vitrandepts	Dystrandepts	Haploumbrepts	Palehumults Rhodoxeralf
Suelo		Arena del volcán Chillán/T. Santa Bárbara	Series: Osorno, Lanco, etc.	Suelo Pardo Arcillosos: serie Perquenco	Series: Collipulli, Fresia, etc.
Minerales	Vidrios →	Protoalofán → Protoimogolita Componentes para alofánicos, alofán, imogolita.	Alofán, imogolita →	Alofán, haloisita-7A →	Haloisita-7A, "fire-clay"

sita-7A tubular y formas de caolinita "fire-clay", determinadas por TEM, RX, IR, ATD. En los otros suelos Rojo Arcillosos, la presencia de "fire-clay" es menos ostensible.

Por otra parte, Dreckman (1965) señala, para el suelo Collipulli, que "el examen de los granos detríticos indican procedencia de dos ciclos de meteorización, coexistiendo granos de tamaño pequeño, frescos como olivino, algunos piroxenos subangulares e ilmenitas romboédricas, con otros que son productos de alteración como hematita, leucoxeno y piroxenos muy alterados con anubarramiento por formación de óxidos e hidróxidos de hierro superficial". Fajardo (1975), de acuerdo al análisis micromorfológico, llega a la conclusión que "los procesos más evidentes de alteración se encuentran en el suelo Collipulli, especialmente en el substrato, compuesto de elementos fluvio-glaciales o glaciales donde la descomposición es total".

Finalmente, las condiciones del clima actual, más o menos estables a través del postglacial, han influido la alteración de estos suelos, pero sin cambiar mayormente el status mineralógico de las arcillas. En general, la intensidad de alteración aumenta hacia el sur, desde el suelo Mirador a la serie Crucero: hay disminución en cantidad y grado de corrosión de las plagioclasas y disminución, en general, de los minerales primarios de las arenas, pero aumentan, en cambio, los minerales de neosíntesis: goethita, hematita, sílice opalica, etc. Es evidente el incremento que hacia el sur tiene el contenido de hierro extraíble, el alofán y la disminución del pH.

Los substratos sobre los que están depositados los suelos Rojo Arcillosos (un conglomerado saprolítico correspondiente a un antiguo depósito fluvio-glacial en el suelo Collipulli y Crucero; una arcilla roja obscura con fragmentos glacio-fluviales muy alterados, en los suelos Mirador, Fresia, Cudico y Contaco), debido a la ausencia de una secuencia estratigráfica, química o física con el solum, no pueden considerarse materiales parentales de estos suelos. En esto concuerdan diversos autores (Luzio, 1965; Fajardo, 1975; Con Buch, 1967; Wright, 1965; Besoain, 1969).

En síntesis, los suelos Rojo Arcillosos corresponden a antiguas cenizas volcánicas que evidencian etapas de meteorización avanzadas y en las cuales los minerales no cristalinos, (alofán, componentes para-alofánicos...) generados en una etapa andosólica temprana, bajo la influencia de soluciones silicatadas descendentes, cristalizaron esencialmente en haloisita-7A. Son paleosoles formados bajo condiciones bioclimáticas diferentes a las actuales, más cálidas y húmedas. Su edad se sitúa probablemente, en el interglacial Mindell/Riss o Riss/Würm (Lauer y Besoain, 1983); Laugenie *et al,* 1975). Sin embargo, es probable que el suelo Metrenco pudiese ser más antiguo aún.

1.7.4. Suelos Pardo Arcillosos

Estos suelos están representados únicamente por la serie Perquenco, un Haploumbrept situado en la Depresión Central, al sur de Victoria (IX Región), sobre un substrato de brecha andesítica/basáltica y bajo una pluviometría de alrededor de 1.500 mm. La textura del suelo es franco arcillo limosa, uniforme a través del perfil. Los contenidos de óxidos de hierro extraíbles son moderados (8%) y sólo se incrementan levemente en el horizonte AB.

La mineralogía de las arenas muestra una fracción pesada ($d > 2,8$) que contiene turmalina, hornblenda, augita, diópsido, abundante hiperstena y granos escasos de enstatita; epidota sólo se encuentra en el horizonte junto a escasas partículas de zircón. Entre los opacos naturales se encuentra magnetita y entre los opacos de alteración granos rojizos y pardo-amarillentos derivados de la

meteorización de granos primitivos de magnetita y augita. La fracción liviana ($d < 2,8$) está constituida por vidrios volcánicos frescos y más o menos desvitrificados, escasa proporción de cuarzo y plagioclasas alteradas y algunas láminas de biotita. Tal composición, con excepción del estado de alteración y cantidad de las plagioclasas, no es marcadamente diferente a la que exhiben los Trumaos.

La mineralogía de las arcillas, sin embargo, es muy interesante, ya que está constituida básicamente por cantidades similares de alofán y haloisita-7A en todos los horizontes, además de gibbsita, feldespatos, cuarzo y cristobalita en baja proporción. La reacción al test del NaF es moderada. (Besoain y González, 1977).

De acuerdo a la secuencia de alteración de los vidrios volcánicos, la haloisita se ha formado en el tiempo a expensas de alofán y por ello, el suelo Perquenco debiera ser más antiguo que los Trumaos, pero considerablemente más joven que los Rojo Arcillosos, constituidos esencialmente por haloisita-7A y formas de "fire-clay". Esto último considerando los contenidos relativamente bajos de arcilla y óxidos extraíbles, la ausencia de horizontes B texturales, etc.

Si la secuencia de alteración de las cenizas volcánicas en condiciones adecuadas de humedad y drenaje tiene valor universal, como lo hemos considerado, entonces la cantidad de haloisita debiera ser indicativa de la edad relativa de los suelos. Sobre la base del análisis de algunos cientos de muestras que mostraban predominio del alofán en los suelos más jóvenes y de haloisita-7A en los más antiguos, Besoain y González (1977) agruparon los suelos de cenizas volcánicas de la región central-sur del país de acuerdo al balance de contenidos relativos de alofán/haloisita-7A (A/H)* de la arcilla en cinco categorías. La relación A/H indica el estado evolutivo de los suelos en correspondencia con la secuencia de alteración

Vidrios volcánicos ⟶ Alofán ⟶ Haloisita

que siguen las cenizas en el tiempo. La agrupación fue la siguiente:

1. Suelos eminentemente alofánicos: incluye las series Alerce, Freire, Puyehue, Nueva Braunau, Ralún, Chanleufú, etc. En estos suelos, la relación A/H tiende a infinito por la ausencia de haloisita.

2. Suelos alofánicos con escaso contenido de haloisita: incluye series como Arrayán, Diguillín, Osorno, Puerto Octay, Santa Bárbara, Lanco, Corte Alto, Frutillar, etc. La relación A/H es alta ya que la formación de haloisita es incipiente, con bajo grado de cristalinidad.

3. Suelos intermediarios con contenidos similares de alofán y haloisita: incluye series como Perquenco, Quiriquina y Llenquehue. El balance A/H se aproxima a la unidad ya que no hay predominios de una especie sobre otra; sus contenidos son equivalentes.

---

* *El alofán se estimó a partir de la intensidad de la reacción endotérmica a baja temperatura, por ATD, por los porcentajes de disolución en NaOH y por la reacción con NaF (test de Fieldes y Perrott, 1966). La haloisita-7A se evaluó por la intensidad del espaciado (001) a 7,41A, por difracción de rayos X.*

4. Suelos "límites": incluyen series como La Unión, Valdivia, Mañil, Agua Fría, Tregualemu. Estos suelos contienen alofán y haloisita-7A, con incremento paulatino de esta última y disminución proporcional del alofán en profundidad, sin que exista un límite definido que señale un cambio abrupto, pero el balance A/H se hace < 1. El suelo Valdivia difiere de todos los demás por el elevado contenido de clorita en la arcilla.

5. Suelos con haloisita y algo de alofán: están representados por las series de suelos Rojo Arcillosos: Collipulli, Fresia, Cudico, Araucano, Mirador, etc. Originalmente, los autores reservaban esta categoría para los suelos "con alofán estable y caolinita", ya que en ella se incluían las series Calle-Calle y Lastarria que contienen dominantemente caolinita y un silicato no-cristalino al que llamaban alofán estable, de acuerdo a una antigua nomenclatura de Tamura y Jackson (1952); estas series incluyen, además, una elevada proporción de gibbsita. Esta categoría es más apropiada reservarla a los suelos Rojo Arcillosos ricos en haloisita. La relación A/H es muy baja y tiende a cero debido a la baja proporción de alofán.

Es evidente que el contenido de haloisita-7A del suelo Perquenco impide situarlo junto a los Andepts, pero si en los Umbrepts. La relación A/H señala, además, la conveniencia de revisar la clasificación de series incluidas dentro de los "suelos límites" (La Unión, Valdivia, Agua Fría, Mañil, Tregualemu), debido a los elevados contenidos de haloisita-7A en el perfil.

1.7.5. Suelos derivados de arenas volcánicas

Las arenas volcánicas han originado dos grupos de suelos bien definidos por su posición topográfica: los situados en posición plana en la Depresión Central de la VIII Región y aquellos expuestos sobre relieves abruptos de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 36° 30', frente a Chillán, y los 47° l.s. en la XI Región. Si bien estos suelos provienen de materiales parentales que caen bajo una misma categoría granulométrica —arenas— difieren entre sí respecto a su modo de emplazamiento (depositación aluvial versus depositación aérea directa), condiciones ambientales (regímenes ústico y térmico versus perúdico/údico y mésico), mineralogía (arenas basálticas a basáltico-andesíticas con baja proporción de vidrios versus arenas basáltico-andesíticas, fuertemente escoriáceas ricas en vidrio y entremezcladas con cenizas). Estas diferencias han determinado que su génesis y, en consecuencia, sus propiedades y composición de las arcillas sean distintas. Por ello, las consideraremos en forma separada.

1.7.5.1. SUELOS DERIVADOS DE ARENAS VOLCANICAS EN LA DEPRESION INTERMEDIA

Estos suelos derivados de arenas aluviales basálticas-andesíticas, están depositados sobre terrazas aluviales y planos aluviales o depositacionales. Son sedimentos muy jóvenes, de una edad no superior a los 500 - 1.500 años (Moreno, Com. Per. 1983), cuya granulometría varía desde arenas gruesas a muy finas. Algunas series presentan intercalaciones o mezclas de cenizas volcánicas.

Los suelos exhiben bajos contenidos de arcilla y sólo en pocos casos se sobrepasa el 10%; similarmente, los contenidos de materia orgánica son muy bajos y no superan el 3,0% en el horizonte A con la excepción de las series Anilehue y Tijeral cuyo contenido orgánico alcanza el 4,5%. Se observa, en general, que a mayores contenidos de arcilla, aumenta la proporción de limo y arenas finas (0,25 - 0,1 mm) y muy finas (0,1 - 0,05 mm) y, *viceversa,* los suelos que presentan predominios de arenas gruesas (1,0 - 0,5 mm) y medias (0,5 - 0,25 mm) se asocian a bajos contenidos de limo y arcilla.

Bajo contenidos de arcilla denotan un material parental juvenil, con escaso grado de evolución y carencia de horizonte genéticos y por ello la mayoría están situados en el Orden de los Entisoles o Inceptisoles, incluyendo los subgrupos Psamments (Familia Arenales, Coreo, Santa Teresa) y Umbrepts (Familia Anilehue y Tijeral). Otras series como Mesamávida, Duqueco, Ninhueno, Renaico, Vergara, Coigüe, Corbureo, Huelehuico, etc., están incluidas de acuerdo al concepto de Familias de Suelos empleado por Mella y Kühne (1983) en la confección del mapa de los suelos volcánicos.

La mineralogía de las arcillas, determinada por análisis combinado de RX, ATD, IR, AQ*, está constituida principalmente por una asociación de silicatos no-cristalinos que, en algunos casos no se trata de alofán genuino, sino más bien de una forma de alofán primitiva (¿componentes para-alofánicos? ¿protolofanes?) y filosilicatos, particularmente haloisita-7A o caolinita mal cristalizada, esmectita, vermiculita y minerales primarios como feldespato y cristobalita. Algunas arcillas contienen algo de mica, clorita y escasa cantidad de cuarzo.

Los espectros IR de las arcillas presentan, con excepción de la Familia Arenales, bandas a 3.700 y 3.620 cm^{-1} que, junto a otras situadas a 1.100 y 915 cm^{-1} señalan la existencia haloisita-7A, hecho que lo corroboran las demás técnicas empleadas. De acuerdo a la relación de intensidad de absorción de las bandas a 3.700 y 3.620 cm^{-1}, según el método de Nagasawa y Miyasaki (1975), la haloisita varía desde formas incipientes a otras mejor organizadas. Como regla, la haloisita presenta mayor contenido en el horizonte A de los suelos, un hecho que indica mejores opciones de cristalización en la superficie que en profundidad.

Los diagramas de ATD muestran la factura de los silicatos no-cristalinos, como un endotérmico inicial moderado y una reacción exotérmica de desarrollo escaso. Sin embargo, en algunos casos como en la serie Anilehue, la curva de ATD es típica de alofán, con algo de montmorillonita. La serie Tijeral incluye, además de alofán, vermiculita, montmorillonita, illita y mayor cantidad de haloisita-7A.

Si bien las relaciones SiO_2/Al_2O_3 resultan útiles para confirmar el diagnóstico mineralógico obtenida por otras técnicas como RX, IR o DTA, no lo son en este caso por la presencia en la arcilla de minerales como feldespato y cristobalita, altamente silíceos que elevan esta razón.

La naturaleza del silicato-no cristalino en estas arcillas no está bien precisada. Al respecto, Campbell, Young *et al* (1977) determinaron en la arcilla (< 2 μm) de un Andosol (Vitrandept) de Nueva Zelanda de 1.700 años, la existencia de alúminosilicatos pobremente organizados y que correspondía a una mezcla de vidrios volcánicos finamente divididos y un producto de alteración con las propiedades de los geles de alúminosilicatos sintéticos. Se trataba, seguramente, de un compuesto de organización primitiva, proveniente de la alteración de los vidrios, cuyas curvas de ATD se mostraban semejantes a las obtenidas para los suelos de arenas volcánicas de la Depresión Intermediaria.

Cualquier análisis genético sobre estos suelos debe considerar tres factores fundamentales:

1. La juventud de los depósitos: son depositaciones aluviales de arenas, cuya edad probable es de 500 - 1.500 años. Descansan sobre un lahar de aproximadamente 15.000 años (Mac Phail, 1966).

---

* *RX: difracción de rayos X; ATD: análisis térmico diferencial; IR: espectrofotometría infrarroja; AQ: análisis químico.*

2. La composición mineralógica de las arenas, constituidas por minerales ferromagnesianos, incluyendo anfíboles, piroxenos, olivino, además de fragmentos de lavas basálticas y andesíticas más o menos porosas.

3. El clima, con una precipitación de 1.000 - 1.500 mm, con prácticamente cuatro o cinco meses secos en verano y temperaturas altas en el horizonte A, precisamente por la mayor capacidad de absorción de calor de las arenas negras.

Se considera que los componentes alofánicos se han formado por alteración de los vidrios *in situ* más que por co-precipitación a partir de soluciones. Probablemente se trata de compuestos con mayor contenido de sílice que la de un alofán común. Esto podría ser la explicación del por qué la fuerte banda de absorción IR de las arcillas no se encuentra a 1.000 cm^{-1} sino desplazada a 1.040 - 1.050 cm^{-1}. Como se sabe, la posición de esta banda varía con el grado de polimerización de los tetraedros Si-O-Si que, a medida que la meteorización avanza, se despolimerizan y cambian a enlaces Si-O-Al (Russel, 1969; Kanno *et al*, 1968).

La componente esmectítica se ha originado por alteración de los minerales ferromagnesianos y especialmente abundante en los suelos que tienen problemas de drenaje (series Anilehue, Arenales, Huelehuico, Santa Teresa, Coigüe, Tijeral). En tal ambiente, con abundancia de abastecimiento de cationes provenientes de la alteración de la arena, se dan las condiciones adecuadas para la síntesis, *in situ* de la montmorillonita. Otra parte proviene de la alteración de las micas o de la basificación y silicatación de silicatos no-cristalinos.

Simultáneamente, la alteración de los feldespatos ha conducido a la formación de la haloisita-7A o caolinita mal cristalizada. No es probable que estas especies se hayan formado por resilicatación del alofán por las limitaciones de tiempo de desarrollo que impone la juventud del depósito, aunque no puede descartarse totalmente ese origen.

En algunas series se encuentran pequeñas cantidades de vermiculita, un hecho que coincide con los mayores contenidos de montmorillonita; es muy probable que exista alguna filiación genética entre ambas especies. La serie Vergara es una excepción, ya que contiene una elevada proporción de caolinita, vermiculita y clorita. Tal mineralogía resulta muy lógica si se considera que el material parental de esta serie consiste en arenas mezcladas con cenizas volcánicas y material granítico rico en muscovita y cuarzo. Resulta claro que la alteración de la mica ha determinado la génesis de la vermiculita y clorita de esta serie.

La fracción primaria asociada en los minerales de arcilla no contiene o sólo tiene una baja cantidad de cuarzo. Ello es debido tanto a la escasez de cuarzo en las arenas parentales como a que el período de alteración a que estos suelos han estado sometidos ha sido demasiado corto para concentrar el cuarzo –mineral resistente– en los perfiles.

Un esquema de los procesos de mineralogénesis probables que han ocurrido en los suelos de arenas volcánicas de la Depresión Intermedia se muestra en la Figura 9.

1.7.5.2. SUELOS DERIVADOS DE ARENAS VOLCANICAS EN LA CORDILLERA ANDINA

Estos suelos originados por depositación directa de arenas volcánicas en pendientes inclinadas, abruptas o plateaux de la cordillera andina están presentados por Udorthents y Umbrepts (Familia

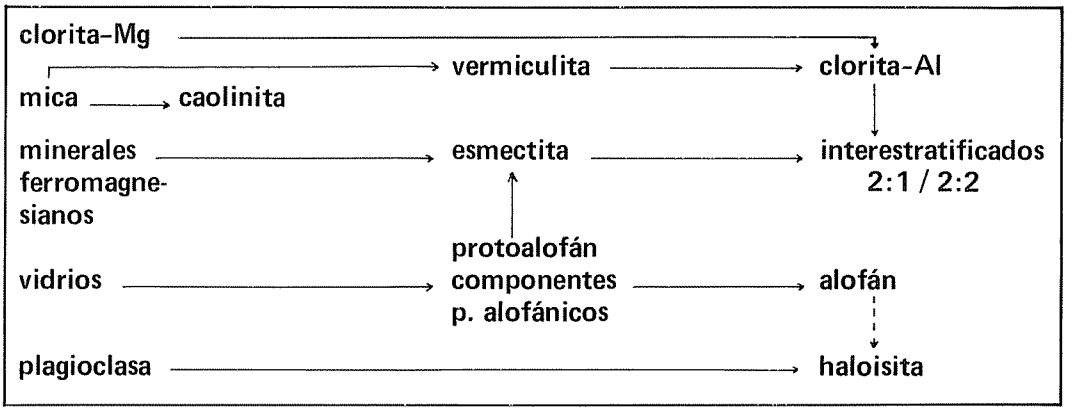


Figura 9. Esquema de los procesos de mineralogénesis que probablemente ocurren en los suelos derivados de arenas volcánicas de la Depresión Intermedia (Besoain, 1983).

Los Nevados y Caburga) y Dystrandepts (Familia Llaima). Otros suelos de estas características, por ejemplo, Choshuenco, Rupanco, Quillehue, Pucón, Atacalco, Momolluco, etc., estudiados por Wright y Mella entre 1960-1964, están asimilados a las Familias mencionadas. Son suelos que ocupan una vasta extensión entre los paralelos 36 - 47° lat. sur pero sólo a partir del paralelo 38° constituyen una formación prácticamente continua. Wright (1965) les llama "steepland soils".

Comparados con los suelos de arenas aluviales de la Depresión Intermedia, estos suelos están más desarrollados: tienen mayor contenido de arcilla, mayor contenido orgánico, con fuerte melanización del horizonte A y exhiben una intensa actividad biológica. En ello influye la naturaleza del material parental, muy estratificado y variable, que alterna estratas pumicíticas con capas de ceniza fina andesítica y arenas escoriáceas basáltico/andesíticas, y la mayor precipitación, que fluctúa desde 2.000 mm, en el límite norte a 5.000 en la IX y X Región. Además, la precipitación tiene una distribución más uniforme durante todo el año, de modo que no hay una estación seca. Estos factores determinan que los procesos de meteorización actúen con más intensidad en la cordillera que en la Depresión Central.

Disponemos de información analítica muy limitada en estos suelos de modo que las apreciaciones genéticas están basadas principalmente en observaciones de terreno, las experiencias de Wright descritas en su libro The Volcanic Ash Soils of Chile (1965) y las comunicaciones verbales de A. Mella quien estudió con Wright, primero, y posteriormente en detalle la mayoría de estas formaciones.

La precipitación que reciben estos suelos determina no sólo que la alteración sino la lixiviación sea más intensa. Esta situación puede confundirse por el hecho que los suelos están recibiendo adiciones de cenizas frescas, la cual es responsable de la arenosidad superficial de los perfiles y de la reacción ligeramente ácida o neutra de la mayoría de los suelos. Observaciones microscópicas han demostrado que los materiales frescos incorporados se meteorizan rápidamente (Wright, 1965).

Se ha observado que las unidades de estructura —gránulos, terrones, bloques— tienen mayor resistencia a la ruptura que unidades homólogas desarrolladas en suelos al norte del paralelo 38; las más

estables, están rodeadas por una fina cubierta de óxidos de hierro, mezclado, probablemente con sílice (Wright, 1965). Cuando los agregados del subsuelo se aplastan entre los dedos, se observa un cambio de color desde 5 YR 3/4 ó 7,5 YR 3/2 (pardo rojizo obscuro o pardo obscuro) a amarillo obscuro (10 YR 4/4). Tal hecho sugiere, según Wright (1965) que los coloides inorgánicos podrían estar cubiertos por coloides húmicos, lo que concuerda con la observación de que los trozos de pómez alteradas, frecuentes en las estratas del subsuelo, están fuertemente unidas al humus. Cuando estas pómez se calientan, cambian su color desde pardo o amarillo parduzco a casi blanco. Parece evidente que una considerable cantidad de humus se mueve a través de los suelos, pudiendo admitirse que la lixiviación del suelo es fuerte y está probablemente intensificada por ácidos orgánicos provenientes de los horizontes superficiales.

En las laderas escarpadas, los suelos se forman sólo en la medida que exista una cubierta vegetal de soporte; no pueden formarse en ambientes demasiado secos que limite el establecimiento de una cubierta forestal completa y permanente, condición que está implícita en su génesis.

Debido a la profundidad de los perfiles, que pueden alcanzar a más de 8 metros, a su elevada porosidad y al sostén que proporcionan las raíces de los árboles, estos suelos, si se comparan con otros suelos de montaña, no son susceptibles a la erosión. En condiciones naturales, los suelos tienen suficiente capacidad para almacenar lluvia, el movimiento del suelo es mínimo y hay pocas evidencias de deslizamiento o derrumbe. Sin embargo, como lo señala Wright (1965) se trata de suelos potencialmente inestables. Interferencias más bien pequeñas sobre su ambiente natural pueden provocar avalanchas y deslizamientos. Raleos de bosques situados en las laderas de las montañas, con el objeto de establecer praderas, producen inevitablemente erosión, con destrucción de tierras agrícolas en el fondo de los valles. Bajo condiciones de tensión extrema que ocurren durante los movimientos sísmicos, el conjunto del suelo de una ladera entera se hace altamente inestable, pudiendo desplomarse y provocar avalanchas de barro.

La inestabilidad proviene de la naturaleza del suelo, fenómeno que ha sido estudiado por Wright y Mella (1960, 1963). Son suelos muy estratificados, siendo cada estrata diferente a la siguiente. Las capas pumicíticas, por ejemplo, absorben grandes cantidades de agua en sus poros, en cambio, las estratas de arena basáltica, se secan rápidamente. Entre ambas capas generalmente existe otra de ceniza andesítica alterada rica en coloides amorfos. Cada una de estas estratas podría desplegar inestabilidad bajo determinadas circunstancias. Las capas pumicíticas, cuando se saturan, adicionan un considerable peso a la carga que gravita sobre las laderas. La arena basáltica, cuando seca, es suelta y se desliza libremente, de modo que durante un verano, cuando grandes árboles han sido derribados por el viento y el manto de ceniza se rompe, lo hace justamente en esta capa de arena. Las capas de ceniza andesítica, ricas en alofán, cuando están húmedas, constituyen un horizonte lubricante que probablemente es la causa principal de la erosión espectacular que se produce en las laderas de las montañas. No obstante, la disposición de las raíces de los árboles resulta ser muy eficaz para contrarrestar esta grave debilidad física en la composición estratigráfica de los depósitos.

A pesar del elemento de inestabilidad inherente al sistema, los suelos de montaña, en sus condiciones naturales, son suficientemente estables como para registrar, en gran medida, la impresión zonal de la formación del suelo. Por ejemplo, cuando la lluvia es elevada, los perfiles muestran abundantes signos de lixiviación; por otra parte, el proceso de melanización del suelo, a medida que la meteorización progresa, parece funcionar normalmente.

Wright (1965) señala que los perfiles de suelo podrían exhibir características poco usuales debido al hecho que el movimiento del agua en el suelo tiene un fuerte componente lateral, de modo que

elementos solubles perdidos desde las partes altas de las laderas podrían reemerger en posiciones más bajas. Suelos altamente silícicos en la parte alta de los cerros podrían mostrar un horizonte A2, delgado, lixiviado, con un estatus de bases muy bajo, mientras que la misma clase de horizonte descolorido podría encontrarse en las partes bajas, pero con un estatus de base relativamente alto, debido al proceso de "retorno" de los compuestos solubles a la superficie del suelo. En algunos casos, estas áreas de enriquecimiento del suelo están bien delimitadas por la distribución de las especies que componen el bosque.

En resumen, los suelos dominantemente amorfos, fuertemente melanizados, sometidos a una moderada o fuerte meteorización y lixiviación; son suelos moderadamente acumuladores de cenizas, desarrollados en un ambiente frío y húmedo, derivados de materiales piroclásticos —arena, cenizas— moderada a altamente silícicos.

1.7.6. Suelos Pumicíticos

Estos suelos están representados por la Familia Alhué, cuya serie representativa es el Xeric Durandept Alhué. Otras series derivadas de tobas pumicíticas riolíticas, como las series Culiprán, Pudahuel, ambas Durandepts, y la serie Caleuche, un Duraqualf, están asimiladas a la Familia Alhué de acuerdo al concepto de Familia empleado por Mella y Kühne en este trabajo (1983).

Estos suelos están situados en áreas de sedimentación de la Depresión Central y valles interiores de la Región Metropolitana y provincias de O'Higgins y Colchagua, en la VI Región. Las tobas riolíticas, bajo las condiciones semiáridas imperantes, han desarrollado suelos diferentes a los Andosoles originados por cenizas volcánicas o pómez de la región centro-sur del país. Ambos grupos de suelos, no obstante tener en común un material parental rico en vidrios volcánicos, difieren en el orden sistemático, morfológico y mineralógico, así como en la mayoría de las propiedades.

No se conoce con precisión la edad de estos sedimentos, pero probablemente son mucho más modernos que la 2ª época glacial asignada por Karzulovic (1958) o Brüggen (1950). En todo caso, su origen parece ser nubes ardientes originadas por erupciones volcánicas en el valle mismo. Se trataría, entonces, de ignimbritas riolíticas pumicíticas.

Estudios efectuados por González y Besoain (1976) demostraron que la fracción arcilla está constituida por una asociación de constituyentes no-cristalinos, haloisita-7A, minerales 2:1 incluyendo esmectita, vermiculita y mica, y diversos minerales primarios como plagioclasa, minerales ferromagnesianos escasos, etc. Las diferencias entre las series sólo podían establecerse en el orden cuantitativo.

Si se comparan las características mineralógicas de las arcillas de los Andosoles con la de los suelos derivados de toba riolítica, se observan diferencias pronunciadas motivadas tanto por la naturaleza del material parental como por las condiciones de clima bajo las que se ha desarrollado estos suelos. En los Andosoles, la pluviometría elevada, la naturaleza básica de las cenizas, la granulometría más fina y la adecuada permeabilidad del substrato, determina que la arcilla está dominada por componentes no-cristalinos, principalmente alofán, con participación minoritaria de filosilicatos (Besoain, 1974; Aomine *et al,* 1972; González y Besoain, 1975). En los suelos de toba riolítica, dominada por vidrios silícicos y con permeabilidad restringida por la compactación del substrato, en condiciones de pluviometría baja (régimen de humedad xérico y de temperatura mésico), los componentes más importantes son la haloisita-7A, montmorillonita y vermiculita; la mica existente es un mineral primario detrítico. La formación del alofán ha sido muy restringida.

Resulta evidente que las condiciones climáticas y el drenaje influencian decisivamente la evolución mineralógica de las cenizas volcánicas. Ello es resaltante cuando se comparan materiales parentales afines: un depósito de pómez riolítica moderna situada en Ensenada, en las proximidades del río Petrohué, bajo una precipitación de alrededor de 3.000 mm, está constituida esencialmente por alofán e imogolita, incluyendo una baja cantidad de vermiculita y clorita (Colmet-Daage *et al,* 1978). Tal composición y, en consecuencia, las propiedades son muy diferentes a las que exhiben los suelos derivados de pómez riolítica de la Región Metropolitana.

Existen también relaciones entre mineralogía y granulometría. En las fracciones más finas de la arcilla de las tobas pumicíticas se concentra la haloisita-7A y los minerales de 14A, mientras que los minerales primarios lo hacen en la fracción gruesa.

Con las informaciones disponibles la formación de los filosicatos en estos suelos sólo puede esbozarse en forma generalizada. La génesis de la haloisita-7A, por ejemplo, está sometida a serias objeciones teóricas, admitiendo que se ha desarrollado en las condiciones ambientales actuales, que no favorecen el desarrollo de minerales kandíticos. Es probable, por ello, que la asociación de especies 1:1 y 2:1 puedan evidenciar la acción de dos fases climáticas distintas.

La primera de estas fases correspondería a una de elevada pluviometría y temperatura, con marcada estacionalidad, determinantes de un ambiente de meteorización ácida, con intensa lixiviación de cationes, adecuado a la síntesis de la haloisita-7A, probablemente vía alofán. La fase climática actual, con notoria acentuación del carácter semiárido, ha estimulado la formación de las especies 2:1. Es cierto que la formación de la haloisita-7A se vio favorecida por la calidad del material parental —vidrios riolíticos y plagioclasa— pobre en bases; este puede también ser el factor que explique el limitado desarrollo de la montmorillonita y vermiculita pese a las condiciones favorables que indujo esta segunda fase climática.

Admitiendo la formación de los minerales 2:1 durante una fase climática con fuerte restricción de la humedad, la presencia de estos minerales podría ser consecuencia de la operación de dos mecanismos principales:

- por alteración de minerales ferromagnesianos, que se encuentran en baja proporción en la pómez riolítica. La meteorización de la augita, diópsido y otros, produciría el Mg^{2+} indispensable para la síntesis de los filosilicatos 2:1. Estos minerales serían, en consecuencia, autigénicos, productos de alteración pedogenética.

- por transformación de la mica primaria a través de hidratación y difusión de K^{+}, pasando por un estado vermiculítico, en primera instancia, y luego a montmorillonita. Esta hipótesis ha sido sustentada por varios autores (Aomine *et al,* 1972; Kawai, 1972; Shoji y Masui, 1969) para explicar la presencia de esmectitas en Andosoles de Japón. Se trataría de minerales transformados.

Un esquema de la formación de los minerales de arcilla en estos suelos se muestra en la Figura 10.

Usualmente los perfiles muestran la presencia de un duripán que dificulta o impide el paso del agua o el desarrollo de las raíces. Se trata de un típico duripán silícico, con poca adición de óxidos de hierro, formado por lavaje de la sílice soluble hacia las partes bajas del suelo, pero siempre dentro de él.

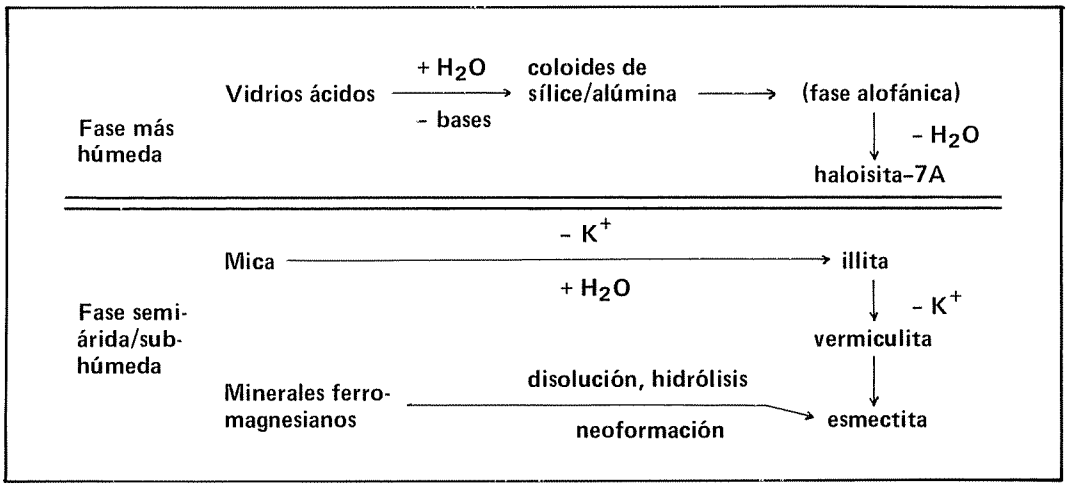


Figura 10. Esquema de los procesos de mineralogénesis que probablemente han ocurrido en los suelos derivados de tobas pumicíticas riolíticas de la Región Metropolitana y VI Región (según González y Besoain, 1976).

1.8. BIBLIOGRAFIA

AGUILERA, N. 1969. Distribución geográfica y características de los suelos derivados de cenizas volcánicas de México. I. Panel sobre Suelos Derivados de Cenizas Volcánicas de América Latina, Turrialba, Costa Rica: A.6.1. - A.6.12.

ALCAYAGA, S., J. ASTUDILLO., M. NARBONA, *et al.* 1966. Carta agrológica de los suelos de Ñadis de la provincia de Osorno. CORFO, Gerencia Agrícola. Depto. Agricultura y Estudios de Suelos y Agua. Publ. Técn. N° 1. 50 pp.

ANDRIESSE, J.P., A. MULLER. 1973. Mineralogical properties of two Profiles of volcanic ash soils from Costa Rica. Turrialba, 23: 303-317.

ANONIMO. 1964. Volcanic Ash Soils in Japan. Ministry of Agriculture and Forestry. Japanese Government. 211 pp.

AOMINE, S. 1966. Age of the yungest hydrated halloysite of Kyushu. Nature, 212: 648.

_____. 1972. Reconocimiento e Investigación de los Suelos. Chile Suelos Volcánicos. Informe Técnico 1. AGL:SF/CHI 18. FAO. Roma. 59 p.

_____ A. INOUE and C. MIZOTA. 1972. Imogolite of chilean volcanic ash soils. Clay Science (Japan) 4: 95-103.

_____ and N. MIYAUCHI. 1963. Age of the youngest hidrated halloysite in Kyushu. Nature, 199: 1311-1312.

AOMINE, S. and N. YOSHINAGA. 1955. Clay minerals pf some well drained volcanic ash soils in Japan. Soil Sci. 79: 349-358.

_____ and K. WADA. 1973. Soil development on volcanic materials during the Quaternary. Soil Sci. 166: 170-177.

AUER, V. 1958. Uber die Eiszeiten Südamerikas. Sonderabdruck aus: Sitzungsberichter der Finischen Akademie der Wissenschaften. Z: 121-169.

_____ 1960. The Quaternary history of Fuego-Patagonia. Royal Society, B., 152: 507-516.

AUSTIN, M.E. 1948. Reconnaissance soil survey of Japan. Kanto plain area. Gen. Headquarters, SCAP, Natural Resources Section Report 110-A: 19-22.

BESOAIN, E. 1958. Mineralogía de las arcillas de algunos suelos volcánicos de Chile. Agric. Técn. XVIII: 110-165.

_____ 1964. Clay formation in some chilean soils derived from volcanic materials. New Zealand J. of Sci. 7: 79-86.

_____ 1969. Untersuchungen von Böden aus Pyriklastiten (Ashe und Tuffe) Chiles, Japans, Deutschlands und Italiens. Inaug. Diss. Dr. agr. Universität Bonn. 345 p.

_____ 1972. Mineralogía de arcillas de algunos suelos volcánicos de Costa Rica. II Panel sobre Suelos Volcánicos de América. Pasto (Colombia). IICA/Universidad de Nariño: 249-278.

_____ 1974. Consideraciones generales sobre la formación de minerales secundarios en los Andosoles. Esquema de una secuencia de meteorización de las cenizas volcánicas. Anales de Edafología y Agrobiología, XXXIII: 343-357.

_____ y J. GARCIA-VICENTE. 1962. Clay mineralogy of some volcanic ash soils of Chile. Neues Jb. Mineral., Abh. 98: 349-366.

_____ y S. GONZALEZ. 1977. Mineralogía, génesis y clasificación de suelos derivados de cenizas volcánicas de la región centro-sur de Chile. Ciencia e Investigación Agraria (Santiago-Chile), 4: 109-130.

_____ L. LEON y C.S. WRIGHT. 1972. Rapa-Nui (Easter Island) soil mineralogy and soil genesis relationship (no publicado).

_____ A. MELLA y P. LARA. 1968. Formación de un suelo incipiente (Vitrandept) a partir de cenizas del volcán Quizapú eruptadas en 1932 (no publicado).

_____ y G. SEPULVEDA. 1981. Características y propiedades de algunos Dystrandepts de la Región de los Lagos, sur de Chile. I. Mineralogía, génesis y propiedades de los suelos. Agricultura Técnica (Chile), 41: 197-220.

_____ J.M. SERRATOSA y A. HIDALGO. 1964. Espectros de absorción infrarroja de la fracción arcilla de suelos volcánicos de Chile. Anales de Edafol. y Agrobiología (España). XXIII: 293-303.

BIRRELL, K.S. 1964. Some properties of volcanic ash soils. FAO-UNESCO, Meeting on the Classification and Correlation of Soils from Volcanic Ash (Tokyo). Report 14: 74-81.

_____ y M. FIELDES. 1952. Allophane in volcanic ash soils. J Soil Science, 3: 156-166.

BLEEKER, P. and R.L. PARFITT. 1974. Volcanic ash and its mineralogy at Cape Hoskins, New Britain, Papúa, New Guinea. Geoderma, 11: 123-135.

BORDE, J. 1966. Les Andes de Santiago et leur avant-pays, étude de geomorphologie. Thésis Ph.D. Bordeaux, Unión Francaise d'Impresion. 439 p.

BORGEL, R. 1966. Geomorfología cuaternaria de la cuenca de Santiago. En: Estudios Geográficos. Homenaje Fac. Filosofía y Educación a don Humberto Fuenzalida V.: 41-54.

BROWN, J.W. and G.T. WOLFSCHOON. 1960. Some physical properties of representative soils of the republic of Panamá. 7th. Int. Congress of Soil Science, Madison, Wisc. USA. Vol. IV: 271-277.

BRUGGEN, J. 1950. Fundamentos de la geología de Chile. Inst. Geográfico Militar. 374 p.

BUNTING, B.T. 1967. The geography of soils. Aldine Publishing Co., Chicago, USA. 213 p.

CAILLEUX, A. 1956. La era cuaternaria: problemas y métodos de estudio. C.S.I.C. Barcelona, España. 130 p.

CAMPBELL, A.S., A.W. YOUNG, L.G. LIVINGSTONE, M.A. WILSON and T.W. WALKER. 1977. Characterization of poorly-ordered aluminisilicates in a vitric andosol from New Zealand. Soil Science, 123: 362-368.

CASERTANO, L. 1962. Der Vulkanismus in Chile. Petermans Geogr. Mitt. 106: 106-110.

COFRE, C. 1956. Erupción del volcán Nilahue. Anales de la Fac. de Ciencias Físicas y Matemáticas, 13: 73-94.

COMET-DAAGE, F., P. LAGACHE, J. & M. GAUTHEYROU, J. CRECY et M. LANNOY. 1965. Caracteristiques de quelques groupes de soils dérivés de roches volcaniques aux Antilles Francaises. Cah. O.R.S.T.O.M. Série Pédalogie, III: 91-122.

_____ F. CUCALON, M. DELAUNE, *et al.* 1967. Caracteristiques de quelques sols de Equateur dérivés de cendres volcaniques. Deuxieme Partie. Conditions de formation et d'évolution. Cah. O.R.S.T.O.M. Série Pédalogie. Vol. V Nº 4: 335-392.

_____ J. GAUTHEYEOU, M. GAUTHEYROU, C. DE KIMPE *et al,* 1970. Caracteristiques de quelques sols dérivés de cendres volcaniques de la cote pacifique du Nicaragua, Cah. O.R.S. T.O.M. Sér. Pédalogie (France). Vol. VIII, Fasc. 2: 113-172.

_____ & M. GAUTHEYROU, C. DE KIMPE. 1972. Contribution a l' étude de propriété et de la nature des sols á allophane des Antilles et d'Amérique Latine. II Panel sobre los suelos volcánicos de América, Pasto (Colombia), 19 p.

_____ E. BESOAIN, G. FUSIL, C. DE KIMPE, M. TRICHET, G. SIEFFERMANN *et al,* 1978. Caracteristiques et proprietes hydriques de quelques sols derives des cendres volcaniques du Chili central. Publ. O.R.S.T.O.M. -Antilles Nº 85 bis. 120 p.

CULOT, J.Ph., M.J. GANDARILLAS, R. GARCIA, H. HERNANDEZ, *et al.* 1973. Reconocimiento e investigación de los suelos. Productividad y manejo de los suelos chilenos. UNDP/FAO. AGL:.Sf/CHI 18. Informe Técnico N° 2. 119 p.

CHARIGUIN, A. 1964. Geología. E. Reverté, Barcelona. 298 p.

DONDOLI, C.B. y J.A. TORRES. 1954. Estudio geoagronómico de la región oriental de la meseta central. Ministerio de Agricultura e Industria, San José, Costa Rica. 180 p.

DUCHAUFOUR, P. 1970. Précis de pedologie. París, Masson et Cie. 481 p.

_____ 1978. Ecological atlas of the soils of the world. New York. Masson. 178 p.

DRECKMAN, P. 1965. Suelos Rojo Arcillosos de Chile Central. Tesis Fac. Agronomía, Universidad Católica. 150 p.

DUDAL, R. 1968. Definitions of soil units for the soil map of the world. FAO-UNESCO (ROME), Rep. N° 33 + addendum 77 p.

_____ and M. SOEPRAPTOHARDJO. 1960. Some considerations on the genetic relationships between Latosols and Andosols in Java (Indonesia). 7th Intern. Congress of Soil Science. Madisin, Wis. USA. Vol. IV: 229-236.

ESPINOZA, W. 1965. Efectos de concentración del dispersante NaOH sobre la dispersión de suelos de la Provincia de Ñuble. Circular Informativa N° 1. Universidad de Concepción, Escuela de Agronomía. Depto. Suelos. 19 p.

_____ 1967. Caracterización química de dos suelos volcánicos: Arrayán y Santa Bárbara. II. Determinación de alofán en dos suelos de la Provincia de Ñuble. Circular Informativa N° 20. Universidad de Concepción, Escuela de Agronomía. Depto. de Suelos. 20 p.

_____ 1968. Detección rápida de alofán en suelos de Ñuble. Agricultura Técnica (Chile) 29: 75-80.

_____ 1969. Determinación de alofán en suelos de Ñuble mediante el valor Delta de la capacidad total de intercambio catiónico. Circular Informativa N° 27, Universidad de Concepción, Escuela de Agronomía. Depto. de Suelos. 24 p.

_____ R.G. GAST and R.S. Jr. ADAMS. 1975. Charge characteristics and nitrate retention by two Andepts from South-Central Chile. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39: 842-846.

ESWARAN, H., G. STOOPS and P. PAEPE (De). 1973. A contribution to the study of soil formation on isla Santa Cruz, Galápagos. Pedologie (Bélgique), XXIII: 100-122.

ETCHEVEHERE, P.H. 1972. Los suelos desarrollados sobre materiales de origen volcánico de la Argentina. II. Panel sobre Suelos Volcánicos de América. IICA/Fac. Ciencias Agrícolas. Universidad de Nariño. Colombia: 153-158.

EVANS, W.P. 1965. Facets of organic geochemistry, P: 14-28. *En:* E. G. Hallasworth and D.V. Crawford (ed). Experimental Pedology. Butterworth, London.

FAO (Food and Agric. Organization). 1968. Approaches to soil Classification. World soil resources project N° 32. 143 p.

FAO/UNESCO. 1975. Carte mondiale des sols au 1/5.000.000 Légende 62 p.

FAJARDO, M. 1975. Contribución al estudio de los suelos Rojo Arcillosos del Valle Central. Instituto de Investigación de Recursos Naturales. CORFO. 91 p.

FERNANDEZ CALDAS, E. y M.L. TEJEDOR SALGUERO. 1975. Andosoles de las Islas Canarias. Raycar, S.A. (Madrid). 207 p.

FIELDES, M. 1955. Clay Mineralogy of New Zealand Soils. Part. 2: Allophane and related minerals colloids. N.Z.J. of Sci. and Techn. B-37: 336-350.

_____ y G.G.C. CLARIDGE. 1975. Allophane. *En:* J.E. Gieseking (Editor). Soil Components. Springer Verlag. Heidelberg. 2: 351-393.

_____ y K.W. PERROTT. 1966. The nature of allophane in soils. Par 3: Rapid field and laboratory test for allophane. N.Z.J. of Sci. 9: 623-629.

_____ I. WALKER and P.P. WILLIAMS. 1956. Clay Mineralogy of New Zealand Soils. Part 3: Infrared absorption spectra of soil clays. N.Z.J. of Sci and Techn. 38: 31-43.

FLACH, K. 1965. Genesis and morphology of ash-derived soils in the United States of America. *In:* Meeting of the Class. and Corre. of soils from volcanic ash. FAO Report N° 14: 61-70.

_____ C.S. HOLZHEY, F. DE CONINCK and R. J. BARTLETT. 1981. Genesis and Classification of Andepts and Spodosols. *En:* Soils of variable charge. B.K.G. Theng, E. (Editor): 411-426.

FRANZMEIER, D.P. y A. CORTEZ. 1972. Climosecuencia de suelos derivados de cenizas volcánicas en la cordillera central de Colombia. *En:* II Panel sobre Suelos Volcánicos de América. IICA/Fac. Ciencias Agrícolas. Universidad de Nariño, Colombia: 139-152.

GIBBS, H.S. 1968. Volcanic ash soil in New Zealand. Information Series N° 65. Wellington, New Zealand. N.Z. Dept. of Scientific and Industrial Research. 39 p.

GONZALEZ, S.P. y E. BESOAIN. 1975. Minerales 2:1 y 2:2 en suelos volcánicos de Chile. 1. Andepts. Ciencia e Investigación Agraria (Santiago-Chile), 2: 169-178.

_____ y E. BESOAIN. 1976. Minerales 2:1 y 2:2 en suelos volcánicos de Chile. 2. Suelos derivados de toba riolítica de la región central. Ciencia e Investigación Agraria (Santiago-Chile), 2-3; 129-137.

GRANGE, L.I. 1931. Volcanic-ash showers. A geological reconnaissance of volcanic ash soils of the central part of the North Island. N.Z.J. of Sci. and Techn. 12: 228-240.

GREZ, R. 1977. Nährelementhaushalt und Genese von Böden aud vulkanishen Aschen in Südchile. Inaug. Diss. Universität Freiburg (Alemania). 177 p.

_____ y A. CARMONA. 1981. Caracterización de suelos Ñadis, Provincia de Llanquihue. *En:* 3er Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo. U. Católica, Santiago-Chile: 49.

GUERRERO, R., J. BURBANO y T. CABRERA. 1972. Estado y fijación del fósforo en suelos del sur de Colombia. II Panel sobre Suelos Volcánicos de América. IICA/Fac. de Ciencias Agrícolas. Universidad de Nariño, Colombia: 59-82.

GUEST, J.E. and G.P. JONES. 1970. Origin of ash deposits in Santiago area, central Chile. Geological Magazine: 369-371.

HARADA, M. 1933. Volcanic ash soils from the province of Tottori in Japan. Soil Res. 3: 147-162.

HAUSER, A. 1975. Presencia de suelos ricos en aluminio en la zona sur de Chile (Bío-Bío, Llanquihue). Revista Geológica de Chile, 34-40.

HAUSSER, C.J. 1966. Late-Pleistocene pollen diagrams from the province of Llanquihue, Southern Chile. Amer. Philosophical Soc. 110: 269-305.

HAWANDO, T., and V.W. CARLISLE. 1973. Mineralogy of representative pedons occurring in Zapolitan valley, El Salvador. Soil and Crop Science Society of Florida: 108-111.

HAY, R.L. 1960. Rate of clay formation and mineral alteration in a 4.000-year-old volcanic -ash soil on St. Vincent, B.W. 1. Amer. Jour. of Science. 258: 354-368.

HAYAMA, L. y N. AGUILERA. 1972. Mineralogía de los suelos del volcán Xinantecatl, Estado de México. II Panel sobre Suelos Volcánicos de América. IICA/Fac. Ciencias Agrícolas. Universidad de Nariño, Colombia: 309-347.

HOLMES, A. 1952. Geología Física. Ediciones Omega, S.A. Barcelona. 519 p.

HOYOS, A. y J. RODRIGUEZ. 1956. (a). Suelos de la Guinea Insular Española. Anales Edafol. y Fisiología Veget. XV: 1-55.

_____ y J. RODRIGUEZ. 1956. (b). Genese du sol dans les Regions Tropical et Humides. 6th Intern Congress of Soil Science. París, France. Vol. E: 307-309.

ILLIES, H. 1960. Geologie der Gegend von Valdivia, Chile. N. Jb. Miner. Geol, Paläont. Mh. Abh. III: 30-107.

JOHANNESSON, B. 1960. The soils of Iceland. University Research Inst. Dept. of Agriculture. Reports Series B-Nº 13 (Reykjavík). 140 p.

KANNO, I. 1961. Genesis and classification of main genetic soil types in Japan. I. Introduction and Humic allophane soils. Bull. Kyushu Agric. Experiment Station, VII: 1-185.

_____ 1965. Classification and nomenclature of volcanic ash soils and so-called "Kuroboku soils", in Japan. Pedologist 9: 83-92.

_____ Y. ONIKURA and T. HIGASHI. 1968. Weathering and clay mineralogical characteristics of volcanic ashes and pumices in Japan. Inter. Congr. Soil., Trans. 9th (Adelaide, S. Aus) III: 111-122.

KARZULOVIC, K.J. 1958. Sedimentos cuaternarios y aguas subterráneas de la cuenca de Santiago. Inst. de Geología, U. de Chile. Publicación Nº 10. 120 p.

KIRKMAN, J.H. 1980. Clay mineralogy of a sequence of andesitic tephra beds of western Taranaki, New Zealand. Clay Minerals. 15: 157-163.

_____ and W.A. PULLAR. 1978. Halloysite in late Pleistocene Rhyolitic tephra beds near Opotiki, Coastal Bay of Plenty, North Island, New Zealand. Aust. J. Soil Res. 16: 1-8.

KITAGAWA, Y., K. KYUMA and K. KAWAHUCHI. 1973. Clay mineral composition of some volcanogenous soils in Indonesia and the Philippines. Soil Sci. Pl. Nutr. 19: 147-159.

LAG, J. and H. BERGSETH. 1982. Occurrence of allophane in soils of Jan Mayen Island. Acta Agriculturae Scandinavica XXXII: 189-191.

LAUER, W. 1968. Die Glaziallandschaft des Südchilenischen Seengebietes. Acta Geographica 20: 215-236.

LAUER, W. y E. BESOAIN. 1983. Los suelos y las glaciaciones del Cuaternario en la Región de los Lagos, sur de Chile (No publicado).

LANGOHR, R. 1971. The volcanic ash soils of the central valley of Central Chile. I. Depositation of origin of the parent materials of the Trumao soils within the Itata river basin. Pedologie, XXI: 259-293.

_____ 1974. The volcanic ash soils of the central valley of Central Chile. II. The parent materials of the Trumao and Ñadi soil of the Lake District in relation with the geomorphology and quaternary geology. Pedologie, XXIV: 238-255.

LAUGENIE, C., F. COLMET-DAAGE, E. BESOAIN et M. DELAUNE. 1975. Note sur les limons volcaniques des piemont glaciaires chiliens meridionaux. Bul. Assoc. Géogr. Franc. 426: 187-193.

LEAMY, M.L., G.D. SMITH, F. COLMET-DAAGE and M. OTOWA. 1980. The morphological characteristics of Andisols. Chapter 2: 17-34. *En:* Soils with variable charge. B.K.G. Theng (Editor). New Zealand Soc. of Soil Science. 448 p.

LEON, L. 1962. Clay formation in some chilean soils under natural forest vegetation and under pasture. Transactions of the Joint Meeting of Commission IV & V. Intern. Soc. Soil Sci. Intern. Soil. Conf. Soil Bureau, P.B., Lower Hutt, N. Zealand. 39-44.

_____ y E. POLLE. 1956. Las capas volcánicas de Carrán y la erupción del volcán Nilahue. Anales de la Fac. de Ciencias Físicas y Matemáticas. U. de Chile. Pub. Nº 7: 97-131.

_____ y E. POLLE. 1958. Investigación sobre algunos suelos volcánicos chilenos. Agric. Técnica. XVIII: 185-204.

LIVEROVSKII, Y.A. 1971. Volcanic ash soils of Kamtchatka. Pochvovedenie, 6: 3-11.

LOGANATHAN, P. and L.D. SWINDALE. 1969. The properties and genesis of sour middle altitude dystrandept volcanic ash soils from Mauna Kea, Hawaii. Pacific Science (Hawaii), XXIII: 161-171.

LOPEZ, C. 1963. Identificación y clasificación de los minerales de arcilla presentes en nueve suelos de Costa Rica. Universidad de Costa Rica. Fac. de Agronomía. Lab. de Investigaciones Agronómicas. 56 p.

LULLI, L. and D. BINDI. 1980. A climosequence of soils from tuffs on slopes of an extint volcano in southern Italy. Geoderma, 24: 129-142.

LUNA, C. 1969. Aspectos genéticos de Andosoles en Colombia. I. Panel sobre Suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina. Turrialba, Costa Rica. IICA/FAO: A.3.1 - A.3.13.

_____ 1972. Caracterización físico-química de algunos suelos volcánicos del Departamento del Cauca. II Panel sobre suelos volcánicos de América. Pasto, Colombia. IICA/Fac. de Ciencias Agrícolas, Universidad de Nariño: 279-294.

LUZIO, W. 1965. Diferencias genéticas de tres suelos Rojo Arcillosos de la zona central de Chile. (Tesis). Fac. Agronomía U. de Chile. 111 p.

_____ W. VERA, R. ELISSEGARAY y M. MENIS. 1979. Variaciones de algunas propiedades de un Vitrandept sometido a lixiviación intensificada en laboratorio. I. Complejo de intercambio. Agric. Técnica (Chile) 39: 145-151.

MARIANO, J.A. 1964. Volcanic ash soils of Philippines. FAO-UNESCO Meeting on the Classification and Correlation of Soils from volcanic ash (Tokyo), Rep. N° 14: 53-55.

MARTINI, J.A. 1969. Distribución geográfica y características de los suelos derivados de cenizas volcánicas de Centroamérica. I. Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina. (Turrialba, Costa Rica), IICA/FAO: A.5.1 - A.5.19.

_____ 1969. Mineralogía de las arcillas, limos y arenas en seis suelos de Panamá. Turrialba, 19: 199-207.

MACPHAIL, D. 1966. El gran Lahar del Laja. *En:* Estudios geográficos. Homenaje de la Fac. Filosofía y Educación a Humberto Fuenzalida. Fac. Fil. y Educación, U. de Chile: 133-156.

MCINTOSH, P.D. 1979. Halloysite in a New Zealand tephra and paleosol less than 2.500 years old. New Z.J. of Science, 22: 49-54.

MEJIA, G., H. KOHNKE and J.L. WHITE. 1969. Clay mineralogy of certain soils of Colombia. Soil Sci. Soc. Proc. 31: 665-670.

MELLA, A. y A. KUHNE. 1983. Suelos derivados de materiales piroclásticos en la zona central-sur de Chile. Descriptiva de los perfiles: Capítulo 7 de este libro.

MIZOTA, CH. 1982. Clay mineralogy of a Dystrandept and Haplaquod from Northland, New Zealand. Soil Sci. Plant Nutr. 28: 293-301.

MOINERAU, J. 1965. Observations pédalogiques sur les sols du massif volcanique des Coirons (Ardeche). Bull. A.F.E.S. (France) N° 6-7: 188-223.

_____ 1965(b). Sur quelques propietés des sols volcaniques des Coiron (Ardeche). C.R. Acad. Agric. 10 fév. 193-197.

MÜCKENHAUSEN, E. 1975. Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. DLG-Verlag, Frankfurt am Main. 579 p.

NAGASAWA, K. and S. IYASAKI. 1975. Mineralogical properties of halloysite as relate to its genesis, 257-266. *En:* Proc. Int. Clay Conf. México City, México, 1975. S.W. Bailey (Editor). Applied Publ. Ltd. USA.

OHMASA, M. 1964. Scope of volcanic ash soils, their extent and distribution. FAO/UNESCO Meeting on the Classification and Correlation of Soils from volcanic ash (Tokyo). Rept. N° 14: 7-8.

PARFITT, R.L., M. RUSSEL and G.E. ORBELL. 1983. Weathering sequence of soils from volcanic ash involving allophane and halloysite, New Zealand. Geoderma, 29: 41-58.

PECROT, A., M.C. GASTUCHE, J. DELVIGNE, L. VIELVOYE et J.J. FRIPIAT. 1962. L'alteration des roches et la formation des sols au Kivu (Rep. du Congo). Bull I.N.E.A.C., Sér. Sci. N° 97: 7-90.

PERALTA, M. 1979. Los suelos forestales de Chile. Charlas y Conferencias N° 5. U. Austral de Chile. Fac. de Ingeniería Forestal: 16-30.

_____ 1981. Mapa de los suelos de Chile. Tercer Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo. Santiago. U. Católica/Soc. Chilena de la Ciencia del suelo: 105-109.

_____ N. KLENNER, S. GONZALEZ y E. BESOAIN. 1979. Suelos Forestales representativos de la Cordillera de los Andes. Un transecto en el sector de Contao-Provincia de Chiloé. X Región. Bol. Técnico N° 55. Fac. de Ciencias Forestales, U. de Chile. 31 p.

PINTO, M.A. VALERIANO, J.M. BETTENCOURT, M. MONTEIRO y A.F. SANCHEZ. 1977. Esboco Pedológico da Ilha de S. Miguel (Acores). Anais Inst. Superior de Agronomía, XXXVII: 275-385.

QUANTIN, P. 1972. Note sur la nature et la fertilité des sols sur cendre volcanique provenant d'éruptións récentes dans L'archipiel des Nouvelles Hébrides, l'ere et 2 ere partis. Cah. O.R.S.T. O.M. Série Pedologie (France), Vol. X: 123-151.

_____ 1974. Hypotheses sur la génese des andosols en climat tropical. Evolution de la "pedogenese initiale" en milieu série Pédol. XII: 3-12.

RICO, M. 1964. Report on soils of volcanic ash origin in El Salvador. Meeting on the Classification and Correlation of Soils from volcanic ash. FAO/UNESCO Rep. N° 14: 23-29.

RIEGER, S. y E. WUNDERLICH. 1960. Soil survey and vegetation of Northern Kodiac Island area, Alaska. U.S.D.A. Soil Survey Serie N° 17. 46 p.

RITTMANN, A. 1963. Les volcans et leur activité. Masson et Cie (París, France). 461 p.

ROBERTS, R.C. and C. DIAZ. 1959-60. Los Grandes Grupos de suelos de Chile. Agricultura Técnica (Chile). XIX-XX: 7-36.

RUSSELL, J.D., J. MCHARDY, and A.R. FRASER. 1969. Imogolite: a unique aluminosilicate. Clay Minerals 8: 87-89.

RUXTON, B.P. 1968. Rates of weathering of quaternary volcanic ash in North-east Papúa. 9th Intern. Congr. of Soil Science. Adelaide (Australia). Vol IV: 367-376.

SAENZ, M.A. 1966. Suelos volcánicos cafeteros de Costa Rica. Publ. de la Universidad de Costa Rica. Serie Agronomía N° 6. Tomo I. 353 p.

SALMI, M. 1941. Die postglazialen Eruptionshichten Patogoniens und Feuerlands. Ann. Acad. Scient. Fennicae. Ser. A., Geol. Geogr. 2: 1-115.

SAMPER, A. 1969. Importancia de los suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina. I Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina. Turrialba (Costa Rica). IICA/FAO: XI-XII.

SANCHEZ FURTADO, A.F.A. 1975. Os minerais argiloso de solos da ilha de S. Miguel (Acores). Anais do Instituto Superior de Agronomía. XXXV: 41-76.

SCHEFFER, R., A. URBINA, E. SAN MARTIN y N. KLENNER. 1972. Estudio sobre la actividad de las poblaciones microbianas en suelos chilenos. UNDP/FAO. Informe Técnico 4: 45 p.

SEGERSTROM, N. 1964. Quaternary geology of Chile: Brief outline. Geol. Soc. Amer. Bul. III: 157-170.

SEKI, T. 1913. Zwei vulkanogene lehms aus Japan. Landw. Versuch. Sta.: 79-80.

SIEFFERMANN, G. 1973. Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. Mémoires O.R.S.T.O.M. N° 66 (France). 17 p.

_____ G. JEHL et G. MILLOT. 1968. Allophanes er minéraux des alteration récentes des basaltes du Mont Cameroun. Bull. Groupe Francais des Argiles (París). XX: 109-129.

SIMONSON, R.W. 1979. Origin of the name "Ando Soils". Geoderma, 22: 33-336.

_____ and S. RIEGERS. 1967. Soils of the Andepts suborder in Alaska. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 31: 692-699.

SHINAGAWA, A. 1962. Further accumulation of humus on the volcanic ash soils originated from volcano Sakurajuma's ashes. Bull. Fac. Agr. Kagoshima Univ. N° 11: 115-205.

SMITH, G. 1978. A preliminary proposal for classification of Andepts and some andic subgroups. Private Comm. To ICOMAND. 20 p.

SHIORI, M. 1935. Uber die Beschaffenheit der Toniger substanzem von Oxyphilem Vulkanischen Aschenböden. Trans. 3rd. Intern. Congr. Soil. Sci. 3: 70-73.

SOERIANEGARA, I. 1969. Soils of Peutjang Island, southwest Java. Geoderma, 2: 297-308.

SOKOLOV, I.A. et Z.S. KARAYEVA. 1965. Sur la migration de certain élements et de l'humus dans les sols du Kamtchatka. Pochvovedenie (Soviet Soil Science): 150: 878-880.

STOICA, A., R. ATANASESCU, F. POPESCU and D. EDELSTEIN. 1974. The clay fraction of a soil sequence formed on volcanic materials in the East Carpahians. 10th Inter. Congres. Soil Sci. (Moscú), Vol. VII: 75-82.

STONE, J.B. and E. INGERSON. 1934. Some vulcans from the south Chile. Amer. J. of Science. Vol. X: 269-287.

SUDO, T. 1949. Mineralogical studies of zeolite-bearing pumiceous tuff, near Yokote-machi, Akita Prefecture. Geol. Soc. Japan 56: 13-16.

_____ 1952. Clay minerals formed by alteration of volcanic glass from Japan. Cong. Geol. Intern. (Alger), 18: 123-135.

SWINDALE, L.D. and D. SHERMAN. 1964. Hawaiian soils from volcanic ash, Meeting on the Class and Correl of soils from volcanic ash. (Tokyo, Japan). FAO, Rep. N° 14: 36-49.

TAMURA, T. and M.L. JACKSON. 1953. Structural and energy relationships in the formation of iron and aluminium oxides, hydroxides and silicates. Science, 117: 381-383.

TAN, K.H. 1964. The Andosols of Indonesia. Meeting on the Classification and Correlation of soils from Volcanic Ash. FAO/UNESCO Report N° 14: 30-35.

TAYLOR, N.H. 1933. Soil processes in volcanic ash-beds. Part I, and II New Z. J. of Sci. and Techn. 14: 193-202; 338-352.

_____ 1964. The classification of volcanic ash soil in New Zealand. FAO/UNESCO, Meeting on the Classification and Correlation of Soils from volcanic ash (Tokyo). Report N° 14: 101-110.

TAZAKI, K. 1971. L'imogolite de L'argile de Daisen et de Sambesan. J. Geol. Soc. Japan, 77: 407-414.

THEISEN, A.A. 1966. Kristalline Bestandteile saurer tropischer Böden auf vulkanischem Ausgangsmaterial in Kenia. Z. Pflanzenernahrung, Dungung u. Bodenkunde, 115: 173-181.

THORANINSSON, S. 1944. Tefrokronologiska studier pa Island. Ejnar Munksgaard, Copenhagen. 147 p.

TRICART, J., A.R. HIRSCH y J.C. GRIESBASH. 1965. Geomorphologie et eaux souterraines dans le basin de Santiago du Chile. Bull. Fa. Lettres, Stasbourg. 43: 605-673.

UGOLINI, F.C. and R.J. ZASOSKI. 1979. Soils derived from Tephra. *En:* Volcanic activity and human ecology. Chapter 4: 83-124. Academic Press, Inc. P.D. Scheets and D.K. Grayson (Editors).

U.S.D.A. Soil Survey Staff. 1975. Soil Taxonomy. A basic system of Soil Classification for making and interpreting soil surveys. Agriculture Handbook, 436. 316 p.

VON BUCH, M. 1967. Mikromorphologishe untersuchungen von Strukturelementen uns Kieselsäurebildungen in Alteren Vulkanischen Böden der Collipulli-Serie, Frontera (Südchile). Geoderma, 1: 249-275.

WADA, K. 1977. Allophane and imogolite. *En:* Minerals in soil environments, J. B. Dixon and S.B. Weed (Editors). S.S.S.A. Wisconsin, USA. Chapter 16: 603-633.

_____ y S. AOMINE. 1973. Soil development on volcanic materials during the Quaternary. Soil Science 116: 170-177.

_____ y M.E. HARWARD. 1974. Amophous clay constituents of soils. Adv. in Agronomy, 26: 211-260.

WEISCHET, W. 1958. Studien über den glazial bedingten Formenschatz ser südchilenischen Langssenke im West-Ost-Profil beiderseite Osorno. Sonderabdruck aus "Petermann's Geographischen Mitteilungen, 3. 24 p.

WHITE, L.P. 1967. Ash soils in western Sudán. J. Soil Sci., 18: 309-317.

WRIGHT, C. 1961. A New Zealand pedologist in the Americas. Part 8: Grenada. New Zealand Soil News, 2: 56-67.

_____ 1965. The volcanic ash soils of Chile. Report to the Government of Chile. FAO (Rome), Rep. N° 2017. 201 p.

_____ and J. BENNEMA. 1965. The soil resources of Latin America. FAO (Rome), Second Draft N° 18. 115 p.

_____ and A. MELLA. 1960. Demage to the soil resources of south central Chile resulting from the seismic disturbances and associated phenomena of May and June 1960. New Zealand Soil News, 4: 209-225.

_____ and A. MELLA. 1963. Modification to the soil pattern of south central Chile resulting from seismic and associated phenomena during the period May to August 1960. Bull. Seismolog. Soc. Amer., 53: 1367-1402.

YAMADA, Y. 1968. Relation between 14C and color of humic acid solution from some volcanic-ash soils on Japan. J. of the Sci. of Soil and Manure 39: 447-451.

ZAMORA, C. 1969. Uso actual y potencial de suelos derivados de cenizas volcánicas del Perú. I Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina (Turrialba, Costa Rica). IICA/FAO: C.5.1.-C.5.10.

ZAVALETA, A. 1969. Distribución geográfica y características de los suelos derivados de cenizas volcánicas del Perú. I Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina (Turrialba, Costa Rica). IICA/FAO: A.2.1.-A.2.10.

ZEUNER, F.E. 1956. Geocronología. Ediciones Omega, S.A. (Barcelona), 524 p.

ZEBROWSKI, Ċ. 1971. Propriétés des Andosols de L'Itasy et de l'Ankaratra (Madagascar). Cah. O.R.S.T.O.M. Série Pédologie, IX: 83-108.

Capítulo 2:

Mineralogía de los suelos volcánicos del centro-sur de Chile.

POR: EDUARDO BESOAIN M.

2.1. MINERALES PRIMARIOS

Por: Eduardo Besoain M.

Dentro de los constituyentes inorgánicos del suelo se distinguen: a) minerales primarios, formados a elevada temperatura y heredados a partir de rocas ígneas o metamórficas, a veces a través de un ciclo sedimentario, sin que exhiban cambios químicos o estructurales y b) minerales secundarios, formados por reacciones de neosíntesis o transformación a baja temperatura durante los procesos pedogenéticos o heredados a partir de rocas sedimentarias.

Los minerales primarios constituyen gran parte de la granulometría de la arena (2000 - 50 μ) y el limo (50 - 2 μ), de manera que el contenido de ambas fracciones en el suelo determina el porcentaje de minerales primarios presentes.

El contenido de los minerales primarios en el suelo depende del contenido original en el material parental así como del grado de alteración del suelo. A medida que la meteorización progresa, permanecen en la arena y limo los minerales.más resistentes como cuarzo, feldespatos potásico, micas y numerosos minerales pesados, en tanto que en la arcilla predominan los minerales de neoformación.

El conocimiento de estos minerales es importante ya que proporciona informaciones muy útiles respecto al origen de los suelos, la petrografía de los piroclásticos parentales y la intensidad de los procesos de meteorización, etc. En realidad, la naturaleza y extensión de la alteración pedológica, y de ahí la edad relativa de los suelos puede deducirse, entre otros argumentos, por el balance entre los minerales secundarios producidos y los minerales primarios que han permanecido. Es un hecho, también, que estos minerales pueden dar referencias sobre la potencialidad agrícola en cuanto a que informan sobre la disponibilidad de nutrimientos minerales.

2.1.1. Minerales primarios en los suelos volcánicos de Chile

En las etapas tempranas de desarrollo pueden distinguirse de los suelos de cenizas volcánicas varias fases minerales, por ejemplo, minerales primarios y vidrios que inician los procesos de alteración y están parcialmente hidratados, desionizados y desilicatados, minerales primarios y productos secundarios, etc. Todas estas fases, determinadas por la edad de los depósitos y la intensidad del ambiente, pueden ser observadas en los suelos chilenos. En general, la distribución de los suelos desde los centros volcánicos en la cordillera hacia el oeste implica, más que una toposecuencia, una cronosecuencia, con predominio de piroclastitas muy modernas en la proximidad de los volcanes y depósitos más antiguos hacia la Cordillera de la Costa.

En Chile, trabajos sobre la mineralogía de las arenas de suelos derivados de materiales piroclásticos son escasos y ello ha constituido un obstáculo para comprender con claridad las relaciones entre la génesis, morfología y propiedades de estos suelos. Con excepción de los trabajos de Colmet-Daage *et al* (1978), hasta ahora no se han hecho estudios estratigráficos acuciosos que permitan seguir, secuencialmente, la distribución y emplazamiento de erupciones claves en relación al origen de los suelos.

León y Polle (1956) estudiaron detalladamente la erupción del volcán Carrán/Nilahue, la distribución y naturaleza de los depósitos de piroclásticos y las consecuencias que esta erupción trajo para la agricultura de la región. Posteriormente (1958) estos autores estudiaron en forma genera-

lizada y descriptiva, diversos Andosoles, suelos Rojo Arcillosos, suelos derivados de Pumicita y Arenas Volcanicas, e intentaron agrupar los suelos según los materiales generadores, proporcionando una serie de antecedentes de indudable valor Taxonómico.

Bajo una perspectiva mineralogenética, Besoain (1958) estudió la composición de las arenas de algunos Andosoles (series Santa Bárbara, Osorno, Arrayán), suelos Rojo Arcillosos (serie Collipulli, Fresia) y suelos Pardo Arcillosos (serie Perquenco). Posteriormente (1969) analizó detalladamente un transecto este-oeste, conformando una toposecuencia desde la Cordillera de los Andes a la Depresión Intermedia, incluyendo las series Chanleufú, Puyehue, Osorno, Corte Alto, Fresia, Cudico, Contaco.

Dentro de la mineralogía primaria de los suelos Rojo Arcillosos deben destacarse los trabajos de Dreckman (1965) y Fajardo (1975). El primero analizó varios suelos de origen volcánico como las series Collipulli, Metrenco, Mirador y San Clemente, relacionando los minerales primarios con las arcillas. El trabajo de Fajardo, esencialmente micromorfológico, pero con alcances genéticos y morfológicos, incluyó las series San Clemente, Crucero, Mirador y Collipulli.

Sin duda una de las investigaciones más interesantes sobre la mineralogía de las arenas de los suelos volcánicos de Chile fue llevada a cabo por Colmet-Daage *et al,* (1978) a través de una cooperación entre ORSTOM y el DIPROREN, del Servicio Agrícola y Ganadero. Estudió varios transectos, en sentido este-oeste, comenzando en las proximidades de los cráteres volcánicos y culminando, en varios de ellos, en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa. De ese modo pudo constatar las variaciones que experimentaban las arenas en los suelos a medida que se alejaban de los centros emisores, las variaciones de composición con la profundidad del perfil así como las semejanzas y diferencias entre los transectos mismos. En una asociación de suelos de gran extensión, como Santa Bárbara, estudió la influencia que los volcanes habían ejercido en la composición de las arenas en varios suelos integrantes de la asociación.

En este trabajo nos referimos extensamente a las investigaciones de Colmet-Daage y colaboradores.

2.1.1.1. TRANSECTO VOLCAN OSORNO A RIO FRIO (Colmet-Daage *et al,* 1978)

En la Cordillera de los Andes, desde las laderas del volcán Osorno y hacia el fiordo de Reloncaví, la precipitación fluctúa entre 3.000 - 4.000 mm, por el contrario, la pluviometría disminuye a medida que se aproxima a Puerto Varas, con sólo 1.700 mm, pero se incrementa nuevamente hacia la Cordillera de la Costa. Entre ambas cadenas montañosas se extiende una planicie agrícola en gran parte cubierta por suelos de cenizas volcánicas que descansan sobre un substratum de morrenas glaciales o sedimentos fluvioglaciales. Las cenizas del volcán Osorno han contribuido fuertemente a la formación de los suelos de la región.

El volcán Osorno (2.652 m) es un estratovolcán moderno, con un somma, numerosos conos parásitos de piroclásticos y flujos de lava. Los productos volcánicos son basaltos con fenocristales de olivino, augita, labradorita y una masa fundamental rica en hierro, conteniendo clinopiroxenos, olivino y labradorita. Es un volcán activo (Moreno, 1974).

— Laderas del volcán Osorno

Sobre las laderas del volcán Osorno, las coladas basálticas son relativamente recientes, escoriáceas, fuertemente fisuradas y cubiertas por una foresta magra. Sin embargo, en algunos sitios, subsiste

un bosque robusto, pero afectado, en parte, por las lavas. Las rocas son muy abundantes, pero en ciertas partes cóncavas de las laderas pueden verse acumulaciones de cenizas, sin duda recientes. Estas cenizas son, en general, muy humíferas, apenas alteradas y los suelos que desarrollan son muy arenosos (perfil E 311). La composición mineralógica está dominada por el olivino (73%), con algo de hiperstena (12%) y augita (15%), pero carece de hornblenda. Entre los minerales livianos (5%) predomina el feldespato y no se observa cuarzo.

— Laderas del volcán Calbuco

Sobre las laderas del volcán Calbuco (E 316) las capas sucesivas de cenizas y pómez están fuertemente alofanizadas. Las pómez alteradas, muy hidratadas de los depósitos al sur de Ensenada casi al borde del fiordo de Reloncaví, contienen sólo hiperstena y feldespato, sin cuarzo.

2.1.1.2. TRANSECTO LLANQUIHUE - RIO FRIO

El transecto Llanquihue - Río Frío, desde el volcán hacia la costa tiene como característica que los suelos (E 312, E 314 y E 315) muestran una disminución progresiva de la hiperstena (82%, 59% y 51%) y un aumento sostenido de la hornblenda (1%, 28% y 39%), siendo bajo el contenido de augita y olivino (Cuadro 1, Figuras 1 y 2).

Perfil E 314 en la base de este depósito, es decir, inmediatamente sobre la morrena, abunda la epidota y el cuarzo. También se presentan algunos minerales metamórficos como zircón, granate que, como la epidota, no aparecen en la superficie. Estos horizontes profundos, que corresponden a las primeras depositaciones de cenizas ricas en epidota y hornblenda, deben haber coincidido con una aceleración del volcanismo durante el cual hubo arrastre de minerales metamórficos del basamento y chimenea volcánica y explosión debido a la viscosidad del magma ácido. Este perfil corresponde a la serie Nueva Braunau.

Estos horizontes profundos abundantes en cuarzo, hornblenda, epidota y gibbsita pueden compararse con un suelo similar intercalado entre dos morrenas* en esa región (E 309). La morrena inferior está bastante alterada y las rocas que la constituyen se observan más o menos descompuestas; por el contrario, la morrena superior está intacta. Un gran tronco de árbol, bien conservado, incluido en el suelo, ha permitido datar en más de 40.000 años la morrena superior (Mercer, 1976) y, por lo tanto, la edad del suelo que recubre. Es muy probable que los horizontes profundos de suelos similares de la región, ricos en gibbsita tengan más de 40.000 años.

Perfil E 312: se encuentra al borde del lago Llanquihue en su aproximación hacia el volcán y sus arenas son dominantemente hipersténicas. Corresponde a la serie Puerto Octay. Las estratas profundas incluyen también algo de epidota que, como en el caso anterior, se atribuye a un período de reactivación volcánica violenta. Se trata de un depósito de ceniza mucho más joven, que ha originado un suelo sin gibbsita, pese a estar situado en una zona más húmeda, y recubre depósitos lacustres posteriores a la última glaciación. La edad del suelo ha podido ser estimada radiométricamente (Laugenie, 1975) en menos de 15.000 años gracias a la datación de un horizonte turboso

---

* *Cruce de carretera a Puerto Octay y Panamericana. La cantidad de ceniza volcánica que se ha acumulado entre estos dos avances sugiere que intervino un intervalo considerable de tiempo, que representa probablemente un interestadial (Mercer, 1976).*

CUADRO 1. Minerales pesados de las arenas: Transecto volcán Osorno hacia Río Frío

Serie (altitud)	Lugar	Perfil	Prof. cm	Hiperstena	Augita	Olivino	Hornblenda	Epidota	FL %	Minerales livianos
P. OCTAY (30 m)	Ruta P. Varas/ Ensenada: Los Nichos	312 a	0–25	75	9	8	6	2	16	VV + F
		b	25–50	81	13	4	2	0	41	
		c	80–100	89	2	8	1	0	47	
		e	210	82	2	2	14	0	27	F
		f	330	63	15	4	3	14	46	Q + F + 1% Z
N. BRAUNAU (150 m)	400 m E de N. Braunau, en Camino a Río Frío	314 a	0–20	74	5	7	13	1	6	F + V
		b	60–80	59	9	4	28		29	
		c	100–140	72	14	5	9		13	F + V
		d	140–180	66	21	6	7		19	F + V
		e	400	50	7	6	32	5	8	Q, F (raro)
		f	500	21	—	1	65	13	10	+ G
	6 km al E de Río Frío	315 b	40–60	51	8	1	39	0	11	1% Z
		c	90–130	23		+	31	44	8	2% Z.Q. (raro) + Gr
P. OCTAY	L. Pellines, ruta Frutillar/P. Varas Corte	318 *		64	8	+	19	9	35	Q + F, Cl
P. OCTAY	Cruce Panamericana y P. Varas	309 **		5	+	0	36	36	36	Q + F (raro)

* Suelo de 15.000 años, sobre la morrena superior, entre perfiles 312 y 314.

** Suelo de 40.000 años, bajo morrena superior inalterada y sobre morrena inferior alterada.

V = vidrio volcánico; F = feldespato; Q = cuarzo; G = gibbsita; Z = zircón; Gr = granate; Cl = clorita; VV = gran abundancia de vidrio volcánico; FF = gran abundancia de feldespato; Fi = fitolitos; Tu = turmalina.

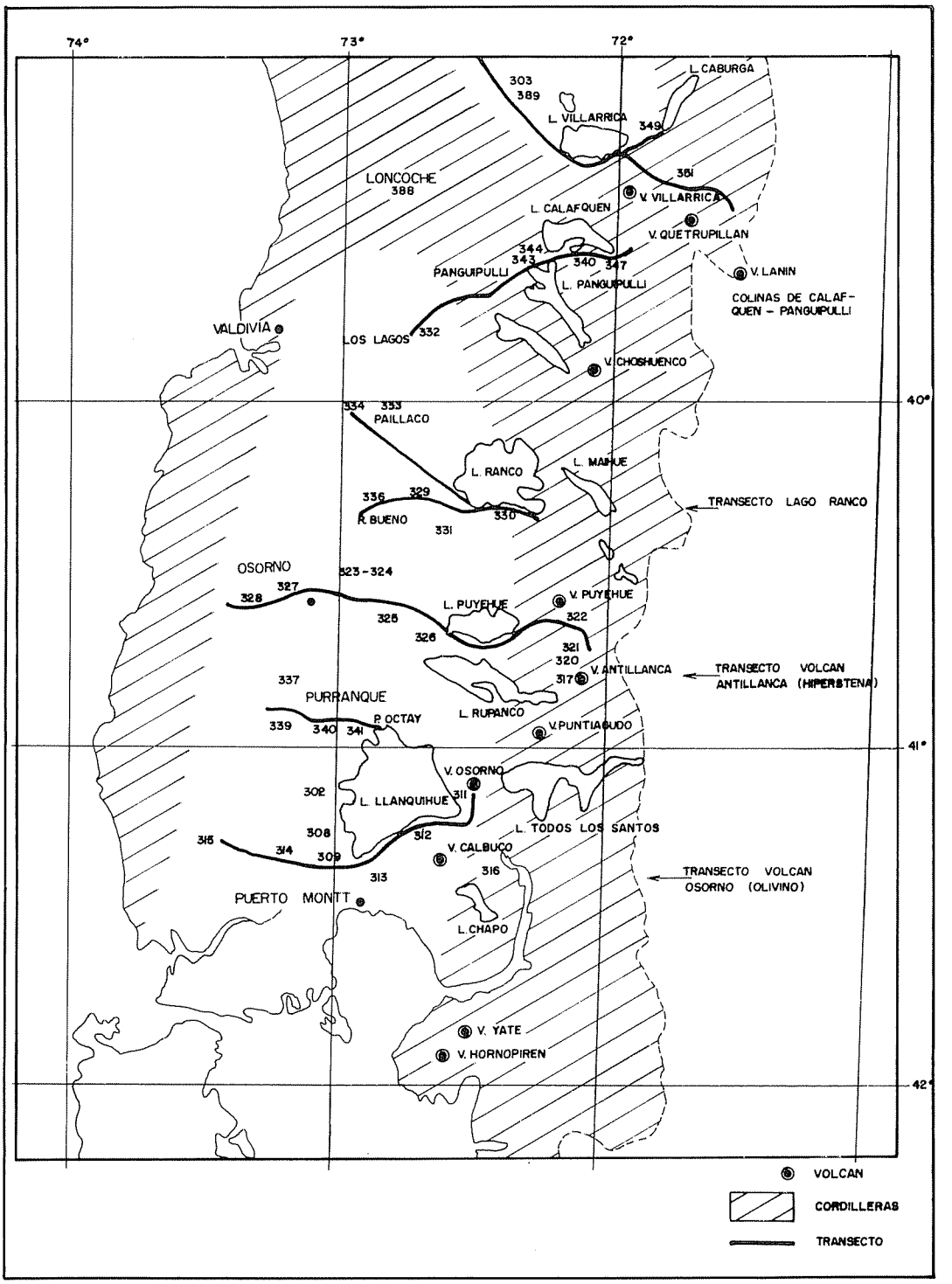


Figura 1. Localización de los perfiles y transectos E-O estudiados por Colmet-Daage et al *(1972-78).*

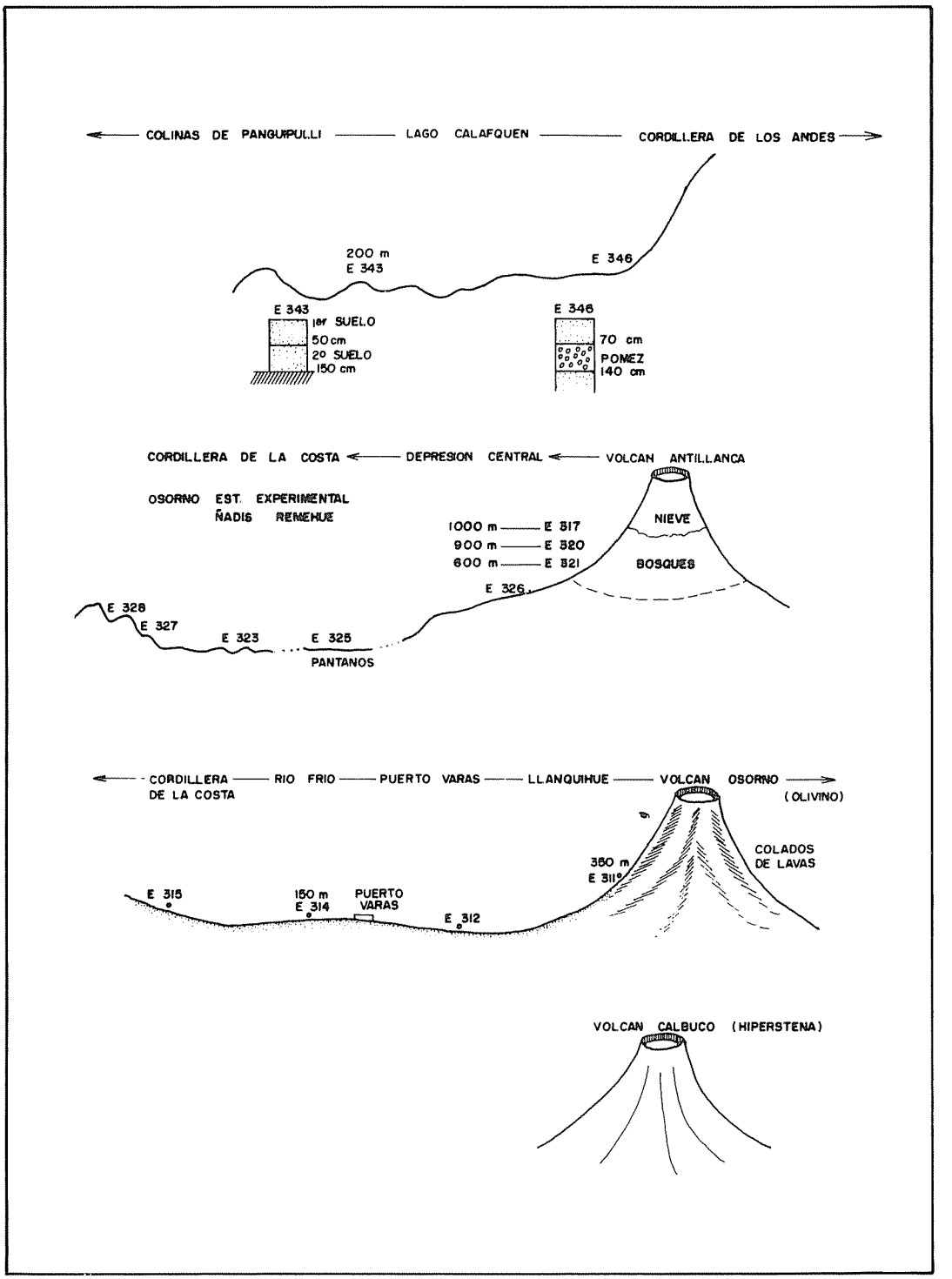


Figura 2. Situación de los perfiles de suelos en los volcanes estudiados por Colmet-Daage et al *(1972, 1978).*

situado bajo las capas de cenizas. La mineralogía es semejante a la de los horizontes superiores del perfil E 314 (Puerto Nueva Braunau). Un período de 15.000 años sería demasiado corto, aún bajo las condiciones climáticas muy húmedas que prevalecen, para la aparición masiva de gibbsita.

Perfil E 315: es el perfil más alejado del volcán y la composición mineralógica son las cenizas que se parecen a la de los suelos enterrados 2e y 3e del perfil E 314.

2.1.1.3. TRANSECTO VOLCAN ANTILLANCA - DEPRESION INTERMEDIA
(Colmet-Daage *et al,* 1974)

Este transecto se desarrolla en un paisaje de topografía similar a la del transecto Osorno - Río Frío, pero las variaciones climáticas son más importantes: las pendientes del volcán Antillanca son muy húmedas, con una pluviometría anual de 3.000 a 4.000 mm. En Puyehue, los piedmont andinos son aún húmedos, con 2.000 mm de precipitación, pero en las proximidades de Osorno, ésta baja considerablemente a sólo 1.300 mm y a 1.500 mm al inicio de la Cordillera de la Costa. Mas cerca del mar, la lluvia aumenta nuevamente a 3.000 mm, pero las cenizas desaparecen.

— En las laderas del volcán Antillanca

El volcán Antillanca se caracteriza por la presencia de numerosos conos parásitos -maares- bien conservados, antiguos estratovolcanes y calderas deterioradas. Los materiales volcánicos son de composición basáltica en discordancia con el basamento granitoide. La petrografía se basa en basaltos con fenocristales de olivino, augita y labradorita y una masa fundamental de piroxenos, olivino y labradorita (Moreno, 1974).

A 1.000 m de altitud (Perfil E 317), las cenizas están mezcladas con escorias negras gruesas sin hornblenda, pero con hiperstena, piroxenos monoclínicos y algo de olivino (Cuadro 2, Figuras 1 y 2).

— En el Piedmont

A 900 m de altura, la composición de las capas de cenizas y escorias poco alteradas son similares al perfil E 317, pero a 600 m de altura, los suelos no son poco evolucionados sino verdaderos suelos alofánicos, muy hidratados. Dos tipos de depositaciones se distinguen:

- una más superficial, con dominancia de hiperstena, semejante a los materiales poco alterados en la proximidad del volcán,
- un depósito profundo, mucho más rico en olivino que contiene algo de epidota. Se supone que la epidota proviene como efecto de una reactivación del volcanismo capaz de incorporar materiales del basamento y chimenea volcánica que enriquecieron el flujo de magma. Besoain (1969) mantiene un punto de vista análogo.

— En la Depresión Intermedia

En las vastas planicies ligeramente onduladas que se extienden entre Osorno y el oeste, las cenizas volcánicas recubren depósitos morrénicos con espesores de 2 o más metros. La mineralogía de las arenas, tanto entre los diversos suelos como en profundidad, es muy constante. Tres perfiles se estudiaron (Figuras 1 y 2):

CUADRO 2. Minerales pesados de las arenas: Transecto desde el volcán Antillanca hacia Osorno

Serie (altitud)	Lugar	Perfil	Prof. cm	Hiperstena	Augita	Olivino	Hornblenda	Epidota	FL %	Minerales livianos
(1.000 m)	Laderas volcán Antillanca, frente a refugio	E 317 a	0-15	65	33	2		+	12	
		b	30-50	65	20	15			11	
(930 m)	Idem	E 320	40-60	77	19	4	+		20	
(600 m)	Ruta Antillanca, Puyehue, 16 km del volcán	E 321 a	5-30	75	22	2	1		15	
		b	120-170	19	35	24	+	22	22	
Puyehue	Camino de Entrelagos al sur, a 1 km	E 326 a	0-20	62	22	12	4		6	V + F
		b	20-45	68	15	3	4		16	
		c	45-65	63	21	8	7	+	30	V + F
		d	70-75	79	8	8	5		8	
Ñadi Frutillar	Ruta Osorno Puyehue, a 19 km de Los Lagos, en camino al Sur	E 325 a	0-20	61	26	4	9		12	VV + F
		b	25-45	72	23	2	3	0	4	
		c	45-65	80	13	+	5	2	43	
		d	70-75	78	11	0	9	2	29	
Osorno (90 m)	Estación Experimental Remehue	E 323 a	0-20	71	17	7	5	0	12	
		b	20-660	72	14	8	2	4	8	V + F
		c	60-90	56	24	7	5	8	10,7	V + FF
		d	+90	76	10	8	6	+	23	
C. Alto	Frente a C. Alto a 1 km Panamericana	E 340 b	40-60	61	8	2	22	7	10	
Chanleufú (290 m)	Km 8 Camino Puyehue a Argentina	E 322 a	0-50	16	38	39	7	12,6		V + F
		b	50-200	63	22	12	2	26		V + F

- un suelo perhidratado situado en las proximidades del lago Puyehue (E 326), v. gr., suelo Puyehue,
- un Ñadi (E 325), situado en una zona muy plana sobre sedimentos fluvioglaciales, v. gr., Ñadi Frutillar,
- el suelo Osorno (E 323) colectado en la Estación Experimental Remehue, del INIA.

Como puede verse en el Cuadro 2, todos estos suelos tienen una composición mineralógica muy semejante, con disminución de la augita en profundidad, más bien al estado de trazas. Se supone que el emplazamiento de las cenizas en estas planicies es consecuencia de una sedimentación eólica regular y reciente.

— En el borde Oriental de la Cordillera de la Costa

Este es el límite occidental de los depósitos de cenizas volcánicas. Los suelos están más evolucionados, son más viejos, incluyendo ya sea gibbsita en proporción elevada (E 340, serie Corte Alto) o haloisita-7A (suelos Rojo Arcillosos). La proporción de hiperstena disminuye en los suelos de la cordillera cuando se les compara con los suelos de la Depresión Intermedia y ello en beneficio de la hornblenda que alcanza proporciones notables. Esta misma consideración se ha hecho en los transectos situados más al sur del lago Llanquihue hacia el oeste. Al contrario, los depósitos de hiperstena sin epidota de la planicie central, más próximos a la Cordillera de los Andes, serían más recientes y recubrirían materiales glaciales de la última glaciación. La ausencia de epidota en la base de estos depósitos podría explicarse por la relativa juventud de los depósitos. Los depósitos más antiguos de cenizas han sido decapitados o recubiertos por morrenas.

2.1.1.4. TRANSECTO LAGO RANCO - VALDIVIA (Colmet-Daage *et al*, 1974)

Bajando la Cordillera de los Andes hacia la Depresión Intermedia, se presenta una sucesión similar a la precedente: se pasa de suelos alofánicos perhidratados, con humedad constante, a suelos con hidratación más débil y desecación temporal en la superficie en los que se presenta algo de haloisita en la arcilla y, a veces gibbsita. Más al oeste (Figura 1), en dirección a Valdivia, los suelos provienen de depósitos de cenizas más antiguas y bajo clima muy húmedo. Son ricos en gibbsita.

— En la cordillera andina próxima al lago Ranco

En este lugar se estudió el perfil de un suelo alofánico (E 330), relativamente joven, que descansa sobre otro suelo alofánico perhidratado, sin gibbsita. Este y los demás suelos de la zona han sido generados por cenizas de los volcanes Puyehue/Carrán, con participación probable, de los volcanes Choshuenco y Mocho.

Los volcanes Puyehue/Carrán (Nilahue) se caracterizan por tener estratovolcanes, calderas destruidas, conos piroclásticos, maares, domos y flujos de lava y potentes depósitos de piroclásticos. Los materiales volcánicos son de composición basáltica, andesítica y dacítica, en discordancia con el basamento meso y paleozoico consistente en rocas granitoídeas y petrografías relacionadas (Moreno, 1974).

El primer suelo (E 330), los horizontes superficiales se han originado por depositaciones de cenizas muy recientes, de menos de 20 años de edad, provenientes del volcán Carrán. A los 80 cm, los constituyentes son aún más jóvenes, formados principalmente por una ceniza arenosa fina. En los

primeros 20 cm son claramente visibles las cenizas más recientes, en forma de lentes grises, poco mezcladas con la porción humífera por las labores agrícolas.

El suelo enterrado es mucho más hidratado (160%) que el de la superficie y con una densidad aparente de sólo 0,4. La composición mineralógica puede verse en el Cuadro 3.

– En la Depresión Intermedia

Los suelos alofánicos (E 331, E 333) se encuentran sometidos a desecación superficial ligera y tienen una mineralogía de arenas dominada por la hiperstena (Cuadro 3). Algunos perfiles muestran gran cantidad de depositaciones sucesivas y suelos enterrados.

– En la Cordillera de la Costa

En el colinaje de la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, la pluviometría aumenta considerablemente (3.000 mm) y los depósitos de ceniza, con espesores variables, descansan sobre formaciones de micaesquistos precámbricos. La gibbsita es muy abundante en todos los Trumaos aún en los suelos arcillosos enterrados derivados del micaesquisto en los que forma mezclas con talco.

a) Al sur de Valdivia se estudió una muestra de un suelo derivado de ceniza volcánica (E 334), proveniente de la base misma del perfil de la zona de contacto de la ceniza/micaesquisto. Hay dominancia de hiperstena y, sobre todo, de minerales no-volcánicos como tremolita, estaurolita, zircón, turmalina, rutilo, epidota, (Cuadro 3), lo cual está indicando influencia del substratum precámbrico. Pese a las condiciones de alteración muy avanzadas, persiste la abundancia de hiperstena.

b) Al norte de Valdivia, cerca de Loncoche, los recubrimientos de ceniza sobre el micaesquisto alcanzan a varios metros. El perfil estudiado (E 338) está situado sobre la cuesta de Lastarria (serie Lastarria). La hiperstena es el mineral dominante (76%), pero se presenta epidota. Se trata, igualmente, de un depósito de ceniza antigua que ha originado un suelo rico en gibbsita (Cuadro 3).

Toda esta vasta región se caracteriza por el predominio de cenizas de hiperstena. La abundancia de gibbsita puede atribuirse a la antigüedad de los depósitos de ceniza y al clima muy lluvioso.

2.1.1.5. TRANSECTO PANGUIPULLI - CALAFQUEN (Colmet-Daage *et al,* 1974)

En el sector de Panguipulli-Calafquén la Depresión Central está interrumpida por un colinaje precámbrico recubiertas, en diversos lugares, por cenizas volcánicas. El clima es relativamente húmedo con pluviometrías superiores a 2.000 mm. Más al norte se define el Valle Central (Figuras 1 y 3).

En esta región fueron estudiados dos perfiles:

– un suelo alofánico cerca de Panguipulli (E 343) que muestra dos suelos diferentes superpuestos que recuerda, por sus características, aquellos que fueron examinados más al sur en el transecto del lago Ranco,
– un suelo con una gruesa intercalación de pómez (E 346) en las proximidades de Calafquén.

CUADRO 3. Minerales pesados de las arenas: Transecto Lago Ranco hacia Valdivia

Serie (altitud)	Lugar	Perfil	Prof. cm	Hiperstena	Augita	Olivino	Hornblenda	Epidota	FL %	Minerales livianos
Los Lagos. Con fuerte adición de cenizas frescas de la erupción del volcán Carrán y Nilahue	15 km al este del lago Ranco frente a la cordillera	E 330 a	0–20	36	2	15	47	0	1	F + Q
		b	50–70	53	18	25	4	0	4	
		c	80–100	37	24	8	24	7	8	V
		d	120–150	39	17	2	42	0	2	F
Malihue	En camino entre Paillaco y borde sur lago Ranco	E 331 b		80	7	5	8	0	21	
		c		66	21	4	5	4	8	
Itropulli	5 km N Paillaco a Los Lagos	E 333 b	40–50	89	7	3	8		22	Q + F
		f	800	Sólo minerales opacos						
Paillaco *	Ruta Osorno/ Valdivia a 14 km cruce de Paillaco	E 334	400	23	+	+	4	13	14,8	**
Lastarria (600 m)	Cuesta Lastarria	E 338	40–20	76	6	6	6	6	10	

* Zona de contacto de la ceniza con el micaesquisto.

** Incluye además: Tremolita 57%, Zircón 1%; Turmalina 1% y trazas de glaucofano, estanrolita y rutilo.

El perfil E 343 es un suelo alofánico, sin gibbsita, que cubre otro alofánico perhidratado con gibbsita, está constituido por cenizas ricas en hiperstena (Cuadro 4).

El perfil E 346 tiene un horizonte superior de cenizas y la pómez intercaladas son ricas en hiperstena, análogo a los otros depósitos de la región. En profundidad, aparecen el olivino y epidota, tal como en los niveles profundos del perfil situado en los faldeos del volcán Antillanca (Cuadro 3).

Puede precisarse que en ellos han ocurrido dos acciones:

a) una primera fase volcánica de lavas relativamente básicas (olivino) con arrastre de epidota,
b) una segunda fase que habría debutado con las pómez ricas en hiperstena y correspondería más con la composición de un magma sin contaminación.

El suelo situado bajo la pómez y correspondiente a cenizas de olivino-epidota parece apenas algo más evolucionado. Estos episodios volcánicos se habrían sucedido a intervalos de tiempo próximos. Estos depósitos de cenizas halocénicas recientes podrían provenir de volcanes diferentes.

2.1.1.6. TRANSECTO VILLARRICA - TEMUCO (Colmet-Daage *et al,* 1974)

Al norte del colinaje de Panguipulli-Calafquén, que prolonga la cordillera andina hacia la costa, se encuentra nuevamente un valle central bordeado por la Cordillera de los Andes, al este y la Cordillera de la Costa, al oeste. La porción más al sur recoge abundantes precipitaciones (Figuras 1 y 4).

Toda la región al sur de Villarrica está cubierta por cenizas con abundancia de hiperstena; sin embargo, no todas estas cenizas provienen de la última erupción del volcán Nilahue/Carrán, ya que en ellas se detecta cierta proporción de olivino. Todo cambia alrededor del volcán Villarrica, donde el olivino pasa a ser la especie esencial de cenizas y lavas.

El volcán Villarrica es un estratovolcán de 2.840 m de altura, rodeado de conos piroclásticos. Los materiales volcánicos son principalmente basálticos, pero se presentan también andesitas y dacitas. Los basaltos están constituidos por olivino, labradorita y clinopiroxenos; las andesitas están constituidas por andesina-labradorita, olivino, clinopiroxenos e hiperstena en la masa fundamental, con granos de plagioclasa, piroxenos y minerales de hierro (Moreno, 1974).

La gran colada de lava escoriácea de 1971, que se encuentra en las riberas del lago Calafquén, contiene principalmente olivino entre los minerales pesados, que representan el 64% de la arena.

Las cenizas distribuidas al norte del volcán Villarrica contienen olivino (76%) como constituyente principal de los minerales pesados (Cuadro 5). El olivino es aún más abundante en las estratas delgadas de cenizas, de 2 a 3 cm de espesor, muy poco alteradas, que se presentan en líneas paralelas en los depósitos.

Se estudiaron las muestras E 349 y E 350.

2.1.1.7. TRANSECTO LLAIMA - TEMUCO (Colmet-Daage *et al,* 1978)

El volcán Llaima está situado entre los volcanes Tolhuaca y Lonquimay. Es un estratovolcán moderno, de 3.124 m de altitud, cuyo cráter central está rodeado de numerosos conos parásitos. Las

lavas y piroclásticos del Llaima son basaltos de olivino con labradorita y augita. Su actividad actual es fumarólica (Moreno, 1974).

La naturaleza de las cenizas se conoce a través de un perfil analizado en los primeros contrafuertes del volcán. Se trata de un suelo alofánico (E 300) caracterizado por la dominancia de hiperstena y piroxenos monoclínicos, sin olivino (Figuras 3 y 4).

En las proximidades del volcán Villarrica, el olivino es dominante entre los minerales pesados, pero en la región próxima al Llaima (E 300) no hay olivino sino una fuerte dominancia de piroxeno-hiperstena (48%), piroxenos monoclínicos (41%) que totalizan el 90% de los minerales pesados, asociados a algo de hornblenda y epidota. Es evidente que las cenizas del volcán Llaima son completamente diferentes a las del volcán Villarrica (Cuadro 6).

En este transecto dos perfiles fueron estudiados: E 300 y E 301.

2.1.1.8. TRANSECTO DESDE LOS VOLCANES TOLHUACA-LONQUIMAY HACIA VICTORIA Y COLLIPULLI (Colmet-Daage *et al,* 1978)

Este transecto, de este a oeste, se inicia al pie mismo de los volcanes, es una región de depositaciones recientes de cenizas y pómez con muy poca alteración (Figuras 3 y 4).

Los volcanes Tolhuaca-Lonquimay son estratovolcanes, con conos piroclásticos y numerosos cráteres parásitos y flujo de lava. Los materiales volcánicos son de composición basáltica y andesítica. El volcán Tolhuaca tiene 2.780 de altitud y el Lonquimay 2.822 m (Moreno, 1974).

En las planicies de Curacautín ya se encuentran suelos del tipo Santa Bárbara; más al oeste, se presentan suelos Rojos del tipo Collipulli.

En las proximidades de los volcanes, los suelos (E 362-365, E 366) tienen arenas con dominancia de olivino entre los minerales pesados (Cuadro 7). Sin embargo, como en el transecto Villarrica-Temuco, la proporción de olivino va disminuyendo hacia el oeste y aumentando la de los piroxenos. Es probable, que a medida que se alejan de los volcanes, las mezclas de cenizas de diferente composición, provengan de otros volcanes, como el Llaima (hiperstena).

2.1.1.9. LA ASOCIACION SANTA BARBARA: influencia de los volcanes en la composición de las cenizas parentales de los suelos en sentido sur a norte

La serie Santa Bárbara, desarrollada preferentemente en el sector precordillerano de los Andes, tiene una enorme extensión de alrededor de 300-400 km, entre Talca y Cautín. Resulta claro que los volcanes situados en la cordillera han participado en la formación de esta serie aportando cenizas parentales. Pese a que morfológicamente la serie Santa Bárbara representa una unidad, es heterogénea en cuanto a la mineralogía de sus arenas, un hecho que también se refleja en la mineralogía de sus arcillas y, en consecuencia, en algunas de sus propiedades. De ahí que parece más correcto hablar de una Asociación de suelos Santa Bárbara que una Serie (Figura 3).

En el transecto longitudinal, no menos de 14 volcanes pueden haber participado en la formación de la serie: Descabezados, Maule, Campanario, Nevados de Longaví, Nevados de Chillán, Antuco, Calafquén, Tolhuaca, Lonquimay, Llaima, Villarrica, Quetrupillán.

CUADRO 4. Minerales pesados de las arenas: Transecto Panguipulli - Calafquén

Serie	Lugar	Perfil	Prof. cm	Hiperstena	Augita	Olivino	Hornblenda	Epidota	FL %	Minerales livianos
Entre Lagos Malihue 200 m	2 km Panquipulli hacia Pullinque	E 343 e	50–70	87	6	5	2		59	Q + F
		f	+150							
Familia Liquiñe	Coñaripe 11 km antes del lago	E 346 a	0–20	68	20	8	4		7	
		b	50–70	77	21	0	2		9	
		Pómez d II	70–140	36	19	18	3	14	10	

CUADRO 5. Minerales pesados de las arenas: Transecto Villarrica - Temuco

Serie	Lugar	Perfil	Prof. cm	Hiperstena	Augita	Olivino	Hornblenda	Epidota	FL %	Minerales livianos
Familia Caburga	A 200 m lago Caburga, viniendo de Pucón	E 349 b	40–60	7	16	76	1	—	13	
		E 3450 *	150	0	9	91	0	0	10	
		Lava (1971)		+	0	100	0	0	64	

* Capa de ceniza negra dura de 4–5 cm espesor.

CUADRO 6. Minerales pesados de las arenas: Transecto Llaima - Temuco

Serie	Lugar	Perfil	Prof. cm	Hiperstena	Augita	Olivino	Hornblenda	Epidota	ML %	Minerales livianos
Familia Los Nevados 600 m	A 10 km del volcán Llaima hacia Cherquenco	E 300	30–60	48	41		7	4	7	
Vilcún 300 m	Mendoza, a 11 km Estación Exp. Carillanca	E 301 a	0-20	40	15	23	22		1	
		b	40–60	33	23	36	8		8,1	

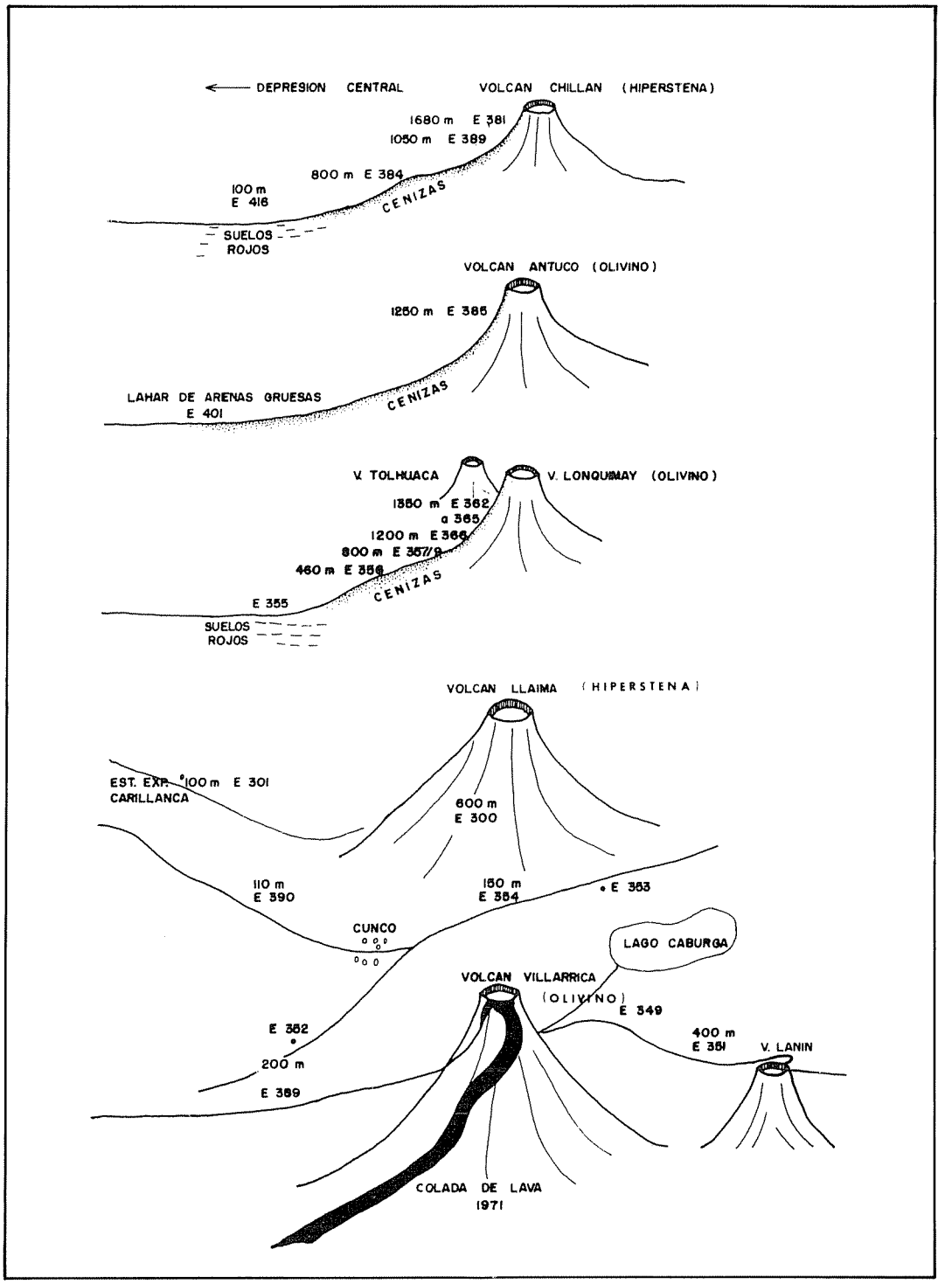


Figura 3. Situación de los perfiles de suelos en los volcanes estudiados por Colmet-Daage et al *(1972, 1978).*

CUADRO 7. Minerales pesados de las arenas: Transecto volcanes Tolhuaca - Lonquimay hacia Victoria y Collipulli

Serie (altitud)	Lugar	Perfil	Prof. cm	Hiperstena	Piroxeno monoclínico	Olivino	Hornblenda	Epidota	ML %	Minerales livianos
Familia Llaima (1.350 m)	Camino Manzanar Villa Portales, mirando los volcanes. 1.350 m	E 365 *	200	2	17	80	1	—	6	
		E 363 **		2	+	98	0	0	11	
Familia Llaima (1.200 m)	Camino Manzanar en base volcán Lonquimay. 1.200 m	E 366 a	0-20	34	6	60	0	0	22	F
		b	40-60	15	4	81	0	0	8	F
Familia Llaima (800-900 m)	Camino de Termas Manzanar, cruce ruta a Molco (800 m)	E 367	0-50	8	7	85	0	0	7	F + Q (raro)
Los Prados (800 m)	Camino Termas Tolhuaca, 13 km de Curacautín	E 359	0-10	22	15	55	6		8	
Los Prados (800 m)	Idem	E 357 b	25-80	41	23	35	1		14	Z (2%) ***
		d	130-170	33	12	20	8	27	9	
Agua Fría (465 m)	A 23 km Lautaro en camino a Curacautín	E 356		28	16	24	22		1	

* Capa de pómez.
** Estrata de ceniza gruesa.
*** Z = zircón.

2.1.1.9.1. Sector Sur: Curacautín - Santa Bárbara (volcanes Villarrica, Tolhuaca, Lonquimay y Llaima). (Colmet-Daage *et al,* 1978)

— **Los Volcanes.** En este sector, el volcán Villarrica ha contribuido con cenizas basálticas ricas en olivino y los suelos de la zona muestran olivino en la fracción pesada de las arenas. Un ejemplo lo constituye el suelo alofánico E 349, situado en las proximidades del lago Caburga, cuyas arenas son fuertemente olivínicas (Cuadro 5). Esta preponderancia es más acentuada aún en estratas de cenizas endurecidas de 2 - 3 cm de espesor que se observan en líneas continuas en profundidad. La colada basáltica del Villarrica, que alcanza la ribera norte del lago Calafquén, es sólo basalto de olivino.

Los volcanes Tolhuaca y Lonquimay, con cráteres situados sólo a 12 km uno del otro, han emitido piroclásticos andesítico-basálticos, con elevado contenido de olivino y su influencia en los suelos es marcada (Cuadro 7). Sin embargo, avanzando una veintena de kilómetros en dirección a Curacautín, puede verse una clara disminución del contenido de olivino (perfiles E 359, E 357, E 356).

El volcán Llaima, situado entre el volcán Villarrica y los volcanes Tolhuaca y Lonquimay, ha emitido cenizas pobres en olivino. La naturaleza de las cenizas se comprobó sólo en un perfil (E 300), situado a 10 km del volcán después de Cherquenco. Se trata de un suelo alofánico cuyas arenas están dominadas por hiperstena y piroxeno monoclínico (Cuadro 6).

— **Los Suelos:** En referencia a los suelos, deben considerarse las siguientes variaciones:

— Suelos desarrollados en las planicies al oeste del volcán Villarrica (olivino) y Llaima (hiperstena + olivino): se examinaron dos perfiles, uno en Coipué (E 389) y otro (E 354) en la región de Cunco situada a 3,8 km antes de Lomacura. La mineralogía de las arenas es muy parecida, con contenidos parecidos de hiperstena, piroxeno monoclínico y olivino (Cuadro 8).

— Suelos desarrollados en las planicies al oeste de los volcanes Llaima (hiperstena + olivino) y Tolhuaca-Lonquimay (olivino): se analizaron dos perfiles E 301 y E 356, correspondientes a las series Vilcún y Agua Fría. Ambos tienen composición idéntica, con más hiperstena y hornblenda y menor contenido de piroxeno monoclínico y olivino que los perfiles de más al sur. Es probable que el incremento en el contenido de hiperstena se deba a la influencia del Llaima. Debe notarse el bajo contenido de minerales pesados (Cuadro 8).

— Suelos situados en los planos al oeste de los volcanes Tolhuaca y Lonquimay (olivino). Nuevamente se observa una disminución en el contenido de olivino y hornblenda en referencia a los volcanes vecinos. Las vastas llanuras donde las cenizas cubren un colinaje suave, parecen caracterizadas por la presencia de hiperstena y olivino en contenidos equivalentes; sin embargo, hacia el este, en dirección hacia el Llaima, se observa un aumento neto de la hiperstena y sobre todo de la hornblenda, lo cual se debe a la influencia del volcán. Es así como en el perfil E 357 (Serie Los Prados) al sur de Curacautín, cerca de la cordillera, el nivel profundo que contiene haloisita en proporción notable, es rico en epidota, en tanto que los horizontes superiores, que son más recientes y más alofánicos, carecen de ella. El contenido de olivino importante de este suelo se atribuye a la influencia de los volcanes Tolhuaca y Lonquimay situados en la proximidad (Cuadro 8).

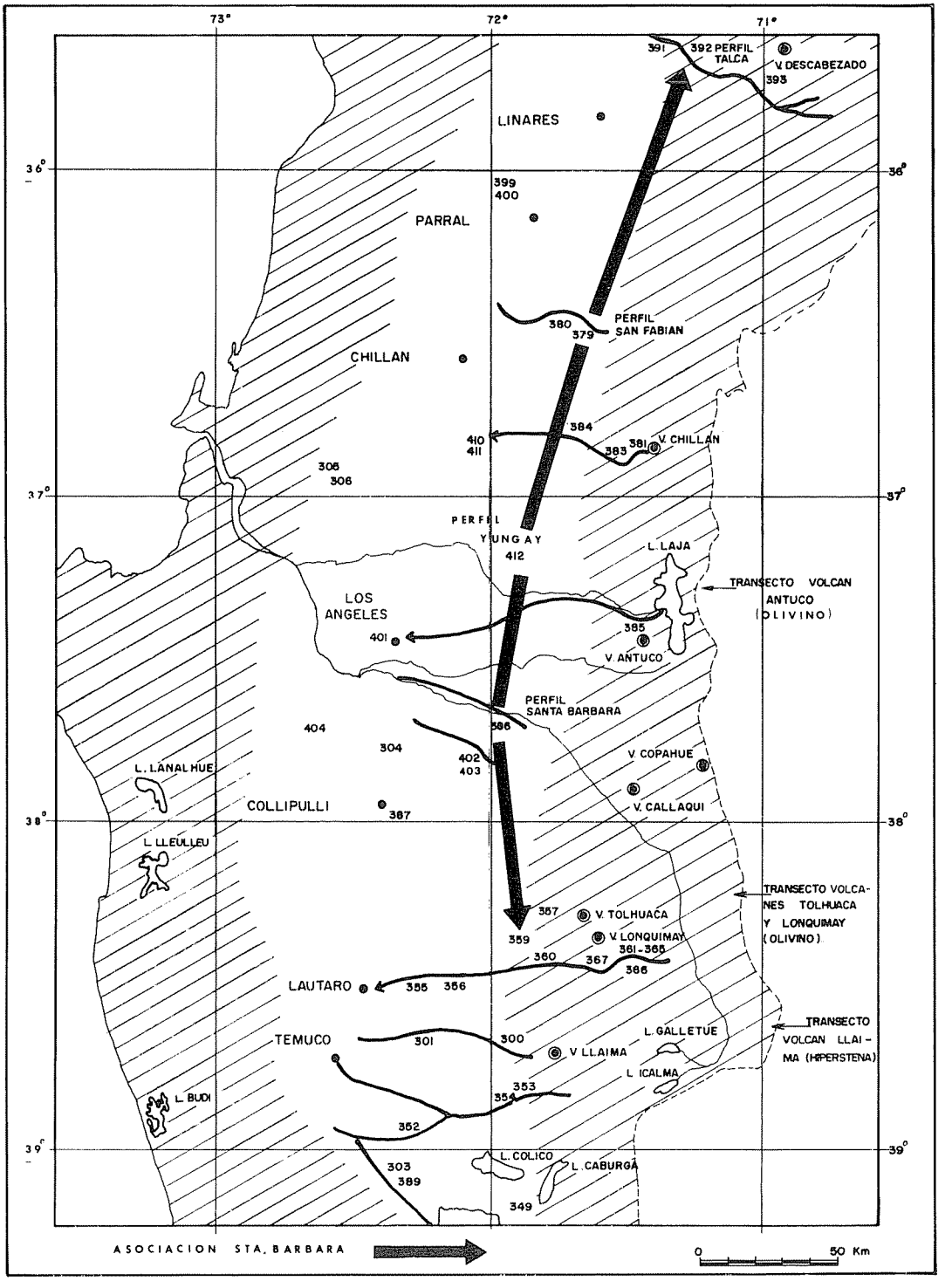


Figura 4. Localización de los perfiles y transectos estudiados por Colmet-Daage et al *(1972-78).*

CUADRO 8. Minerales pesados de las arenas: Planos al oeste de los volcanes Villarrica, Llaima, Tolhuaca y Lonquimay

Serie (altitud)	Lugar	Perfil	Prof. cm	Hiperstena	Piroxeno monoclínico	Olivino	Hornblenda	Epidota	MP %	Minerales livianos
			PLANOS AL OESTE DE VOLCANES VILLARRICA - LLAIMA							
200 m	Coipué camino Freire Villarrica cruce con Panamericana	E 389	0-30	32	32	32	3	1	5	
Santa Bárbara	318 km antes de Lomacura, camino de Cunco	E 354	30-50	20	30	36	7	7	8	
			PLANOS AL OESTE DE VOLCANES LLAIMA - TOLHUACA							
Vilcún (300 m)	En pueblo Mendoza, a 11 km al E de Carillanca	E 301 a	0-20	40	15	23	22		1	
		b	40-60	33	23	36	8		8,1	
Agua Fría (465 m)	A 23 km Lautaro hacia Curacautín	E 356	0-70	38	16	24	22		1	
			PLANOS AL OESTE DE VOLCANES TOLHUACA - LONQUIMAY							
Los Prados (800 m)	Camino a Termas de Tolhuaca, a 13 km de Curacautín	E 357 b	40-70	41	23	35	1		14	
		d	130-180	33	2	20	8	27	9	

2.1.1.9.2. Sector Central: Santa Bárbara - San Fabián (Colmet-Daage *et al*, 1978)

— **Los Volcanes:** En este sector, los volcanes que mayor influencia han tenido en la formación de los suelos, son el Antuco y el grupo Nevados de Chillán (Figuras 3 y 4).

El volcán Antuco está desarrollado en un somma de edad pleistocena y consiste en un cono central (Antuco II) con cráteres parasíticos, depósitos de piroclásticos y flujos de lava recientes. Es un volcán que emite material basáltico rico en olivino, augita y bytownita-labradorita. Se encuentra en actividad fumarólica (Moreno, 1974).

Las laderas del volcán están constituidas por coladas de lava escoriácea o escoria y piroclásticos gruesos. La ceniza fina es más rara, pero puede verse, sin embargo, en las proximidades del volcán a algunas decenas de metros de una colada de lava del siglo pasado.

El olivino domina ampliamente (65%), seguido por piroxeno monoclínico (31%).

El volcán Antuco ha eruptado enormes cantidades de arenas negras gruesas que han sido transportadas bastante lejos hacia el oeste, recubriendo las vastas planicies que se extienden entre Los Angeles y Concepción y que constituye el grupo de suelos derivados de arenas volcánicas de la Depresión Intermedia. Cenizas provenientes del volcán Antuco han constituido el material parental, probablemente de la serie Arrayán. En general, las arenas volcánicas son más finas en la superficie y gruesas en profundidad; están muy poco alteradas y tienen un elevado contenido de olivino.

En las proximidades del volcán Antuco dos perfiles han sido estudiados: E 385 y E 401 correspondientes a las series Chacay y Arrayán respectivamente. La composición mineralógica de sus arenas puede verse en el Cuadro 9.

El volcán Chillán corresponde, en realidad, a un grupo de volcanes llamados Nevados de Chillán, con alturas medias de 3.000 m, se caracterizan por tener conos antiguos relictos de estravolcanes y otros modernos, bien conservados, con abundancia de piroclásticos, cráteres parásitos y flujos de lava. La petrografía de los materiales volcánicos es andesítica-dacítica siendo raros los términos basálticos.

No es el olivino sino la hiperstena la que caracteriza las cenizas del volcán Chillán. A 1.685 m de altitud, en la proximidad de las Termas de Chillán, los recubrimientos de cenizas son gruesos, y con dominio exclusivo de la hiperstena. A 20 km al oeste del volcán y a 840 m de altura, la hiperstena domina aún ampliamente en los suelos alofánicos y, sobre todo, en el horizonte de pómez en profundidad.

Dos perfiles situados en las proximidades del volcán Chillán fueron estudiados, E 381 y E 384, cuya composición puede verse en el Cuadro 9.

— **Los Suelos:** En el tramo central, los perfiles de suelos que integran la Asociación Santa Bárbara —serie Santa Bárbara (E 386), Yungay (E 412), San Fabián (E 379) y Talca (E 392)— están situados ya a cierta distancia de la Cordillera de los Andes. En estos suelos la epidota, que disminuye o es rara a medida que se aproxima a la cordillera, es bastante abundante. De este modo, a un depósito rico en epidota, seguirían al este cenizas con poco o nada de este mineral. El hecho que cerca

CUADRO 9. Minerales pesados de las arenas de los suelos formados por piroclastitas de los volcanes Antuco y Nevados de Chillán

Serie	Lugar	Perfil	Prof. cm	Hiperstena	Piroxeno monoclínico	Olivino	Hornblenda	Epidota	MP %	Minerales livianos
Chacay (1.225 m)	Laderas volcán Antuco, a 1 km barrera central hidroeléctrica	E 385 b	0-20	2	31	65	2		3	
Arrayán	Al lado campo aviación de Los Angeles y Carretera Panamericana	E 401 b	60-90	22	9	62	1	6	33	Q + F + Z*
		d	180	7	7	86	0		24	
(1.685 m)	Pasada las Termas de Chillán próximo al volcán	E 381		89	7	4	0	0	10	
San Fabián	Camino a Termas de Chillán, a 45 km pasado Recinto	E 384	0-150	54	16	19	5	6	17	
		Pómez	300-350	66	11	7	7	9	34	F

* Z = zircón.

de Curacautín y de la Cordillera de los Andes se encuentren en profundidad estos depósitos de epidota podrían señalar que el conjunto es posterior a la última glaciación.

El suelo Santa Bárbara (E 386) habría sido rejuvenecido en la superficie por cenizas de olivino, sin modificar, no obstante la proporción de los otros minerales. Estas cenizas de olivino podrían provenir del volcán Antuco, en el norte, o del volcán Tolhuaca en el sur.

El suelo San Fabián (E 379), por el contrario, estaría sometido a la influencia de cenizas ricas en hiperstena del volcán Chillán, lo mismo que el perfil E 384 más próximo al volcán. A medida que uno se aleja del volcán, aumenta la proporción de epidota y hornblenda, entonce aparece el cuarzo. Estos perfiles son los más ricos en hiperstena en los suelos de la Asociación Santa Bárbara.

Es interesante examinar la composición del suelo Yungay (E 412), situado no lejos de Santa Bárbara, que recubre con cenizas de poco espesor un suelo Rojo Arcilloso. La composición es semejante a la del suelo Santa Bárbara (E 386), pero el suelo Rojo es rico en epidota y hornblenda, con abundante cuarzo y poco feldespato. La alteración es, evidentemente, muy avanzada.

El Cuadro 10 muestra la mineralogía de estos suelos.

2.1.1.9.3. Sector Norte: San Fabián - Talca

– **Los Volcanes:** En este sector es evidente la influencia de volcanes como el grupo de los Descabezados, San Pedro, Nevados de Longaví, etc. (Figura 3).

El grupo de los Descabezados (Descabezado Grande, Descabezado Chico, Quizapú, Cerro Azul, etc.) corresponde a varios estratovolcanes, domos de lava, conos de piroclásticos, flujos de lava y extensos depósitos de piroclásticos de composición basáltica, andesítica, dacítica y riolítica.

Los basaltos tienen cristales de labradorita, augita e hiperstena. Las andesitas tienen andesina, augita, hiperstena y a veces hornblenda. Las dacitas y riolitas tienen hornblenda, biotita y oligoclasa (Moreno, 1974). En 1932 fue espectacular la erupción del volcán Quizapú.

– **Los Suelos:** El olivino nuevamente reaparece en contenidos notables en los suelos sin duda como consecuencia de la influencia de estos volcanes. Debe notarse la abundancia de epidota a niveles superficiales.

El perfil E 392 (suelo Bramadero) fue examinado y su composición puede verse en el Cuadro 10.

2.1.1.10. MINERALOGIA DE LAS ARENAS (200 - 50 μ) DE LOS ÑADIS

Estos suelos provienen de cenizas que han recubierto los sedimentos fluvio-glaciales consolidados, más o menos cementados, pero relativamente permeables. Se trata de vastas extensiones casi planas o con pendientes muy suaves que a veces se presentan en terrazas sucesivas.

La evacuación de las aguas es muy lenta y los suelos están en invierno anegados. Muchos de estos suelos estaban cubiertos de bosques y algunos lo están aún.

CUADRO 10. Minerales pesados de las arenas: suelos de Asociación Santa Bárbara, entre Curacautín y Talca

Serie (altitud)	Volcán	Lugar	Perfil	Prof. cm	Hiperstena	Piroxeno monoclínico	Olivino	Hornblenda	Epidota	MP %	Minerales livianos
Bramadero	Descabezado	Camino Laguna Maule/Vilches 45 km de Panamericana	E 392 b	50–70	42	6	24	3	25	10	
			392 d	160–180	45	5	33	13	4	13	
San Fabián (530 m)	Chillán	Camino San Carlos a San Fabián, a 40 km de San Carlos y 9 km de San Fabián	E 397 b	30–50	52	8	9	19	12	8	Q + F + Z (tr)
			d	130–160	46	9	16	13	16	10	
Santa Bárbara (780 m)		A 45 km Chillán camino Recinto Termas de Chillán	E 384 a	0–20	54	16	19	5	6	17	
			c	150–180	66	11	7	7	9	34	
Yungay	Antuco	Camino Yungay a Huépil a 12 km Yungay	E 412 b	50–70	35	7	13	18	27	7	
			* d	140–170	10	2	4	44	40	4	Q + F (raros)
Santa Bárbara (420 m)		Camino Santa Bárbara/Rucalhue, a 10 km Santa Bárbara	E 386 b	35–50	24	5	22	22	27	9	
			d	100–160	31	1	7	28	32	9	+ 1% (Tu)
Los Prados (800 m)	Tolhuaca Lonquimay	Camino Curacautín a Termas Tolhuaca, a 13 km Curacautín	E 357 b**	40–70	41	23	35	1	0	14	
			*** d	130–180	33	12	20	8	27	9	

* Suelo Rojo enterrado.
** Primer depósito rejuvenecido por aportes recientes.
*** Segundo depósito.

Los Ñadis están situados en el perímetro delimitado por los transectos que hemos estudiado: volcán Osorno hacia Río Frío y volcán Antillanca hacia la ciudad de Osorno. La hiperstena es el mineral pesado dominante.

Es interesante destacar la abundancia de estos elementos pesados en los horizontes minerales cuando los Ñadis se comparan con los suelos situados sobre los relieves ondulados de la vecindad: en base a la relación de contenidos de arenas, el porcentaje de minerales pesados alcanza entre 45 a 50%. Pareciera ser que en los sectores planos hubo una depositación preferencial de partículas más pesadas.

Debe hacerse notar también que en los horizontes orgánicos de la superficie la abundancia de vidrios y fitoopalitos.

La mineralogía de las arenas de los Ñadis Alerce y Frutillar se muestran en el Cuadro 11.

2.1.1.11. MINERALOGIA DE LAS ARENAS (200 - 50 μ) DE ANDOSOLES DE LA X REGION. TOPOSECUENCIA CHANLEUFU - CORTE ALTO

En este transecto fueron estudiadas detalladamente cuatro series de suelos representativos, constituidos por las series Chanleufú, Puyehue, Osorno y Corte Alto, Dystrandepts cuya localización puede verse en la Figura 5 y su composición en el Cuadro 12.

En todos estos suelos se encuentran dos asociaciones minerales: una volcánica y otra metamórfica o cristalina. En la asociación de origen volcánico se encuentran minerales como plagioclasa, olivino, piroxenos, además de vidrios, pómez y diversos fragmentos de rocas con predominio de aquellas de pasta basaltoide, incluyendo transiciones entre los fragmentos de roca, los vidrios y las pómez. Algunos fragmentos rocosos están cubiertos con una patina de alteración pulverulenta, de brillo metálico o submetálico, y que corresponde a óxidos de hierro de tipo hematita/oligisto, la cual dificulta el reconocimiento de los minerales originales. Los minerales libres se presentan como fenocristales. En la asociación de origen metamórficos se presentan minerales libres como cuarzo, plagioclasa más o menos sericitizada, feldespatos alcalinos, clorita pseudomorfa de biotita, turmalina, así como diversos intercrecimientos entre ellos. En algunas muestras se observan estructuras metamórficas típicas como mimerkita y pertita, así como fragmentos migmáticos fuerte a completamente pseudomorfos de epidota. En todas las muestras puede observarse la presencia de opal inorgánico cuyo origen es dudoso.

– Suelo Corte Alto

El horizonte Ap está constituido por una *asociación volcánica* de plagioclasa fresca (10%), clinopiroxeno (7%), ortopiroxeno (6%), estando algunos incluidos en una matriz de vidrio (Figura 6C), olivino parcialmente incrustado con material opaco, v. gr. hematita/oligisto (7%), fragmentos de diversas rocas intermediarias y basaltoídeas (11%) (Figura 6A, D). El contenido de vidrio es bajo y alcanza al 4%.

La asociación cristalina incluye plagioclasa alterada, sericitizada, saussuritizada, mimerkítica (10%), feldespato alcalino ceolinizado (3%), cuarzo (15%), fragmentos cristalinos parcialmente epidotizados (2%), fragmentos de granito gráfico (Figura 6B) así como varios componentes accesorios como clorita, turmalina y opal.

CUADRO 11. Minerales pesados de las arenas de los Ñadis Alerce y Frutillar

Serie (altitud)	Lugar	Perfil	Prof. cm	Hiperstena	Piroxenos monoclínico	Olivino	Hornblenda	Epidota	MP %	Minerales livianos
Ñadi Alerce (120 m)	Entre Alerce y Colonia, a 4 km derecha camino	E 313 a	7-25	91	+	3	6	11		V + Fi
		b	30-50	70	11	0	11	8	49	
		c	50-70	68	10	0	17	5	44	Z + Gr
Ñadi Frutillar (100 m)	Camino de Frutillar a Tegualda	E 307 b	20-40	65	20	0	15		41	
		d	60-70	80	13	0	7		50	

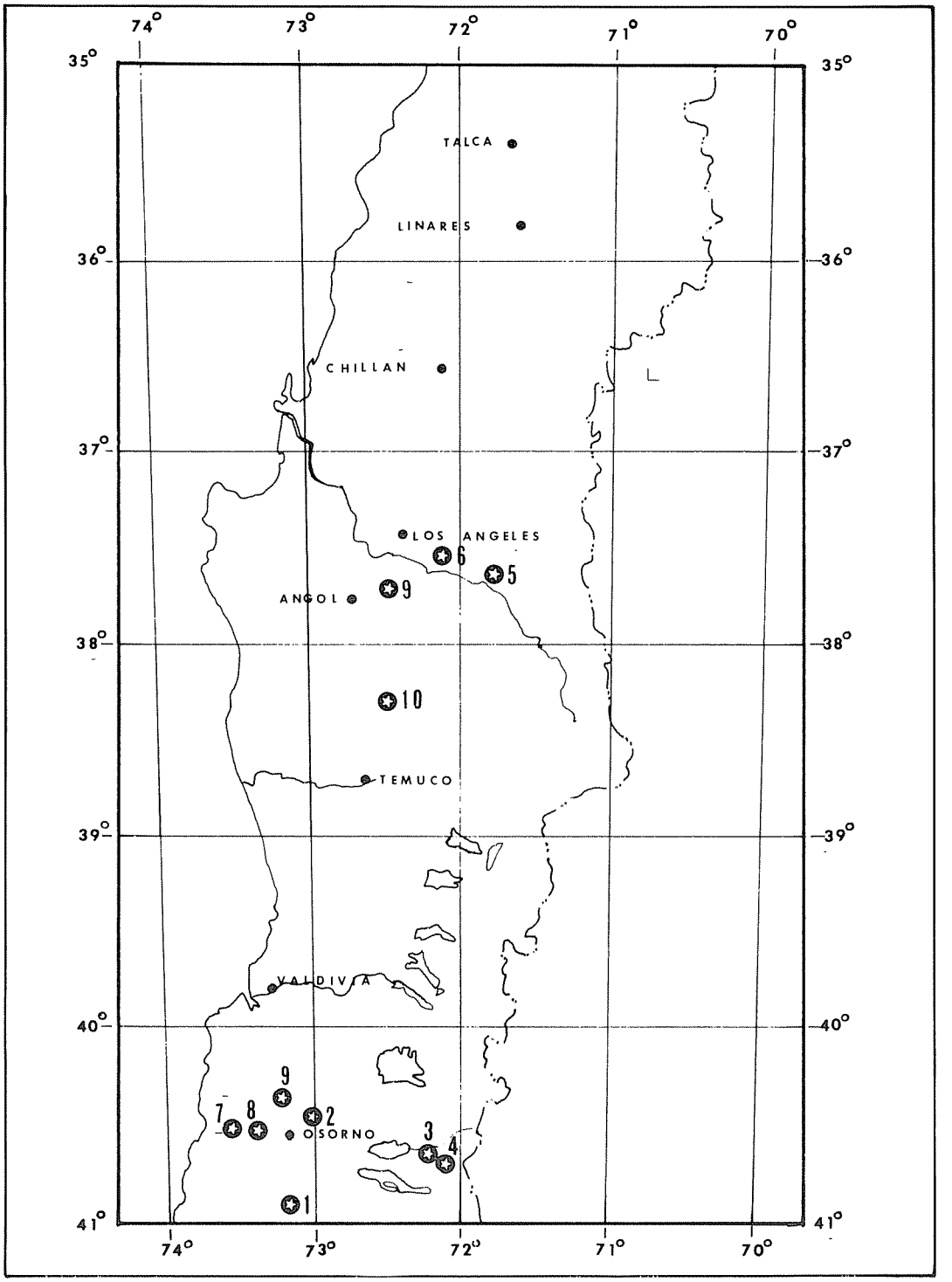


Figura 5. Localización de los perfiles de suelos de cenizas volcánicas, Trumaos, suelos Pardo Arcillosos y Rojo Arcillosos, estudiados por Besoain (1958, 1969).

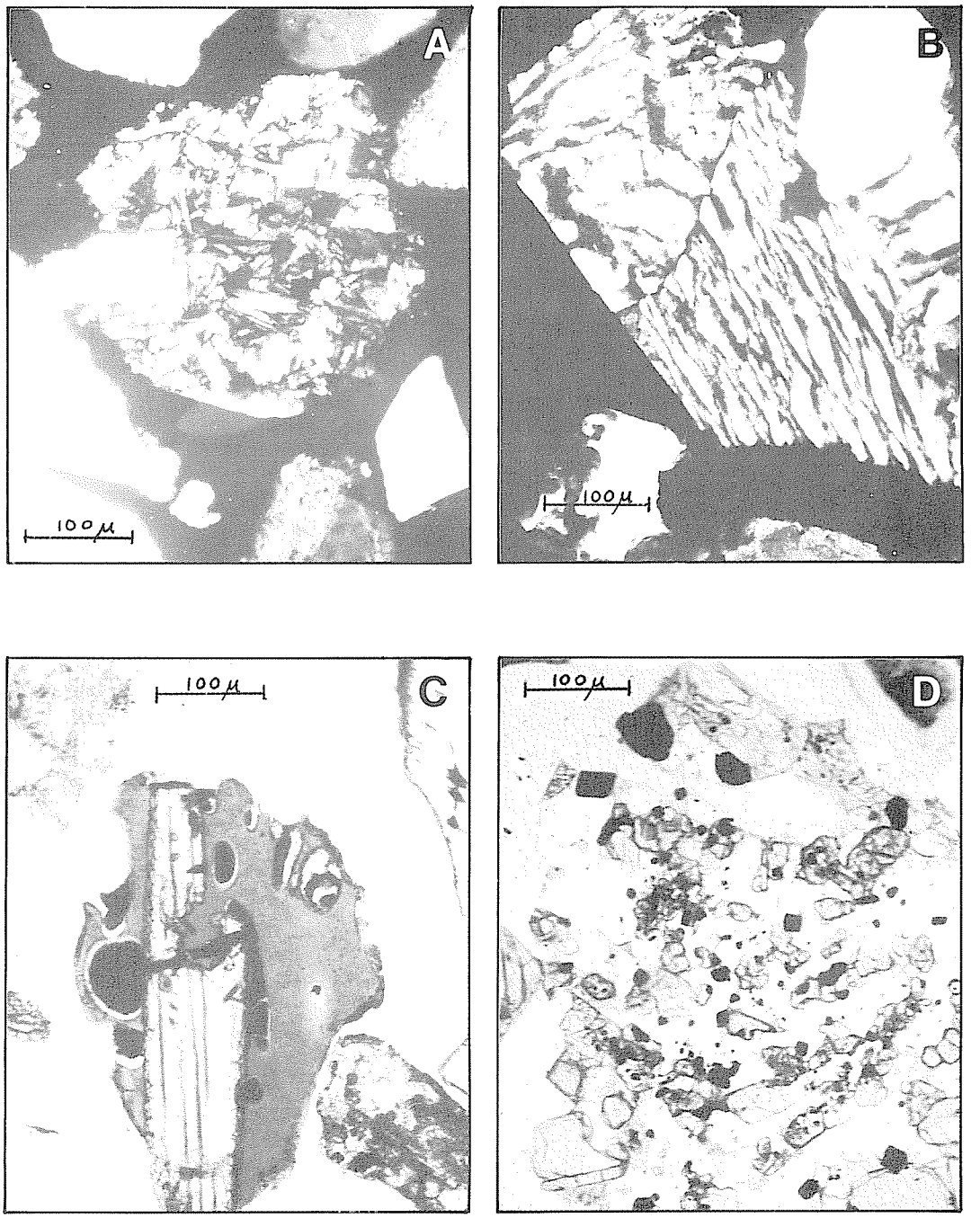


Figura 6. Microfotografías de la fracción arena (200-50μ) del horizonte Ap del suelo Corte Alto. (A): fragmento de basalto rodeado de cristales de plagioclasa y cuarzo; (B): fragmento de granito gráfico; (C): cristal de ortopiroxeno incluido en una matriz de vidrio; (D): fragmento basáltico con masa fundamental de plagioclasa, piroxeno y partículas de magnetita en transición a vidrio. (E. Besoain, 1969).

CUADRO 12. Mineralogía de las arenas (%) (200 -50 μ) de Andosoles de la X Región

SUELO	Horizonte (Nº de laboratorio)	Vidrio	Pómez	Cuarzo	Opal (inorganico)	Intercrecimiento de cuarzo - feldespato	Plagioclasa	Plagioclasa epidotizada	Microlina	Clorita	Clinopiroxeno	Ortopiroxeno	Turmalina	Olivino	Oxidos de hierro con predominio de hematita	Granos metálicos	Rocas basálticas	Rocas intermediarias	Fragmentos de roca impregnados	Intercrecimientos complejos	Cristalinos	Cristalinos epidotizados
C. ALTO	Ap (367)	4		15	2		10	10[a]	3[d]	1	7	6	1	7	3	3	2	7	2		15	2
	Bt3 (372)	3		20	1		10	12[a]	4[d]	1	3	3	1	5		5	5	10[c]	5	10[e]		2
OSORNO	Ap (355)	25		Ac	2	3	28	2			7	5	Ac	1		10	2	3	12			2
	2C	10					30				13	1		2-3		15-20	4	4	15	3[f]		
PUYEHUE	A11 (1)	20 (f_1, f_2, d)	12				20	Ac			8	4		Ac	Ac	4	Ac	20[g]	12			
	C2 (4)						Ac				30[i]			Ac			Ac	70[h]				
CHANLEUFU	IAh	20 (a, f_1, f_2)	30				15				2	3		1		3	1	15	10			
	IV	20 (a, f_1, f_2, d)	15				20				10	10		2		3			20			

Simbología: a = sericitizado, saussiritizado, mimerkítico; b = intercrecimiento de vidrio + feldespato + cuarzo; c = con fenocristales de olivino + plagioclasa + piroxeno;
d = caolinizada, pertítica; c = estructura de plagioclasa + feldespato alcalino + cuarzo; f = estructura de cuarzo = feldespato con clorita, epidota y hematita;
g = incluye transiciones desde una base vítrea a textura pumicítica; h = fuertemente impregnada con vidrio; i = con inclusiones de vidrio.
f_1 = coloreado; f_2 = incoloro; d = con inclusiones.

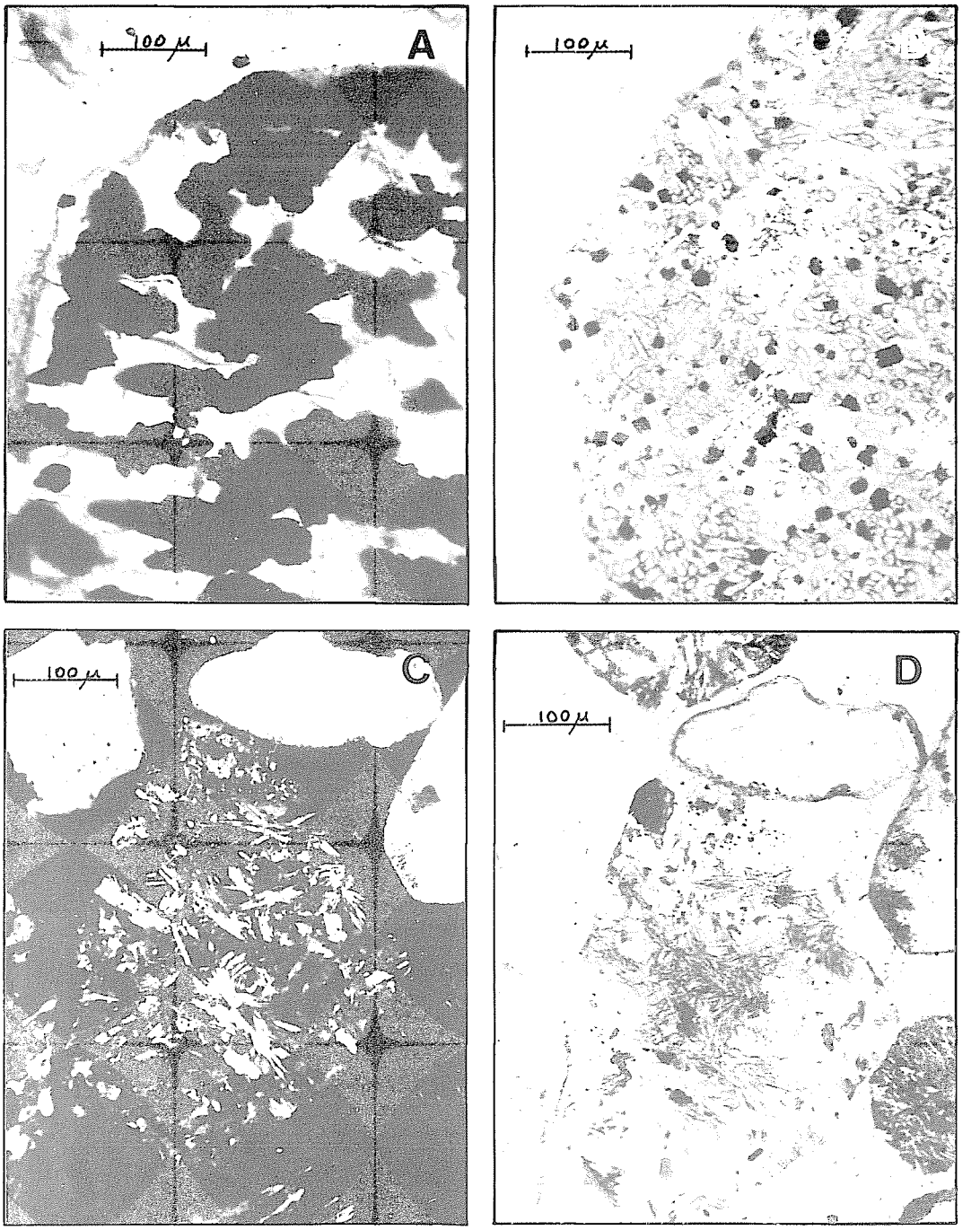


Figura 7. Microfotografías de la fracción arena (200-50µ) del horizonte Bt3 del suelo Corte Alto. (A): cristal de olivino alterado con formación de óxidos en las grietas; (B): fragmento de roca volcánica con magnetita en una masa fundamental de piroxeno y plagioclasa; (C) y (D): fragmento de roca eruptiva con restos de clorita (Nicols cruzado y paralelo, respectivamente). (E. Besoain, 1969).

El horizonte 2Bt3 del suelo Corte Alto tiene una composición mineralógica parecida al horizonte Ap, siendo la proporción entre la asociación volcánica y metamórfica de 50:50. La *asociación volcánica* incluye plagioclasa con alguna corrosión zonal (10%), ortopiroxeno (3%), clinopiroxeno (3%), vidrio en baja proporción (3%) con inclusiones de plagioclasa y piroxeno; olivino (Figura 7A). Existen fragmentos de rocas intermediarias, en parte holocristalinas (10%) (Figura 7B), basaltoídeas, algunas fuertemente impregnadas con óxidos de hierro (5%) y otras con restos de clorita (Figura 7C, D). La *asociación cristalina* comprende plagioclasa sericitizada, saussiritizada, mimerkítica (12%), feldespato alcalino asociado con cuarzo (4%) y en parte con clorita, epidota y biotita. Como minerales accesorios se encuentra clorita, turmalina y opal inorgánico.

– Suelo Osorno

Las arenas del horizonte Ap de este suelo incluyen esencialmente minerales de la asociación volcánica (90%) y escasos minerales de la asociación metamórfica (10%), estando todos los componentes fuertemente impregnados con hematita/oligisto. La *asociación volcánica* está formada por granos frescos de plagioclasa tabular (28%), clinopiroxeno (7%) y ortopiroxeno (5%), la mayoría con ribetes vítreos o incluidos en vidrio, olivino (1%), opacos de alteración (10%), fragmentos líticos basaltoídeos, con pátina de alteración (2%) fragmentos de rocas intermediarias (3%) y otros de diversa naturaleza impregnados con óxidos (12%). La muestra contiene una elevada proporción de vidrio (25%) con un contenido variable de microlitos. La *asociación metamórfica* comprende fragmentos gruesos de intercrecimientos de cuarzo y feldespato (3%), plagioclasa epidotizada (2%) y opal inorgánico (2%), incluyendo, además como accesorios turmalina, plagioclasa sericitizada, feldespato alcalino y cuarzo.

El horizonte 2C del suelo Osorno tiene sus arenas formadas casi exclusivamente por minerales de la asociación volcánica. Dentro de los minerales libres se encuentran piroxenos, especialmente clinopiroxenos (14%), algunos corroidos y con inclusiones de picotita (espinela) o vidrio, plagioclasa fresca en forma de cristales astillados o idiomorfos y a menudo con envoltura vítrea (30%), olivino (2-3%), parcialmente aureolado con hematita, granos opacos de alteración redondeados, parcialmente idiomorfos (15-20%), difíciles de separar de los fragmentos de roca con envoltura hematítica (15%). Los fragmentos líticos muestran transiciones desde una pasta más o menos bien cristalizada a aquellos de estructura pumicítica con típica forma de rizos. Se presentan algunos fragmentos de basalto (4%), con plagioclasa y piroxenos incluidos en la masa, fragmentos de rocas intermediarias (4%) de tipo andesita-traquita, así como fragmentos de roca fuertemente impregnados con una pátina de alteración pulverulenta de brillo metálico que hace especialmente difícil su identificación (15%), además de gruesos fragmentos de cristales de intercrecimientos de cuarzo-feldespatos (3%) con restos de mica o clorita alterados a epidota, clorita, sericita o hematita o fuertemente silicificados. En este horizonte se detectó un 10% de vidrio con colores y contenido de microlitos variable.

– Suelo Puyehue

El horizonte A11 tiene arenas que incluyen minerales libres como plagioclasa (20%) parcialmente idiomórfica o fracturada, con cantos agudos incluida en una matriz pumicítica (Figura 8A), pero siempre fresca, clinopiroxeno (8%), ortopiroxeno (4%) idiomórfico o con cantos redondeados y frecuentemente incluido en vidrio (Figura 8D) o en una pasta fundamental. Un buen ejemplo de asociación de piroxenos y picotita puede verse en la Figura 8C. Además, se encuentran minerales opacos (4%) y accesorios como olivino, hematita y plagioclasa apidotizada y sericitizada prove-

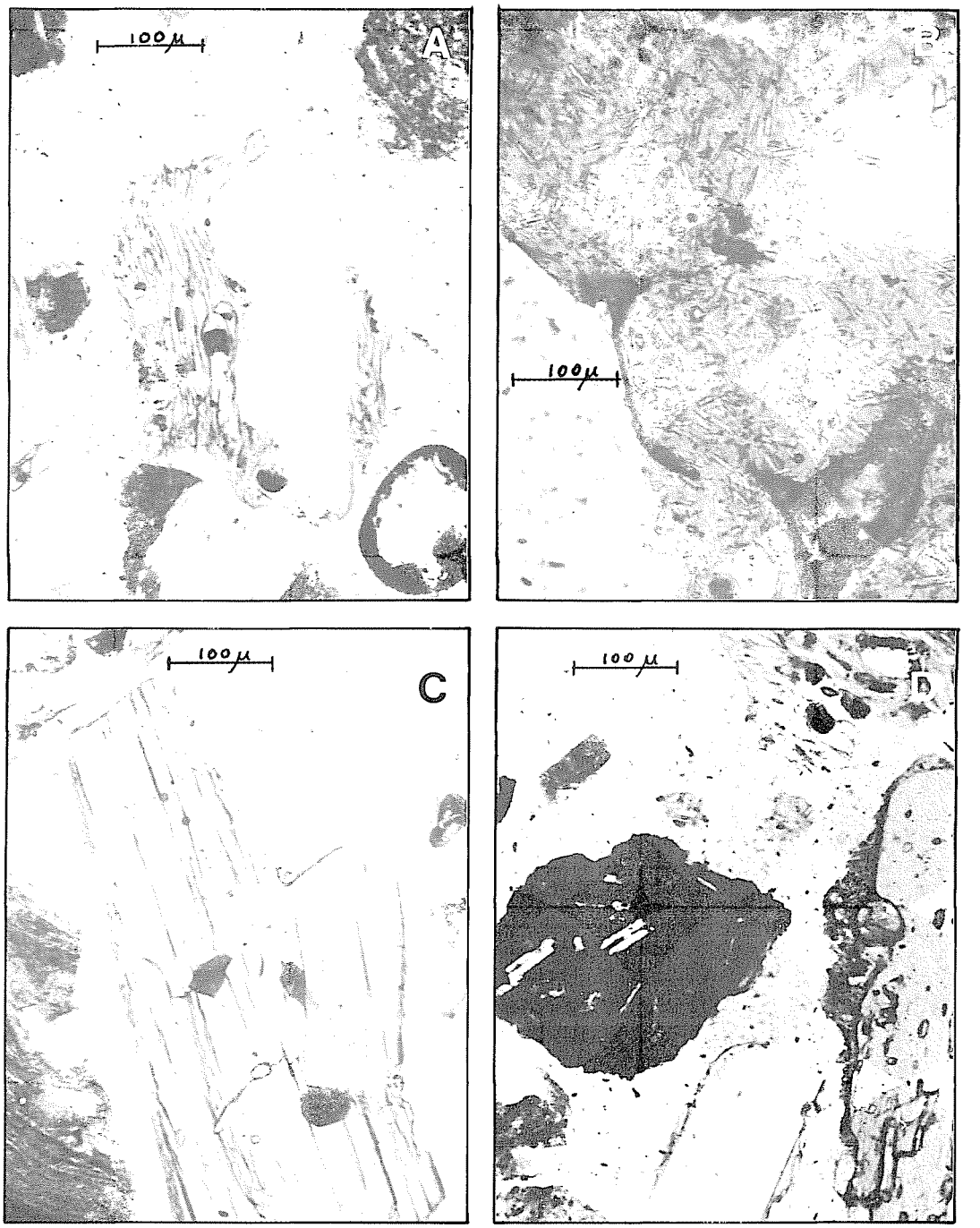


Figura 8. Microfotografías de la fracción arena (200-50μ) del horizonte A11 del suelo Puyehue: (A): cristal de plagioclasa incluido en una matriz de pómez; (B): fragmento de vidrio conteniendo microlitos; (C): cristales de piroxeno y picotita; (D): cristales de piroxeno y plagioclasa, en parte, vidrios. (E. Besoain, 1969).

nientes de antiguas migmatitas. La muestra contiene también 20% de fragmentos de rocas intermediarias, especialmente traquitas.

Pueden verse todas las transiciones entre la pasta vítrea, vidrios, pómez que, en elevada proporción adoptan formas muy caprichosas e incluyen, a veces, elevada cantidad de microlitos (Figura 8B). Se observan también fragmentos de rocas fuertemente impregnados, especialmente basaltos.

El horizonte C2 del suelo Puyehue tiene arenas constituidas esencialmente por fragmentos líticos (70%) fuertemente vitrificados, la mayoría de los cuales se compone de plagioclasa tabular de 0,05 mm de longitud, incluida siempre en vidrio. Parte de los fragmentos de roca, astillados, con cantos agudos y angulosos, están impregnados con una pátina de alteración férrica. Fenocristales de piroxenos, aunque raros en los fragmentos, son comunes como minerales libres (30%); son prismáticos, idiomorfos, de color gris verdoso; son frecuentes también como inclusiones en vidrio o en una matriz pétrea. Como accesorios se encuentra plagioclasa libre, en forma de cristales tabulares y granos de olivino, con una típica aureola de alteración.

– Suelo Chanleufú

Las dos muestras estudiadas se componen de una asociación volcánica prácticamente pura.

El horizonte IAh consta de arenas que se componen de plagioclasa zonal fresca (15%), la cual es a menudo intratelúrica y fuertemente corroida o encapsulada en vidrio (Figura 9B). Los gránulos de piroxenos (5%), están en parte soportados en vidrio, pómez o en una matriz pétrea; son, como las plagioclasas, frescos. Además, pueden observarse signos de corrosión intratelúrica, inclusiones de vidrio o inclusiones metálicas. La relación de clinopiroxenos: ortopiroxenos es de 2:3. Se presentan minerales opacos (3%). El olivino no se presenta como mineral libre sino en forma de fenocristales dentro de fragmentos de roca. Los vidrios (20%) varían desde incolores a fuertemente marrones, con transiciones a pómez e incluyendo gran cantidad de microlitos. Las pómez alcanzan al 30%. Pómez en forma de rizos pueden observarse en la Figura 9A. Estas arenas incluyen fragmentos de rocas intermediarias (15%), además de una pequeña porción de fragmentos basálticos (1%). Los fragmentos de rocas impregnados alcanzan al 10%.

El horizonte IV está compuesto por arenas que contienen plagioclasa fresca (20%), con estructura zonal o en forma de granos con corrosión intratelúrica que tienen casi siempre restos de vidrios o están incluidos en una matriz vítrea. Los piroxenos alcanzan al 20%, con una proporción de clinopiroxenos: ortopiroxenos de 1:1; sus cristales son en su mayoría idiomorfos. Tienen cantos fácilmente redondeados y poseen inclusiones de vidrio. Los ortopiroxenos son idiomorfos y con cantos íntegros. Los olivinos alcanzan un 2%; están íntegros o con granos redondeados a idiomorfos, con escasa proporción de alteración férrica. Esta muestra incluye, además, minerales opacos (3%), fragmentos de vidrio de varios tipos, con inclusiones de olivino y piroxenos (20%), además de fragmentos varios de rocas impregnados (20%).

2.1.1.12. MINERALOGIA DE LAS ARENAS (200 - 50 μ) DE ANDOSOLES DE LA VIII REGION: SERIES SANTA BARBARA Y ARRAYAN

En esta Región fueron estudiadas las series Santa Bárbara y Arrayán, ambos Typic Dystrandepts. El suelo Santa Bárbara fue colectado a 1,5 km al norte del camino de Mulchén a Quilaco, Prov. de

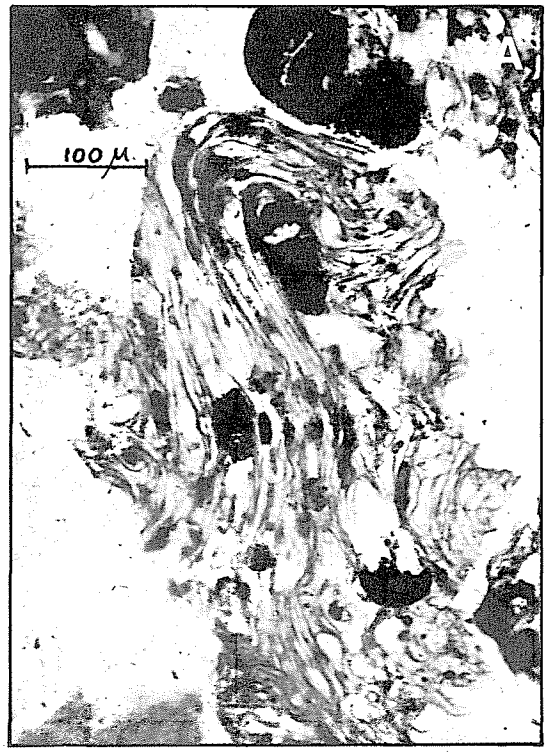


Figura 9. Microfotografías de la fracción arena (200-50µ) del horizonte IAh del suelo Chanleufú. (A): fragmento de pómez en forma de rizos; (B): cristal de plagioclasa fresca zonar (Nicols +). (E. Besoain, 1969).



Bío-Bío y a 3 km del pueblo de Santa Bárbara; el suelo Arrayán se colectó entre las localidades de Cachapoal y Zemita, Prov. de Ñuble.

Ambos suelos son homogéneos en cuanto a la mineralogía de las arenas y el hábito de sus minerales detríticos; la composición se muestra en el Cuadro 13.

Fracción pesada (d > 2,8):

Entre los minerales transparentes predomina la hiperstena, en forma de granos de tamaño variable, con relieves muy acusados, prismáticos, coexistiendo con otros irregulares, de forma subangular y con muy pocos redondeados. Con frecuencia presentan estriaciones según el eje. Algunos granos muestran denticulación en los bordes. La coloración es verde a verde amarillenta, con pleocroismo típico. Algunos cristales muestran inclusiones opacas de microcristalitos, y otras exhiben alteración superficial.

Como variedad de hiperstena aparece la enstatita, en forma de granos subangulares incoloros y fuertes tintas de polarización.

El piroxeno monoclínico augita se encuentra en porcentajes bajos y con bordes dentados.

El anfíbol hornblenda se presenta como gránulos aplastados, de coloración verde parda, pleocroismo poco intenso y los colores de interferencia casi cubiertos por el propio color del cristal, hecho que es particularmente notorio en el horizonte C de Santa Bárbara.

Entre los opacos naturales se encuentra la magnetita, en forma de granos pequeños, de brillo metálico intenso, negros, la mayoría como octaedros perfectos, pero subangulares. Algunos granos escasos de óxidos férrico negro-rojizo, con brillo metálico no intenso.

Entre los opacos de alteración, de color rojizo y pardo-amarillento, subangulares, proceden de la alteración de la hiperstena y magnetita.

Fracción liviana (d < 2,8):

El cuarzo no es abundante y muestra algunos signos de alteración superficial por depositación en las grietas de los granos de óxidos de hierro. Hay presencia de algunas láminas escasas de mica, estriadas, de muscovita y biotita, estas últimas alteradas en la superficie. Hay además, abundancia de opacos pardo-amarillentos, rojizos y blanquecinos, que son productos de alteración. Se observan abundantes fragmentos de vidrio volcánico de coloración pardo e isótropos. El contenido de feldespato es muy bajo.

2.1.1.13. MINERALOGIA DE LAS ARENAS (200 - 50 μ) DE SUELOS ROJO ARCILLOSOS DE LA X REGION

En este transecto se estudiaron en detalle tres suelos Rojo Arcillosos representativos de la X Región, las series Contaco, Fresia, Cudico, todos ellos Typic Palehumults. Su localización puede verse en la Figura 5 y su composición en el Cuadro 14.

CUADRO 13. Composición mineralógica de la arena (200-50 μ) de los suelos Santa Bárbara y Arrayán, de la VIII Región

Serie	Horizonte	Prof. cm	Hipersthena	Augita	Hornblenda	Enstatita	Magnetita	Vidrio	Cuarzo	Feldespatos	Mica	Opacos Alter.
Santa Bárbara (4 km sur de Santa Bárbara)	Ap	0-30	D	R	—	P	A	A	P	R	P	A
	Bt2	30-150	D	—	—	P	C	C	C	R	R	A
	C	150 +	D	R	R	C	C	C	C	R	R	A
Arrayán (2 km oeste de Tres Esquinas)	Ap	0-30	D	R	—	C	C	C	C	P	P	A
	AB	30-60	D	—	—	C	C	C	C	P	P	A

(Según E. Besoain, 1958).

* Escala de Tyler y Marden para un coeficiente aproximado de frecuencia (Pérez-Mateos, 1965).

D = predominante 75-100%
d = dominante 50- 75%
a = abundante 25- 50%
c = común 10- 25%
p = presente 5- 10%
r = raro 1- 5%
— = no hallado.

CUADRO 14. Mineralogía de las arenas (%) (0,02 mm) de suelos Rojo Arcillosos de la X Región

SERIE	Horizontes y Prof. en cm	Vidrios	Cuarzo	Calcedonia	Intercrecimientos cuarzo + feldespato	Plagioclasa (fresca)	Plagioclasa (epidotizada)	Microclina	Muscovita	Clinopiroxeno	Ortopiroxeno	Turmalina	Epidota	Hematita/oligisto	Granos metálicos	Fragmentos de roca impregnados	Fragmentos de roca intermediaria	Fragmentos cristalinos	Fragmentos cristalinos antiguos	Clorita
CONTACO	Ap (0-40)	20 (g, a, b)	60		5	5			1	1			1	1,5		5*				0,5
	C (210)	70 (d, e, c)	20	5		1			1,5				Acc	1,5	1					
FRESIA	Ap (0-20)	11 (b, f, a)	35	3		1				3	4		1	20	15	3		3		
	BC (105-285)	24 (f_1, f_2)	25	2	3[I]	3,5	3,5			1	1		1	12	18	3	3			
CUDICO	Ap (0-15)	24 (f_1, f_2)	25	2	3[I]	3,5	3,5			1	1		1	15	15	3**	3			
	C (780)	40 (f_1, f_2, e, b)	30	2										5	5	13*	Acc		(II) 5	

Simbología: Vidrios: f_1 = coloreado; a = aspecto córneo; b = fibroso; d = con inclusiones; e = desvitrificado; c = impregnado con hematita/oligisto;
f_2 = incoloro; g = isótropo.
Rocas: * = impregnada con soluciones metálicas; ** = impregnada con hematita/oligisto.
Intercrecimientos: I = incluye plagioclasa (en parte sericitizada), feldespato -Na-K + clorita + mica.
II = se compone de una asociación de granos de cuarzo y feldespato.

(Según E. Besoain, 1969).

– Suelo Contaco

El horizonte Ap está formado por partículas de granulometría relativamente homogéneas. El componente principal es el cuarzo (60%) en forma de trozos, de 0,05 - 0,02 mm de largo, claramente angulosos y enteros; sólo algunos gránulos muestran cantos redondeados. La plagioclasa (5%) está en todos los casos en forma de granos frescos, con tamaños y una morfología que recuerda a los de cuarzo. Como minerales accesorios se encuentra clinopiroxenos (1%) con granos redondeados, epidota (1%) en forma de pequeños fragmentos, así como microclina (1%), turmalina (1%) y algo de hematita/oligisto (5%). Una parte considerable de los granos está compuesto de vidrio perlítico (20%), de los cuales 1/3 se muestra completamente isotrópico, 1/3 fibroso y 1/3 tiene aspecto despulido y córneo. Un 5% de los granos son intercrecimientos de cuarzo y feldespato y otro 5% está constituido por fragmentos de roca, los cuales muestran preponderantemente impregnación con soluciones metálicas.

El horizonte C se compone principalmente de fragmentos de vidrio desvitrificado (70%) (Figuras 10A, 10B), atravesados por microlitos fibrosos y en parte impregnado por hematita/oligisto. Alrededor de un 5% de las partículas está compuesto por trocitos de calcedonia criptocristalina de apariencia corneana (Figura 10C). Entre las partículas de calcedonia y las microlitas fibrosas se producen transiciones en forma de estructuras esferolíticas. Estos fragmentos tienen formas redondeadas o extendidas, con diámetros de 0,2 a 1 mm en promedio. El cuarzo libre (20%) adopta formas completamente irregulares y con abundancia de fragmentos fracturados angulosos. Como accesorio se encuentra muscovita (1-5%), en parte en forma de listones idiomorfos, plagioclasa, epidota, clorita, hematita/oligisto y granos opacos.

– Suelo Fresia

El horizonte Ap posee una fracción mineralógicamente parecida a arena del horizonte Ap del suelo Contaco, siendo mucho mayor, sin embargo, el contenido de hematita/oligisto (20%) y los granos opacos (15%). Junto a ellos se encuentra además cuarzo libre (35%), una pequeña cantidad de plagioclasa (1%), clinopiroxenos (3%) y ortopiroxenos (4%). Entre los minerales accesorios se detecta turmalina (1%) y epidota (1%). Los vidrios se presentan como fragmentos parcialmente desvitrificados y entrecruzados por microlitos (11%). La muestra contiene además calcedonia (3%) con esferolitos* (ver Figura 10D), fragmentos de roca impregnados (3%) y 3% de fragmentos cristalinos.

El horizonte BC de este suelo tiene arenas constituidas principalmente por cuarzo libre, vidrio y filamentos metálicos (erz.). El cuarzo (28%) se encuentra en forma de fragmentos angulosos, con un tamaño medio de 0,05 a 0,2 mm. Una parte de los feldespatos se presenta como plagioclasa fresca, la otra parte en forma de plagioclasa vieja sericitizada, alterada, junto a trazas de feldespatos alcalinos. Los piroxenos se componen de clinopiroxenos monoclínicos (1%) y ortopiroxenos rómbicos (1%) en forma de listones o gránulos redondeados, con bordes corroidos. Como minerales cristalinos accesorios se encuentra turmalina (1%). Los minerales opacos o con recubrimiento de mena metálica alcanzan al 30%, además se encuentran fragmentos de vidrio que van desde incoloros a fuertemente pardos o marrones (24%) y que trascienden a una masa fundamental eruptiva

---

* *Esferolitos: en lavas silíceas y roces intrusivas someras, particularmente en aquellas ricas en vidrio, son comunes los agregados radiales de minerales aciculares fibrosas que se llaman esferolitos (William Turner y Gilbert, 1968).*

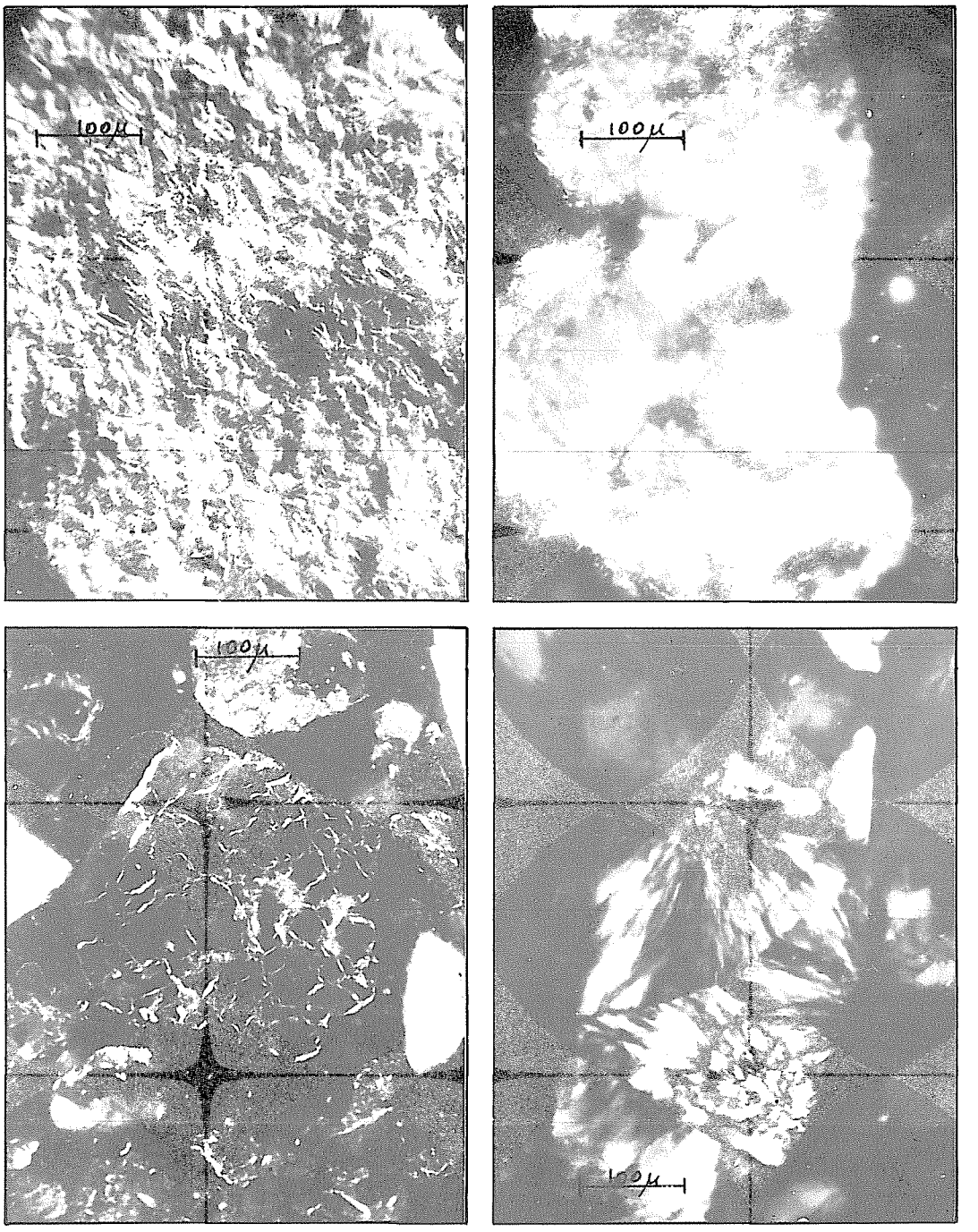


Figura 10. Microfotografías de la fracción arena (200-50μ) de suelos Rojo Arcillosos. Horizonte C del suelo Contaco. (A): vidrio perlítico y calcedonia (Nicols +); (B): fragmento de vidrio fibroso y calcedonia (Nicols +); (C): vidrio perlítico, en parte fibroso y calcedonia (Nicols +); (D): horizonte BC del suelo Fresia: calcedonia con esferolitos (Nicols +). (E. Besoain, 1969).

más o menos salpicada con microlitos. Junto a las formas fragmentarias se observan también formas redondeadas o de gota. Otros componentes detectados son la calcedonia (2%) (ver Figura 10D), partículas de rocas eruptivas (3%) que están fuertemente impregnadas con hematita/oligisto en forma de granos redondeados (3%), intercrecimientos de plagioclasa sericitizada + cuarzo + feldespato potásico + clorita + mica (3%).

— **Suelo Cudico**

El horizonte Ap tiene una composición de las arenas prácticamente idéntica con la del horizonte BC de Fresia pese a que muestra una leve disminución de los minerales opacos y de la hematita/oligisto así como algo menos de cuarzo libre.

La composición del horizonte C se basa en una asociación relativamente pobre de granos equidimensionales de cuarzo y vidrio, cuyo diámetro medio es de 0,1 mm. La muestra se compone esencialmente de vidrio (40%) constituido por fragmentos incoloros obtenidos con tintas marrones, con niveles variables de desvitrificación e incrustaciones de microlitos. El cuarzo, en forma de fragmentos, alcanza el 30%. El resto de la muestra está constituido por calcedonia (2%) de consistencia córnea, hematita/oligisto y opacos varios (10%) así como fragmentos de roca con impregnación metálica (13%). Además, se presentan fragmentos combinaciones (5%) la cual se compone sólo de una asociación de dos componentes (cuarzo + feldespato). Algunos fragmentos de rocas intermediarias se encuentran sólo como accesorios.

2.1.1.14. MINERALOGIA DE LAS ARENAS (200 - 50 μ) DE SUELOS ROJO ARCILLOSOS DE LA IX REGION: SERIE COLLIPULLI

En esta región se estudió un perfil de la serie Collipulli, un Typic Rhodoxeralf, colectado a 2 km al NO Collipulli, Provincia de Malleco. Su composición puede verse en el Cuadro 15.

Las arenas de este suelo se muestran ser muy homogéneas siendo las diferencias entre los horizontes mínima.

La fracción pesada está constituida principalmente por granos de magnetita, de tamaño variable, predominando los pequeños, de formas octaédricas y brillo metálico característico, algunos con tendencia al redondeamiento; muchos de ellos muestran manchas rojas, que provienen de la alteración de magnetita a hematita. Otros son debido a la alteración de la augita.

La augita alcanza el valor más alto (6-7%) en el horizonte Ap; tiene formas subangulares o redondeadas, pero algunas son frescas con buenos colores de interferencia, zonares en los bordes.

Como especie rara se encuentra el zircón, en forma de granos rodados, pero que conservan su hábito prismático-piramidal, de muy pequeño tamaño.

La fracción liviana muestra la presencia de cuarzo, en forma de granos de bajo relieve y extensión parpadeante, con frecuencia corroido en la superficie debido a los óxidos e hidróxidos de hierro.

Los feldespatos son escasos y están fuertemente alterados y corroidos; otros, en cambio, están mejor conservados.

El contenido de vidrio isotrópico se encuentra en baja cantidad y especialmente en el horizonte Ap.

2.1.1.15. MINERALOGIA DE LAS ARENAS (200 - 50 μ) DE LOS SUELOS PARDO ARCILLOSOS: SERIE PERQUENCO

Estos suelos están representados únicamente por la serie Perquenco, un Andic Haplumbrept, situado en la IX Región, Provincia de Malleco, Comuna de Victoria. Se analizaron muestras de los horizontes Ap y BCa, que se muestran en el Cuadro 16.

La fracción pesada incluye predominio de hiperstena, en granos de tamaño variable, con relieve acusado, prismáticos, incluyendo algunos redondeados o subangulares. Es frecuente observar la asociación de la hiperstena y el piroxeno monoclínico augita y/o hornblenda y sólo en pocos casos, a la biotita, particularmente en la muestra del horizonte BC.

La augita es algo más abundante en el horizonte Ap que en BC; se presenta en forma de granos o fragmentos de tamaño pequeño, angulosos y con alteración superficial, de color verde botella o parda, con coexistencia de ambas variedades en una misma muestra.

La hornblenda es un componente común en ambos horizontes. Se encuentra como fragmentos de pequeño tamaño, aplastados, de color verdoso (hornblenda común) o parduzco (hornblenda basáltica) con débil pleocroismo. En una misma muestra se encuentran variedades frescas y alteradas, sin mayores indicios de cloritización. Se encuentra, además, turmalina, sin sobrepasar el 10%, en forma de fragmentos pequeños, pardo e intensamente pleocroicos. Epidota sólo se presenta en el horizonte AB, de color verde guisante característico y débilmente pleocroica. En este mismo horizonte se encuentra zircón. Otros minerales como enstatita, diópsido, variedades de augita e hiperstena respectivamente, se presentan en escasa proporción sólo en el horizonte Ap.

Entre los minerales opacos se identifica magnetita, que es un componente común en ambos horizontes, y que se presenta en forma de granos octaédricos o como fragmentos subangulares con tendencia al redondeamiento, con brillo metálico y alguna alteración superficial hematítica. Comunes son los opacos de alteración.

En la fracción liviana predominan los vidrios volcánicos, siendo muy baja la proporción de feldespatos y cuarzo.

2.1.2. Conclusiones

Una característica resaltante de los Andosoles y Ñadis es el elevado contenido de vidrio (vidrio libre o como fragmentos impregnados con vidrio o fragmentos vitrificados). El vidrio, conjuntamente con olivinos pocos alterados, piroxenos y elevada cantidad de plagioclasa, señalan claramente la juventud de los depósitos. El suelo Corte Alto, dentro de los Andosoles, es el que tiene menos vidrio y plagioclasa. Si a ello se agrega la presencia de hematita y minerales máficos alterados, es probable que la serie Corte Alto sea una de las más antiguas dentro de los Andosoles.

Desde un punto de vista petrográfico resulta muy claro la separación de dos grupos de minerales. El primero incluye minerales de asociación volcánica, el segundo, minerales de origen metamórfico-cristalino. Estos últimos, entre los que se incluye la epidota, clorita, mimerkita, pertita, fragmentos migmatíticos, etc., deben provenir de la base del cono volcánico y la chimenea los cuales, fragmentados y mezclados con las cenizas, pasan a constituir material parental de los suelos. Muy probablemente el arrastre de estos materiales metamórficos debe haber coincidido con períodos

CUADRO 15. Composición mineralógica de la arena (200-50 μ) del suelo Collipulli, IX Región

Horizonte	Prof. cm	Hipers-tena	Augita	Granate	Zircón	Turma-lina	Magne-tita	Vidrio	Cuarzo	Feldes-patos	Mica	Opacos
Ap	0-18	R		R		R	D	P	C	P		C
Bt3	43-140	—	C		R		D		C	P	P	P

CUADRO 16. Composición mineralógica de la fracción arena (200-50 μ) de la serie Perquenco (IX Región)

Horizonte	Prof. cm	Hipers-tena	Augita	Horn-blenda	Epidota	Zircón	Turma-lina	Ensta-tita	Magne-tita	Vidrio volcánico	Cuarzo	Feldes-patos	Mica	Opacos
Ap		A	C	C			P	R	C	C	R	R	R	C
BC		A	P	C	R	P	R		C	C	R	R	R	C

(Según E. Besoain, 1954).

de reactivación o de gran intensidad volcánica. La presencia de epidota, por ejemplo, en los perfiles estudiados por Colmet-Daage *et al* (1972-78) puede señalar las fases de mayor actividad de los volcanes. Este mismo autor considera que las formaciones de suelos que incluyen epidota, hornblenda y cuarzo que se observan en la Isla de Chiloé y al oeste del volcán Osorno (Río Frío y alrededores de la ciudad de Osorno) son, probablemente, las más antiguas y corresponderían al último interglaciar. No subsisten sino sobre las formaciones protegidas del avance de los glaciares, o al menos de los últimos glaciares.

Colmet-Daage *et al* (1972-78) estiman que el volcanismo se ha hecho más básico en el tiempo, con emisiones sea de hiperstena o de olivino. La presencia de epidota indicaría un proceso de reactivación volcánica o a la aparición de nuevos conos. Ello no excluye, por supuesto que la epidota se encuentre también en depósitos más recientes, tratándose, en tal caso, de una activación reciente del volcanismo. Tal podría ser el caso del perfil E 392 de Talca, que contiene un 25% de epidota en el horizonte B (50 - 70 cm).

Comparados con los Trumaos y Ñadis, los suelos Rojo Arcillosos contienen cuarzo en proporción relativamente elevada. Este hecho más la presencia de hematita y la baja cantidad de plagioclasa, piroxenos, anfíboles y ausencia de olivino indican claramente que estos suelos han estado sometidos a un proceso de alteración prolongada e intensa. Subsiste, sin embargo, el problema del vidrio. Las series Contaco, Fresia y Cudico contienen vidrio volcánico no sólo en el horizonte superficial sino en el horizonte profundo, y en contenidos bastantes elevados de 20,24 y 40% respectivamente. En el suelo Collipulli, sin embargo, los vidrios están presentes en el horizonte Ap pero no se detectan en el horizonte Bt3. Muy probablemente, los vidrios del horizonte superficial puede ser atribuido a contaminaciones de cenizas modernas, las cuales tienen que haber afectado la superficie de estos suelos ya que se encuentran bajo la zona de influencia de las depositaciones volcánicas. Es sintomático, además, que los piroxenos (clino y ortopiroxenos) se encuentren preferentemente en el horizonte superficial, pero no en profundidad. La suceptibilidad de estos componentes a la meteorización indican que se trata, en efecto, de contaminaciones modernas. ¿Por qué ha permanecido vidrio volcánico en los horizontes profundos de los suelos Rojo Arcillosos?

Besoain (1983) considera que en los suelos Rojo Arcillosos de la X Región (Series Contaco, Cudico, Fresia), los vidrios volcánicos de los horizontes profundos, más o menos alterados y desvitrificados, dejaron de alterarse a alofán por depositación sucesiva de cenizas, hecho que condujo a una virtual fosilización de las estratas. Sin embargo, el alofán que se había alcanzado a formar siguió en el tiempo su transformación hacia haloisita, estimulado por soluciones descendentes enriquecidas en sílice; la alteración de los vidrios prácticamente se detuvo. Así podría explicarse la presencia simultánea de vidrios volcánicos, haloisita-7A y algo de alofán en los horizontes profundos de estos suelos. En el caso de la serie Collipulli, la situación es diferente ya que prácticamente no se encuentran vidrios en el horizonte Bt3 y BC, pero sí en la superficie. Es probable que ello esté indicando que el suelo Collipulli es más antiguo que sus homólogos de la X Región, y ello, además, por el contenido elevado de cuarzo y opacos de alteración que este suelo posee.

Problemático es en cuanto al origen y significado, la presencia de calcedonia en los suelos Rojo Arcillosos, así como unos agregados fibrosos isotrópicos del suelo Contaco. ¿Cómo se ha generado la calcedonia? Tres posibilidades pueden argumentarse:

1) transformación de una fase mineral metaestable (vidrio) en otra más estable (calcedonia) en función del tiempo.

2) solución de un componente (vidrios y otros silicatos) y precipitación de otro mineral (calcedonia) como consecuencia de un cambio en las solubilidades motivado por cambios del pH o temperatura de las aguas percolantes.
3) variaciones en el equilibrio de la asociación original de los constituyentes de la ceniza parental con cambios de pH, temperatura y potencial de oxidación.

De estas posibilidades, indicadas por Dapples (1979) nos parece más verosímil la primera porque podría haber ocurrido aun en un estado de virtual fosilización de las estratas.

2.1.3. Bibliografía

BESOAIN, E. 1958. Mineralogía de las arcillas de algunos suelos volcánicos de Chile. Agricultura Técnica, XVII: 110-165.

_____ 1969. Untersuchungen von Böden aus Pyroklastiten (Asche und Tuffe) Chiles, Japans, Deutschlands und Italien. Inaug. Diss. Landwirtschaftlichen Fakultät, Universität Bonn. 344 p.

COLMET-DAAGE, F.; G. SIEFFERMANN; E. BESOAIN; M. DELAUNE; N. YOSHINAGA *et al* 1978. Caracteristiques et proprietes hydriques de quelques sols derives de cendres volcaniques du Chili Central. ORSTOM (Centre des Antilles)/SAG (Santiago de Chile). Publ. Nº 85 Bis. 120 p.

DAPPLES, E.C. 1979. Silica as Agent in Diagenesis. Chapter 6: 323-342. *In:* Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. G. Larsen and G.V. Chilingar (Editors). Elsevier, 580 p.

DRECKMAN, P. 1965. Suelos Rojo Arcillosos de Chile Central. Tesis para optar al título de Ingeniero Agrónomo. Facultad de Agronomía, Universidad Católica de Chile. 150 p.

FAJARDO, M. 1975. Contribución al estudio de los suelos Rojo Arcillosos del valle central. IREN-CORFO. 91 p.

LAUGENIE, C.; F. COLMET-DAAGE; E. BESOAIN et M. DELAUNE. 1975. Note sur les limons volcaniques des piemonts glaciaires chiliens meridionaux. Bull. Assoc. Géogr. Franc. 426: 187-193.

LEON, L.; E. POLLE. 1956. Las capas volcánicas de Carrán y la erupción del volcán Nilahue. Anales de la Fac. Ciencias Físicas y Matemáticas, 7: 97-131.

LEON, L. Y E. POLLE. 1958. Investigación sobre algunos suelos volcánicos chilenos. Agricultura Técnica, XVIII: 185-204.

MERCER, J.H. 1976. Glacial history of southernmost South America. Quaternary Research, 6: 125-166.

MORENO, H. 1974. Airplane flight over active volcanoes of central south Chile. Intern. Symposium on Volcanology. Guide Book-Excursion D-3. 56 p.

PEREZ-MATEOS, J. 1965. Análisis mineralógico de arenas. Manuales de Ciencia Actual, Nº 1. C.S.I.C. 265 p.

WILLIAMS, H.; F.J. TURNER y C.M. GILBERT. 1968. Petrografía. Cía. Editorial Continental. México. 430 p.

2.2. MINERALES SECUNDARIOS

Por: Eduardo Besoain M. y Gloria Sepúlveda W.

2.2.1. Introducción

La mineralogía se ha constituido en una de las ramas más importantes de la Ciencia del Suelo, siendo su aspecto más destacado la mineralogía de las arcillas. Un rápido desarrollo del instrumental analítico y la evolución de los conceptos en petrografía sedimentaria, geoquímica, físico-química y química orgánica han ayudado a los científicos a aproximarse al objeto de su interés, es decir, de la descripción y clasificación al estudio de los procesos del suelo.

Debido a la pequeñez de tamaño de las partículas y la variabilidad en el grado de cristalinidad, los minerales de arcilla del suelo mostraban severas dificultades para su caracterización anteriormente al desarrollo de ténicas analíticas refinadas. Fue prácticamente alrededor de 1930 cuando se aplicaron, restringidamente, los métodos de difracción de rayos X a las arcillas, y sólo en 1937-38 se vieron por microscopio electrónico. Fue sólo después de la 2ª Guerra Mundial cuando los estudios mineralógicos iniciaron un desarrollo vertiginoso, aplicándose el análisis térmico diferencial, integral y la termogravimetría diferencial (ATD, ATI, TGD), la difracción de rayos X, la microscopía electrónica de transmisión (TEM), la difracción de electrones (DE), la espectrofotometría infrarroja (SFI) y la espectrografía de rayos X (ERX). Posteriormente, a partir de 1966, se comenzó a usar el microscopio electrónico de barrido o scanning (SEM) y el espectrómetro de Mösbauer. En los últimos tiempos se está usando la resonancia nuclear magnética (NMR), la espectrografía fotoacústica (PAS), la resonancia de espines de electrones (ESR), fotoelectrones de rayos X (XPS), etc.

Puesto que los procesos químicos del suelo están determinados por reacciones de superficie, el conocimiento de la fracción fina resulta ser esencial para comprender y explicar racionalmente el comportamiento y las cualidades del suelo. En tal sentido, la mineralogía de las arcillas es a los suelos, lo que la fisiología es a la biología: ningún fenómeno biológico podría explicarse, o sólo precariamente, sin el concurso de la fisiología, del mismo modo que muy pocas propiedades del suelo pueden ser explicadas sin el conocimiento de los minerales que lo constituyen.

Si bien en la actualidad se conocen razonablemente bien la estructura y propiedades de gran parte de los minerales cristalinos del suelo, se conoce mucho menos sobre las relaciones entre ellos, así como con los componentes húmicos. Tal situación es notablemente más complicada en el caso de los suelos de cenizas volcánicas (Andosoles, Andepts, Andisoles) cuyas arcillas están formadas por minerales, o series de minerales, con grados de cristalización u ordenación variables, incluyendo términos no-cristalinos, cuyas estructuras no están dilucidadas y sus relaciones con los componentes orgánicos adoptan formas de gran complejidad. Sin duda que la mineralogía de arcillas de estos suelos, tanto en su estructura, concepto y su expresión cuali y cuantitativa, es difícil.

En un país como Chile, con el 55-60% de los suelos arables originados por materiales piroclásticos, con problemas serios de producción y productividad, el conocimiento del suelo, como base para encontrar soluciones tecnológicas satisfactorias a la agricultura, pasa a ser imperativo; y por ello, el conocimiento de la mineralogía es necesaria, ya que es en el substrato donde ocurren los procesos. Por eso mismo se explica que una gran parte de los trabajos efectuados en mineralogía de suelos en Chile, antes y ahora, se efectúen precisamente en los suelos volcánicos.

Es cierto que de los suelos volcánicos conocemos bastante, pero también ignoramos mucho. Tenemos, eso sí, la certidumbre que en la medida que logremos conocer más sobre los minerales y sus interrelaciones, podremos visualizar con más claridad y certeza la verdadera naturaleza de los fenómenos que en el suelo se desarrollan.

A nivel mundial, el interés por la mineralogía de los suelos de cenizas volcánicas queda de manifiesto por la existencia de varios miles de publicaciones y algunas excelentes monografías. Entre estas últimas destacan aquellas de Wada y Harward (1974), Fieldes y Claridge (1975), Gebhardt (1976), Maeda *et al* (1977), Wada (1977, 1978), Nagasawa (1978), Ugolini y Zasoski (1979), Quantin (1972).

En este Capítulo presentamos las características mineralógicas de los Andosoles chilenos, incluyendo, sus propiedades, estructura de los minerales, métodos de cuantificación, principios de formación, transformación y degradación. Incluiremos, además, las características mineralógicas de otros grupos de suelos derivados de materiales piroclásticos, como los suelos derivados de arenas volcánicas, de tobas pumicíticas y los suelos Rojo Arcillosos provenientes de cenizas volcánicas antiguas, todos ellos de gran importancia en Chile. Finalmente, incluimos un breve subcapítulo sobre los métodos de identificación de minerales que se llevan a cabo en el Instituto de Investigaciones Agropecuarias.

2.2.2. Componentes cristalinos, para-cristalinos y no-cristalinos: concepto y clasificación

Con el descubrimiento de los rayos X, el concepto de sólido amorfo, asociado a coloides y vidrios, cambió en forma radical. Muchas substancias descritas como amorfas, son, en realidad, criptocristalinas, formadas por cristalitos demasiado pequeños para ser detectados röntgenográfica o microscópicamente; otras son para-cristalinas. Se considera que entre los límites del estado amorfo y el estado cristalino existe un rango de continuidad. Substancias cristalinas típicas como el $BaSO_4$ o incluso el NaCl, pueden ser precipitados como coloides cuando la concentración de los reactantes y solventes se eligen en forma adecuada. Por el contrario, substancias como el silicato de torio, o torita, $ThSiO_4$, un cristal bien constituido a simple vista, da un diagrama de rayos X propio de una substancia amorfa, pese a su diseño macroscópico cristalino. De ahí que el término amorfo se use, actualmente, más bien como "amorfo a los rayos X".

Como lo indica Weyl y Marboe (1963) "en contraste con la estructura de los líquidos, la de los sólidos amorfos no son estructuras en equilibrio debido a que pueden tener tiempos de relajación muy largos. De ahí que un sólido amorfo pueda permanecer metaestable por tiempos geológicos, como es el caso de la obsidiana. Más aún, dando suficiente tiempo, los átomos tienden a adoptar una estructura cristalina estable y simétrica, aún considerando el estado altamente viscoso de un vidrio. El proceso de cristalización a partir de un vidrio se llama desvitrificación".

Si un sólido amorfo se define como un cuerpo carente de regularidad en períodos largos de su trama estructural, resultan sinónimos los términos vítreo, vitroide, no-cristalino, desordenado, amorfo. Ello, por supuesto, no excluye que puedan existir ordenaciones en períodos cortos a nivel molecular, como posteriormente lo veremos.

La regularidad de distribución de las unidades que constituyen los cristales, sean átomos o moléculas, ocupando posiciones semejantes, es una característica que diferencia los cristales de los sólidos

amorfos, un hecho que ha sido plenamente confirmado por difracción de rayos X. En los sólidos amorfos o no-cristalinos, hay ausencia de periodicidad en la disposición de los elementos constitutivos, existiendo dominios de orden sólo a niveles moleculares; en un cristal, por el contrario, la regularidad en el agrupamiento de las unidades es tal que no está confinada sólo a las vecindades de los átomos o moléculas sino se extiende indefinidamente en el espacio.

Que no existe una división neta entre los materiales cristalinos y amorfos, lo confirman algunas consideraciones de los minerales del suelo. Por ejemplo, cada capa unitaria de haloisita-7A o de vermiculita es un cristalito bidimensional que usualmente no forman estructuras con regularidad en las tres dimensiones. En la mayoría de los minerales de arcilla de suelos, los átomos de oxígeno se encuentran desplazados de su posición geométrica ideal. La causa de estos desplazamientos se encuentra en la necesidad de acomodación, consecuencia de la diferencia de calce entre la hoja tetraédrica y octaédrica de los filosilicatos, lo que se logra por distorsión o rotación de los tetraedros y octaedros estructurales. La intervención de moléculas de agua entre capas unitarias o la presencia de cationes, como K entre las láminas de mica, obliga a que los tetraedros roten y se distorsione la hoja octaédrica.

Una situación semejante ocurre en conjuntos de unidades de cadenas donde, en general, pueden establecerse solamente translaciones estadísticas medias que dan la posición relativa probable de unidades de cadenas adyacentes. Tal tipo de orden se llama *para-cristalino* (Wada, 1977).

El concepto de un desorden completo, aún en materiales definitivamente amorfos, como el vidrio, no existe. Las teorías modernas sobre la constitución de los vidrios (Valenkov-Porai-Koshitz, 1936; Porai-Koshitz *et al,* 1955; Trichet, 1970) indican que en ellos la unidad básica, el tetraedro de SiO_4, tiene las mismas dimensiones que en cualquier cristal de silicato, pero la trama no es ordenada, ya que pasa desde microdominios de orden a otros desordenados y *vice-versa,* pero sin variación de su distancia Si-O de 1,62A y el ángulo O-O de $109^{o}28'$. Los dominios de orden son, obviamente locales y no repetitivos (órdenes a rangos cortos) a diferencia de los cristales en que el orden es total y repetitivo.

El Subcomité de la CIPEA* ha recomendado el uso del término "no-cristalino" en lugar de amorfo (Bailey, 1980).

Los materiales no-cristalinos y para-cristalinos son importantes en los suelos, particularmente en los suelos derivados de materiales piroclásticos, e incluyen silicatos de Al y Fe, óxidos, hidróxidos, oxihidróxidos de Fe, Al y Si. Un intento de clasificación de los componentes no-cristalinos ha sido hecha por Pedro (1967) y Brown (1955), reconociendo que, con los conocimientos actuales no es posible lograr un método adecuado para una clasificación satisfactoria.

Los criterios usados en la clasificación de Pedro (1967) son: 1) número de elementos existentes en el gel, aparte del oxígeno, 2) valor de la carga eléctrica en la superficie, 3) organización estructural (tetraédrica u octaédrica), 4) naturaleza de los elementos presentes. Consideran como neutra toda substancia con una carga inferior a 0,1 e/mμ^2. En el Cuadro 1 puede verse la clasificación de estos componentes.

---

* *CIPEA: Association International pour l'etude des Argilles.*

CUADRO 1. Clasificación de los componentes no-cristalinos, según CIPEA (Pedro, 1967)

Número de elementos representados en el gel	Valor de la carga eléctrica superficial	Organización estructural de tipo:	Naturaleza de los elementos presentes (I, II, III...)	Denominaciones clásicas
Geles puros (1 solo elemento)	Nula (< 0,1 e/mμ^2)	Tetraédrico (Te)	SiO_2	Gel de sílice (Opal)
			Al	Gel de alúmina (Kliachita)
			Fe	Gel férrico (Stilpnosiderita) $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$
		Octaédrico (Oc)	Ti	Gel de titanio (Doelerita) $TiO_2 \cdot nH_2O$
			Mn	Gel manganésico (Vernadita) $MnO_2 \cdot nH_2O$
Geles mixtos (varios elementos)	Nula	$Te_I - Oc_{II}$	SiO_2 - Mg	Gel magnesicosilícico
	Efectiva (substancia cargada > 0,1 e/mμ^2)		SiO_2 - Al	Gel aluminosilícico (Alofán)
		$(Te_I - Te_{II}) - Oc_{II}$	SiO_2 - Fe	Gel ferrosilícico (Hissingerita)
			SiO_2 - Mn	Gel manganesicosilícico (Penwithita)

La clasificación de Brown (1955) distingue tres grupos: óxidos, silicatos y fosfatos, asignando la fórmula a cada componente del grupo. La clasificación de Brown puede verse en el Cuadro 2.

2.2.3. Características mineralógicas de los Andosoles

Wada (1980) señala que los análisis mineralógicos de los Andosoles indican: 1) que la composición mineralógica de las arcillas es variable y dependiente del estado de formación del suelo, del horizonte, de la naturaleza petrológica de las cenizas parentales, del espesor de los depósitos de cenizas y otros factores; 2) la formación y transformación de los minerales de arcilla por alteración de las cenizas volcánicas y pómez son profundamente afectados por la acumulación del humus, el cual forma complejos con el Al, Fe y minerales de la arcilla. La aseveración de Wada es aplicable a los Andosoles chilenos.

CUADRO 2. Nomenclatura y clasificación de materiales de arcilla no-cristalinos (Brown, 1955)

Grupo	Nombre del miembro final	Fórmula
Oxidos	Sílice opalina	$SiO_2 \cdot nH_2O$
	Limonita	$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$
	Kliachita	$Al_2O_3 \cdot nH_2O$
	Wad	$MnO_2 \cdot nH_2O$
Silicatos	Alofán	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot nH_2O$
	Hissingerita*	$Fe_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot nH_2O$
Fosfatos	Evansita	$Al_3PO_4(OH)_6 \cdot 7H_2O$
	Azovskita	$Fe_3PO_4(OH)_6 \cdot 7H_2O$

* No hay pruebas definitivas de la presencia de hissingerita en suelos (E. Besoain, 1984).

El Cuadro 4, Capítulo 1, Los Suelos, de este libro muestra la composición mineralógica de las arcillas en relación a la edad. En suelos de hasta 25.000 años hay predominio de alofán, imogolita o componentes para-alofánicos en las formaciones más jóvenes. Sin embargo, la haloisita ya se advierte en suelos como Santa Bárbara, con una edad probable de 5-8.000 años; en general, esta especie se incrementa con la edad del suelo, hasta culminar con el reemplazo completo del alofán por haloisita en los suelos Rojo Arcillosos, más antiguos. En todos los suelos, independientemente de la edad, se identifican minerales de 14A como clorita, vermiculita y esmectita o interestratificados de estas especies. La gibbsita no se encuentra en los suelos más jóvenes, pero sí en los de edad mediana y madura. Existen, sin embargo, excepciones, como se verá posteriormente.

En las arcillas de los suelos volcánicos se han identificado numerosos componentes pudiendo, a grandes rangos, agruparse en silicatos, óxidos y complejos húmicos, de naturaleza cristalina, no-cristalina y para-cristalina, como se muestra en el Cuadro 3.

2.2.3.1. ALOFAN E IMOGOLITA

Alofán es un nombre proveniente del griego $\alpha\,\lambda\,\omega\,\varphi\,\alpha\,\nu$ y significa "aparecer" u "otro" en referencia al cambio frecuente que experimenta desde un material de apariencia vítrea a otro terroso, de acuerdo al grado de hidratación. Fueron Stromeyer y Hausman, en 1816, quienes dieron el nombre de alofán a un material encontrado en las grietas y fisuras de algunas margas (Grim, 1968). En el año 1934, Ross y Kerr, usando métodos como ATD, ATI, RX y AQ definieron su composición y algunas de sus propiedades. Uno de los primeros trabajos específicos sobre alofán de suelos y sus propiedades fue aquel de Birrell y Fieldes, en 1952 "Allophane in volcanic ash soils".

CUADRO 3. Componentes principales identificados en las arcillas de los Andosoles (Besoain y Sepúlveda, 1983)

Grupo	Naturaleza	Nombre
Silicatos	No-cristalina	Alofán
		Componentes para-alofánicos
	Para-cristalina	Protoimogolita
		Protoimogolita-alofán
		Imogolita
	Cristalina	Haloisita-10A y 7A; Caolinita
		Minerales 2:1 y 2:2 y sus interestratificados
Oxidos	No-cristalina	Oxidos no-cristalinos de Fe, Al y Si
	Cristalina	Oxidos cristalinos de Fe, Al y Si
Complejos órgano-metálicos	No-cristalina	Complejos húmicos de Fe y Al

En Chile, la existencia de alofán en varios Trumaos, como la serie Santa Bárbara, Arrayán, Osorno, Puerto Octay, etc., fue comprobada en 1957 (Besoain, 1958).

Más que una especie, el alofán representa una serie de minerales muy afines, con un rango de composición variable entre SiO_2/Al_2O_3 1,0 - 2,0. No se cuenta con un método eficiente para separar fases de alofán puro de otros componentes usualmente asociados a él, como los componentes para-alofánicos, protoalofanes, protoalofán-imogolita, algunos óxidos hidratados, etc., de modo que debe siempre considerarse esta circunstancia. Esta "serie" alofánica implica, probablemente, un rango de orden-desorden.

Van Olphen (1971) definió los alofanes como "miembros de una serie natural de aluminosilicatos hidratados con un amplio rango de variación en su composición química, caracterizados por órdenes a rangos cortos, por la presencia de enlaces Si-O-Al y por una curva de ATD que produce una reacción endotérmica y exotérmica a baja y alta temperatura respectivamente sin un endotérmico intermediario".

Los alofanes son aluminosilicatos no-cristalinos constituidos por alúmina, sílice y agua en proporciones variables. Algunos análisis químicos de arcillas alofánicas e imogolíticas de suelos chilenos

y japoneses se muestran en el Cuadro 4. Usualmente el alofán de suelos contiene algo de hierro, una parte del cual es probablemente hierro estructural. Mediante espectros de resonancia de electrones, Kitagawa (1971) demostró que en alofanes japoneses parte de los átomos de Al están reemplazados por Fe.

Iimura (1969) calculó la fórmula estructural del alofán cuyo contenido de silanoles la determinó mediante el consumo de $Ba(OH)_2$, como: $(OH)^{I}_{0,86}O^{I}_{1,61}Si_{1,33}O^{II}_{1,23}Al_2(OH)^{II}_{4,77}$. En esta fórmula O^{I} y O^{II} representan oxígenos en las uniones Si-O-Si y Si-O-Al respectivamente y los $(OH)^{I}$ y $(OH)^{II}$ representan los grupos hidroxilos unidos al Si y Al.

La imogolita fue descubierta y caracterizada por Yoshinaga y Aomine (1962a, 1962b) en un suelo derivado de cenizas volcánicas vítreas de Japón, conocido con el nombre local de "Imogo". Esta especie ha sido posteriormente objeto de numerosos estudios desde el punto de vista estructural y físico-químico (Aomine y Miyaushi, 1965, Wada, 1967; Wada y Yoshinaga, 1969; Russell *et al,* 1969; Wada y Greenland, 1970; Wada, Eto y Wada, 1979; Parfitt, 1980; Farmer *et al,* 1977, 1979 Farmer, 1979; Farmer *et al,* 1978; Cradwick *et al,* 1972). La imogolita ha sido identificada en suelos de cenizas volcánicas de numerosos países asociada usualmente a alofán: Nicaragua (Colmet-Daage, *et al,* 1970), Ecuador (Colmet-Daage *et al,* 1969), Chile (Besoain, 1969) Camerun (Sieffermann y Millot, 1969; Sieffermann, 1973), Nueva Zelanda (Furket y Fieldes, 1968; Parfitt *et al,* 1983), etc. Además, la imogolita se ha encontrado en suelos de origen no-volcánico en Escandinavia (Alberto y Jaritz, 1966), en Podzoles de Canadá (Ross, 1980), de Escocia (Tait, *et al,* 1978), etc. Todo los antecedentes indican que, indudablemente, la imogolita tiene un espectro de distribución muy amplia que excede el marco de los suelos de cenizas volcánicas.

Wada y Yoshinaga (1969) han obtenido una fórmula empírica para la imogolita, que es: $1{,}1SiO_2$ $Al_2O_3 \cdot 2{,}3\text{-}2{,}8H_2O(+)$ y una fórmula de estructura, $Al_8O_4(OH)_{20} \cdot 4H_2O$ $_2$ $Si_8O_{10}(OH)_4$.

Se define la imogolita como un silicato de aluminio hidratado que tiene una morfología finamente fibrosa y propiedades de difracción características. Exhibe órdenes de rango largo, en una dimensión y muchas de sus propiedades químicas y físicas son coincidentes con las del alofán. A diferencia del alofán, que tiene parte de su población de aluminio en coordinación octaédrica y tetraédrica, la imogolita tiene sólo aluminios octaédricos.

2.2.3.1.1. Análisis químico

En Chile han sido analizadas varios cientos de muestras de arcillas de suelos de cenizas volcánicas (Urzúa, 1976; Besoain, 1969; Sepúlveda, 1977). En las arcillas dominantemente alofánicas, las razones SiO_2/Al_2O_3 varían en el rango 1,3-2,0 mientras que en aquellas con dominancia de imogolita, la razón varía entre 1,0-1,3 (ver Cuadro 4). Estos resultados concuerdan con los resultados de Wada y Yoshinaga (1969) quienes determinaron que en las arcillas alofánicas, la razón SiO_2/Al_2O_3 variaba entre 1,3-2,0 mientras que en las imogolíticas ésta fluctuaba en un rango estrecho de 1,05-1,15.

Sin eliminación de los óxidos extractables por el método del ditionito-citrato-bicarbonato (DCB), las arcillas tanto de Trumaos como Ñadis, tienen contenidos de Fe_2O_3 elevados que fluctúan entre 4 - 10%. Cuando estos óxidos se extraen, el contenido baja a 0,5 - 2,0%.

CUADRO 4. Composición química de la fracción alofán e imogolita separada de Andosoles chilenos (G. Sepúlveda, 1977)

	Alofán			Imogolita	
Elemento	Osorno (100-130) cm	C. Alto (0-8) cm	Puyehue (0-20) cm	C. Alto (0-8) cm	Puyehue (60-90) cm
SiO_2	28,00	29,67	28,84	27,16	25,67
Al_2O_3	28,91	28,91	29,86	31,76	33,65
Fe_2O_3	1,03	2,46	1,43	2,23	1,94
TiO_2	0,78	1,52	1,38	2,00	1,70
CaO	—	—	—	—	—
MgO	—	0,33	—	0,66	0,10
K_2O	—	0,38	—	0,38	0,38
Na_2O *	2,62	3,04	2,79	3,16	0,31
MnO	—	—	tr	—	—
P_2O_5	0,60	0,60	0,50	0,17	0,21
$H_2O(+)$	22,20	23,00	25,40	20,68	21,55
$H_2O(-)$	14,90	8,72	7,70	10,69	12,33
Suma	99,26	98,63	97,90	98,89	97,84
SiO_2/Al_2O_3	1,64	1,74	1,64	1,45	1,30

* Las arcillas están saturadas con Na^+, por eso los valores elevados de este elemento.

No se sabe bien cuál es el significado del hierro. Yoshinaga (1966) informaba que una pequeña cantidad de hierro, fluctuantes entre 0,3-0,9% de Fe_2O_3 permanecía en la arcilla luego de 10 tratamientos con DCB.

Un método químico, desarrollado por Götz y Masson (1970, 1971) ha permitido saber cuales son los grupos de silicato, de bajo grado de polimerización, que se encuentran en las estructuras de alofanes e imogolita. Para ello se transforma el anión silicato en el éter volátil trimetilsilil y luego se cuantifica e identifica el éter volátil por cromatografía gaseosa. Aplicando esta técnica a la imogolita, se obtiene un alto rendimiento del producto volátil, 95% del cual es un éter ortosilicato (SiO_4) y 5% éter pirosilicato (Si_2O_7) (Cradwick *et al*, 1972). En alofanes separados de las series de suelos Mairoa, Egmont y Taupo, de Nueva Zelanda, Parfitt (1980) determinó, por el mismo método, que el producto volátil estaba constituido por 12-18% de grupos SiO_4, entre 4,3-6,9% de grupos Si_2O_7, entre 0,9-2% de grupos Si_3O_{10} y 0,5-1,6% por grupos Si_4O_{12}. Ello significa que, tanto en alofanes como en imogolita, el Si se presenta principalmente como nesosilicatos, es decir, como grupos independientes de SiO_4 y, en segundo lugar, como grupos Si_2O_7, sorosilicatos.

2.2.3.1.2. Difracción de rayos X y fluorescencia

Diversas propiedades del alofán condujeron a la hipótesis de que el Al debería encontrarse parcialmente en estados de coordinación tetraédrica (Al^{IV}) y octaédrica (Al^{VI}) en la estructura de esta especie (Fieldes, 1958, 1962; Fieldes y Schofield, 1960; De Villier y Jackson, 1968; Swindale, 1964). Experimentalmente se demostró la existencia de aluminio en coordinación tetraédrica mediante análisis de espectrografía de rayos X. Egawa (1964) midió la longitud de onda de la emisión KaAl usando la reflexión $2\theta = 142{,}5^{o}$ en minerales que tenían el Al en estados de coordinación muy definidos, incluyendo: Al metálico = 0, anortita = 4, caolinita y haloisita = 6. Como se sabe, la longitud de onda de la línea Ka del Al es dependiente del estado de coordinación, desplazándose según ese número y, por lo tanto, midiendo el desplazamiento puede calcularse el contenido y estado de coordinación del Al. Egawa calculó que la relación Al^{IV}:Al^{VI} estaba en proporción de 40:60. Estas mediciones fueron confirmadas posteriormente por Udagawa *et al* (1969) por el mismo procedimiento, y por Okada *et al* (1975) mediante fluorescencia y análisis de distribución radial. Determinaciones más recientes de Parfitt y Henmi (1980) han reconfirmado que en el alofán el 40% del Al se encuentra como Al^{IV}, mientras que en la imogolita todo el Al se encuentra como Al^{VI}. Henmi y Wada (1976) comprobaron que el contenido de Al^{IV} del alofán se incrementaba desde 20-50% respecto al total de Al a medida que la relación SiO_2/Al_2O_3 aumentaba. En la opinión de Wada (1976), la existencia de Al^{IV} en la estructura del alofán establece diferencias entre la carga negativa y superficie de acidez entre el alofán y la imogolita.

Como consecuencia de su estructura con órdenes sólo a rangos cortos y partículas inferiores a 100Å de diámetro, el diagrama de difracción de rayos X del alofán no exhibe líneas de difracción sino algunas bandas, más o menos difusas y fondo intenso. A medida que disminuye el tamaño de los cristalitos, aumenta la anchura de las líneas de difracción hasta el punto que su definición no se hace discernible; las más fuertes adquieren un carácter difuso, típico de substancias no-cristalinas. Klug y Alexander (1954) indican que, en substancias no-cristalinas, las dimensiones de los cristalitos calculadas a partir de bandas anchas, se encuentran en el orden de una o dos dimensiones, lo cual es muy difícil de interpretar en base a un plan estructural repetitivo, como es el caso del alofán. Sin embargo, no es indispensable que haya una distribución cristalina regular para que se produzcan efectos de difracción y, para el alofán, las informaciones de intensidad en función de 2θ permitirían deducir las distancias interatómicas. Los resultados pueden expresarse como una función de distribución radial en la cual la densidad de los átomos o electrones se especifica como una función de la distancia radial a partir de un átomo de referencia. Tal método fue usado por Warren *et al* (1934) para determinar que cada átomo de Si en el vidrio estaba rodeado por 4 oxígenos a una distancia de 1,62A.

En la Figura 1 puede verse el diagrama de difracción de rayos X del alofán separado del suelo Osorno, X Región, el cual muestra bandas anchas a 3,3A y 2,25A, además de una pequeña inflexión a 14A. Bandas o halos difusos en especímenes geológicos o de otros orígenes han sido determinados a 3,5-3,0A; 2,26-2,08A; 1,45-1,27A; 1,22-1,12A (White, 1953; Caillere y Henin, 1963).

Okada *et al* (1975) obtuvieron curvas de distribución radial diferencial en siete muestras de alofanes naturales, separados de pómez o precipitados por agua de ríos y sintéticos. La comparación de estas curvas con las del gel de sílice y el análisis de los resultados de fluorescencia de rayos X respecto a los estados de coordinación del Al en el alofán, llevó a los autores a estimar que las distancias atómicas del Si-O era de 1,62A, la del Al^{IV}-O era de 1,70A y la del Al^{VI}-O de 1,195A. Concluyeron que las uniones de los tetraedros y octaedros en el alofán producían principalmente

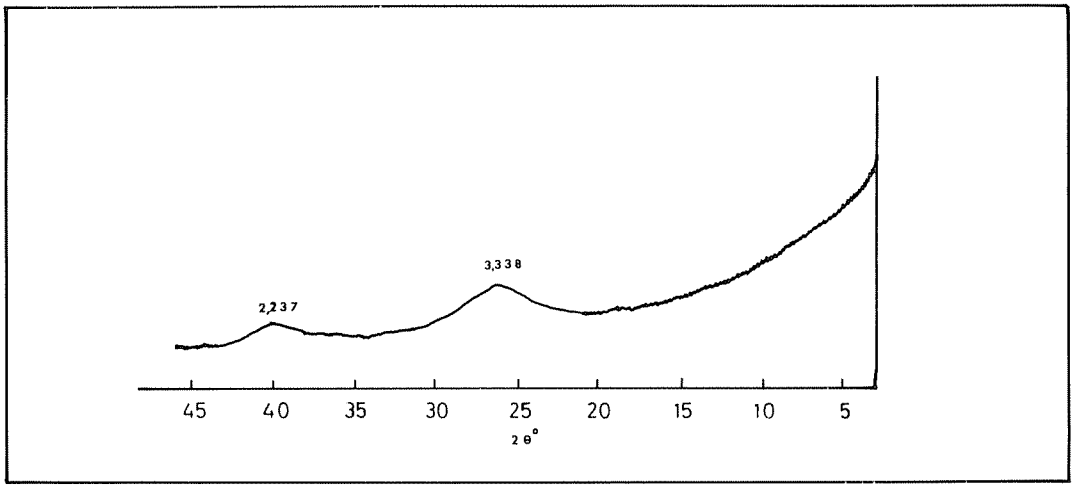


Figura 1. Diagrama de difracción de rayos X del alofán extraído del horizonte AB (25-75 cm) del suelo Osorno. Preparación en forma de polvo al azar (según Besoain y Sepúlveda, 1983).

órdenes en dos dimensiones y era ésta la distribución más adecuada para explicar las curvas de distribución radial.

El diagrama de difracción de rayos X de la imogolita puede verse en la Figura 2, y consiste en varias reflexiones anchas. El máximo más resaltante se encuentra entre 12-20A, usualmente alrededor de 14A, el cual, por calentamiento a 200-250°C se desplaza a 17-18A y no se modifica por solvatación con glicerol. Los diagramas en orientación paralela, exaltan las reflexiones a 12-20A, 7,8-8,0A y 5,5-5,6A respecto a las reflexiones a 3,3A y 2,25A y otras reflexiones menores.

La imogolita experimenta cambios con el incremento de temperatura, los cuales se aprecian en los diagramas de difracción. En la Figura 3a pueden verse las modificaciones que se producen en la imogolita aislada de las capas de pómez de Coñaripe, IX Región, cuando se calienta a 200, 300, 400 y 500°C. La destrucción de la red se produce entre 400-500°C, que es precisamente la temperatura donde ocurre la reacción de deshidroxilación de este mineral.

Algunas determinaciones efectuadas por Besoain (1969) indican que cuando la imogolita se calienta a 1.000°C, se forman nuevas fases minerales que corresponden a transiciones hacia mullita, mientras que el alofán calentado a esa temperatura, exhibe sólo líneas de gamma-alúmina (2,04A; 1,98A; 1,39A...). Por calentamiento a 1.200°C, la imogolita exhibe fuertes reflexiones a 5,4A; 3,4A; 2,7A, que se atribuyen a mullita. A esa temperatura, el alofán muestra líneas de a-alúmina (3,5A; 2,6A; 2,14A; 1,6A...) pero también algunas líneas de mullita (ver Figuras 3b y 3c). El comportamiento al calentamiento del alofán e imogolita corrobora los resultados obtenidos por Yoshinaga y Aomine (1962a, 1962b).

2.2.3.1.3. Microscopía y difracción de electrones

Aunque se ha descrito el alofán como un material no-cristalino sin o con una organización estructural incipiente, las fotografías electrónicas de alta resolución muestran que el alofán consiste en partículas unitarias constituidas por esférulos huecos o anillos, con un diámetro de 35-50A (Kita-

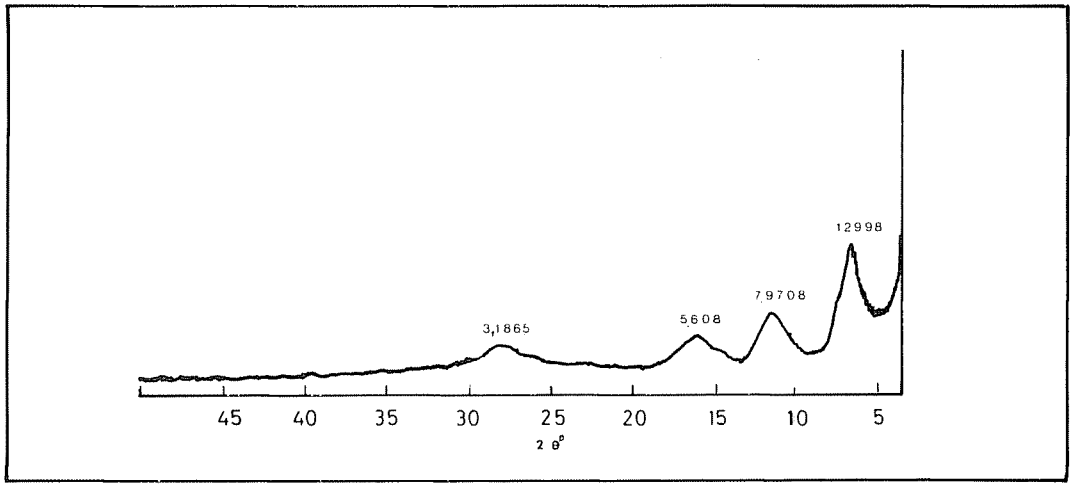


Figura 2. Diagrama de difracción de rayos X de la imogolita extraída de las capas de pómez alteradas de Coñaripe, en las proximidades del borde oeste del lago Calafquén. Preparación en forma de agregados orientados por deposición paralela. Sin calentamiento (según Besoain y Sepúlveda, 1983).

gawa, 1971; Henmi y Wada, 1976). Tal morfología se reitera en todos los alofanes de suelo; sin embargo, algunas variaciones de tamaño y forma en las partículas provendrían de la agregación de los esférulos entre ellos o con otros constituyentes del suelo.

Henmi y Wada (1976) observaron la tendencia de los esférulos de alofán a aumentar y de los tubos de imogolita a disminuir con el incremento de la relación SiO_2/Al_2O_3 de las arcillas desde 0,83 a 1,97, sin variaciones aparentes de la morfología y tamaño de los esférulos. El espesor de la pared de estas esferas huecas, poliedros o anillos de alofán, parece ser similar al espesor de pared de la imogolita, alrededor de 10A o algo menos. En la opinión de Henmi y Wada (1976) el hecho que el alofán exhiba una morfología de esferas o anillos con dimensiones constantes, significa que, probablemente, tienen una distribución estructural común y no pueden ser considerados amorfos.

En la Figura 4 se observa una micrografía electrónica de alofán de baja resolución (x 70.000). Se observan las partículas redondeadas, muy finas, más o menos aglomeradas, entre las que se desprenden fibras de imogolita.

La Figura 5 muestra una micrografía electrónica de alta resolución (x 500.000) en la que se pueden apreciar la estructura fina de los globoides de alofán: anillos de 35-50A de diámetro, que en algunos sectores se ven algo deformados por efectos, tal vez, de la aglomeración de partículas.

En la Figura 6 se muestra una micrografía electrónica de imogolita de baja resolución (x 38.000) en la que se observa la característica morfología de fibras o cabellos muy finos de 100 - 300A de diámetro y algunos miles de ängström de longitud. Comúnmente, en las arcillas de los suelos de cenizas volcánicas coexisten las fibras de imogolita con esférulos de alofán; raras veces con tubos de haloisita.

Observando preparaciones de imogolita con microscopio electrónico de alta resolución (x 500.000), como se ve en la Figura 7, puede comprobarse que las fibras que, con baja resolución (Figura 6) aparecían como fibras únicas, están realmente constituidas por varias unidades filiformes ordena-

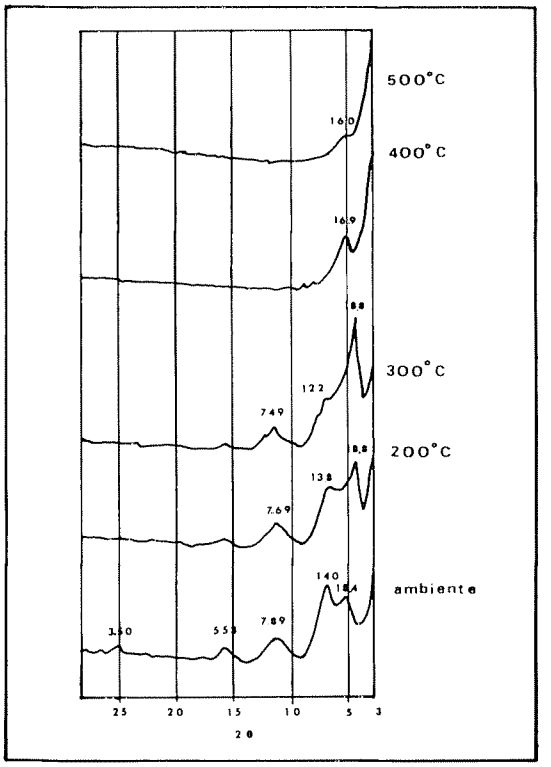


Figura 3a. Cambios que experimenta el diagrama de rayos X de la imogolita, en orientación paralela, calentada a diversas temperaturas: entre 400-500°C la estructura se destruye. Imogolita extraída como películas gelatinosas de los depósitos de pómez de Coñaripe, borde este del lago Calafquén (X Región) (según E. Besoain, 1983).

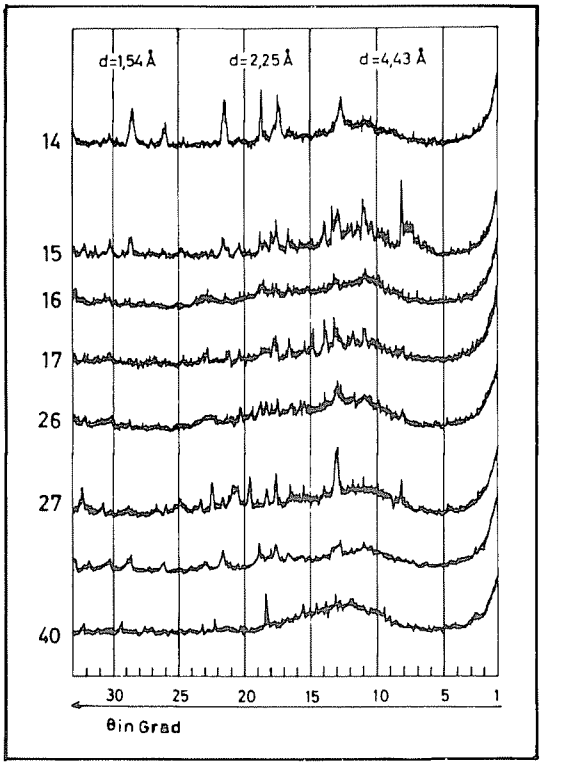


Figura 3b. Diagramas de rayos X de la fracción de imogolita (<0,2μ) calentada a 1.000°C. Muestras 14, 15, 16 y 17 extraída de horizontes Ap (0-20 cm), Bt1 (20-70 cm), Bt2 (70-120 cm) y 2Bt3 (+ 120 cm), del suelo Corte Alto. Muestras 26 y 27 extraídas de las estratas V (145-210 cm) y VI (+ 210 cm) del suelo Puyehue. Muestras 39 y 40 extraídas de la capa de Imogo (Shimombaru, Uremura, Kumamoto, Japón) y del suelo Choyo (Tochinoki, Choyomura, Aso-County, Japón) (según E. Besoain, 1969).

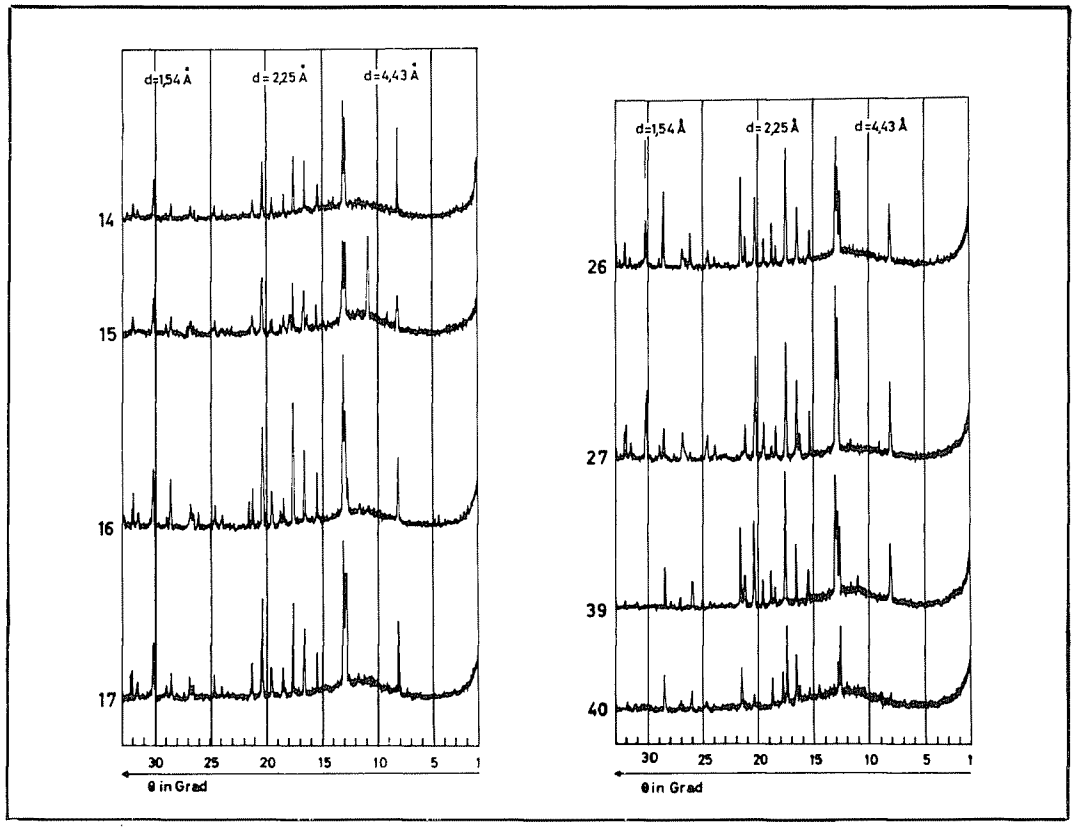


Figura 3c. Diagramas de difracción de rayos X de la fracción imogolita (<0,2μ) calentada a 1.200°C. Las muestras corresponden a las mismas especificadas en la Figura 3b (E. Besoain, 1969).

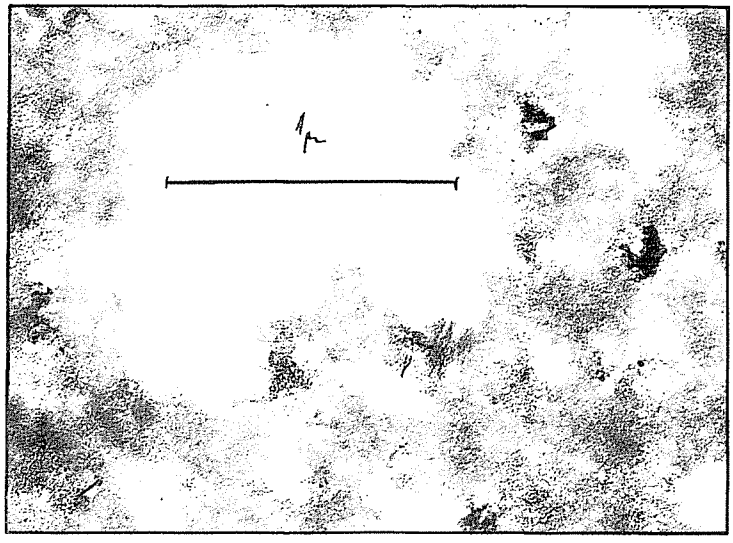


Figura 4. Micrografía electrónica (x 38.000) de la arcilla (<0,2μ) del suelo Puyehue. Se observan partículas de alofán redondeadas, de un diámetro aproximado de 100A, junto a elementos fibrosos (imogolita?) escasos (E. Besoain, 1969).

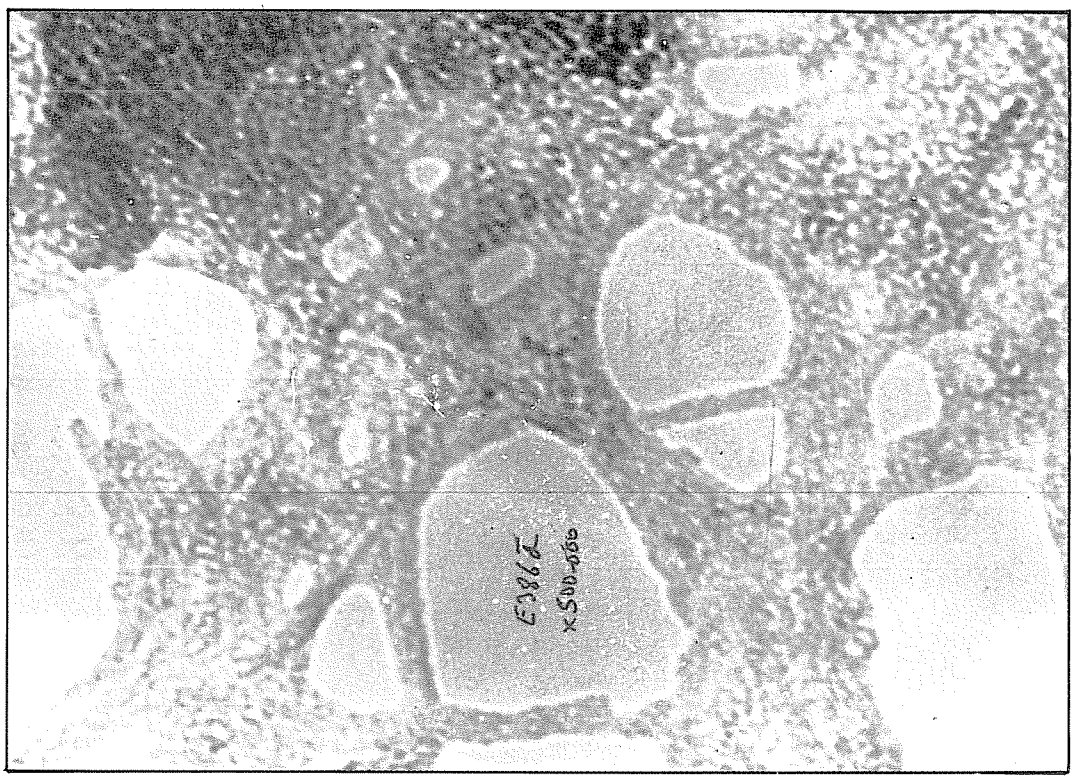


Figura 5. Micrografía de alta resolución (x 500.000) de la arcilla (<0,2μ) del suelo Santa Bárbara. Puede verse la estructura fina de las partículas de alofán, en forma de anillos, agregados, con diámetros de 35-50A. (Micrografía obtenida por el Prof. Yoshinaga, Universidad de Ehime, Japón. Cortesía de F. Colment-Daage, 1978).

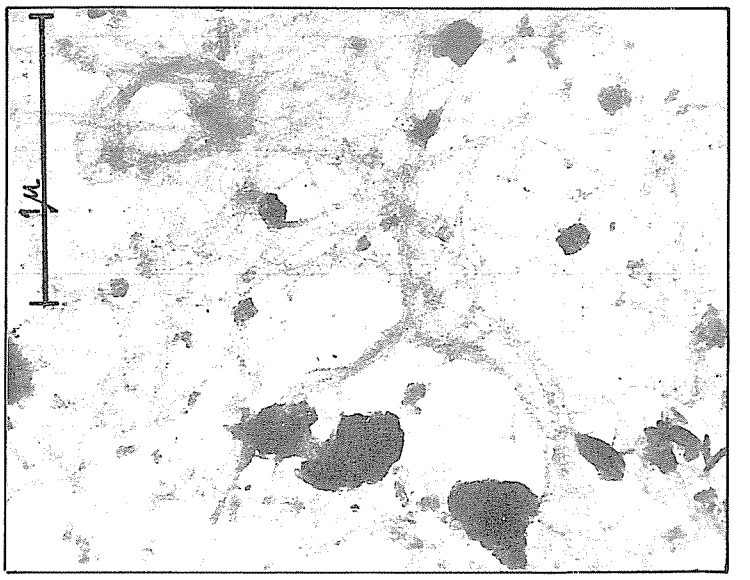


Figura 6. Micrografía electrónica de baja resolución (x 38.000) de la fracción imogolita del horizonte 2Bt3 (86-160 cm) del suelo Corte Alto. El trazo indica 1μm (Eduardo Besoain, 1969).

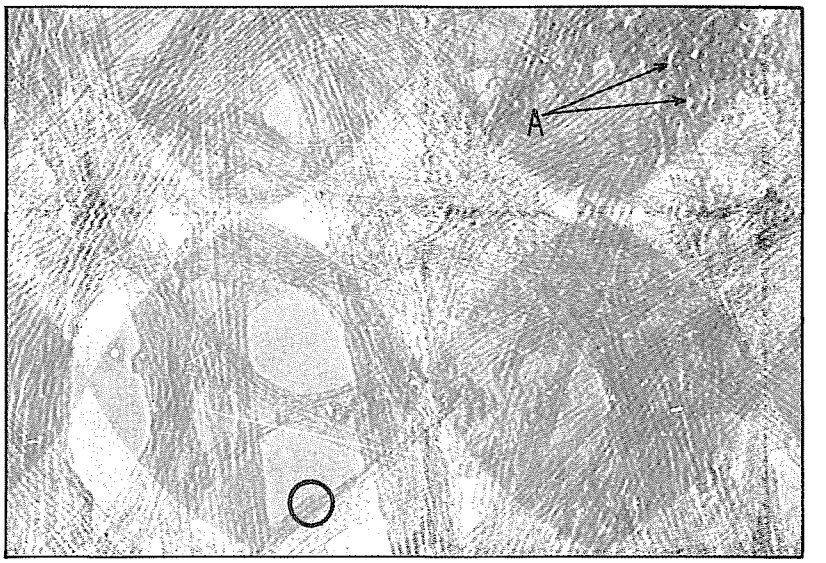


Figura 7. Micrografía electrónica de alta resolución (x 500.000) de la fracción arcilla (<0,2μ) del horizonte 5C (150-180 cm) del suelo Puyehue. Dentro del círculo puede verse un tubo de imogolita seccionado. En los ángulos superior izquierdo y derecho se observan partículas alofánicas en forma de anillos (A). Micrografía obtenida por el Prof. N. Yoshinaga, Universidad de Ehime, Japón (Cortesía de F. Colment-Daage et al, *1978).*

das, unas con otras, en forma paralela. Cada unidad está definida por dos líneas paralelas y un espacio interior, lo que sugiere que la fibra unitaria es un tubo hueco, con un diámetro interno y externo de 10 y 20A respectivamente. Entre las fibras unitarias existe un especio de separación de 18-22A (espacio interfibrilar). Imogolita embebida en resina metacrilato, seccionada normalmente al eje longitudinal, muestra claramente los anillos de sección con los diámetros internos y externos indicados (Wada *et al,* 1970). Las fibras de imogolita nunca se encuentran aisladas sino pareadas. En la Figura 7, además de los haces de imogolita se observan anillos alofánicos aglomerados y, en el círculo, un tubo roto.

La aplicación de la difracción de electrones a los minerales de baja cristalinidad son muy útiles ya que proporcionan mejores informaciones que sus homólogos de rayos X.

El alofán da dos reflexiones de anillos anchos, con intensidad máxima a 3,3 y 2,25A (Wada y Yoshinaga, 1969).

El diagrama de difracción de electrones de la imogolita muestra tres arcos de difracción agudos a 4,1; 4,2; 2,1 y 1,4A sobre el meridiano, que es paralelo al eje longitudinal de la cadena unitaria. En la región ecuatorial aparecen tres arcos de difracción anchos que corresponden a aquellos que se observan en los diagramas de difracción de rayos X en forma de agregados orientados. Junto a esas direcciones principales, aparecen una serie de arcos y anillos de difracción. En muestras de imogolita sin orientación preferencial, se observan una serie de anillos a 1,40; 2,12A-2,3A (ancho); 3,3 (ancho); 3,72A-4,15A; 5,7A (ancho); 7,8A (ancho); 11,8A y 21-23A (Russell *et al,* 1969); Wada y Yoshinaga, 1969). En muestras orientadas, el alineamiento de las fibras determina un fuerte arqueamiento de algunas reflexiones a 1,40-2,12A y 4,15A sobre el meridiano y a 5,7-7,8A

y 11,8A sobre el Ecuador, lo cual posibilita la asignación de índices hk a estas reflexiones (ver Cuadro 5). Las reflexiones a 2,1 y 1,4A, con índices 04 y 06 se hacen arcos agudamente definidos sobre la línea paralela a la dirección de las fibras. Las reflexiones a 11,8; 7,8 y 5,7A, con índices 20, 30 y 40 se reducen a trazos sobre un eje normal a la dirección de las fibras. Las reflexiones 4,1; 3,7; 3,3; 3,1 y 2,3A, con índices hk 12, 32, 71 y 63 se resuelven en pares de arco a diversos ángulos en dirección a las fibras. El primer grupo de reflexiones es interpretado por Wada y Yoshinaga (1969) como la indicación de una unidad repetitiva a 8,4A a lo largo del eje del tubo unitario; el segundo grupo de reflexiones las relacionan, estos autores, con la distribución lateral de los tubos unitarios con una separación interfibrilar de 21 a 23A. Parece evidente que la distancia repetitiva de 8,4A a lo largo del eje del tubo se aproxima a la dimensión de la gibbsita (a = 8,624A; b= 5,060A; c = 0,699A = 85°26') y a una circunferencia de 10, 11 ó 12 celdas unitarias modificadas de gibbsita (Wada, 1980).

En la Figura 8 se muestra un diagrama de difracción de electrones de la arcilla del suelo Puyehue, X Región, en la cual, junto a las rayas características de la imogolita a 1,4A, 2,1A, 2,7A y 4,2A se ven las del alofán a 2,1-2,5A y 3,3A.

2.2.3.1.4. Comportamiento térmico

En la Figura 9 se muestran curvas de análisis térmico diferencial (ATD) de un alofán e imogolita separadas del Trumao Ralún y de los depósitos de pómez de Coñaripe, respectivamente.

CUADRO 5. Espaciados (a) y asignación de los índices kl al diagrama de difracción de electrones de la imogolita (según J.D. Russell *et al*, 1969)

Reflexión	d(A)	Intensidad	hkl
1	21	muy fuerte, ancha	010
2	11,5 - 11,8	fuerte, ancha	020
3	7,8	fuerte, ancha	030
4	5,7	débil, difusa	040
5	4,12	muy fuerte, aguda	002
6	3,75	fuerte, ancha	032
7	3,33	débil, difusa	
8	2,32	fuerte, ancha	
9	2,11	débil, aguda	004
10	1,40	muy fuerte, aguda	006

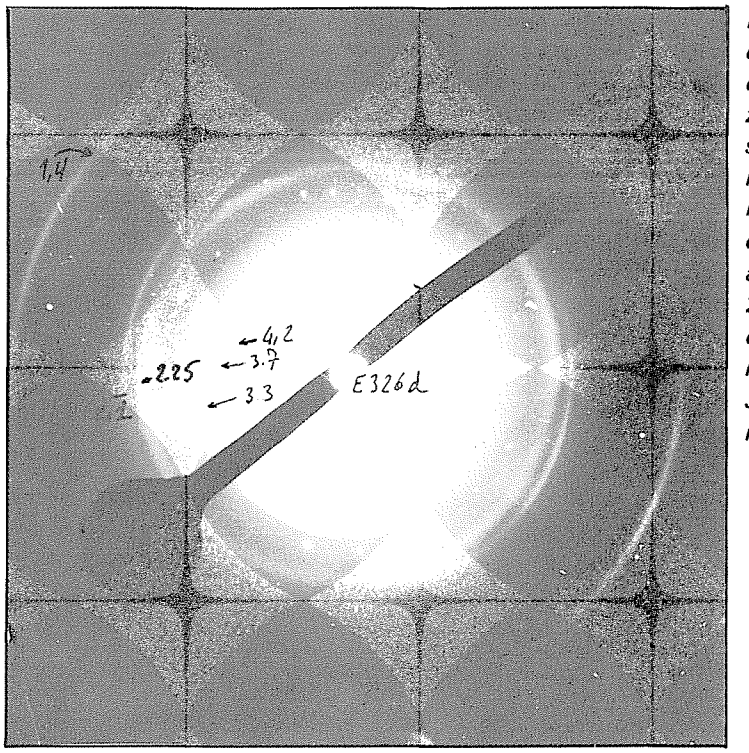


Figura 8. Digrama de difracción de electrones de la fracción arcilla (<0,2μ) del horizonte VC (150-180 cm) del suelo Puyehue, confirmando la presencia simultánea de imogolita (rayas características a 1,4 - 2,1 - 2,7 - 4,2A) y alofán (rayas características a 2,1 - 2,25 - 3,3A). Diagrama obtenido por el Prof. Yoshinaga, Universidad de Ehime, Japón. (Cortesía de F. Colmet-Daage et al, *1978).*

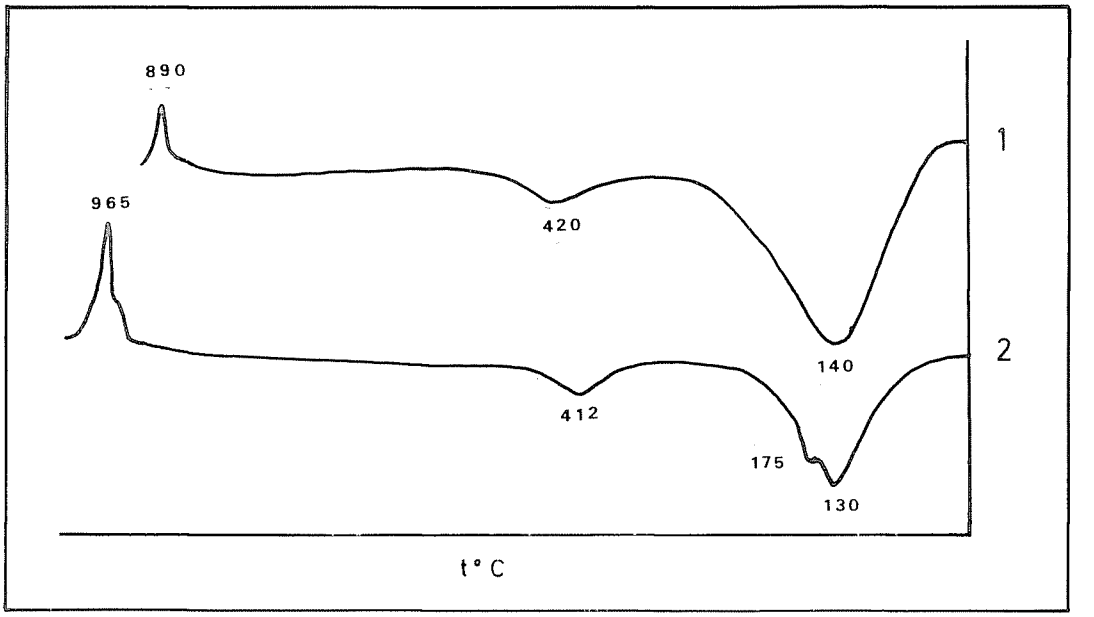


Figura 9. Curvas de análisis térmico diferencial (ATD) de alofán (extraído del suelo Ralún —Horizonte 3C1, 72-92 cm—, derivado de cenizas volcánicas básicas con fuerte adición dacítica y capas alternadas de pómez) e imogolita, proveniente de depósitos de pómez dacítico-riolíticas de Coñaripe, en camino de Petrohué a Ralún, próximo al fiordo de Reloncaví. (Según E. Besoain y G. Sepúlveda, 1984).

La curva de ATD (Figura 9a) presenta una reacción endotérmica intensa entre 50-320°C, con un máximo a 180°C, atribuible a agua higroscópica y, parcialmente a agua hidroxílica y un exotérmico máximo a 900°C debido a una fase de recristalización. En algunos alofanes, esta última reacción es muy pequeña o simplemente no aparece. Parece ser que la intensidad de la reacción exotérmica varía con el catión de saturación con que la muestra ha sido tratada, siguiendo el orden Ca > K = H > Mg > Na, con diferencias de alrededor de 50° para una misma arcilla y tiempo: una arcilla alofánica-Ca produce el exotérmico a 930°C, pero la misma arcilla-Na lo produce a 851°C (Miyaushi y Aomine, 1966). Los productos que se forman en la fase de recristalización, dependen también del catión de cambio que satura el alofán: si es hidrógeno, se produce, generalmente, una nucleación a mullita o gamma-alúmina (Yoshinaga y Aomine, 1962a, 1962b); si es sodio, alrededor de 1.000°C se inicia la formación de compuestos como carneigeita ($NaAlSiO_4$) y B-cristobalita (Besoain y Sepúlveda, 1980: no publicado).

La curva termogravimétrica (TG) del alofán (Figura 10a) muestra una pérdida de peso continua, hasta 700-800°C, debido a la pérdida de agua e hidroxilos. La pérdida más elevada se produce bajo 400°C, extendiéndose entonces, asintóticamente, a la región de las altas temperaturas. Hasta 400°C se pierde alrededor del 17-18% (en base a peso seco a 110°C). Tal reacción corresponde, en gran parte, al endotérmico inicial de la curva de ATD.

La curva de ATD de la imogolita es muy semejante a la del alofán, pero presenta, además, una reacción endotérmica pequeña a mediana y algo abierta, alrededor de 420-425°C, debido a deshidroxilación. Si bien la reacción endotérmica inicial es semejante a la del alofán, la exotérmica, máxima a 940-965°C, es usualmente más aguda, y se debe a la nucleación de mullita o gamma-alúmina.

La curva TG de la imogolita difiere de la del alofán en que presenta dos intervalos de pérdida de peso abruptas. Partiendo de una muestra equilibrada a 56% de humedad relativa, se observa una fuerte pérdida de peso entre la temperatura ambiente y 200°C, menos acentuada entre 200-300°C y nuevamente abrupta entre 300-400°C, para estabilizarse a 600-700°C. El "salto" entre 300-400°C se debe a la deshidroxilación de la imogolita, con la consiguiente destrucción de la estructura. Este último hecho puede corroborarse efectuando difractogramas de rayos X de la imogolita calentada a diferentes temperaturas, como se aprecia en la Figura 3a.

2.2.3.1.5. Espectrofotometría infrarroja

El espectro IR del alofán fue originalmente estudiado por Adler *et al* (1950) y Kerr *et al* (1951). Espectros IR de alofanes de suelos de cenizas volcánicas fueron obtenidos por Fieldes (1955), Fieldes *et al* (1956), Kanno *et al* (1960), Miyaushi y Aomine (1964), Besoain *et al* (1964), Wada (1967), Wada y Greenland (1970), etc.

Los espectros IR son espectros moleculares de resonancia y provienen del movimiento que usualmente implican átomos adyacentes; son más sensibles, por ello, a la distribución atómica independiente de su condición física —sólida, líquida o gaseosa— y su estado cristalino o no-cristalino; es por ello que son particularmente útiles en el estudio de la mineralogía de los Andosoles.

Los espectros IR del alofán e imogolita, como se muestran en la Figura 11, muestran las principales bandas de absorción en tres regiones definidas: 4.000-2.800 cm^{-1}, 1.800-1.400 cm^{-1} y 1.200-200 cm^{-1}. Las bandas de absorción en la primera región, 4.000-2.800 cm^{-1}, se deben a vibracio-

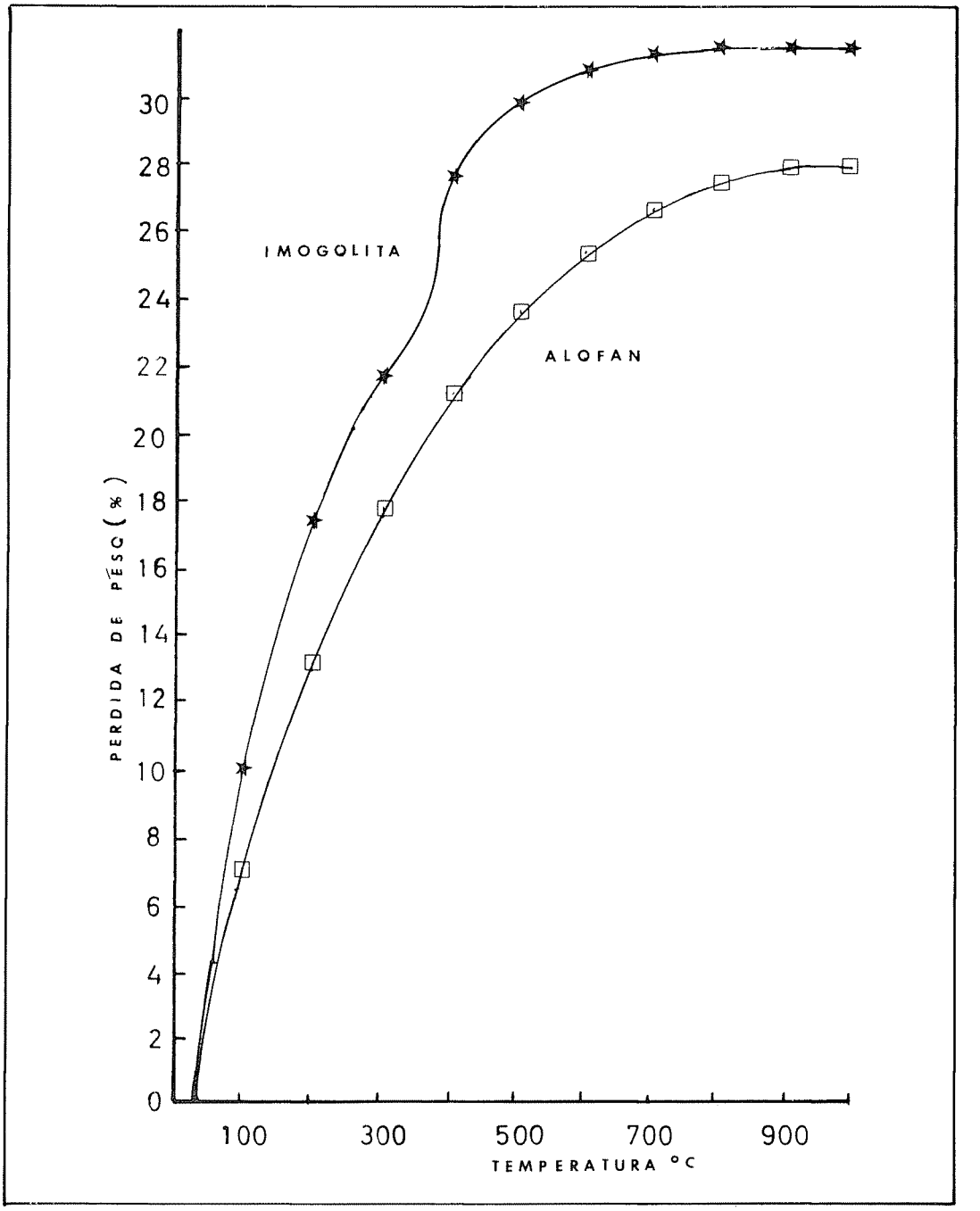


Figura 10. Curvas de deshidratación o curvas termogravimétricas de alofán (<0,2μ) del horizonte BC (100-150 cm) del Trumao Santa Bárbara (VIII Región) y de una imogolita, en forma de películas gelatinosas, extraída de los depósitos de pómez de Coñaripe, en el borde este del lago Calafquén (X Región). Equilibrados, ambos a 56,4% de humedad relativa, in vaquo *(E. Besoain, 1958, 1969).*

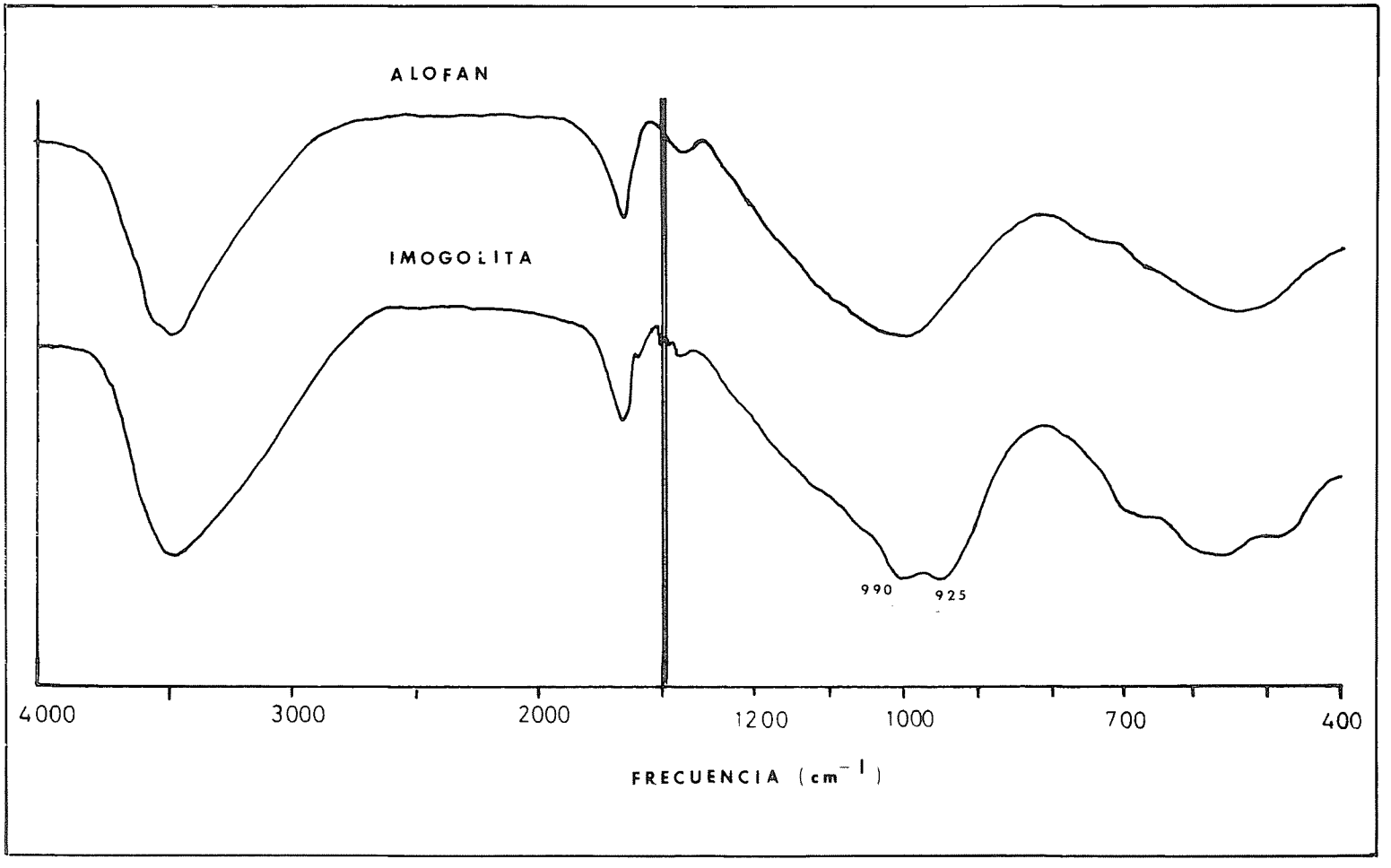


Figura 11. Espectros de absorción infrarroja de alofán e imogolita, separados de la arcilla (<2μ) del horizonte CI (60-90 cm) del suelo Puyehue, X Región (según G. Sepúlveda, 1977).

nes de extensión (stretching) de OH estructurales u OH libres de agua absorbida. En la segunda región, entre 1.800-1.400 cm^{-1}, la banda de absorción se debe a la deformación angular de la molécula de agua, que se produce a 1.630 cm^{-1} o a la absorción de CO_2 o al radical COO^-. Las bandas de absorción en la tercera región, 1.200-200 cm^{-1}, se atribuyen a vibraciones de extensión de Si(Al)O y parcialmente a vibraciones de deformación de Si-OH y Al-OH.

En muchos espectros de imogolita o alofán aparece una banda de intensidad variable máxima a 1.420-1.440 cm^{-1} la cual es debida a material húmico absorbido, productos de la descomposición provocadas por los tratamientos con H_2O_2, a aniones orgánicos como citrato, proveniente de los tratamientos con DCB, que son fuertemente retenidos por estos minerales (Wada, 1977).

Los espectros IR de muestras orientadas exhiben algunas propiedades particulares. Las bandas de la imogolita alrededor de 1.000, 680 y 590 cm^{-1} se intensifican bajo un ángulo de incidencia de 60^o comparadas con un ángulo cero. Debido a que los agregados sedimentados de alofán no muestran efectos de orientación alguno, la intensificación debe provenir de la naturaleza fibrosa de la imogolita.

En referencia a la banda de absorción a 925-930 cm^{-1} de la imogolita, ha sido interpretada como resultante de una elevada proporción de uniones Si-O-Al respecto a las uniones Si-O-Si (Wada, 1966). Por su parte Cradwick *et al* (1972) la atribuyen a la presencia de grupos aislados SiO_4 en la estructura, mientras que Russell *et al* (1969) consideran que esta banda señala la presencia de grupos aislados Si_2O_7 que unen cadenas distorsionadas de Al-O. Los experimentos con cromatografía gaseosa mediante la evaluación del éter trimetilsilil en alofanes e imogolita (Parfitt y Henmi, 1980) han comprobado la existencia de los grupos Si_2O_7 en la estructura.

En la región de 650-1.200 cm^{-1} del espectro IR, se observan diferencias entre el alofán e imogolita, motivadas por diferencias de contenido de SiO_2 y Al_2O_3; ellas también se manifiestan en los componentes para-alofánicos (Wada, 1977). Existe un incremento lineal en la frecuencia del máximo de absorción Si(Al)O en el rango de 930-950 cm^{-1} a 1.040 cm^{-1} con el incremento de la relación SiO_2/Al_2O_3 desde 0,2 a 2,6, un hecho que fue tempranamente puesto en evidencia por Kanno *et al* (1968).

El espectro IR de la imogolita en la región de 4.000-400 cm^{-1} no es suficientemente distintivo para identificarla en presencia de alofán y componentes para-alofánicos, pero la extensión del espectro a las bajas frecuencias, en el infrarrojo lejano, ha revelado que existe una banda de absorción característica para la imogolita a 348 cm^{-1}. Tal banda está ausente en los precipitados de sílice-alúmina hidratada sintética y aparece muy débilmente en los espectros de alofanes naturales provenientes de fuentes diversas. En base a esta banda de absorción a 348 cm^{-1} se puede semicuantificar el contenido de imogolita por mediciones del área de la banda. Existen interferencias entre la banda a 348 cm^{-1} con aquella provocada por silicatos de capa dioctaédricos, como montmorillonita, illita o caolinita, ya que éstos presentan una banda a 350 cm^{-1}. La presencia de estos minerales puede reconocerse por una banda adicional pequeña a 470 cm^{-1} cuya intensidad puede ser usada para corregir su contribución a la banda a 348 cm^{-1}.

La deuteración de la imogolita y el alofán proporciona informaciones sobre el estatus de los grupos OH y el agua absorbida, y la facilidad con que se cambian por completo los grupos OH por OD, significa que tanto los hidroxilos como las moléculas de agua son accesibles y están localizadas en la superficie. Los cambios de OH $\rightleftharpoons$ OD se comprueban por el desplazamiento de las bandas de absor-

ción de OH hacia la frecuencia de OD (Wada, 1966; Russell *et al,* 1969; Parfitt y Henmi, 1980): las bandas a 3.730, 3.640, 3.583 y 833 cm^{-1} de la imogolita se desplazan a 2.760, 2.690, 2.640 y 690 cm^{-1} y en el alofán, las bandas a 3.467 y 855 cm^{-1} se desplazan a 2.590 y 700 cm^{-1} (Russell *et al,* 1969).

Parece evidente que la accesibilidad de los grupos OH por los grupos OD y la rapidez con que el cambio se produce indica que el alofán tiene una estructura abierta, un hecho concordante con la morfología de esferas huecas o anillos con un grosor de pared de 10A o menos. La existencia de vibraciones de extensión OD a 2.700 y 2.730 cm^{-1} indican que dos tipos de grupos OD están en un ambiente libre, mientras que las otras dos bandas a 2.600 y 2.650 cm^{-1} sugieren que la masa de los grupos OH (OD) en la estructura forman uniones hidrógeno en un amplio rango de energía (Parfitt y Henmi, 1980).

2.2.3.1.6. Análisis por disolución selectiva

Comparados con los minerales de arcilla cristalinos, los minerales no-cristalinos tienen mayor superficie específica y reactividad química y, por lo tanto, son más susceptibles a la disolución química de acuerdo a la composición química elemental (Wada, 1977). Frecuentemente se hace uso de reactivos como el $Na_2P_2O_7$, ditionito-citrato-bicarbonato-Na (DCB), Na_2CO_3, ácido oxálico-oxalato-Na, NaOH, frente a los cuales los constituyentes de las arcillas de los Andosoles, esto es, complejos orgánicos de Al y Fe, óxidos hidratados cristalinos y no-cristalinos de Al y Fe, sílice opalina, componentes para-alofánicos, alofán, imogolita y silicatos de capa, se disuelven en forma diferente.

Precisamente porque los componentes de la arcilla se disuelven selectivamente, conviene caracterizar el material disuelto en forma paralela, para lo cual se usa la fotometría infrarroja diferencial (FIRD). En este método, el espectro que representa la curva IR del material disuelto se obtiene colocando la muestra antes y después del tratamiento específico, en el haz de prueba y referencia respectivamente, de un espectrofotómetro de doble haz. Tal técnica ha logrado demostrar, 1) que la disolución de componentes para-alofánicos, óxidos hidratados cristalinos y no-cristalinos de Al, óxidos hidratados cristalinos y no-cristalinos de Fe se logra mediante el método del DCB; 2) que los componentes para-alofánicos se disuelven con Na_2CO_3 al 2%; 3) que el alofán, la sílice opalina, imogolita, gibbsita, haloisita, silicatos de capa desordenados se disuelven con el tratamiento de NaOH 0,5N; 4) que el $Na_4P_2O_7$ 0,1M disuelve el Fe y Al en complejos orgánicos, y 5) que mediante el ácido oxálico y oxalato de Na 0,15-0,2M, el Fe y Al en complejos orgánicos y en forma de óxidos hidratados cristalinos o no-cristalinos, así como el alofán y los componentes para-alofánicos se disuelven bien, pero sólo medianamente bien la imogolita (Wada, 1977). Los constituyentes para-alofánicos disueltos por DCB y Na_2CO_3 al 2% se caracterizan por el máximo de absorción a 940-980 cm^{-1} y 950-960 cm^{-1} respectivamente (Wada y Greenland, 1970; Tokashiki y Wada, 1972; Wada y Tokashiki, 1972).

Un método de dosificación de componentes amorfos, basado en un procedimiento cinético, ha sido elaborado por Segalen (1968). La muestra se pone en contacto alternativamente con HCl 8N y NaOH 0,5N. Después de este tratamiento se dosifican los elementos extraidos en la solución, construyéndose una curva acumulativa de los elementos extraidos en función del tiempo de ataque. El porcentaje de componentes amorfos está determinado por la ordenada en el origen de la parte rectilínea de la curva. En general, los componentes cristalinos son apenas afectados por tal tratamiento. Colmet-Daage *et al* (1978) aplicaron este método de disolución diferencial a algunos

suelos volcánicos de Chile, incluyendo algunos depósitos de pómez alteradas cuyos resultados pueden verse en el Cuadro 6.

Sadzawka (1982) ha efectuado análisis de disolución selectiva y caracterización por fotometría IR diferencial, de la arcilla de algunos Trumaos. Algunos de estos resultados se presentan, separadamente en este Capítulo. En la Figura 20 pueden verse los espectros IR diferenciales de las arcillas del suelo Vilcún, un Trumao de la X Región.

Parfitt y Henmi (1982) han comparado el método de cuantificación del alofán (Al/Si = 2/1), v. gr., "proto-imogolita"-alofán por espectrofotometría IR versus disolución con ácido oxálico y pirofosfato-Na. Comprobaron que, confirmando los resultados de Fey y Le Roux (1976, 1977) e Higashi e Ikeda (1974), el ácido oxálico-oxalato (Ox-Ox) disuelve el alofán y que el Si extraido por Ox-Ox da una estimación razonable del contenido de alofán si $(Al_o-Al_p)^*/Si_o$ se aproxima a 2 y si como standard para el alofán puro con una relación Al/Si = 2/1 se usa el 14,1% de Si.

2.2.3.1.7. Estructura

(a) Estructura del alofán

La naturaleza del alofán es tal que las determinaciones de la estructura son sumamente difíciles y en el hecho no se dispone aún de un modelo estructural satisfactorio. Sin embargo, el uso de la microscopía electrónica de alta resolución ha precisado la morfología fina y este antecedente, unido al conocimiento sobre los estados de coordinación del aluminio y la composición química del alofán, han permitido deducir una "estructura" probable para las partículas unitarias.

Wada (1967) propuso para el alofán con una razón Si/Al 1/1 una estructura compuesta de una cadena de tetraedros de sílice y otra de octaedros de alúmina compartiendo un vértice de los respectivos tetraedros y octaedros. De Villiers y Jackson (1967) sugirieron un modelo estructural del alofán que incluía un núcleo de sílice tetraédrica (núcleo de "permutita") con substitución isomórfica parcial de aluminio. El núcleo está recubierto por una capa de hidróxido de Al. Posteriormente, Closs *et al* (1969) presentaron un modelo análogo al de De Villiers (1971) con una composición variable entre $0 < Al/(Al + Si) > 1$. En el modelo de Closs *et al,* un núcleo central, constituido por una red tetraédrica de Si con substitución parcial de Al, lleva carga eléctrica negativa, la cual está balanceada por cationes de Al hidroxilado, más o menos polimerizado, dispuestos en forma de cubierta alrededor del núcleo.

Udagawa *et al* (1969) propusieron una estructura molecular para el alofán basada en las analogías existentes en los procesos de transformación térmica de la caolinita y alofán. Se trata, como se muestra en la Figura 12, de una estructura laminar. Es conocido que los cambios en el estado de coordinación del Al durante los procesos de transformación con la temperatura, indican analogías estructurales con la caolinita: durante el proceso de nucleación hacia mullita, se forma, tanto en el alofán como en la caolinita, una fase transitoria de espinela.

---

* *Al_o = Al extraido con Ox-Ox en base a una muestra de arcilla secada a 105°C; Al_p = aluminio extraído con pirofosfato.*

CUADRO 6. Disolución diferencial en algunos suelos Trumao y Pómez alteradas según el método de Segalen (1968) mediante cinco ataques ácido-base (F. Colmet-Daage *et al*, 1978)

Serie	Prof. cm	Lab. N°	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Pérdidas a: 105°C	Pérdidas a: 1.000°C	Resid.	Total	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	Minerales*
Suelos perhidratados con alofán, sin gibbsita											
P. Octay	35-100	312.c	15,96	25,0	8,74	17,70	29,84	1,40	98,40	1,08	A, I
Liquiñe	50-70	321.c	14,02	18,23	16,68	15,60	27,10	7,20	98,80	1,30	A, I
Suelos moderadamente hidratados, sin gibbsita											
Osorno	70-90	323.d	17,47	23,14	11,65	14,20	25,46	7,00	98,90	1,28	A, H
S. Bárbara	100-160	386.d	20,04	23,77	9,91	14,10	21,55	6,00	95 40	1,43	A, I, H
S. Fabián	30-50	379.b	16,60	22,72	11,64	14,34	22,58	11,20	99,10	1,24	A, I, H
Horizontes de pómez alterada											
Ralún	60-80	319	21,91	26,20	4,89	22,00	23,00	2,00	100,00	1,41	I, A
Coñaripe	90-130	346.c	21,46	26,58	5,16	23,50	20,30	5,60	102,60	1,34	I, A
Volcán Chillán	150-180	384.c	19,55	26,46	8,08	22,01	22,89	2,00	101,00	1,25	I, A

* A = Alofán
I = Imogolita
H = Haloisita.

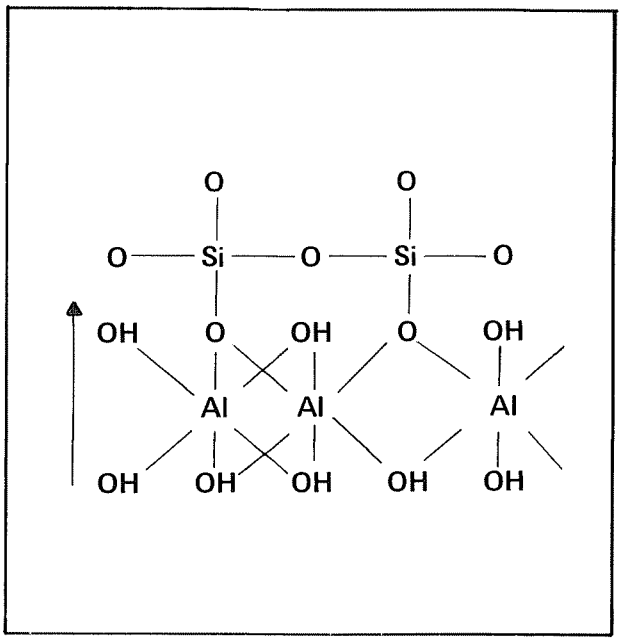


Figura 12. Estructura laminar probable, con analogías a la estructura de la caolinita, sugerida para el alofán. La flecha indica una posición perpendicular a la lámina. Parte de los átomos de Al (40%) deben estar en estados de coordinación tetraédrica (según Udagawa, Nakada y Nakahira, 1969).

Okada *et al* (1975) plantearon un modelo de estructura para el alofán basado en análisis de distribución radial, espectrografía de rayos X y resonancia magnética nuclear (RMN). Junto con confirmar la existencia simultánea de aluminio en estados de coordinación 4 y 6 en el alofán, dedujeron que las uniones entre los tetraedros de Si, y los octaedros y tetraedros de Al, podrían ser de dos dimensiones. La estructura sugerida por Okada *et al* es laminar, semejante a la de la caolinita, con átomos de Si en la hoja tetraédrica parcialmente substituidos por Al. Tal estructura tiene vacancias catiónicas en la hoja tetraédrica en la forma de alofán más rica en Al_2O_3 y en la hoja octaédrica, en la forma rica en SiO_2. En la Figura 13 puede verse el modelo sugerido por Okada y colaboradores.

Es interesante señalar que entre el primitivo modelo de cadenas del alofán sugerido por Wada (1967), el modelo laminar de Udagawa *et al* (1969) y la composición química de los alofanes deducida por Yoshinaga (1966) existen discrepancias apreciables que Brindley y Fancher (1969) trataron de superar elaborando algunos paradigmas. Para ello introdujeron defectos tipo Edelman y Favejee, que requiere OH en lugar del oxígeno normal apical y un H adicional en la unión Si-OH dirigida hacia afuera, o defectos tipo McConnell, en los cuales hay reemplazo de tetraedros de Si por tetraedros de $(OH)_4$ o, lo que es igual, 1 Si por $4H^+$. Brindley y Fancher (1969) sostenían que si las conclusiones de Udagawa *et al* (1969) eran correctas y el alofán tenía una estructura semejante a la de la caolinita, entonces deberían mostrarse defectos agrupados (clustered) con sitios de Si vacantes de modo que diesen la composición usualmente observada en los alofanes. Que la estructura del alofán debe incluir poros, por defectos de estructura, parece ser evidente de acuerdo a las deducciones de Patterson (1977) y Wada (1979). También el modelo de protoimogolita-alofán, de Parfitt y Henmi (1980) construido sobre una base de caolinita, incluye poros creados por omisión de 2Si y 2Al desde seis celdas unitarias de imogolita.

Todos estos modelos de alofán tienen problemas. El modelo de De Villiers (1971), por ejemplo, es difícilmente reconciliable con el tamaño y morfología de las partículas unitarias de alofán

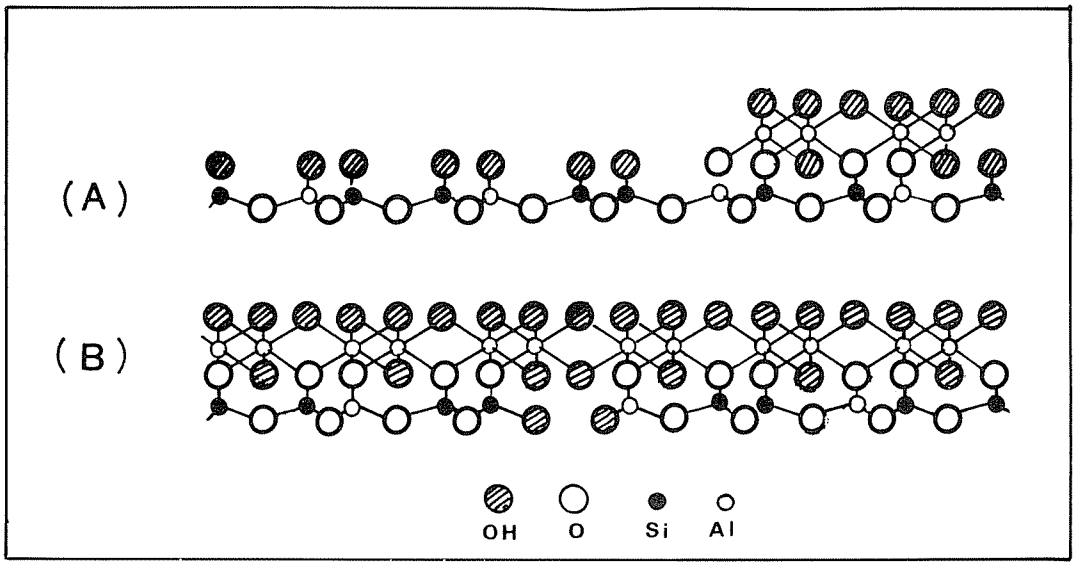


Figura 13. Modelo estructural del alofán. (A): la forma más silícica $2SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot NH_2O$; (B): la forma más alumínica $SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot NH_2O$ (según Okada et al, *1975).*

—esferas huecas, anillos o poliedros— determinadas por microscopía electrónica de alta resolución. Además, cuando se consideran los contenidos relativos de Si, Al^{IV} y Al^{VI} del alofán, la formación de cationes de hidróxido de Al polimérico, compensantes de la carga negativa desarrollada en el núcleo de los modelos de De Villiers (1971) y Closs *et al* (1969), están limitados por el contenido de Al^{VI} (Henmi y Wada, 1976).

La morfología de las partículas de alofán obtenidas por microscopía electrónica de transmisión de alta resolución (TEM) ha variado el esquema estructural. Kitagawa (1971) logró micrografías electrónicas con un instrumento de 100KV y aumentos directos de 50.000x y fotográficos de 200.000x, determinando con precisión la morfología de las partículas, consistentes en una esfera hueca de 55A de diámetro aproximadamente. Henmi y Wada (1976) confirmaron las observaciones de Kitagawa precisando que las partículas de alofán, vistas en dos dimensiones, son anillos con un diámetro externo de 35-55A, pero que, en tres dimensiones, podrían ser esferas huecas o poliedros ya que a menudo las esferas están agregadas y deformadas. El análisis de 16 arcillas alofánicas de composición litológica, edad y origen diferente, determinó que el grosor de la pared era de 10A o algo menos, espesor que concordaba con una estructura de caolín defectuosa.

Wada (1978) propuso fórmulas de estructura para dos miembros finales posibles de alofán, pero ellas no indican una repetición regular de unidades de esta composición a través de la estructura. Así, es posible la presencia de Al en ambas hojas, tetraédrica y octaédrica: la primera propenderá a incrementar el contenido de OH y a disminuir el contenido de H_2O. Estructuras similares al caolín con diferentes defectos estructurales han sido propuestas por varios investigadores: Udagawa *et al,* 1969; Brindley y Fancher, 1969; Okada *et al,* 1975. La posibilidad que la cubierta de la esfera de alofán esté compuesta de unidades de imogolita defectuosa ha sido sugerida por Parfitt y Henmi (1980). Las fórmulas de estructura, como se muestran en el Cuadro 7, indican que más defectos o más discontinuidades de uniones atómicas se presentan en la hoja octaédrica que en la

tetraédrica, lo cual, unido a la presencia de Al^{IV} en la hoja tetraédrica, aumenta el efecto de desajuste entre las hojas tetra y octaédricas estructurales de caolín, provocando el encurvamiento de las capas resultantes como producto de las tensiones internas (Wada, 1979).

Una representación esquemática de la unidad estructural esférica del alofán puede verse en la Figura 14.

El análisis químico elemental de numerosas muestras de alofán indica que éste tiene una relación SiO_2/Al_2O_3 variable entre 1,0-2,0, mientras que la imogolita tiene una relación SiO_2/Al_2O_3 alrededor de 1,0. Aunque el valor de la relación $H_2O(+)/Al_2O_3$ para alofanes de pureza establecida aún no se ha encontrado, para arcillas con alofán dominante, esta relación varía entre 2,5-3,0 (Wada y Yoshinaga, 1966; Iimura, 1969). Para dos alofanes japoneses, Kitagawa (1974) ha obtenido relaciones $H_2O(+)/Al_2O_3$ algo más bajos, entre 1,73 y 1,86.

Los valores de densidad que se han determinado en alofanes con una relación SiO_2/Al_2O_3 de 1,19 y 1,75 son de 2,72 y 2,78 g/cm^3 respectivamente (Wada y Wada, 1977). Determinaciones de Kitagawa (1976) dan valores de densidad de 2,64 y 2,59 g/cm^3 para este mineral. Son ligeramente mayores que la densidad de la caolinita, que es de 2,65 g/cm^3 y mucho mayores que la de los vidrios volcánicos, que es de 2,44 g/cm^3. Wada (1979) considera que la mayor densidad del alofán respecto a la de la caolinita y los vidrios, puede explicarse atendiéndose a la fórmula estructural (ver Cuadro 7). Según Wada, en el alofán las moléculas de agua tienen acceso a todas las vacancias estructurales, las cuales son suficientemente grandes para acomodarlas ya sea en las hojas tetraédricas u octaédricas; en la caolinita y en los vidrios volcánicos, en cambio, existen estas vacancias en hojas tetraédricas y en la red silícica tridimensional respectivamente, a las cuales el agua no tiene acceso. La facilidad de reemplazo de los grupos OH-OD en los alofanes, soporta el concepto estructural señalado, y que todos los grupos OH y moléculas de H_2O unidas son accesibles a las soluciones ambientales.

CUADRO 7. Fórmulas estructurales para la imogolita, alofán y caolinita (según Wada, 1979)

Imogolita	Alofán	Alofán	Caolinita
6OH (- 6)*	4OH, $2H_2O$ (- 4)	2OH, H_2O (- 2)	6OH (- 6)
4Al (+12)	3Al (+ 9)	1Al (+ 3)	4Al (+12)
6 O (-12)	2 0,4OH (- 8)	1 0,2OH, H_2O (- 4)	4 0,2OH (-10)
2Si (+ 8)	2Si, 1Al (+11)	2Si, 1Al (+11)	4Si (+16)
2OH (- 2)	3 0,2OH, H_2O (- 8)	3 0,2OH, H_2O (- 8)	6 O (-12)
a** 1,0	1,0	2,0	2,0
b 2,0	2,5	3,0	2,0

* El número entre paréntesis indica el número de cargas eléctricas.

** a: razón molar SiO_2/Al_2O_3. b: razón molar $H_2O(+)/Al_2O_3$.

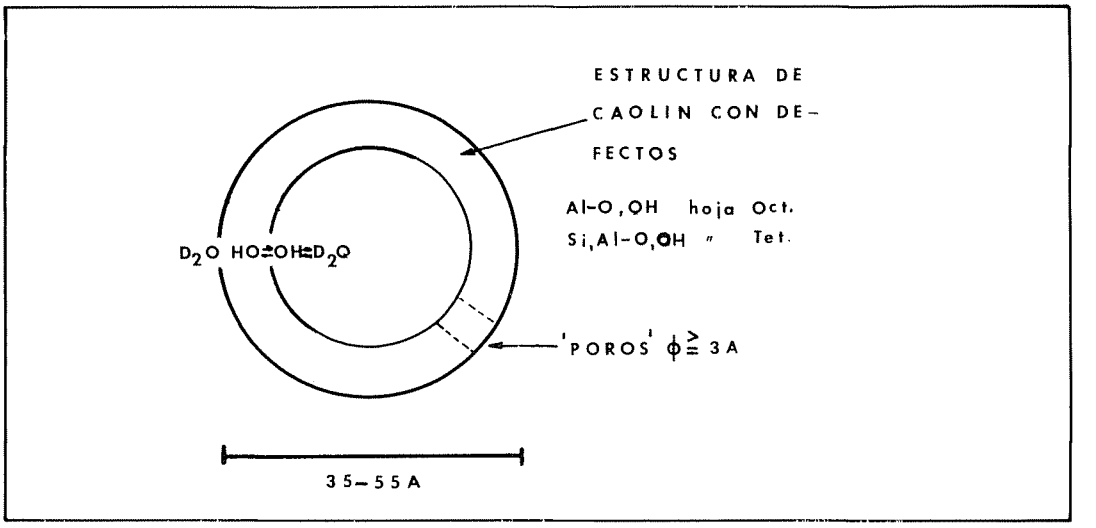


Figura 14. Un esquema de la "unidad de estructura" esférica del alofán (según Wada, 1979).

Wada y Wada (1977) han determinado la densidad en alofanes por el método de "float-sink" usando CH_3-OH, CH_3-$COCH_3$, C_6H_6 y mezclas de CCl_4-$C_2H_2Br_4$ logrando 1,84; 1,94-1,98; 2,35 y 2,35-2,39 g/cm^3 respectivamente, lo que implica fuerte absorción de agua y exclusión de moléculas de $C_2H_2Br_4$ desde los sitios de absorción aptos para las otras moléculas orgánicas. Los espectros IR indican la presencia de agua absorbida en las muestras pero no de CH_3OH y CH_3-$COCH_3$ con las que las muestras habían sido lavadas. En el alofán suspendido en acetona, el contenido de agua era de 10,8% (seco a estufa)*. Wada y Wada consideran que esta agua está retenida dentro de la unidad esférica del alofán, aunque admiten que también el agua coordinada al Al en la pared de la esfera pueda permanecer después de los repetidos lavajes con líquidos orgánicos. Otras consideraciones les llevan a pensar que si el agua no está retenida dentro de la partícula esférica, los datos de densidad indicarían que la pared debe admitir no sólo el paso de moléculas de agua sino de moléculas orgánicas tan grandes como CCl_4 y $C_2H_2Br_4$; además, ello significaría que los defectos en la estructura del caolín deberían estar agrupados y no dispersos coincidiendo en esto con los paradigmas de Brindley y Fancher (1969).

Si bien las micrografías electrónicas de alta resolución proporcionan información morfológica detallada de las partículas alofánicas, no permiten obtener información estructural: con aumentos muy elevados el material se hace inestable frente al haz de electrones. Otra limitante la constituye el poder conocer exactamente el contenido de OH, que es fundamental para deducir la estructura atómica del alofán.

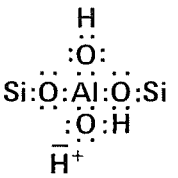
Henmi y Wada (1976) han intentado reconciliar los puntos de vista de Udagawa *et al* (1969), Brindley y Fancher (1969) y Okada *et al* (1975) que sugieren, para el alofán, una estructura laminar semejante a la de la caolinita, con la morfología que se observa en TEM de alta resolución.

---

* *Se admite, para esto, que la porción sólida del alofán tiene una densidad de 2,75 g/cm^3 y que el agua residual tiene una densidad normal (Wada y Wada, 1977).*

Suponen que el alofán, como la caolinita, está constituido por la superposición de tres planos estructurales: oxígeno, oxígeno-hidroxilos y planos de hidroxilos, lo que concuerda con el grosor de pared de 10A de los esférulos. La curvatura sería consecuencia de tensiones internas debida a diferencias de desarrollo y a desajustes geométricos entre las hojas tetraédricas y octaédricas. Entre la caolinita y el alofán persistirían, sin embargo, algunas diferencias en el empaquetamiento de los átomos de oxígeno y grupos OH en las hojas estructurales, como lo confirman las diferencias de reemplazamiento de OH por OD que exhiben estos minerales: mientras en la caolinita el reemplazo de OH por OD es limitado, en el alofán es total. Henmi y Wada (1976) han intentado distribuir los átomos de Si y Al^{IV} en el espacio tetraédrico, entre planos de O y O-OH y los átomos de Al^{VI} en el espacio octaédrico entre planos de O-OH, fijando, para ello arbitrariamente en 4,0 la suma de átomos de Si y Al^{IV} o Al^{VI}. Como se observa en el Cuadro 7, la característica resaltante del alofán sería la presencia de una fuerte proporción de átomos de Al^{IV} en el espacio tetraédrico, independientemente de la relación SiO_2/Al_2O_3 y la presencia o ausencia de posiciones vacantes. La presencia de Al^{IV} en la estructura alofánica determina un exceso de carga negativa, la que, en algunos alofanes podría ser potencialmente muy elevada. Como la CIC de alofanes lavadas con una solución a pH 5 no excede de 50 meq/100 g, ello implica una contradicción. Henmi y Wada (1976) y Wada (1979) sugieren que la compensación de la carga determinada por la presencia de Al^{IV} podría ser simplemente por absorción de protones en la estructura del alofán, es decir, una compensación interna: en la estructura de tres planos descrita anteriormente, el oxígeno apical de un tetraedro conteniendo un átomo de Al^{IV} podría ser substituido por un grupo OH o podría coordinarse a un átomo de Al^{IV} en el espacio octaédrico más cercano y el protón sería absorbido por este grupo OH apical o por oxígeno. El acceso fácil de los protones a estos grupos en solución acuosa se comprueba por la facilidad de reemplazamiento de grupos OH por OD en el alofán. La disociación de protones desde tales posiciones se restringiría por la interacción con la carga negativa, pero se incrementaría por el aumento de pH.

En los minerales de capa como esmectita o vermiculita, la substitución isomórfica de Si por Al crea un exceso de carga negativa que se compensa por retención de cationes de intercambio, independientemente del pH y concentración de electrolitos de la solución. En el alofán, en cambio, la retención de cationes se incrementa con el pH y concentración de electrolitos (Wada, 1977; Wada y Harward, 1974). Esta situación ha sido considerada por Wada (1979) para derivar una fórmula de estructura en la cual el Al de la hoja tetraédrica se encuentra rodeado por tres pares de electrones unidos a oxígenos, como se ve en el esquema:



Este Al requiere un par de electrones adicionales para completar su orbital p y por ello muestra fuerte tendencia a coordinar moléculas con un par de electrones libres como el agua. Tal sistema puede considerarse como un ácido de Lewis el cual, por coordinación con una molécula de agua cambia a un ácido tipo Brønsted. La molécula de H_2O disocia H^+, dependiendo de la extensión de la hidratación bajo condiciones relativamente secas y del pH y concentración de electrolitos en la solución. En la fórmula de la imogolita tales sitios ácidos no se encuentra, de modo que es la disociación de H^+ a partir de grupos Si-OH la que contribuye, probablemente, al desarrollo de la carga negativa.

En general, las fórmulas de estructura del alofán sugeridas por Wada (1979) son concordantes con las evidencias de microscopía electrónica y valores de densidad. Las modificaciones en la capa de caolín, provocadas por el tamaño y forma de la partícula unitaria, y la existencia de defectos estructurales determinaría la ausencia de reflexiones basales y de dos dimensiones en el diagrama de rayos X del alofán así como la anchura y pobre resolución de las bandas de absorción de Si-O-(Al) en la región de 1.100-900 cm^{-1} del espectro IR así como la pérdida de agua continua por calentamiento debido a la deshidratación y deshidroxilación.

Parfitt y Henmi (1980) han llegado a la conclusión que el alofán está constituido por pequeñas esferas huecas, con un área superficial de 800 m^2/g aproximadamente. Los alofanes con una relación molar Al/Si alrededor de 2,0 tienen una estructura de gibbsita, Al-OH-Al, en la superficie exterior y sus propiedades de superficie parecen relacionarse a efectos de esta superficie. Parfitt y Henmi (1980) han calculado, a partir de la absorción de Cl^- que, en promedio, existe un defecto estructural por $640A^2$ y que un esférulo de 40A de diámetro tendría 8 defectos o sitios vacantes por esférulo unitario. El fosfato, por ejemplo, sería un anión especialmente adecuado para acomodarse en estos sitios.

(b) Estructura de la imogolita

Observada al ME con baja resolución, la imogolita aparece como fibras o cabellos alargados con un diámetro de 100-300A y varios miles de ängström de longitud. Observadas con ME a elevada resolución, se comprueba que las fibras que se veían con baja resolución son realmente fibras compuestas, constituidas por elementos tubulares con un diámetro interno y externo de alrededor de 10 y 20A respectivamente, con tendencia a asociarse en paquetes de dos o más unidades en disposición paralela. La mejor fórmula química empírica de la imogolita es $1,1\,SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot 2,3\text{-}2,8\,H_2O(+)$, deducida por Wada y Yoshinaga (1969).

El modelo estructural más elaborado para la imogolita ha sido propuesto por Cradwick *et al* (1972). Se basa en una estructura de gibbsita sobre la cual se disponen aniones ortosilicatos desplazando H desde tres grupos OH que rodean una posición vacante octaédrica en la gibbsita (ver Figura 15). El cuarto enlace Si-O se proyecta sobre la hoja y es neutralizado por un protón para formar Si-OH. Tal estructura requiere considerable acortamiento de la distancia O-O en la posición octaédrica vacante desde alrededor de 3,2A, en la gibbsita, a menos de 3A, en la imogolita, lo cual es adecuado para la adición de un tetraedro de SiO_4. Tal contracción determinaría el acortamiento de la distancia repetitiva de 8,6A, en la gibbsita, a 8,4A en la imogolita y el encurvamiento de la lámina gibbsítica a un tubo. La circunferencia tendría 10, 11 ó 12 celdas unitarias de gibbsita, con el eje b a lo largo de la circunferencia y el eje a paralelo al eje del cilindro. La estructura resultante tiene una composición $(OH)_3Al_2O_3 \cdot SiO_2$ o $SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot 2,5\,H_2O(+)$. Los cilindros unitarios tienen un diámetro externo entre 18,3-20,2A y la separación entre los cilindros unitarios, dispuestos en forma alineada, es de 21-23A. Los elementos de simetría de los cilindros, ignorando las traslaciones a lo largo de sus ejes, son idénticos con aquellos de los grupos puntuales C_{2nh}, con n = 10, 11 y 12. Los ejes de los cilindros son, simultáneamente, ejes de rotación con orden n, ejes helicoidales de orden 2n con desplazamientos c/2 y ejes de rotación-reflexión S_{2n}. Hay planos especulares y planos de reflexión-rotación perpendiculares a los ejes a los niveles que se indican en la Figura 15. Las coordenadas atómicas para las estructuras C_{20h} y C_{22h} dan, ambas, valores razonables para las distancias interatómicas. Las transformadas de Fourier* de las tres estructuras propuestas por Cradwick *et al* (1972) proyectadas perpendicularmente a los ejes de los cilindros, indican intensidades de dispersión muy semejantes.

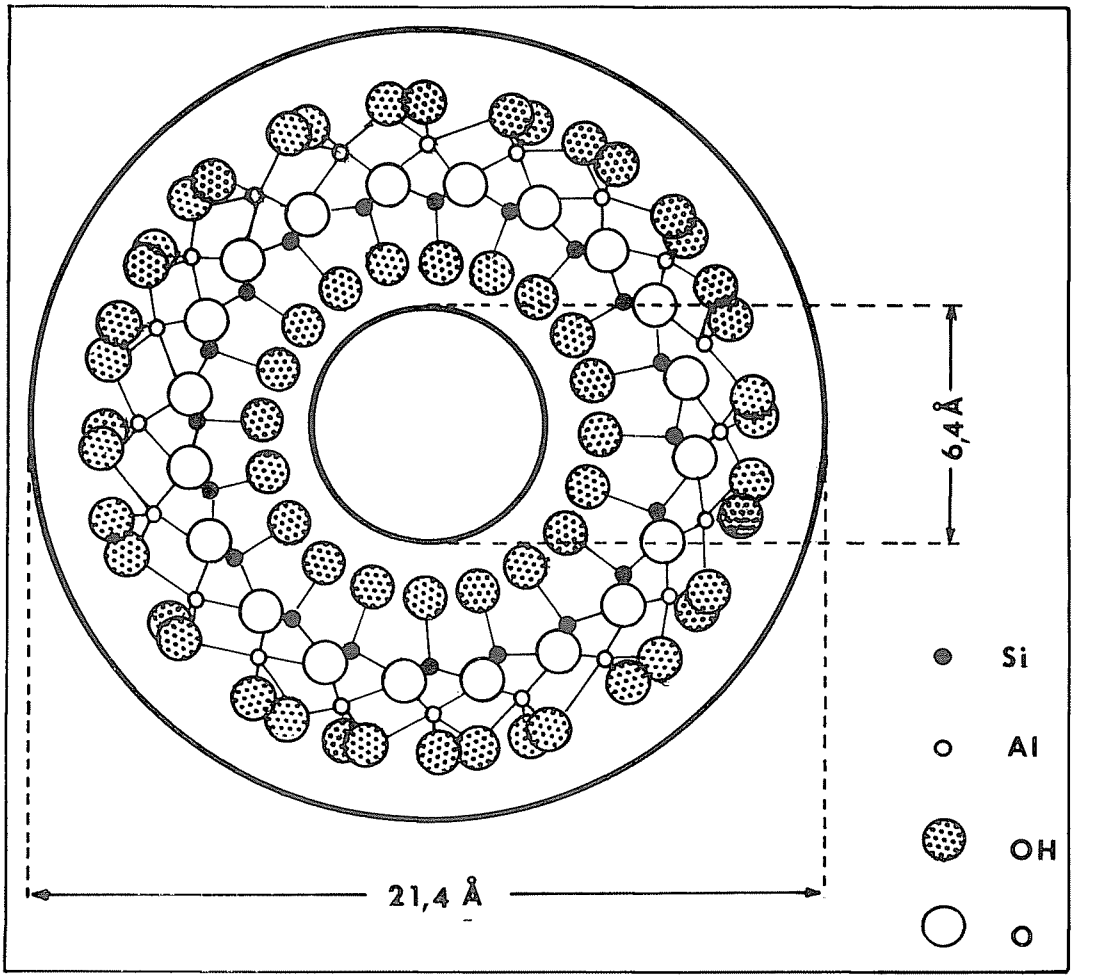


Figura 15. Sección de una fibra unitaria elemental de imogolita basada en el modelo estructural de Cradwick, Farmer, Russell et al, *1972. La lámina de gibbsita –externa– se curva para hacer calzar la lámina de tetraedros de* SiO_3OH.

Cradwick *et al* (1972) sostienen que el modelo de imogolita sugerido, así como el mapa de Fourier*, concuerdan con los análisis de fotometría IR, y con los volúmenes de poros deducidos por Wada y Henmi (1972) a partir de la absorción de amonio cuaternario. Existe concordancia, también, con el diagrama de difracción de electrones, el estado de coordinación octaédrica del Al, la débil acidez, la morfología visible por ME de alta resolución, las características de la carga negativa, etc. Sin embargo, el modelo estructural de la imogolita implica un menor contenido de grupos coordinados de OH y H_2O, hecho que debe considerarse cuando se elaboren modelos más refinados (Wada y Harward, 1974).

---

* *Mapas de densidad electrónica o síntesis de Fourier en dos dimensiones.*

Comparada con el alofán, la estructura de la imogolita tiene menos defectos, lo que podría explicar la reactividad diferente de estos minerales respecto a la admisión de protones o absorción de fosfato. Al respecto, se ha podido comprobar que aunque la imogolita desarrolla una gran carga positiva a pH 4, que alcanza a 35 meq/100 g, medida por absorción de cloruro, no es capaz de absorber más de 12 meq/100 g de fosfato (= 120 um/g). Estos valores son más altos y más bajos que los correspondientes al alofán (Theng, Russell *et al,* 1982).

2.2.3.1.8. Superficie específica

La medición de la superficie específica total (SET) es esencial para la comprensión de las relaciones entre propiedades y comportamiento. Si ello resulta simple en los minerales de capas 2:1, es menos simple en el caso de la caolinita, con desarrollo importante de la superficie de las caras laterales, y más complicado aún en el caso de la haloisita con morfología tubular. Tratándose de minerales no-cristalinos, como el alofán y para-cristalinos, como la imogolita, es bastante complicado asignar el rol real, en términos morfológicos o estructurales de los valores de la superficie específica total (SET), externa (SEE) e interna (SEI).

El alofán está constituido por partículas esféricas muy pequeñas, de alrededor de 50A de diámetro y posee, en consecuencia, una SET elevada. Los valores que se conocen son variables y revelan diferencias de la metodología usada en su determinación, así como los pretratamientos y tratamientos dados a las muestras o a las técnicas de extracción del coloide. Aomine y Otzuka (1968) en alofanes extraidos de Andosoles japoneses, determinaron, en promedio, una SET de 443 m^2/g y una SEE de 160 m^2/g mediante la absorción de EGME y N_2 respectivamente.

La superficie específica teórica calculada para el alofán alcanza, según Wada (1980) a 2.210 m^2/g usando 43 y 50A como diámetros externos e internos de la partícula unitaria de alofán y una densidad de 2,6 g/cm^3. Parfitt y Henmi (1980) calcularon para el alofán una SET teórica de 800 m^2/g basándose en partículas esféricas de 40A de diámetro, una pared de 7A de espesor y una densidad de 2,65 g/cm^3.

Egashira y Aomine 1974, mediante absorción de EGME determinaron para el alofán una superficie de 700-900 m^2/g y para la imogolita 900-1.100 m^2/g en muestras que habían sido liofilizadas y guardadas en P_2O_5. Paterson (1977) determinó por absorción de N_2 que la superficie alofánica tiene poros de 40-200A de diámetro, además de otros de 20A. Wada (1979) ha determinado que el alofán debe tener poros de alrededor de 3A en su superficie. La deducción de Paterson concuerda con la idea de Henmi y Wada (1976) de que la pared de los esférulos de alofán deben tener aperturas que admitan libremente moléculas de agua.

La superficie debe visualizarse desde dos puntos de vista: considerando las partículas unitarias separadas o aglomeradas constituyendo microagregados. El primero lleva a determinar superficies teóricas elevadas: 2.210 m^2/g (Wada, 1980) u 800 m^2/g (Parfitt y Henmi, 1980). Cuando las esferas unitarias se agrupan en empaquetamiento compacto, forman microagregados. Kitagawa (1971) supone que alrededor de las partículas de alofán existe una monocapa de agua absorbida y algo de agua en los espacios que quedan entre las partículas cuando está seco el aire y a la temperatura ambiente. Experimentos de molienda y calentamiento de alofanes derivado de pómez alteradas de Japón llevados a cabo por Kitagawa indican que las partículas unitarias colapsan y se aglomeran, disminuyendo la superficie específica respecto a las mismas muestras no tratadas. Kitagawa obtuvo para los alofanes valores de SET de 598 m^2/g, en muestras sin tratamientos, de 443 m^2/g

en las muestras sometidas a molienda y sólo de 384 m^2/g si las muestras se calentaban a 110°C previamente. Un esquema de los cambios que experimentan los microagregados de alofán se muestran en la Figura 16.

Debido a que una parte del agua absorbida por la imogolita no puede ser desplazada por EGME, la determinación de la SET, tanto en la imogolita como en el alofán, deben excluir completamente el agua previa a la solvatación con EGME (Egashira, Aomine, 1974). Es evidente, sin embargo, que el método de secado —liofilización, calentamiento, deshidratación con P_2O_5— influye fuertemente en el valor de la SET. Egashira y Aomine (1974) señalan que una muestra de alofán secada al aire, en vacío con P_2O_5 y secada a estufa a 105°C daba valores SET de 1.019, 915 y 747 m^2/g. Para una muestra de imogolita secada al aire y en P_2O_5 en vacío, la SET era de 1.218 y 1.103 m^2/g respectivamente.

Las unidades tubulares elementales de imogolita, con diámetros externo e interno de 20 y 10A respectivamente se agrupan para constituir una fibra compuesta con un diámetro variable de 100-300A, como se deduce al comparar fotografías electrónicas de alta y baja resolución. En un modelo idealizado de esta fibra compuesta, la disposición de los tubos elementales, crearían tres tipos de espacios: interunitarios, intraunitarios y epifibrilares, como se aprecia en la Figura 17 (Wada y Henmi, 1972). Entre la SET experimental —alrededor de 900-1.100 m^2/g— y la teórica —1.540 m^2/g— existe una diferencia de alrededor de 30%. Cabe suponer que la absorción de EGME u otras moléculas polares tienen acceso a la periferia del haz y a los espacios interunitarios pero no al interior del tubo. Egashira y Aomine (1974) consideran que el calentamiento de la imogolita a 105°C

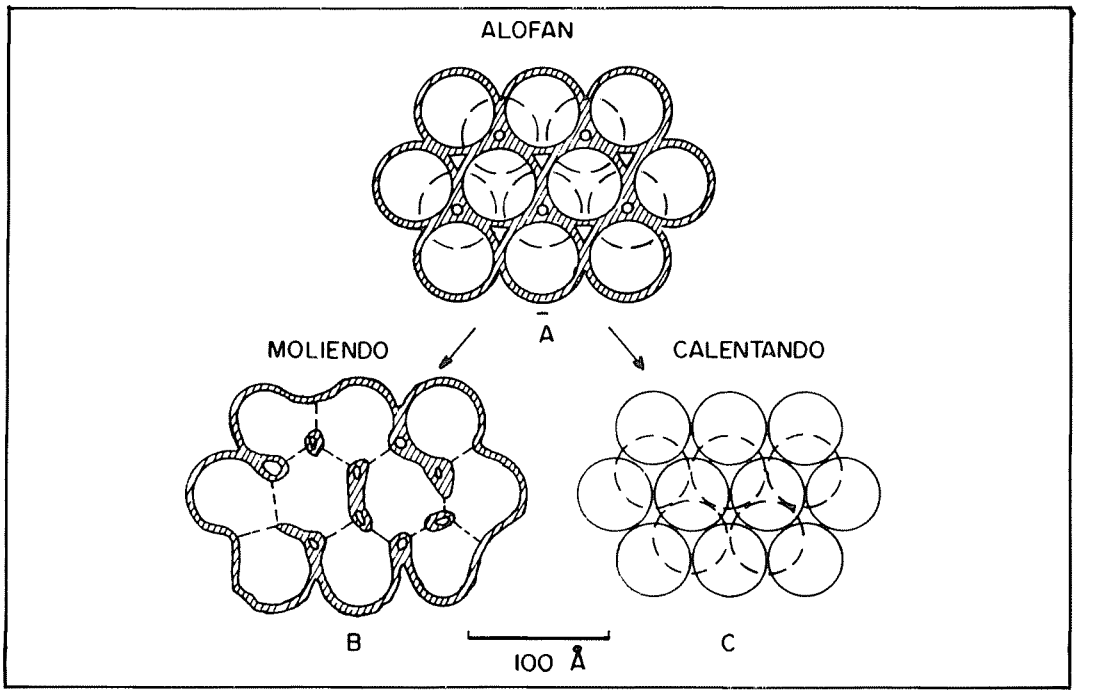


Figura 16. Modelo micromorfológico de microagregados de alofán. A: sin tratamiento; B: molido; C: calentado. Las líneas oblícuas representan la capa de agua (según Y. Kitagawa, 1971).

provoca el colapso de los poros interunitarios, inhibiendo la absorción de N_2 o EGME y que un mecanismo similar operaría en la disminución de la SET del alofán cuando se calienta a 105°C. Wada y Yoshinaga (1969) sugieren que el secado en P_2O_5 en vacío, al aire y el calentamiento a 105°C provocan una redistribución de las unidades de imogolita por eliminación de agua absorbida, pero el EGME y las moléculas de N_2 podrían penetrar dentro de los poros interunitarios de la imogolita secada con P_2O_5 en vacío pero no secada a estufa a 105°C, un hecho que indica diferencias en el estatus de los poros según estas formas de secado.

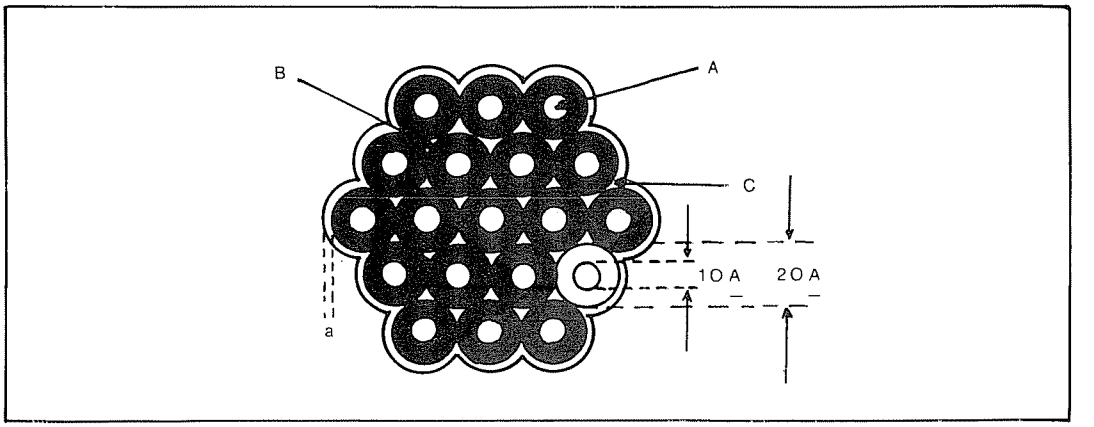


Figura 17. Distribución idealizada de los espacios dejados por el agrupamiento, en un haz, de fibras unitarias de imogolita precalentada. A: poros intraunitarios; B: poros interunitarios y C: espacio epibrililar (basado en la figura de Wada y Hemni, 1972).

Sepúlveda y Besoain (1983) y Sepúlveda (1978), han efectuado determinaciones de SET y SEE en arcillas de Andosoles chilenos, como se muestra en el Cuadro 8. Para los alofanes, la SET promedio, determinada por solvatación con EGME (Heilman *et al,* 1965) era de 424 m^2/g. Los promedios para los alofanes de los suelos Osorno, Corte Alto y Puyehue eran de 423, 377 y 501 m^2/g respectivamente. Para la imogolita extraida de los suelos Corte Alto y Puyehue, los valores promedios de SET eran de 326 y 500 m^2/g y los de SEE de 131 y 178 m^2/g respectivamente, siendo este último valor el 36% aproximadamente de la superficie total. Sepúlveda y Besoain (1983) consideran que la SET obtenida, tanto en las muestras de alofán como de imogolita era afectada principalmente por el método de secado empleado —liofilización— y el uso del catión Na como catión de saturación. La liofilización determinaría el colapso parcial de poros interfibrilares con lo que se inhibiría la absorción de EGME y N_2. En las arcillas liofilizadas, los autores comprobaron el desarrollo de histéresis o secado irreversible, siendo prácticamente imposible la resuspensión de los xerogeles obtenidos como arcillas hidratadas. El efecto histérico se manifestaba en las curvas de ATD, ya que las muestras liofilizadas, dejadas 96 horas en vacío, en una atmósfera de 56,4% de humedad relativa, no se rehidrataban, mostrando un efecto endotérmico pequeño a baja temperatura. El impedimento para absorber moléculas de agua, fuertemente polares, podría actuar también sobre las moléculas de EGME.

El uso del catión Na como saturante de la arcilla tiene un efecto importante sobre la SET, ya que la cantidad de moléculas absorbidas, sean éstas de EGME, glicerol, glicol etilénico, etc., para formar una capa monomolecular, depende no sólo del área superficial sino de la naturaleza del catión de

cambio y su energía de retención respecto a esas moléculas polares. En arcillas homoiónicas, Guyot (1969) observó que la intensidad de retención de moléculas polares sigue el orden $K^+ < Na^+ < Al^{+++} < Mg^{++} < Ca^{++}$. Una sobreestimación del 27% de la SET en montmorillonita-Ca respecto a una montmorillonita-Na fue determinado por McNeal (1964).

2.2.3.1.9. Carga eléctrica y punto de carga cero (PCC)

Las investigaciones de suelos, en general, durante largo tiempo estuvieron dedicadas a observar el comportamiento de los suelos de las regiones templadas, con predominio de arcillas de carga constante. Sólo en las últimas décadas ha comenzado a ser comprendida la química de los suelos con carga variable, representados principalmente por los suelos de cenizas volcánicas y suelos fuertemente alterados de regiones tropicales. En los primeros, las arcillas tienen una densidad de carga relativamente alta, independientemente del medio donde se encuentren (Greenland, 1982).

Desde un punto de vista electroquímico, los minerales de arcilla se agrupan en dos categorías: los que tienen carga constante, como los minerales 2:1, derivada de substituciones isomórficas, y los de carga variable, cuya carga depende fuertemente del pH. El alofán, imogolita y minerales asociados pertenecen a esta última categoría. La carga eléctrica en estos minerales está condicionada a factores intrínsecos, como estructura y composición química y extrínsecos, como pH, temperatura, población catiónica y concentración de la solución, etc. La dependencia del pH de la carga eléctrica de estos minerales ha sido estudiada intensamente (Wada y Ataka, 1958; Harada y Wada, 1973; Wada, 1977; Iimura, 1966; Bowden *et al,* 1980; Parfitt, 1980, etc.), comprobándose que se encuentra unida a procesos de asociación/disociación de protones hacia o desde grupos OH^- pertenecientes a átomos de Al, Fe o Si de superficies aluminol, ferrol o silanol, respectivamente, en la siguiente forma:

$$\underset{\text{más ácida}}{M\text{-}OH_2^+} \overset{H^+}{\rightleftharpoons} M\text{-}OH \overset{OH^-}{\rightleftharpoons} \underset{\text{más alcalina}}{M\text{-}O^-} + H_2O$$

CUADRO 8. Superficie específica total (SET), externa (SEE) e interna (SEI) de alofanes e imogolitas separados de Andosoles chilenos (Sepúlveda y Besoain, 1983)

	Suelo	SET (m^2/g)	SEE (m^2/g)	SEI (m^2/g)
Alofán	Osorno	432	156	277
	Corte Alto	377	151	226
	Puyehue	501	162	339
Imogolita	Corte Alto	326	131	195
	Puyehue	500	178	322
	Kitakami*	700	310	390

* Proporcionada por el Prof. S. Aomine: películas gelatinosas de imogolita de los depósitos de pómez alterada de Kitakami, Kyushu, Japón.

En el sistema alofán-solución, al aumentar la concentración de iones H^+ bajo el PCC, éstos tienden a asociarse a los grupos activos de tipo M-OH constituyendo grupos $M\text{-}OH_2^+$. El incremento de la carga (+) es compensada por absorción de aniones aumentando, en consecuencia, la CIA*. Por el contrario, al disminuir la concentración de iones H^+ o aumentar la cantidad de OH^- sobre el PCC, aumenta la carga (-) por disociación de H^+ desde los grupos M-OH o $M\text{-}OH_2^+$, lo que determina un aumento paralelo de la CIC*. Es por ello que la protonación o desprotonación, condicionada por el pH ambiental, hacia o desde grupos M-OH o $M\text{-}OH_2^+$ determina la carga variable del alofán, imogolita, componentes para-alofánicos o, en general, de los sistemas que exhiben un potencial superficial constante.

Una forma de predecir la evolución de la carga en los minerales de carga variable la constituye el punto de carga cero (PCC), condición de pH en la cual la suma de la carga superficial proveniente de todas las fuentes es cero (Parks, 1967). En términos solamente de la absorción de iones determinantes del potencial (iones D.P.), H^+ y OH^-, la carga de la superficie (σ) para coloides de carga variable se define, según Van Reij y Peech (1972) como:

$$\sigma = e\ (\tau_{H^+} - \tau_{OH^-})$$

en la cual τ_{H^+} y τ_{OH^-} representan las densidades de absorción de los iones DP en meq/100 g y e la carga del electrón. De la igualdad $\tau_{H^+} = \tau_{OH^-}$ se deduce que la carga neta de la superficie es $\sigma = 0$ la cual, por definición, es el PCC. De ello se infiere que en las proximidades del PCC, la superficie de los óxidos puede tener tres tipos de grupos activos: $-OH_2^+$, -OH y $-O^-$ capaces de contribuir a la absorción de iones (Stoop, 1980). Tal consideración es, obviamente, aplicable a los aluminosilicatos de carga variable.

Para el alofán e imogolita, el PCC determinado por vía química, v. gr., titulación potenciométrica o absorción directa de iones, se sitúa entre pH 4,0-6,0 (Sudo *et al,* 1964; Wada y Harada, 1973; Parfitt, 1980; Greenland y Mott, 1978).

Muy unido a los fenómenos de intercambio iónico se encuentra la llamada densidad superficial de carga (DSC) que es el número de cargas eléctricas (-e) por unidad de superficie ($m\mu^2$). En Chile, valores de DSC de alofán o imogolita son escasos. Para alofanes de los suelos Osorno y Corte Alto, Besoain (1969) obtuvo valores de DSC de 3,8-3,85 x 10^4 esu/cm^2 y para la fracción imogolita de este último suelo, una DSC de 6,3 x 10^4 esu/cm^2. En Andosoles de Japón, Aomine y Otzuka (1968) determinaron una DSC de 5,24-5,72 y 3,84-5,09 • 10^4 esu/cm^2 para el alofán y la imogolita respectivamente.

Sepúlveda (1977) y Sepúlveda y Besoain (1983) determinaron el valor de las cargas eléctricas en alofanes e imogolitas de Andosoles chilenos midiendo la absorción de cationes y aniones, a partir de un electrolito indiferente, según el método de Schofield (1949), obteniendo la carga eléctrica neta como diferencia entre las cargas (+) y (-); el PCC lo determinaron gráficamente como el punto de intersección de las curvas de cargas eléctricas versus pH, según el método de Parks y de Bruyn (1962). Calcularon, además, teóricamente el PCC según el método de Parks (1967). La DCS fue calculada como el cuociente entre la CIC y la SET, siendo la DCS = CIC/SET (esu/cm^2).

---

* *CIC y CIA: capacidad de intercambio de cationes y aniones respectivamente.*

Los resultados de distribución de las cargas eléctricas como función de la solución de equilibrio en alofanes de los suelos Osorno y Corte Alto pueden verse en la Figura 18; en el Cuadro 9 se han agregado, al mismo tiempo, algunos resultados obtenidos en alofanes del suelo Puyehue que, por estar restringidos a un margen estrecho de pH no se graficaron. Puede verse que sobre el PCC, a un mismo valor de pH, la CIC es considerablemente mayor que la CIA, en concordancia con las determinaciones efectuadas por Wada y Harada (1969) y Fay y Le Roux (1976). En el horizonte Ap del suelo Osorno, entre pH límites de 7,75 y 2,9, la carga (+) del alofán se incrementa desde 0,8 a 72,4 meq/100 g mientras que la carga (-) disminuye desde 88,0 a 15,4 meq/100 g; en el horizonte IIC, entre pH 7,65 y 3,0, la carga (+) se incrementa desde 0 a 17,1 meq/100 g y la carga (-) disminuye desde 64,4 a 6,3 meq/100 g. En el horizonte Ap del suelo Corte Alto, hay aumento de la carga (+) desde 0 a 14,8 meq/100 g desde pH 10,0 a pH 2,9 y disminución de la carga (-) desde 103 a 10,2 meq/100 g a esos pH. Similarmente, en el horizonte (B) 3b de ese suelo, la carga (+) del alofán disminuye desde 26,1 a 0,6 meq/100 g y la carga (-) aumenta desde 6,9 a 99,6 meq/100 g cuando el pH varía desde 3 a 9,75. Cuando se observa la Figura 18, en la que se muestra la variación de la carga en función del pH, se ve que en los extremos de la escala de pH, v. gr., pH 3,0-9,0, la curva tiende a ser asintótica, absorbiéndose preferentemente el anión o el catión respectivamente. Alrededor de pH 3,0, la pequeña carga (-) tiende a ser independiente del pH y actuar como una carga permanente. En el suelo Santa Bárbara, un Entic Dystrandept, Espinoza *et al* (1975) demostraron la existencia de una pequeña carga (-) permanente, mediante curvas de titulación y retención de NO_3^-. Probablemente el origen de esta carga (-) se encuentra conectada a la presencia de átomos de Al en coordinación tetraédrica. Parks (1967) sugirió la posibilidad que en co-geles de sílice-alúmina-hierro podría existir substitución isomórfica de iones y habría a consecuencia de ello, una carga negativa intrínseca o permanente. La existencia entre 20-50% de átomos de Al^{IV} en la estructura del alofán (Egawa, 1964; Udagawa *et al,* 1968; Okada *et al,* 1975; Wada, 1979, 1980) implicaría un virtual reemplazamiento isomórfico de Si^{4+} por Al^{3+} en los tetraedros, lo que otorgaría una verdadera carga negativa permanente a esta especie. En consecuencia el alofán debería poseer, junto a una carga esencialmente variable y dependiente, una considerable carga isomórfica. Como se ha dicho anteriormente, esta carga isomórfica que para los alofanes con una relación SiO_2/Al_2O_3 entre 1,0 y 2,0 debería ser de 242 y 362 meq/100 g, está inhabilitada, según Wada (1980) por ausencia de soportes experimentales que la justifiquen. Este autor admite que los átomos de Al^{IV} del alofán están coordinados a dos átomos de oxígeno, un grupo OH y una molécula de H_2O siendo esta última la que, actuando como un ácido de Brønsted, liberaría H^+ de acuerdo al pH y concentración de cationes de la solución ambiental. Esto significaría que en el alofán operan fundamentalmente cargas variables.

La relación Si/Al podría influir tanto la carga como el PCC del sistema. Si el alofán posee un pequeño exceso de sílice, como ocurre con algunas muestras chilenas (ver Cuadro 4), ésta le otorgaría carga (-) a bajos valores de pH, pero no sería permanente. Por otra parte, la alta reactividad del aluminol (Al-OH) hacia aniones silicato, permitiría la absorción de estos iones sobre la superficie alofánica, bajando el PCC.

Como puede verse en la Figura 18, la mayoría de las muestras tienen persistencia de una pequeña cantidad de carga (+) sobre el pH 7,0 y aún a valores tan elevados como 9,9 como ocurre con los alofanes del suelo Osorno y Corte Alto.

En referencia a los PCC, es usual que la fracción alofánica exhibe PCC a un pH distinto de los del suelo de los cuales se extrajo y dentro de un rango entre 5,0 y 7,0 (Iimura, 1961, 1966; Sudo *et al,* 1964; Fieldes y Claridge, 1975); sin embargo, también se ha determinado en alofanes PCC a pH

CUADRO 9. Capacidad de intercambio de cationes (CIC) y aniones (CIA), densidad de carga superficial (DCS) en función del pH de equilibrio y puntos de carga cero (PCC) de alofanes e imogolitas de Andisoles chilenos y algunas muestras de referencia japonesa

Suelo y horizonte	Muestra Nº	pH de equilibrio	Carga (meq/100 g) (-) CIC	(+) CIA	Neta	SET (m^2/g)	DCS 10^{-7} (meq/cm^2)	DCS 10^4 (esu/cm^2)	PCC (pH)
			CORTE ALTO						
		2,90	10,2	14,8	+ 4,6		0,30	0,87	
		3,90	16,7	9,8	− 6,9		0,49	1,40	
		4,40	19,0	7,6	− 11,4		0,56	1,63	
		5,35	38,5	4,0	− 34,5		1,13	2,39	
		6,10	52,5	2,7	− 49,8		1,54	4,48	
		6,25	54,5	2,0	− 52,5		1,60	4,66	
Ap	A*−367	6,50	57,2	1,4	− 55,8	341	1,68	4,89	3,6
		7,00	62,0	1,1	− 60,9		1,82	5,30	
		7,80	67,2	0,8	− 66,4		1,97	5,73	
		8,20	72,0		− 72,0		2,11	6,40	
		9,95	96,1		− 96,1		2,81	8,18	
		10,00	103,0		−103,0		3,02	8,79	
		2,90	7,8	15,6	+ 7,8		0,21	0,61	
		3,10	8,2	15,0	+ 6,8		0,22	0,64	
		3,90	14,8	13,4	− 1,4		0,40	1,16	
		5,20	32,5	4,9	− 27,6		0,88	2,56	
A11	A−368	6,25	49,0	2,9	− 46,1	367	1,33	3,87	3,8
		7,00	62,0	2,0	− 60,0		1,69	4,92	
		7,85	73,5	1,4	− 72,1		2,00	5,82	
		9,85	98,1		− 98,1		2,67	7,77	
		10,05	105,0		−105,0		2,86	8,32	
		2,90	8,0	18,0	+ 10,0		0,20	0,58	
		3,10	10,1	17,5	+ 7,4		0,25	0,73	
		3,80	12,6	11,9	− 0,7		0,31	0,90	
		5,00	29,0	3,2	− 25,8		0,72	2,10	
(B)1	A−369	6,35	43,8	1,8	− 42,0	400	1,09	3,17	3,6
		7,00	56,0	1,3	− 54,7		1,40	4,07	
		7,82	70,0	0,6	− 69,4		1,75	5,09	
		9,90	89,5		− 89,5		2,23	6,49	
		3,00	12,6	20,6	+ 8,0		0,31	0,90	
		3,70	21,9	17,1	− 4,8		0,53	1,54	
(B)21b	A−370	5,25	30,0	6,2	− 23,8	411	0,73	2,12	3,7
		7,00	52,0	5,0	− 47,0		1,26	3,67	
		7,80	64,5	4,9	− 59,6		1,57	4,57	
		9,90	89,8	3,5	− 86,3		2,18	6,34	
		3,00	7,0	18,9	+ 11,9		0,18	0,54	
		3,40	9,8	17,3	+ 7,5		0,25	0,73	
		4,00	14,4	10,4	− 4,0		0,37	1,07	
(B)22b	A−371	5,25	32,5	4,8	− 27,7	385	0,84	2,44	3,9
		7,00	58,0	2,8	− 55,2		1,50	4,36	
		7,90	69,0	0,9	− 68,1		1,79	5,20	
		9,80	89,0	0,8	− 88,2		2,31	6,72	

*A: Alofán.

Suelo y horizonte	Muestra Nº	pH de equilibrio	Carga (meq/100 g) (-) CIC	(+) CIA	Neta	SET (m^2/g)	DCS 10^{-7} (meq/cm^2)	DCS 10^4 (esu/cm^2)	PCC (pH)
				CORTE ALTO					
		3,00	6,9	26,1	+ 19,2		0,19	0,53	
		3,70	17,0	18,3	+ 1,3		0,48	1,40	
(B)3b	A*–372	5,10	29,0	4,4	– 24,6	356	0,81	2,36	3,8
		7,00	60,0	3,2	– 56,8		1,68	4,89	
		7,85	75,5	2,1	– 73,4		2,12	6,17	
		9,75	99,6	0,6	– 99,0		2,79	8,12	
				OSORNO					
		2,90	15,4	72,4	+ 57,0		0,50	1,45	
		3,80	28,0	12,0	– 14,0		0,90	2,62	
Ap	A–355	5,15	40,5	2,0	– 38,5	310	1,30	3,78	3,6
		6,35	46,7	1,4	– 45,3		1,50	4,36	
		7,00	56,0	1,1	– 54,9		1,80	5,23	
		7,75	88,0	0,8	– 87,2		2,80	8,15	
		3,10	8,4	15,4	+ 7,0		0,27	0,78	
		5,10	41,5	2,0	– 39,5		1,33	3,87	
		5,55	52,0	1,9	– 50,1		1,66	4,83	
A11	A–356	6,20	64,0	1,9	– 62,1	312	2,05	5,96	3,4
		7,00	76,0	1,8	– 74,2		2,43	7,07	
		8,00	86,3	1,7	– 84,6		2,76	8,03	
		9,00	124,0	1,4	–122,6		3,97	11,55	
		2,90	13,6	50,2	+ 36,6		0,33	0,97	
		5,20	30,4	3,9	– 29,1		0,81	2,35	
A3	A–357	6,10	41,0	1,6	– 39,4	408	1,00	2,92	3,9
		7,00	52,0	1,2	– 50,8		1,27	3,71	
		7,60	59,9	0,8	– 59,1		1,47	4,27	
		3,10	8,4	28,1	+ 19,7		0,16	0,48	
		3,30	9,9	23,1	+ 13,2		0,19	0,56	
		5,00	26,0	7,8	– 18,2		0,51	1,47	
(B)21	A–358	6,15	31,3	5,2	– 26,1	513	0,61	1,77	4,2
		7,00	42,0	4,6	– 37,0		1,82	2,39	
		7,50	53,5	4,2	– 49,3		1,04	3,03	
		9,90	89,8	3,4	– 86,4		1,75	5,09	
		3,30	12,0	18,8	+ 6,8		0,32	0,93	
(B)22	A–359	5,45	49,3	1,0	– 48,3	378	1,30	3,78	3,5
		6,25	49,5		– 49,5		1,31	3,81	
		7,00	54,0		– 54,0		1,43	4,16	
		7,75	62,5		– 62,5		1,65	4,80	
		3,00	6,3	17,1	+ 10,8		0,09	0,27	
		5,35	33,0	2,4	– 30,6		0,49	1,42	
IIC	A–360	7,00	56,0		– 56,0	672	0,83	2,41	3,6
		7,65	64,4		– 64,4		0,96	2,78	
				PUYEHUE					
A11	A–1	5,20	34,5	8,9	– 25,6	493	0,70	2,03	
		6,10	35,7	8,2	– 27,5		0,72	2,10	
AC	A–2	5,15	24,0	9,0	– 15,0	482	0,50	1,45	
		6,15	28,0	8,3	– 19,7		0,58	1,69	
		5,00	17,5	13,6	– 3,9	528	0,33	0,96	
C1	A–3	6,15	22,2	12,6	– 9,6		0,42	1,22	

*A: Alofán.

Suelo y horizonte	Muestra Nº	pH de equilibrio	Carga (meq/100 g) (-) CIC	(+) CIA	Neta	SET (m^2/g)	DCS 10^{-7} (meq/cm^2)	DCS 10^4 (esu/cm^2)	PCC (pH)
				CORTE ALTO					
(B)1	I*–369	2,90	23,5	66,2	+ 42,7	339	0,69	2,02	3,6
		3,50	32,4	33,6	+ 0,5		0,95	2,78	
		3,10	10,4	1,4	+ 1,0		0,53	1,57	
(B)21b	I–370	3,50	21,0	1,0	– 10,0		1,08	3,17	3,3
		3,60	21,2	10,5	– 10,7		1,09	3,20	
(B)22b	I–371	3,50	16,0	13,0	– 3,0	312	0,54	0,49	3,4
		3,60	17,4	12,7	– 4,7		0,56	1,62	
		3,00	19,3	30,5	+ 11,2		0,69	2,02	
(B)3b	I–372	3,50	21,6	14,5	– 7,1		0,78	2,26	3,3
		3,80	22,9				0,67	1,94	
				KITAKAMI					
		4,90	16,0	3,3	– 12,7		0,44	1,28	
III	K_2	6,30	80,0	3,2	– 76,8	700	2,22	6,47	
		7,47	123,0	3,1	–119,9		3,38	9,85	
				PUYEHUE					
A11	I_1	7,00	76,4						
AC	I_2	7,00	78,1			500	1,56	4,54	
C1	I_3	7,00	90,2						
C2	I_4	7,00	70,3						3,1

CIA y CIA: Absorción cationes y aniones desde una solución de NaCl 0,1 N, a diferentes valores de pH (Schofield, 1979).

Carga neta: carga (+) - carga (–).

SET: por absorción de EGME (Heilman y otros, 1965).

DCS: se calculó como el cuociente CIC/SET.

PCC: se determinó gráficamente, como el punto de intersección de las curvas de cargas eléctricas con las de pH (Parks y De Bruyn, 1962).

*I: Imogolita.

(Según G. Sepúlveda y E. Besoain, 1983).

4,0, el cual se encuentra en estrecha relación al contenido de sílice (Greenland y Mott, 1978). En Andosoles chilenos, Sepúlveda (1977) obtuvo valores de PCC variables entre pH 4,2 y 3,4, con promedios de 3,7 y 3,4 para el alofán e imogolita respectivamente. El hecho que estos valores sean casi dos unidades de pH más bajos que los valores usuales citados en la literatura, se considera que han sido fuertemente influidos por: 1) el contenido de sílice de los coloides, 2) el contenido orgánico, 3) la extracción de los óxidos de Fe y 4) la absorción del anión citrato durante la preparación de las muestras.

Sepúlveda y Besoain (1983) calcularon los PCC teóricos mediante el método de Parks (1965, 1967) cuyos resultados se muestran en el Cuadro 9. Para los alofanes e imogolitas chilenos, los valores promedios de los PCC fueron de 4,7 y 5,0 en tanto que para las imogolitas japonesas de referencia –Kodonbaru y Kitakami– el PCC fue de 5,0 y 5,6 respectivamente. No hay que olvidar que el método de Parks supone una distribución homogénea del hierro en las partículas, lo que en realidad no ocurre, ya que al no ser un constituyente estructural, se dispone en forma de películas o

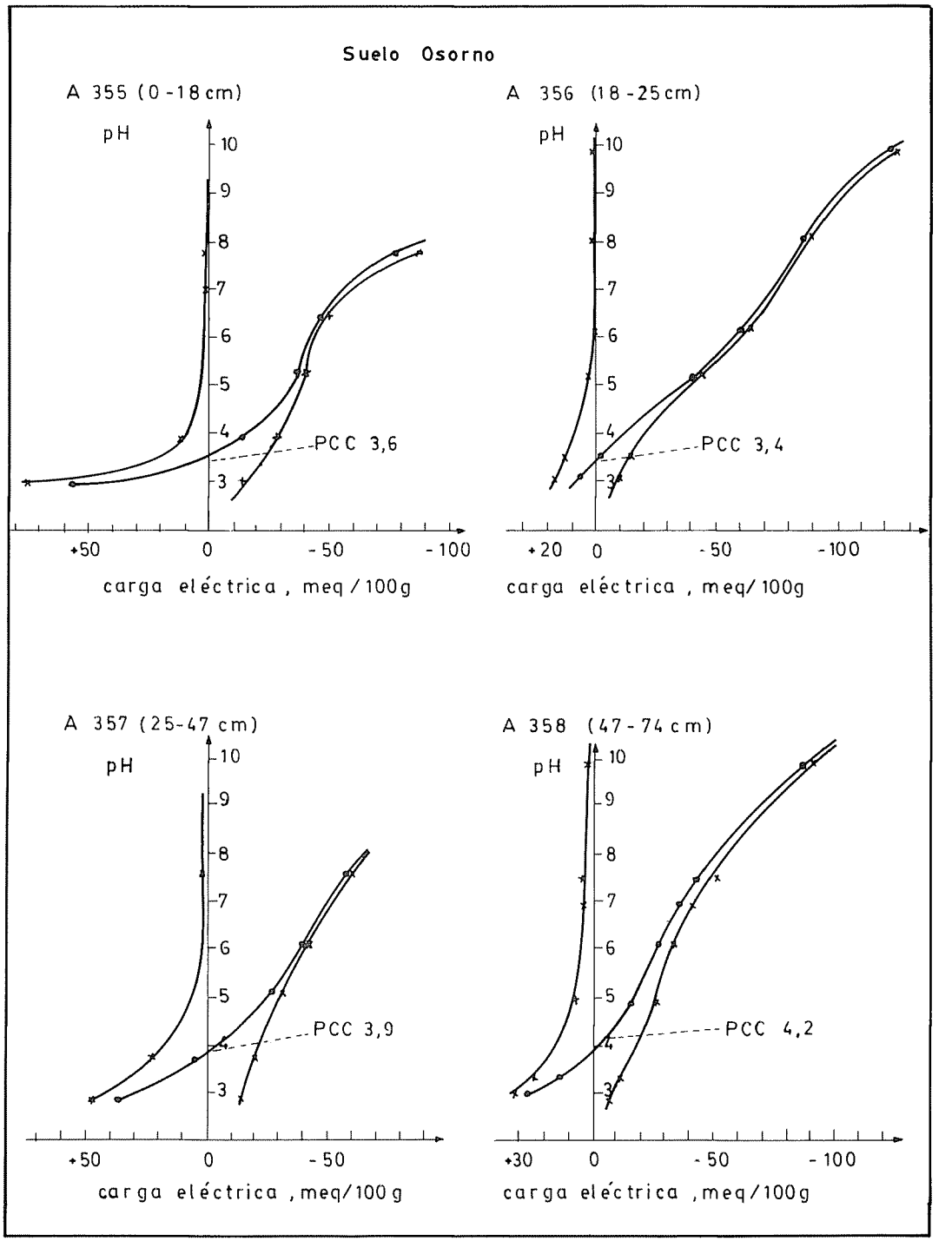


Figura 18a. Distribución de cargas eléctricas de alofanes extraídos del suelo Osorno, según el método de Schofield (1949), mediante NaCl 0,1N. La curva central, con puntos, indica la carga neta; la intersección con el eje de pH, el punto de carga cero (según Sepúlveda y Besoain, 1983).

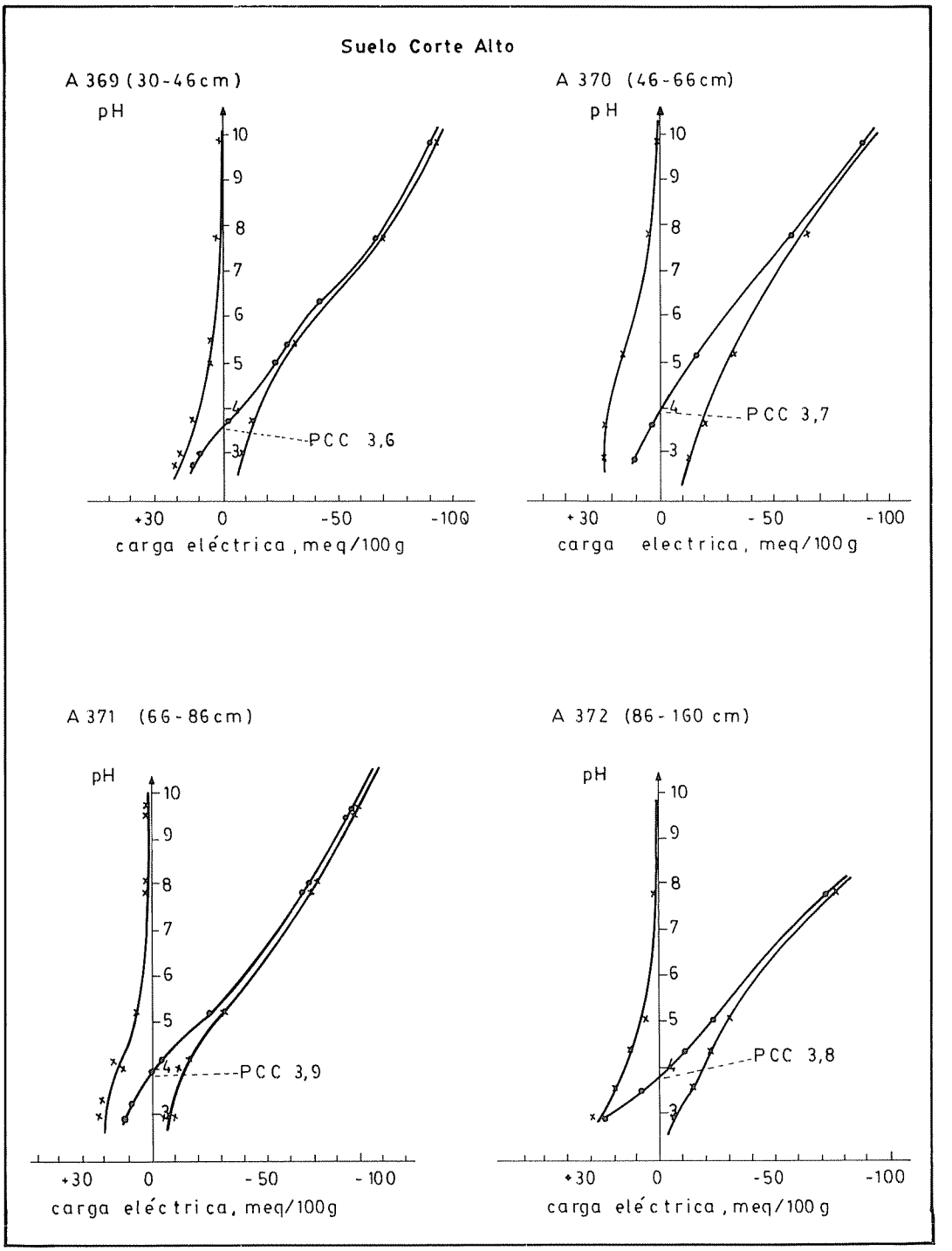


Figura 18b. Distribución de cargas eléctricas de alofanes extraídos del suelo Corte Alto, según el método de Schofield (1949), mediante NaCl 0,1N. La curva central, con puntos, indica la carga neta; la intersección con el eje de pH, el punto de carga cero (según Sepúlveda y Besoain, 1983).

envolturas de recubrimiento discontinuas en las partículas minerales. Experimentalmente, mientras mayor sea el contenido de Fe, las partículas tenderán a adquirir las propiedades del óxido, distanciándose del PCC teórico del alofán e imogolita y, *vice-versa,* en la medida que estos óxidos se extraigan, se irán aproximando a los PCC teóricos, hacia el lado ácido (Escudey, 1978).

2.2.3.1.10. Densidad de carga superficial y capacidad de intercambio de iones

Cuando se grafican simultáneamente la DCS y la CIC de los alofanes en función del pH de equilibrio (Figura 19) se observa una estrecha relación entre ellos, lo que es una consecuencia de la dependencia de la CIC del pH. La CIC de los alofanes de los suelos Osorno y Corte Alto se incrementa, en promedio, 10,6 y 10,8 meq/100 g respectivamente por cada unidad de aumento del pH. La relación entre el pH y la DCS en estos alofanes es estrecha (R^2 = 0,94 y 0,53 respectivamente). En general, en el rango de pH de 5 a 7, la DCS promedio alcanza a 3,7 x 10^4 esu/cm^2, que es algo más baja que la obtenida por Aomine y Otzuka (1968) para alofanes de Andosoles japoneses. Existe, además, una relación inversa entre la DCS y la SET, pero no debe olvidarse que la comparación de estos valores es lícita sólo para un valor determinado de pH, debido a la dependencia de la DCS de la CIC y, consecuentemente, entre la DCS y el pH de equilibrio.

Existe también una relación inversa entre la CIC y la composición química de los minerales, ya que a medida que el contenido de Al_2O_3 aumenta, disminuye la CIC a cualquier pH de equilibrio. Ello parece estar ligado al contenido de Al^{IV} en el alofán. De acuerdo al criterio de De Kimpe *et al* (1961) la CIC de los aluminosilicatos amorfos se incrementa a medida que el porcentaje de Al_2O_3, (v. gr., % $Al_2O_3/SiO_2 + Al_2O_3$) aumenta hasta 20-30 moles (%) es decir, 30-40% en peso, pero sobrepasado este valor, la CIC disminuye. Se supone que el exceso de Al tendría que adoptar estados de coordinación octaédrica (Al^{VI}) por no haber suficientes tetraedros de sílice (SiO_4^{4-}) capaces de preservar, por razones de carga, los tetraedros de Al^{IV} en la estructura alofánica. Es probable, además, que no toda la superficie interna de los agregados de partículas de alofán o imogolita (poros intra e interunitarios) estén físicamente accesibles a las soluciones acuosas (Aomine y Otzuka, 1968), lo que implicaría un impedimento estérico a la disponibilidad de sitios de cambio catiónico en estos minerales, es decir, la CIC estaría afectada por el tamaño de las partículas (Jenne, 1972).

Comparando los valores de DCS versus contenido de Al, v. gr. % $Al_2O_3/SiO_2 + Al_2O_3$ de los alofanes de los suelos Osorno y Corte Alto (Cuadros 9 y 10) a pH 3,0; 7,0 y 9,0 se observa que la DCS disminuye a medida que el contenido de Al aumenta, siendo esta relación más clara a pH ácidos que a pH alcalinos y especialmente en los alofanes del suelo Corte Alto.

Ha sido demostrado que en los suelos de carga variable, la determinación de la CIC depende del método empleado. La determinación a pH 7,0, por cualquier método convencional, esto es, saturación con un catión, lavaje del exceso, desaturación del catión con otro desplazante y su evaluación cuantitativa, no constituye un criterio adecuado para caracterizar Andosoles, ya que no representa un valor constante. La CIC, en tal caso, constituye sólo el valor de una circunstancia experimental y por ello, limitada a esa condición.

Wada y Gunjigake (1980) han destacado la importancia del Al en los suelos que contienen predominantemente componentes no-cristalinos y para-cristalinos. Aluminio "activo" podría encontrarse en las capas superficiales del alofán e imogolita, como polímeros en las entrecapas de los minerales 2:1, como complejos de Al con grupos carboxilados y como iones de intercambio no

polimerizados. Por contraste, estos autores encontraron que el Fe sólo es activo en los complejos húmicos, pero no en los óxidos. Argumentos similares se han dado previamente sobre la mayor importancia relativa del Al en la determinación del comportamiento de suelos débilmente ácidos dominados por minerales de carga variable. La mayor contribución del Fe activo en el comportamiento del suelo parece operar en subsuelos fuertemente ácidos o en una situación donde haya sido precipitado fresco a partir del estado ferroso (Greenland, 1982).

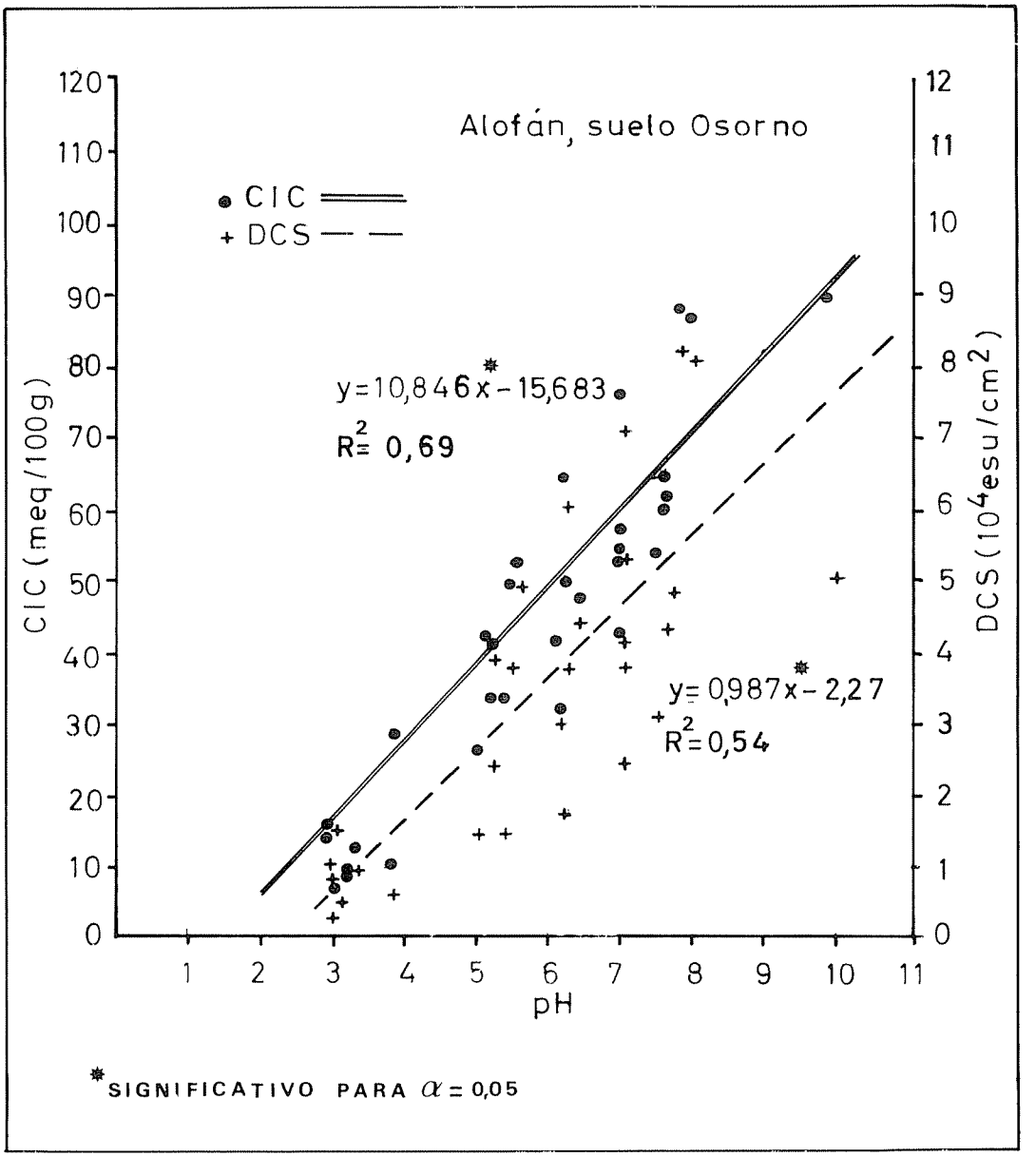


Figura 19a. Relación entre la capacidad de intercambio de cationes (CIC), la densidad de carga superficial (DCS) y el pH, en alofanes del suelo Osorno (según Sepúlveda y Besoain, 1983).

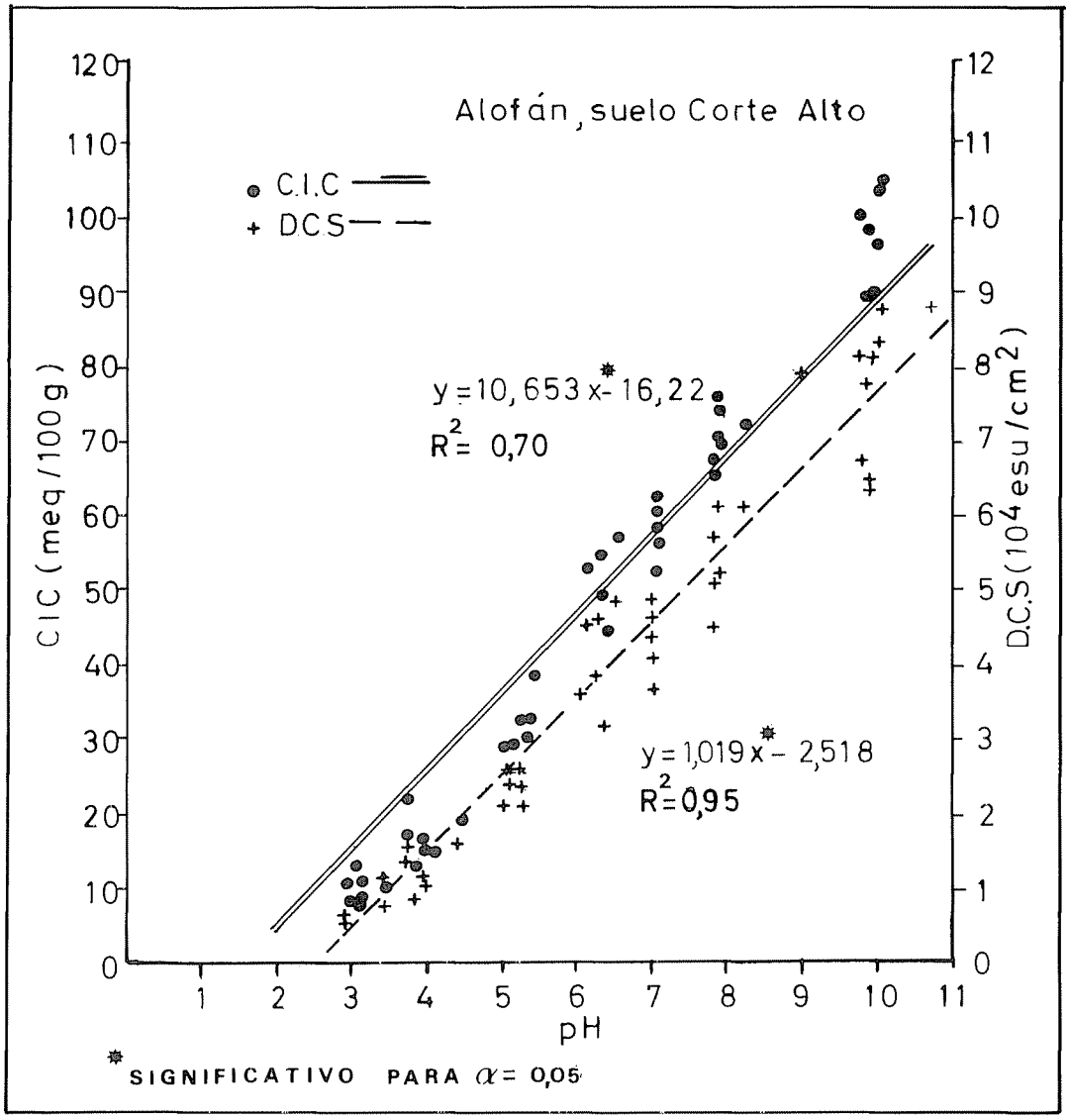


Figura 19b. Relación entre la capacidad de intercambio de cationes (CIC), la densidad de carga superficial (DCS) y el pH, en alofanes del suelo Corte Alto (según Sepúlveda y Besoain, 1983).

2.2.3.2. COMPONENTES PARA-ALOFANICOS

Se sabe que usualmente en los suelos derivados de cenizas volcánicas coexiste con el alofán y —o imogolita— unos constituyentes que se identifican con aluminosilicatos no-cristalinos y que son disueltos por soluciones de ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) y NaOH 0,5N, Na_2CO_3 2% y solución de ácido oxálico-oxalato-Na (Ox-Ox), pero no se disuelven en $Na_2P_2O_7$ 0,1M (Wada, 1980). A estos componentes, Wada y Greenland (1970) les llamaron "allophan like-compounds" que nosotros los designamos como componentes para-alofánicos.

CUADRO 10. Contenido de sílice, alúmina y óxidos de hierro de las fracciones alofán e imogolita y puntos isoeléctricos teóricos

Muestra Nº	Moles de SiO_2	Moles de Al_2O_3	Moles de Fe_2O_3	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2 + Al_2O_3}$	P.I.E.[1] teóricos
		OSORNO			
A–355	1,0	0,460	0,031	31,6	4,24
A–356	1,0	0,527	0,041	34,6	4,48
A–357	1,0	0,549	0,026	35,5	4,50
A–358	1,0	0,581	0,027	36,7	4,46
A–359	1,0	0,631	0,026	38,7	4,74
A–360	1,0	0,608	0,014	37,9	4,63
		CORTE ALTO			
A–367	1,0	0,574	0,031	36,5	4,59
A–368	1,0	0,647	0,034	39,3	4,80
A–369	1,0	0,719	0,032	41,8	5,15
A–370	1,0	0,709	0,027	41,5	4,94
A–371	1,0	0,708	0,027	41,4	4,93
A–372	1,0	0,701	0,029	41,2	4,92
		PUYEHUE			
A–1	1,0	0,610	0,018	37,9	4,66
A–2	1,0	0,610	0,013	37,9	4,64
A–3	1,0	0,729	0,014	42,1	4,95
		KODONBARU			
$A–K_1$	1,0	0,673	0,042	40,2	4,88
		CORTE ALTO			
I–369	1,0	0,689	0,031	40,8	5,31
I–370	1,0	0,667	0,025	40,0	4,83
I–371	1,0	0,688	0,031	40,8	4,89
I–372	1,0	0,688	0,028	40,8	4,88
		PUYEHUE			
I–3	1,0	0,920	0,027	48,0	5,09
I–4	1,0	0,772	0,028	43,6	4,09
		KODONBARU			
$I–K_1$	1,0	0,772	0,010	43,6	5,00
		KITAKAMI			
$I–K_2$	1,0	0,761	0,025	43,2	5,06

Análisis Químico Elemental (Pruden y King, 1969). *(Según G. Sepúlveda y E. Besoain, 1983).*

[1] Método Parks (1965, 1967).

Los componentes para-alofánicos no han sido aislados de las arcillas de Andosoles, pero su espectro IR se ha podido registrar mediante la fotometría IR diferencial, colocando una muestra antes y después del tratamiento de disolución de estos componentes o simultáneamente, en el haz de prueba y referencia de un fotómetro IR de doble haz.

Los componentes para-alofánicos muestran algunas características tanto del alofán como de la imogolita, como se observa en la Figura 20. Su banda de absorción Si(Al)O más intensa es más aguda que la del alofán e imogolita, con un máximo a frecuencias más bajas y en un rango estrecho de 940-890 cm^{-1}. La relación SiO_2/Al_2O_3 de los componentes para-alofánicos varía en el rango de 0,2 a 1,4, estando influenciada por inclusión de Al liberado desde complejos Al-humus por peroxidación al usar H_2O_2 para eliminar la materia orgánica de las muestras (Wada, 1980).

En Andosoles chilenos, el análisis de disolución selectivo indica que junto al alofán e imogolita existen los componentes para-alofánicos y que, en muchos casos, son más abundantes que el alofán (Sadzawka y Besoain, 1981).

A partir de la síntesis de cationes de hidroxi-alúmino-silicatos (HAS), Wada y Wada (1980) han considerado la posibilidad que los componentes para-alofánicos sean cationes poliméricos de aluminosilicatos hidroxilados, ya que las relaciones Si/Al y espectros IR entre los HAS y componentes para-alofánicos son similares. Ello sugiere una relación estructural y genética estrecha.

Comparado con el alofán e imogolita, el Al de los componentes para-alofánicos muestra una reactividad más alta en procesos como la fijación de fosfato y acumulación de humus en los Andosoles (Mizota y Wada, 1980; Wada y Gunjigake, 1979). Puesto que el espectro IR es muy parecido al del alofán, parece ser que en la estructura de estos componentes deben presentarse uniones Si-O-Al (Wada, 1978). Pero, a diferencia del alofán, su morfología se ignora.

Recientemente Parfitt y Childs (1983) han sugerido que en algunos casos, los componentes para-alofánicos podrían ser simplemente, una disolución parcial de proto-imogolita-alofán.

2.2.3.3. PROTO-IMOGOLITA

La existencia de un antecesor de la imogolita en los suelos, "proto-imogolita", ha sido concebida por algunos autores (Farmer y Fraser, 1978; Besoain y Sepúlveda, 1981; Besoain, 1978; Farmer, 1979). Evidencias de laboratorio indican que soluciones de proto-imogolita son precursores necesarios de la imogolita, de manera que es presumible su presencia en suelos que tengan este último mineral.

En el laboratorio, cuando una solución conteniendo 2,5 mM de Al $(ClO_4)_4$ y 1,25 mM de $Si(OH)_4$ se ajustan a pH 4,5-5,0, se desarrolla una opalescencia, la cual se clarifica, dependiendo del pH, después de 2-24 horas: esta solución contiene un ortosilicato de Al hidroxilado complejo, que se llama proto-imogolita, y que es estable indefinidamente. Las soluciones diluidas de proto-imogolita se transforman rápidamente en soluciones de imogolita sintética si se calienta a 100°C.

La proto-imogolita da un espectro IR similar al de la imogolita sintética, considerándose, por esto, que consiste en pequeños fragmentos de estructura de imogolita, con una composición ideal próxima a Al:Si=2. Mientras la imogolita puede definirse por la presencia de tres órdenes en el tubo en el diagrama de difracción de electrones a 1,4A, 2,1A y 4,2A, la proto-imogolita podría no exhibir

ninguno o sólo un anillo difuso a 1,4A indicando la iniciación de formación de un tubo. La unidad de estructura más pequeña posible para la construcción de la imogolita puede ser formulada, según Farmer (1979) como:

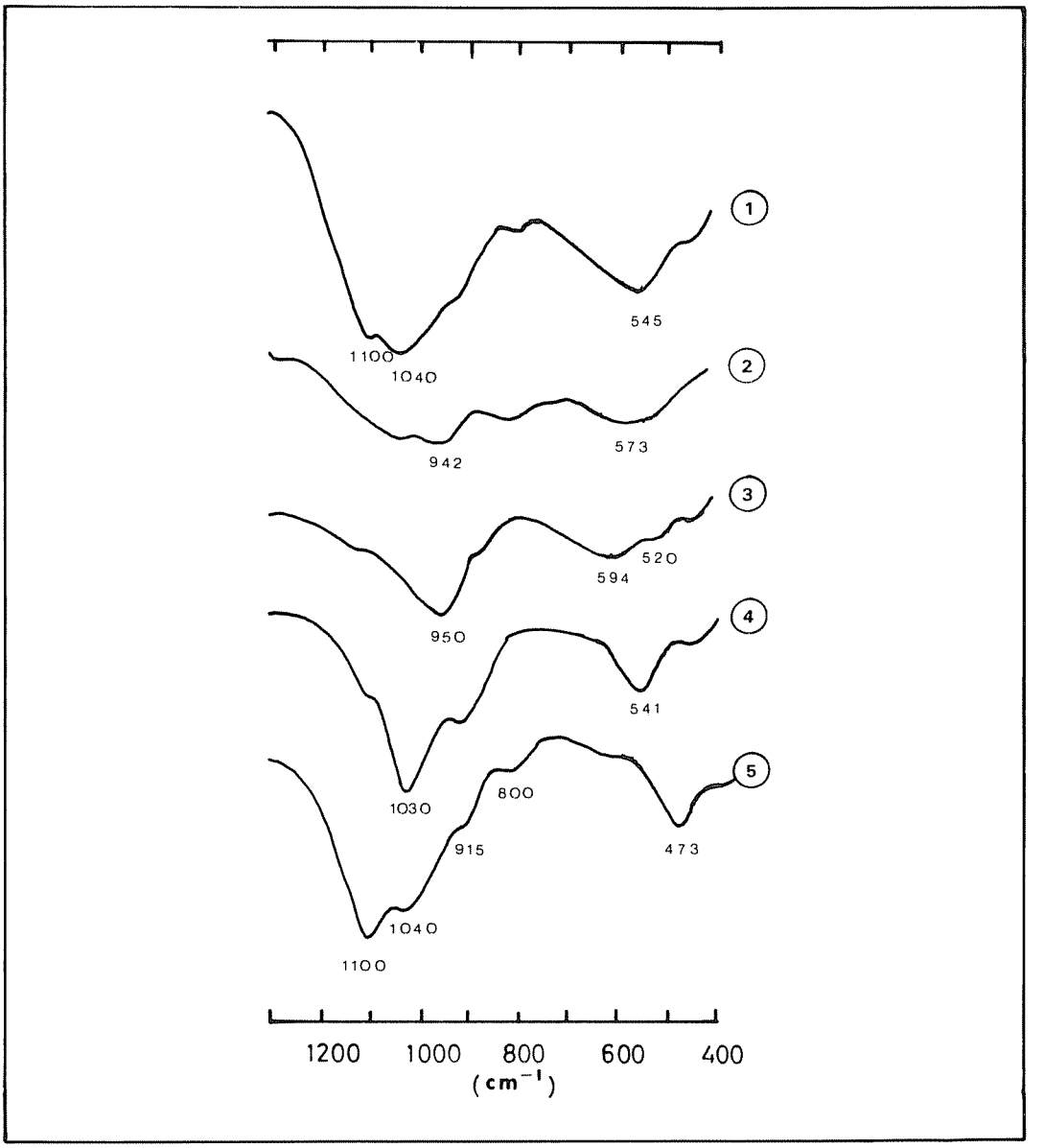
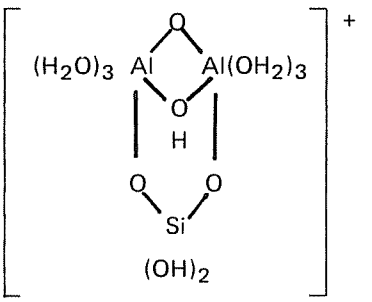


Figura 20. Espectros de absorción IR diferenciales de la arcilla del horizonte Ap (0-15 cm) del suelo Vilcún. 1: arcilla origibal; 2: fracción soluble en DCB; 3: fracción soluble en Na_2CO_3 al 2%, que representa principalmente los componentes para-alofánicos; 4: fracción soluble en Ox-Ox que en este caso representa la solubilización de alofán y una clorita lábil, como se confirma por difracción de rayos X; 5: material residual insoluble (según M.A. Sadzawka, 1983).



con una carga dependiente por ionización de grupos $Al(OH_2)$.

2.2.3.4. PROTO-IMOGOLITA-ALOFAN

Recientemente Parfitt y Henmi (1980) estudiaron alofanes de Nueva Zelanda provenientes de varias fuentes: suelos, pómez y depósitos fluviales por fluorescencia de rayos X, ME, fotometría IR, cromatografía gaseosa (CG) y absorción de fosfato. Confirmaron que las partículas de alofán eran esferas huecas o poliedros de 35-50A de diámetro, con una razón molar Al/Si próxima a 2,0 y un espesor de pared de aproximadamente 7A. En los alofanes derivados de pómez andesítica (Starford pumice, Mt. Egmont), la pared de la esfera estaba constituida principalmente por unidades estructurales imogolíticas $(OH)_3Al_2O_3SiOH$; en ella existen poros o defectos estructurales, suponiéndose que en ellos es precisamente donde se absorbe el fosfato y/o eventualmente, grupos sorosilicatos Si_2O_7. Los autores señalan que los alofanes derivados de tefra tienen, a escala atómica, la estructura de la imogolita, pero carecen de la morfología tubular de esa especie; no muestran características distintivas al ME, ya que aparecen como esferas huecas o poliedros y el espectro IR es similar a los geles de "proto-imogolita" descrita por Farmer *et al* 1978, 1979; Farmer y Fraser, 1979. Para tal componente, Parfitt y Henmi (1980) sugieren el nombre de "proto-imogolita"-alofán. Una serie de antecedentes (absorción de P, espectros IR, ME, disolución con NaF) indican que la "proto-imogolita"-alofán tiene un grado de orden más bajo que el alofán e imogolita.

En los experimentos de absorción de fosfato, Parfitt y Henmi (1980) usaron gibbsita sintética como modelo de referencia para explicar la absorción de fosfato sobre superficies que contienen grupos AlOH, y ello porqué en la estructura de la imogolita se presenta una hoja de gibbsita. La gibbsita lleva 60-70 umoles/g de grupos AlOH activos*.

Los resultados de absorción de fosfato sugieren que en el alofán derivado de pómez existen 320 umoles de grupos AlOH activos. Concebido el alofán como una esfera perfecta, sitios de absorción de fosfato podrían existir sólo si en la pared de la esfera existiesen poros o defectos, que originasen bordes de fractura semejantes a los que se producen en la gibbsita. Evidencias de poros en la estructura alofánica han sido presentadas por Paterson (1977) y Wada y Wada (1977).

La Figura 21 muestra un poro en la estructura de la "proto-imogolita-alofán" creado por la omisión de 2 Si y 2 Al desde 6 celdas unitarias de imogolita, de acuerdo al modelo de Cradwick

---

* *Los grupos reactivos AlOH en la gibbsita son $Al^{VI}(OH)H_2O$ grupos sobre las aristas donde se encuentran bordes de fractura y donde el OH está coordinado a sólo un Al.*

et al (1972); este poro, con un diámetro de 4A aproximadamente, resulta especialmente adecuado para acomodar un anión ortofosfato (Parfitt y Henmi, 1980). Diversas suposiciones permiten hacer una estimación del número de poros en cada esfera alofánica: las esferas tienen un diámetro de 40A, una pared de un espesor de 7A y una densidad de 2,65 g/cm^3, lo cual da por cálculo una superficie específica teórica de 800 m^2/g. Esta superficie contiene 2 x 10^{21} celdas unitarias o 13.000 umoles de Al/g. Admitiendo que 320 umoles de AlOH/g reaccionan con 160 umoles de P/g y que un anión fosfato se absorbe en cada poro, entonces existen seis poros por cada esfera de alofán formada por 125 celdas unitarias, aunque Parfitt y Henmi (1980) reconocen que esta estimación es, probablemente, algo baja.

Los resultados de cromatografía gaseosa indican que grupos sorosilicatos (Si_2O_7) que están presentes en la proto-imogolita-alofán, podrían ser absorbidos en los sitios de poros o defectos, evitando así que estos sitios fuesen ocupados por los aniones fosfato.

Parfitt y Henmi (1982) consideran que la proto-imogolita-alofán constituye un punto de referencia en la serie de alúmino-silicatos alofánicos debido a que tiene la composición química y estructura de la imogolita y está, por lo tanto, mejor definida que los otros miembros de la serie alofánica. Parfitt y Henmi (1982) sugieren la conveniencia de referirse a este material simplemente como alofán (Al/Si = 2/1).

2.2.3.5. SILICE OPALINA

Se trata de un componente muy frecuente en los Andosoles, en los cuales se ve como partículas circulares muy finas. La sílice opalina es soluble en NaOH 0,5N.

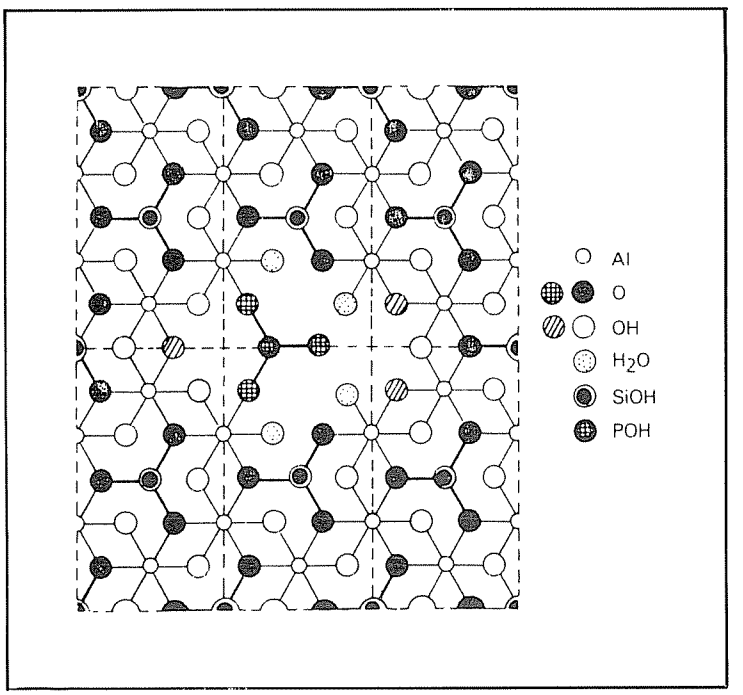


Figura 21. Modelo de "proto-imogolita" alofán mostrando un poro estructural con un fosfato encajado en él. El poro fue creado omitiendo 2Si y 2Al desde seis celdas unitarias de imogolita (según R.L. Parfitt y T. Hemni, 1980).

La sílice opalina ha sido detectada en diversos suelos japoneses, particularmente en el horizonte A, un hecho que sugiere que podría haberse formado a partir de la evaporación de soluciones silícicas, conduciendo a una sobresaturación y precipitación consecuente de la sílice opalina. El consumo de aluminio para formar complejos humus-Al, sobre todo en las primeras etapas de formación de Andosoles, como ha sido sugerido por Wada y Harward (1974) y Tokashiki y Wada (1975), podría contribuir a la formación de sílice opalina en el horizonte A, ya que la porción silícica de la alteración de las cenizas volcánicas, permanecería libre. Parte de la síjice opalina puede tener origen biológico.

El espectro IR de la sílice opalina muestra una banda de absorción máxima a 1.050-1.100 cm^{-1}, con un hombro a 1.200 cm^{-1} y un máximo de absorción débil a 790-800 cm^{-1} (Tokashiki y Wada, 1975).

Sílice opalina ha sido identificada por espectrofotometría IR diferencial y disolución selectiva en los suelos Osorno (Sadzawka y Besoain, 1981) y en el suelo Vilcún (Sadzawka, 1982).

2.2.3.6. HUMUS Y COMPLEJOS HUMICOS

Wada y Harward (1974) y Wada e Higashi (1976) han revisado las interacciones entre el humus y los componentes inorgánicos de los Andosoles. El estatus de los complejos húmicos ha sido analizado mediante la extracción con $Na_4P_2O_7$ 0,1M, con DCB, con solución de Na_2CO_3 2% y con NaOH 0,5M, combinándolos con la espectroscopía IR diferencial. Sus resultados indican que el humus evoluciona desde formas con muy baja capacidad para formar complejos con el Al y Fe en el horizonte A_1; además, el humus interactúa con los componentes para-alofánicos, alofán e imogolita en horizonte A_1 enterrados. Las reacciones entre el humus y los constituyentes inorgánicos conducen a la formación de agregados del tamaño del limo y la arena, estables a los tratamientos con ultrasonido (Wada, 1980).

La acumulación de humus constituye una característica resaltante de los suelos derivados de cenizas volcánicas. El rol del alofán y la imogolita en este proceso ha sido sugerido en base a la reactividad de estos minerales con los componentes orgánicos (Wada y Harward, 1974). El efecto catalítico del alofán sobre los cambios oxidativos en polifenoles adsorbidos sobre él ha sido demostrado por Kumada y Kato (1970). Wada e Higashi (1976) observaron que existe una buena correlación entre las cantidades de humus y aluminio, extractables con $Na_2P_2O_7$ 0,1M, en diversos Andosoles, respecto a la presencia o ausencia de alofán. Wada (1978) considera que el aluminio es el constituyente esencial para la estabilización de la materia orgánica contra la degradación biótica y la lixiviación, sin excluir la posibilidad de los alofanes, imogolita y componentes para-alofánicos también contribuyan a la acumulación del humus.

Aomine distingue la acumulación absoluta y la acumulación específica de humus. La acumulación absoluta es la cantidad de materia orgánica del suelo, la acumulación específica, es la capacidad propia de la arcilla para acumularla (Besoain, Sadzawka y Sepúlveda, 1984). Aomine analizó estas capacidades para numerosos suelos de cenizas volcánicas chilenos, incluyendo Trumaos, Ñadis y suelos Rojo Arcillosos. La acumulación absoluta de humus, v. gr., contenido de materia orgánica, la calculó en base a la siguiente escala:

M.O. =	< 5%,	5-10%,	10-15%,	15-20%	> 20%
	1	2	3	4	5

La acumulación específica de humus (H^o) la calculó como el cuociente entre el contenido orgánico (%) y V, suma de las fracciones disueltas por H_2O_2 + DCB + NaOH 0,5N + residuo remanente de arcilla: H^o = M.O./V.

Con ello obtuvo la siguiente escala:

H^o =	0,1	0,1 - 0,2	0,2 - 0,3	0,3 - 0,4	> 0,4
	1	2	3	4	5

Esto significa, por ejemplo, que el suelo Ralún tiene una capacidad absoluta de 2, es decir, entre 5-10% de M.O. y una acumulación específica de 4, es decir, su arcilla y materia orgánica son muy activas.

La acumulación específica agrupa los suelos en la siguiente forma:

Trumaos y Ñadis : 3 - 5
Rojo Arcillosos : 1 - 2

Dentro de los Trumaos y Ñadis, los suelos tienen la siguiente ordenación:

Indice 5: Series Puyehue, Coñaripe, Temuco, Osorno, Nueva Braunau, Corte Alto, Arrayán, Diguillín y el Ñadi Huiño-Huiño.
Indice 4: Series Ralún y Bramadero.
Indice 3: Series Valdivia, Pullamí, Longaví y Limanque.

Si bien dentro de los suelos Rojo Arcillosos el índice de acumulación específica de humus es 1-2, existen excepciones. El horizonte A de los suelos Fresia y Cudico tiene un índice 3, circunstancia que los aproxima a los Trumaos. Tal acumulación puede explicarse en base a la presencia de componentes no-cristalinos en el horizonte A, como de hecho se ha demostrado su existencia.

2.2.3.7. MINERALES 2:1, 2:2 E INTERESTRATIFICADOS EN ANDOSOLES

En un estudio efectuado en 42 series modales de suelos derivados de cenizas volcánicas de la zona central-sur de Chile, que incluyó alrededor de 280 muestras, Besoain y González (1977) comprobaron que filosilicatos de tipo 2:1 y 2:2 así como interestratificados entre ellos se encontraban en cantidades más o menos importantes. Clorita, vermiculita/clorita, esmectita y en menor proporción vermiculita, era frecuente de encontrar en los suelos. No se ha intentado estudiar las relaciones entre la frecuencia y calidad de los componentes y la naturaleza petrográfica de las cenizas. Estudios recientes (Besoain y Sepúlveda, 1983) en perfiles seleccionados para la reunión de ICOMAND han confirmado plenamente los resultados obtenidos por Besoain y González. En Japón, Mizota y Aomine (1975), en suelos de las prefecturas de Miyagi e Iwate, comprobaron que el alofán imogolita predominan en suelos derivados de cenizas basálticas o andesíticas, mientras que los minerales 2:1 y 2:2, materiales semejantes a geles ricos en alúmina y componentes para-alofánicos eran abundantes en los suelos derivados de cenizas cuarzo-andesíticas. Posteriormente (Mizota, 1978; Nagasawa, 1978 y Wada, 1977), han presentado evidencias sobre las relaciones entre la naturaleza petrológica de las cenizas y el estatus mineralógico de las arcillas. En las arcillas dacíticas la cantidad de estos minerales de capas es mayor que en las cenizas andesíticas, excepto en los primeros estados de formación en que el residuo del tratamiento con NaOH contiene una considerable proporción de minerales primarios no alterados.

Respecto al origen de estos minerales, éste será discutido posteriormente al tratar las relaciones genéticas de los minerales del suelo.

2.2.3.8. HALOISITA Y CAOLINITA

En los suelos derivados de cenizas volcánicas de Chile, es usual la presencia de haloisita, en cantidades pequeñas a medianas, pero no en los suelos jóvenes. Existe un notable predominio de la forma de 7A, deshidratada, respecto a la de 10A, que es la forma hidratada, la cual pocas veces ha sido identificada. En los suelos volcánicos más antiguos, los Rojo Arcillosos, hay predominio de haloisita en los minerales de arcilla.

Tres morfologías se han identificado en la haloisita de los suelos volcánicos: a) formas tubulares, predominantes en los horizontes inferiores de los suelos Rojo Arcillosos, especialmente en Collipulli, Metrenco, Cudico, b) formas laminares, con cierta semejanza con los "fire-clay", especialmente abundantes en los horizontes superiores de los suelos Rojo Arcillosos, particularmente en las series Fresia, Cudico, Mirador, c) morfología glomerular o esferoidal, en algunos Trumaos, como la serie Paillaco. Frecuentemente, en los Trumaos que contienen, junto a alofán o imogolita, pequeñas cantidades de haloisita, ésta tiene morfología tubular.

Algunos suelos tienen arcillas con contenidos equivalentes de alofán y haloisita-7A, como ocurre con las series Llenquehue, Quiriquina y Perquenco. El suelo Perquenco, es el único en el cual reconocemos algunas características intermediarias entre los Trumaos y los suelos Rojo Arcillosos. Se encuentran numerosos ejemplos de suelos cuyas estratas más profundas muestran un incremento en el contenido de haloisita, como es el caso de las series Agua Fría, La Unión, Mañil, Tregualemu y Valdivia. En otros se detecta haloisita en baja proporción, asociada a una masa dominante de alofán, como por ejemplo, los suelos Cahuinpangue, Corte Alto, Diguillín, Frontera, Lanco, Osorno, etc.

Las micrografías electrónicas de haloisita pueden verse en el punto 3.4, Composición Mineralógica de las Arcillas.

Caolinita ha sido identificada en algunos Andosoles recientes como la serie San Fabián, Vilches, Ercilla, Curaco, etc., (Aomine *et al*, 1972) y, probablemente, proviene de una transformación directa de los feldespatos.

2.2.3.9. OXIDOS DE Al Y Fe NO-CRISTALINOS Y CRISTALINOS

Existen antecedentes que algunas de las propiedades características de los suelos de cenizas volcánicas se presentan en suelos carentes de alofán e imogolita, un hecho que ha sido observado por Shoji y Ono (1978) en suelos de Japón. Estos autores examinaron varios Andosoles bien drenados y encontraron que mientras el alofán e imogolita predominaban en los suelos derivados de pómez, estas especies no se encontraban en los Andosoles provenientes de cenizas volcánicas. Sin embargo, las propiedades características de baja densidad aparente, elevado contenido de humedad, alta retención de fosfato se relacionaban estrechamente con los constituyentes solubles en ditionito-citrato, especialmente la alúmina extractable. Estos antecedentes revelan la importancia que los óxidos pueden tener en los suelos de cenizas volcánicas.

En los Andosoles chilenos es frecuente que se presente un contenido de Al extractable elevado (Sadzawka, 1983). Las arcillas de la mayoría de los Andosoles exhiben contenidos de Fe_2O_3 entre

6-12% (Urzúa, 1976), gran parte del cual es extractable al DCB. La ausencia de reflexiones, por difracción de rayos X, que identifique óxidos cristalinos, hace presumir que una gran parte debe estar constituida por óxidos no-cristalinos.

Formas de goethita, ferrihidrita, hematita se encuentran en la arcilla o como agregados megascópicos en los suelos Ñadi, pero no es frecuente su presencia de los Trumaos.

Si bien gibbsita se encuentra en suelos de desarrollo avanzado, como los suelos Rojo Arcillosos o en Trumaos más antiguos, como la serie Lastarria, también se presenta en suelos jóvenes, como las series Ralún y Santa Bárbara, un hecho que impide relacionar la gibbsita sólo con estados de alteración avanzada.

Parece ser evidente que en las primeras etapas de desarrollo de los suelos de cenizas volcánicas, los óxidos de Fe y Al podrían predominar como geles no-cristalinos. En algunos Hidrandepts de Hawaii, por ejemplo, las series Hilo y Akaka, un Torrox y Humitropept, respectivamente, los hiróxidos de Fe y Al no-cristalinos son los constituyentes mayores de las arcillas y son los que imparten las propiedades; el alofán, la imogolita y los componentes para-alofánicos son constituyentes minoritarios. Sin duda la disposición de los óxidos en las partículas minerales es un factor importante ya que al recubrir la superficie de los minerales, modifican sensiblemente sus propiedades y comportamiento. Muchas de las propiedades de los suelos de cenizas volcánicas pueden correlacionarse no sólo a los contenidos de alofán sino a los contenidos de los óxidos de Fe y Al extractables (Wada, 1977; Shoji y Ono, 1978).

2.2.4. Bibliografía

ADLER, H.H.; E.E. BRAY; N.P. STEVENS, *et al.*, 1950. Infrared spectra of reference clay minerals. Amer. Petrol. Institute, Research Project N^{O} 49. P. Kerr (ed.) Preliminary Report N^{O} 8. Columbia University, N.Y. pp: 1-72.

ALBERTO, F. y G. JARITZ. 1966. Amorphe un kristalline Bestandteile einiger typischer Bodenbildungen Skandinaviens. Pflanz. Düng. Bodenk. 114: 27-45.

AOMINE, S. y N. MIYAUSHI. 1965. Imogolite of imogo-layers in Kyushu. Soil Sci. Pl. Nutr. 11: 28-35.

AOMINE, S. y H. OTZUKA. 1968. Surface of soil allophanic clays. 9th. Intern. Congress of Soil Science, Trams. Vol. 1: 731-737. Adelaide.

BESOAIN, E. 1958. Mineralogía de las arcillas de algunos suelos volcánicos de Chile. Agric. Técnica, XVIII: 110-165.

BESOAIN, E. 1968/69. Imogolite in volcanic ash soils of Chile. Geoderma, 2: 151-169.

BESOAIN, E. y GONZALEZ, S. 1977. Mineralogía, génesis y clasificación de suelos derivados de cenizas volcánicas de la Región de los Lagos, centro-sur de Chile. Ciencia e Investigación Agraria, 4: 109-130.

BESOAIN, E. y G. SEPULVEDA. 1980. Transformaciones térmicas que experimenta el alofán-Na a alta temperatura (No publicado).

BESOAIN, E. y G. SEPULVEDA. 1983. Merkmale und Eigenschaften einiger wichtiger vulkanischer Aschenböden aus dem Seengebiet Südchiles. Studia Geographica, Band 16: 15-42.

BESOAIN, E.; M.A. SADZAWKA y G. SEPULVEDA. 1984. Estados de alteración minerales y propiedades de los suelos volcánicos. XXXV Jornadas Agronómicas (SACH/INIA). 18 p.

BESOAIN, E. 1984. Mineralogía de Suelos. IICA. Libros y Materiales Educativos (En Prensa).

BESOAIN, E.; J.M. SERRATOSA y A. HIDALGO. 1964. Espectros de absorción infrarroja en la fracción arcilla de algunos suelos volcánicos de Chile. Anales de Edafol y Agrobiol. 23: 293-303.

BIRREL, K.S. y M. FIELDES. 1952. Allophane in volcanic ash soils. J. Soil Sci., 3: 156-166.

BOWDEN, J.W.; A.M. POSNER y J.P. QUIRK. 1980. Adsorption and charging phenomena in variable charge soils. Chapter 9: 147-166. En: Soils with variable charge. B.K.G. Theng (ed.) Soil Bureau, Dept. Sci. Ind. Res., Lower Hutt. New Zealand.

BROWN, G. 1955. Report of the Clay Mineral Group Sub-Committee on nomenclature of Clay Minerals. Clay Minr. Bull., 2: 294-302.

BRINDLEY, G.W. y D. FANCHER. 1969. Kaolinite defect structure; possible relation to allophanes. En: International Clay Conference, Tokyo, 1969. Proceedings. Israel Univ. Press. Vol. 2: 29-34.

CAILLERE, S. y S. HENIN. 1963. Mineralogie des Argiles. París, Masson. 355 p.

CLOOS, P.; J.P. LEONARD; A. MOREAU; A. HERBILLON y J.J. FRIPIAT. 1969. Structural organization in amorphous silicoaluminas. Clays and Clay Minerals, 17: 270-287.

COLMET-DAAGE, F.; J. & M. GAUTHEYROU; C. DE KIMPE; G. SIEFFERMANN *et al.* 1969. Caracteristiques de quelques sols d'Equateur dérivés de cendres volcaniques. Cah. ORSTOM Sér. Pédologie (France) Vol. VII, 4: 495-560.

COLMET-DAAGE, F.; J. & M. GAUTHEYROU; C. DE KIMPE; G. SIEFFERMANN *et al.* 1970. Caracteristiques de quelques sols dérivés de cendres volcaniques de la cote pacifique du Nicaragua. Cah. ORSTOM Sér. Pédologie (France) Vol. VIII: 113-172.

COLMET-DAAGE, F.; E. BESOAIN; J. & M. GAUTHEYROU; G. SIEFFERMANN *et al.* 1978. Caracteristiques et proprietes hydriques de quelques sols dérivés de cendres volcaniques du Chili central. ORSTOM Centre des Antillas/DIPROREN-SAG. Edition provisoire. 85 bis. 115 p.

CRADWICK, P.D.G.; V.C. FARMER; J.D. RUSSELL, *et al.* 1972. Imogolite, a hydrated aluminium silicate of tubular structure. Nature Phys. Sci. 240: 187-189.

DEBYE, P. 1954. Citado por H. Klug y L. Alexander, Capítulo 11, Pág. 586 en: X-ray diffraction procedures. J. Wiley & Sons, Inc. New York.

EGAWA, T. 1964. A study on coordination number of aluminium in allophane. Clay Science 2: 1-7.

EGASHIRA, K. y S. AOMINE. 1974. Effects of dryingand heating on the surface area of allophane and imogolite. Clay Science 4: 231-242.

ESPINOZA, W.; R.G. GAST y R.S. ADAMS. 1975. Charge characteristics and nitrate retention by two Andepts from South-Central Chile. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 39: 842-846.

ESCUDEY, M. 1978. Efecto de los recubrimientos sobre las propiedades físico-químicas de superficies de coloides inorgánicos naturales. Tesis de Doctorado en Química. Universidad de Chile, Fac. de Ciencias Químicas y Farmacológicas. 109 p.

FARMER, V.C. 1979. Possible roles of a mobile hydroxyaluminium orthosilicate complex (Protoimogolite) and other hydroxy-aluminium and hydroxy-iron species in podzolization. Colloques internationaux du CNRS. N^{O} 303. Migrations organo-minerale dans les sols temperés: 275-279.

FARMER, V.C. y A.R. FRASER. 1979. Synthetic imogolite. In: M.M. Mortland and V.C. Farmer (editors). Int. Clay Conf. 1978. Elsevier, Amsterdam: 547-553.

FARMER, V.C.; A.R. FRASER y J.M. TAIT. 1977. Synthesis of imogolite: A tubular aluminium silicate polymer. J. Chem. Soc. Chem. Comm. 13: 462-463.

FARMER, V.C.; A.R. FRASER; B.F.L. SMITH y J.M. TAIT. 1979. The stability, free energy and heat of formation of imogolite. Clay Miner., 14: 103-107.

FEY, M.V., y J. LE ROUX. 1977. Properties and quantitative estimation of poorly crystalline components in sesquioxidic soil clays. Clays Clay Min., 25: 285-294.

FEY, M.V. y J. LE ROUX. 1976. Electric charges on sesquioxidic soil clays. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 40: 359-364.

FIELDES, M. 1965. Clay mineralogy of New Zealand soils. II. Allophane and related minerals colloids. N.Z. J. Sci. Techn., 37: 336-350.

FIELDES, M. 1958. The role of clay in soil fertility. New Zealand Institut of Agricultural Science Proceeding N^{O} 167: 84-102.

FIELDES, M. 1962. The nature of the active fraction of soils. *En:* Joint Meeting of Commision IV and V, Palmerston, New Zealand, 1962, Transactions. Intern. Soc. Soil Sci. Lower Hutt, New Zealand: 422-427.

FIELDES, M. y G.G.C. CLARIDGE. 1975. Allophane. En: J.E. Gieseking (editor), Soil Components. Springer-Verlag. Heildelberg, 2: 351-393.

FIELDES, M. y R.K. SCHOFIELD. 1960. Mechanism of ion adsorption by inorganic soil colloids. N.Z. J. Sci. 3: 563-579.

FIELDES, M.; I. WALKER y P.P. WILLIAMS. 1956. Clay mineralogy of New Zealand soils. III. Infra-red absorption spectra or soil clays. N.Z. J. Sci. Techn., 38: 31-43.

FOLLET, E.A.C.; W.J. McHARDY; B.D. MITCHELL y B.F.L. SMITH. 1965. Chemical dissolution techniques in the study of soil clays. Part I. Clay Minerals, 6: 23-34.

FOLLET, E.A.C.; W.J. McHARDY; B.D. MITCHELL y B.F.L. SMITH. 1965. Chemical dissolution techniques in the study of soil clays. Part II. Clay Minerals, 6: 35-43.

GÖTZ, J. y C.R. MASSON. 1970. Trimethylsilyl derivatives for the study of silicate structures. I. A direct method of trimethylsilylation. J. Chem. Soc. A: 2683-2686.

GÖTZ, J. y C.R. MASSON. 1971. Trimethylsilyl derivatives for the study of silicate structures. II. Orthosilicate, pyrosilicate and ring structures. J. Chem. Soc. A: 686-688.

GEBHARDT, H. 1976. Bildung und Eigenschaften amorpher Tonbestandteile in Böden des gemässigthumiden Klimabereichs. Pflanzenernähr. Bondek.: 73-89.

GREENLAND, D.J. y C.J.B. MOTT. 1978. Surfaces of soil particles. En: The Chemistry of Soil Constituents. D.J. Greenland and M.H.B. Hayes (editors). Wiley, Chichester: 321-354.

GREENLAND, D.J. 1982. Chemistry and the Soil Environments. Surfaces and Sorption Processes: 99-108. En: IUPAC, Frontiers of Chemistry. K.J. Laidley (ed.) Pergamon Press. Oxford.

GRIM, R. 1968. Clay Mineralogy. McGrew Hill. New York. 596 p.

GUYOT, J. 1969. Messure des surfaces spécifiques des argiles par adsorption. Annales Agron., 20: 333-359.

HARADA, Y. y K. WADA. 1973. Release and uptake of protons by allophanic soils in relation to their CEC and AEC. Soil Sci. Pl. Nutr. 19: 73-82.

HEILMAN, M.D.; D.L. CARTER y C.L. GONZALEZ. 1965. The ethylene glycol monoethyl ether technique for determining soil surface area. Soil Sci. 100: 409-413.

HENMI, T. y K. WADA. 1976. Morphologu and composition of allophane. Amer. Mineralogist, 61: 379-390.

HIGASHI, T. y H. IKEDA. 1974. Dissolution of allophane by acid oxalate solution. Clay Science. 4: 205-212.

IIMURA, K. 1961. Ion adsorption curves in allophane. Clay Science, 1: 40-44.

IIMURA, K. 1966. Acidic properties and cation exchange capacity of allophane and volcanic ash soils. Bull. Nat. Inst. Agric. Sci. (Japan), Ser. B, 17: 101-157.

IIMURA, K. 1969. The chemical bonding of atoms in allophane; the "structural" formula of allophane. En: Intern. Clay Conf., Tokyo, 1969. Proceedings. Jerusalem, Israel Universities Press, 1969. Vol. 1: 161-172.

KANNO, I.; I. KUWANO y Y. HONJO. 1960. Clay minerals of gel-like substances in pumice beds. Advances in Clay Science, 2: 335-336.

KANNO, I.; Y. ONIKURA y T. HIGASHI. 1968. Weathering and clay mineralogical characteristics of volcanic ashes and pumices in Japan. 9th Intern. Congr. Soil Sci. Vol. III: 111-122. Adelaide. 1968.

KERR, P.F. 1951. Reference Clay Minerals. Amer. Petroleum Inst. Research Project N^{o} 49. Prel. Report N^{o} 1-8. 700 p.

KIMPE, C. DE; M.C. GASTUCHE y G.W. BRINDLEY. 1961. Ionic coordination in alumino-silicic gels in relation to clay minerals formation. Amer. Mineralogist, 46: 1370-1381.

KITAGAWA, Y. 1971. The "unit" particle of allophane. Amer. Mineralogist, 56: 465-475.

KITAGAWA, Y. 1974. Dehydratation of allophane and its structural formula. Amer. Mineralogist, 59: 1094-1098.

KITAGAWA, Y. 1976. Specific gravity of allophane and volcanic ash. soils determined with a pycnometer. Soil Sci. Pl. Nutr. 22: 199-202.

KLUG, H.P. y L.E. ALEXANDER. 1954. X-ray diffraction procedures. Wiley & Sons, Inc. New York. 716 p.

KUMADA, K. y H. KATO. 1970. Browning of pyrogallol as affected by clay minerals (I). Soil Sci. Pl. Nutr., 16: 195-200.

LANGSTON, R.B. y E.A. JEENE. 1964. NaOH dissolution of some oxide impurities from kaolins. En: Nat. Conf. Clays and Clay Minerals, 12th Atlanta, Ga. 1963. Proceedings. New York, Pergamon, 1964. Vol. 19: 633-647.

MAEDA, T.; H. TAKENAKA y B.P. WARKENTIN. 1977. Physical properties of allophanic soils. Adv. in Agronomy, 29: 229-264.

McNEAL, B.L. 1964. Effect of exchangeable cations on glycol retention by clay minerals. Soil Science, 97: 96-102.

MIYAUSHI, N. y S. AOMINE. 1964. Does "allophane B" exist in Japanese volcanic ash soils? Soil Sci. Pl. Nutr., 10: 199-203.

MIYAUSHI, N. y S. AOMINE. 1966. Mineralogy of gel-like substances in pumice bed in Kanuma and Kitakami districts. Soil Sci. Pl. Nutr., 12: 187-190.

MIZOTA, C. 1978. Clay mineralogy of the A horizons of seven Andosoils, Central Kyushu. Soil Sci. Pl. Nutr., 24: 63-73.

MIZOTA, C. y S. AOMINE. 1975. Relationships between the petrological nature of clay mineral composition of volcanic ash soils distributed in the suburbs of Fukuoka-City, Kyushu. Soil Sci. Pl. Nutr., 21: 93-105.

MIZOTA, C. y K. WADA. 1980. Implication of clay mineralogy to the weathering and chemistry of Ap horizons of Ando soils. Geoderma, 23: 49-63.

NAGASAWA, K. 1978. Weathering of volcanic ash and other pyroclastic materials. En: T. Sudo y S. Shimoda (editors). Clays and Clay Mineral of Japan. Elsevier, Amsterdam: 105-125.

OKADA, K.S.; S. MORIKAWA; S. IWAI; Y. OHIRA y J. OSSAKA. 1975. A structural model of allophane. Clay Science, 4: 291-303.

PARKS, G.A. 1965. The isoelectric point of solid oxides, solid hydroxides and aqueous hydroxo complex systems. Chem. Rev., 65: 177-198.

PARKS, G.A. 1967. Aqueous surface chemistry of oxides, and complex oxide minerals. Isoelectric point and zero point charge. En: R.F. Gould (ed.) Advances in Chemistry Series, 67: 121-160.

PARKS, G.A. y P.L. DE BRUYN. 1962. The zero point charge of oxides. J. Phys. Chem., 66: 967-973.

PARFITT, R.L. 1980. Chemical properties of avariable charge soils. En: B.K. Theng (ed.). Soils with variable charge. Soil Bureau, Dept. of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand Soc. of Soil Sci.: 167-194.

PARFITT, R.L. y T. HENMI. 1980. The structure of some allophanes from New Zealand. Clays and Clay Minerals, 28: 285-294.

PARFITT, R.L. y T. HENMI. 1982. Methods for estimating the amount of allophane in soil clays formed from basalt and volcanic ash in podzolised soils. Soil Sci. Pl. Nutr., 28: 183-190.

PARFITT, R.L.; M. RUSSELL y G.E. ORBELL. 1983. Weathering sequence of soils from volcanic ash involving allophane and halloysite, New Zealand. Geoderma, 29: 41-57.

PATERSON, E. 1977. Specific surface area and pore structure of allophanic clays. Clay Minerals, 12: 1-9.

PEDRO, G. 1967. Commentaires sur la classification et la nomenclature des mineraux argileux. Ann. Agronomiques, 16, N^{o} Hors-série, 1: 68-86.

PORAI-KOSHITZ, E.A.; D.I. LEVIN; N.S. ANDREEV. 1955. The possibilities of x-ray method for investigations of glassy substances. En: Structure of Glass. Proc. Conf., Leningrad, 1953. N.Y. Consultants Bureau. 1958. V. I: 25-35.

QUANTIN, P. 1972. Les Andosols. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. vol. X: 273-301.

ROSS, S.C. y F.P. KERR. 1934. Halloysite and allophane. U.S. Geol. Prof. Paper. 185-G: 135-148.

ROSS, G.J. 1980. The Mineralogy of Spodosols. Chapter 9: 127-143. En: K.K. Theng (ed.) Soil with variable charge. Soil Bureau, Dept. Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand Soc. Soil Sci.

RUSSELL, J.D.; W.J. McHARDY y A.R. FRASER. 1969. Imogolite: an unique aluminosilicate. Clay Minerals, 8: 87-99.

SADZAWKA, M.A. 1982. Espectrofotometría infrarroja diferencial de las arcillas del suelo Vilcún. Informe de Resultados, 1982. INIA/ODEPA (Distribución limitada). 6 p.

SADZAWKA, M.A. y E. BESOAIN. 1981. Espectrofotometría infrarroja diferencial y disolución selectiva aplicados al análisis mineralógico de algunos Dystrandepts de la X Región. 3er Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo, Santiago. Sociedad Chilena de la Ciencia del Suelo: 50-51.

SEGALEN, P. 1968. Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphe dans certains sols a hydrosydes tropicaux. Cah. ORSTOM. Série Pédologie (France). Vol. VI: 105-126.

SEPULVEDA, G. 1977. Carga y superficie específica en alofán e imogolita de andosoles chilenos. Tesis. Fac. de Ciencias Químicas, Universidad de Chile. 103 p.

SEPULVEDA, G. y E. BESOAIN. 1983. Características y propiedades de algunos Dystrandepts de la Región de los Lagos, sur de Chile. II. Carga y superficie específica. Agricultura Técnica, 43: 223-238.

SCHOFIELD, R.K. 1949. Effect of pH on electric charges carried by clay particles. J. Soil Sci. 1: 1-8.

SHOJI, y T. ONO. 1978. Physical and chemical properties and clay mineralogy of Andosols from Kitakami, Japan. Soil Sci., 126: 297-312.

SIEFFERMANN, G. 1973. Les sols de quelques regions volcaniques du Cameroun. Mémoires ORSTOM, 66: 183 p.

SIEFFERMANN, G. y G. MILLOT. 1969. Equatorial and tropical weathering of recent basalts from Cameroon: allophane, metahalloysite, kaolinite, gibbsite. En: Intern. Clay Conf., Tokyo (Japan). Vol. 1: 417-430. Israel University Press, Jerusalem, 1968.

STOOP, W.A. 1980. Ion adsorption mechanism in oxidic soils: implication for point zero charge determinations. Geoderma, 23: 303-314.

SUDO, T.; S. KURABAYASHI; T. TSUCHIYA y S. KANEKO. 1964. Mineralogy and geology of japanese volcanic ash soils. 8th Int. Congr. Soil Sci. (Bucharest), 1964. Vol. VII: 1095-1104.

SUDO, T. y S. SHIMODA. 1978. Clays and Clay Minerals of Japan. Elsevier (Amsterdam). 326 p.

SWINDALE, L.D. 1964. The properties of soils from volcanic ash. En: FAO/UNESCO Meeting on the Classification and Correlation of Soils from Volcanic Ash (Tokyo). Rep. 14: 82-88.

TAIT, J.M.; N. YOSHINAGA y B.D. MITCHELL. 1978. The occurrence of imogolite in some Scottish soils. Soil Sci. Pl. Nutr., 24: 141-151.

THENG, B.K.G.; M. RUSSELL, G.J. CHURCHMAN y R.L. PARFITT. 1982. Surface properties of allophane, halloysite and imogolite. Clays and Clay Minerals, 30: 143-149.

TOKASHIKI, Y. y K. WADA. 1972. Determination of silicon, aluminium, and iron dissolved by succesive and selective dissolution treatment of volcanic ash clays. Clay Sci. 4: 105-114.

TOKASHIKI, Y. y K. WADA. 1975. Weathering implications of the mineralogy of clay fractions of two Ando soils, Kyushu. Geoderma, 14: 47-62.

TRICHET, J. 1970. Contribution a l'etude de l'alteration experimentale de verres volcaniques. Thése. Ecole Normale Superieure. 152 p. París (Francia).

URZUA, H. 1976. Análisis químico elemental de las arcillas de suelos derivadas de cenizas volcánicas de la zona central de Chile (CZC) (No publicado).

UDAGAWA, S.; T. NAKADA y M. NAKAHIRA. 1969. Molecular structure of allophane as revealed by its thermal transformation. Intern. Clay Conf. (Tokyo), 1969. Vol. II: 26-37. Israel Univ. Press.

VALENKOV, N. y E.A. PORAI-KOSHITZ. 1936. Physicochemical properties of ternary systems. Z. Krist., 95: 195-207.

VAN OLPHEN, H. 1971. Amorphous clay materials. Science, 171: 90-91.

VILLIERS, J.M. DE. 1971. The problem of quantitative determination of allophane in soil. Soil Science, 112: 2-7.

VILLIERS, J.M. DE y M.L. JACKSON. 1967. Aluminous chlorite origin of pH dependent cation exchange capacity variations. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 31: 614-619.

WADA, K. 1966. Deuterium exchange of hydroxil groups in allophane. Soil Sci., Pl. Nutr., 12: 176-182.

WADA, K. 1967. A structural scheme of soil allophane. Amer. Mineralogist, 53: 690-708.

WADA, K. 1976. Micromorphology and structure of allophane. En: Extended abstracts of U.S.-Japan Seminar, 1976, 9-11 agosto, Oregón State University. Corvallis, 2-4.

WADA, K. 1977. Allophane and imogolite. En: Minerals in soil environments. J.B. Dixon y S.B. Weed (Editors). Soil Sci. Soc. America, Madison Wisc. USA: 603-638.

WADA, K. 1978. Allophane and imogolite. En: T. Sudo y S. Shimoda (Editors). Clays and Clay Minerals of Japan. Elsevier, Amsterdam: 147-187.

WADA, K. 1979. Structural formulas of allophanes. En: M.M. Mortland y V.C. Farmer (editors). International Clay Conf. 1978. Elsevier, Amsterdam: 536-545.

WADA, K. 1980. Mineralogical characteristics of Andisols. Chapter 9: 87-107. En: Soils with variable charge. B.K.G. Theng (ed.) Soil Bureau, Dept. of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand.

WADA, K. y H. ATAKA. 1958. Ion-uptake phenomena of allophane. Soil Sci. Pl. Food. 4: 12-18.

WADA, K. y D.J. GREENLAND. 1970. Selective dissolution and differential infrared spectroscopy for characterization of amorphous constituents in soil clays. Clay Min., 8: 241-254.

WADA, K. y N. GUNJIGAKE. 1980. Active aluminium and iron and phosphate adsorption in Ando soils. Soil Sci. 128: 331-336.

WADA, K. y Y. HARADA. 1969. Effects of salt concentration and cation species on measured cation-exchange capacity of soils and clays. En: Intern. Clay Conference, Tokyo, 1969. Proceedings. Jerusalem, Israel Universities Press, 1969. Vol. 1: 561-571.

WADA, K. y M.E. HARWARD. 1974. Amorphous clay constituents of soils. Advances in Agronomy, 26: 211-270.

WADA, K. y T. HIGASHI. 1976. The categories of aluminium-and iron-humus complexes in Ando soils determined by selective dissolution. J. Soil Sci., 27: 357-368.

WADA, K. y N. YOSHINAGA. 1969. The structure of imogolite. Am. Mineralogist, 54: 50-71.

WADA, K.; N. YOSHINAGA; H. YOTSUMOTO; K. IBE y S. AIDA. 1970. High resolution electron micrographs of imogolite. Clay Min., 8: 487-489.

WADA, S.I.; A. ETO y K. WADA. 1979. Synthetic allophane and imogolite. J. Soil. Sci., 30: 347-355.

WADA, S.I. y K. WADA. 1977. Density and structure of allophane. Clay Min. 12: 289-298.

WADA, S.I. y K. WADA. 1980. Formation, composition and structure of hydroxy-aluminosilicate ions. J. Soil Sci., 31: 457-467.

WARREN, B.E. y N.S. GINGRICH. 1934. Fourier integral analysis of X-ray powder patterns. Phys. Rev., 46: 368-398.

WEYL, W.A. y E.C. MARBOE. 1963. The constitution of glasses: a dynamic interpretation. Interscience, N.Y. Vol. 1, 427 p.

WHITE, A. 1953. Allophane from Lawrence County, Indiana. Amer. Mineralogist, 38: 634-642.

YOSHINAGA, N. 1966. Chemical composition and thermal data of eighteen allophanes from Ando soils and weathered pumices. Soil Sci. Pl. Nutr., 12: 47-54.

YOSHINAGA, N. y S. AOMINE. 1962 (a). Allophane in some Ando soils. Soil Sci. Pl. Nutr. 8: 6-13.

YOSHINAGA, N. y S. AOMINE. 1962 (b). Imogolite in some Ando soils. Soil Sci. Pl. Nutr. 8: 114-121.

2.3. COMPOSICION MINERALOGICA DE LAS ARCILLAS (< 2 μ) DE ALGUNAS SERIES DE SUELOS VOLCANICOS DE LA REGION CENTRAL-SUR DE CHILE

Por: Eduardo Besoain M. y Gloria Sepúlveda W.

2.3.1. Introducción

Mella y Kühne (1983) determinaron que la superficie total de suelos derivados de materiales piroclásticos situados entre la Región Metropolitana y la X Región es de 5.288.070 hectáreas. Esta vasta superficie está representada por 33 Familias de suelos, las que, a su vez, incluyen las diversas Series de suelos.

Exceptuando los suelos derivados de arenas volcánicas de montaña, representados por las Familias Llaima y Caburga, disponemos de análisis mineralógicos de la arcilla de la mayoría de las series descritas. Ello representa alrededor de 1.500 muestras.

Para llevar a cabo los análisis hemos utilizado técnicas de difracción de rayos X, espectrofotometría infrarroja, análisis térmico diferencial, análisis químico elemental y, en algunos casos, microscopía electrónica, de alta y baja resolución. No todas las muestras han sido analizadas por todas estas técnicas: algunas, especialmente aquellas estudiadas en los primeros años (1956-1959) se evaluaron usando sólo ATD; en las otras, los análisis incluyeron dos o más métodos.

Parte de estos análisis se efectuaron entre 1972-1975 con motivo de un estudio sistemático de Correlación de los suelos volcánicos de la zona central de Chile (DIPROREN-SAG); otros se efectuaron en el extranjero (Besoain y García Vicente, 1962; Besoain *et al,* 1964; Besoain, 1969); una parte importante se ha efectuado en el Instituto de Investigaciones Agropecuarias, INIA (Besoain y Sepúlveda, 1981, 1983).

Un resumen de los componentes de las arcillas se presenta en las hojas analíticas, en el Capítulo Descripción y Clasificación de los Suelos (Mella y Kühne, 1983) de este libro. Nuestro interés es mostrar aquí análisis detallados de algunas series.

El Cuadro 1 muestra las series representativas de las Familias, de acuerdo a la ordenación efectuada por Mella y Kühne (1983) para este libro. El Cuadro 2 muestra la composición mineralógica de los suelos referida al 2º horizonte. En los gráficos de difracción no se dibujaron los tratamientos diferenciales (solvatación con gliceron en muestras-Mg, saturación con K y el efecto del calentamiento a 550ºC en muestras-K) por motivos de espacio, los que, sin embargo, se comentan en el texto.

Los métodos que se usaron para estos análisis se presentan en el Apéndice: difracción de rayos X, fotometría IR, ATD. Además, las muestras se sometieron al test de Fieldes y Perrott (1966), adoptándose una escala arbitraria de 5 tramos: MF = muy fuerte, F = fuerte, M = media, D = débil, MD = muy débil y SR = sin reacción. De algunas muestras se disponen microfotografías electrónicas.

CUADRO 1. Series representativas de suelos derivados de materiales piroclásticos del centro-sur de Chile

Nombre vernáculo	Posición fisiográfica	Posición topográfica	Material parental*	Serie	Clasificación
Trumaos	Depresión intermedia	Plana	C.A.B.	Bramadero	Typic Dystrandept
		Lomaje suave	C.A.B.	Osorno	Typic Dystrandept
	Precordillera andina	Lomajes y cerros	C.A.B.	Santa Bárbara	Typic Dystrandept
	Cordillera andina	Lomaje y cerros altos	C.A.B.D. + P	Ralún	Umbric Vitrandept
			C.A.B.D. + P	Chanleufú	Umbric Vitrandept
	Cordillera de la Costa	Cerro	C.A.B.D.	Lastarria	Typic Dystrandept
Ñadis	Depresión intermedia	Plana	C.A.B.	Frutillar	Typic Placandept
Arenosos volcánicos	Depresión intermedia	Plana	A.B.	Tijeral	Andic Xerumbrept
Pumicíticos	Depresión intermedia	Plana	P.R.	Caleuche	Xeric Durandept
	Depresión intermedia	Plana	P.R.	Alhué	Xeric Durandept
Pardo Arcillosos	Depresión intermedia	Lomaje suave	C.A.B.	Perquenco	Andic Hapumbrept
Rojo Arcillosos	Depresión intermedia	Lomaje suave	C. Básicas	Collipulli	Typic Rhodoxeralf
	Precordillera de la Costa	Lomaje	C. Básicas + M	Fresia	Typic Palehumult

* C.A.B. = cenizas andesítico-basálticas.
C.A.B.D. = cenizas andesítico-basálticas dacíticas.
P = pómez riolítico-dacítico.
A.B. = arenas basálticas.
P.R. = pómez riolítica.

CUADRO 2. Composición mineralógica de las arcillas (< 2 μ) de suelos representativos derivados de materiales piroclásticos del centro-sur de Chile

Serie	Alofán	Imogolita	Haloisita-7A	Caolinita	Clorita	Interestratificados	Illita	Esmectita	Gibbsita	Oxido de Fe	Cuarzo	Feldespatos	Cristobalita	Anfíboles	Reacción F.P.*
Bramadero	+++++		?		++		+				+	+	+	+	MF
Osorno	+++++	+	+		++				+			+	+		MF
Santa Bárbara	+++++	+	+		++				+			+	+		MF
Ralún	+++++				++				+			++	?		MF
Chanleufú	+++++	++			+						+	++	++		MF
Lastarria	+++++		+		+			+	++		+	+	+		MF
Frutillar	+++++			+	++				+	+		+	+		MF
Tijeral	+++++				++		+	++				+			
Caleuche	+++			+++++			+				+	+	+		MD
Alhué	+++			+++++			+				+	+	+		D
Perquenco	++++		++++								+	+	+		MD
Collipulli			+++++				+		+		+		+		mD
Fresia			+++++		+				+	+	+		+		mD

Estos análisis corresponden al 2º horizonte del suelo.
* F.P. = reacción de Fieldes y Perrott (1966).

2.3.1.1. PROBLEMAS DE IDENTIFICACION MINERALOGICA

Aunque el número de componentes de las arcillas de los suelos volcánicos no es excesiva, existen algunas dificultades de interpretación motivadas por la interacción de componentes y/o por limitaciones inherentes a los métodos de análisis. Entre éstos, se tiene que:

– Los pretratamientos pueden provocar alteraciones en la composición de las muestras. Por ejemplo, la peroxidación, junto con destruir componentes orgánicos, solubiliza parte del material inorgánico, especialmente si el suelo proviene de cenizas recientes. Dependiendo del contenido orgánico y otros factores poco claros, podrían formarse oxalatos de Fe o Al insolubles, como productos de reacción los que podrían, incluso, ser reabsorbidos por el coloide.

– Los resultados obtenidos por el test de Fieldes y Perrott (1966) para evidenciar la presencia de componentes no-cristalinos v. gr., alofán, por reemplazamiento de OH^- por F^- no son específicos. Cualquier material molido finamente que contenga grupos OH^-, da reacción positiva con este método. Es muy general.

– Se producen errores por el método de preparación de las muestras en determinados análisis. Por ejemplo, en el caso de los análisis por fotometría IR, la calidad del espectro depende de la distribución de la muestra en la matriz de soporte (KBr); sin embargo, pese a usar vibradores de alta frecuencia, la homogenización no es siempre satisfactoria, reconociéndose zonas con mayor densidad de muestra en una pastilla.

– En presencia de alofán, es difícil diferenciar, vía ATD, la haloisita-10A de la haloisita-7A, ya que se produce un endotérmico intenso que la asemeja a la haloisita-10A. Sin embargo, una diferenciación ulterior se logra por difracción de rayos X, por la posición de los d_{001} a 10,1A y 7,4A.

– La diferenciación de la haloisita-7A por difracción de rayos X, de la caolinita mal cristalizada, formas de caolinita pM o "fire-clay" es difícil ya que muestran el máximo basal (001) alrededor de 7,2 - 7,3A, además de la coincidencia de otras líneas. Los procedimientos a base de formamida, hidracina o dimetilsulfóxido para diferenciar caolinita de haloisita o clorita no fueron usados en este trabajo.

– Usualmente la identificación de la clorita respecto a caolinita bien cristalizada no es complicada, y se basa en la permanencia de las reflexiones 001 y 002 de la clorita de 14,2A y 7,08A por calentamiento a 550°C y la desaparición del espaciado 001 de la caolinita a 7,1A por ese tratamiento. También el tratamiento con HCl 1N durante la noche disuelve los peaks cloríticos y no afecta el espaciado 001 de la caolinita. Esto es de aplicación limitada en las arcillas de suelos pobremente cristalizadas. El tratamiento térmico, por ejemplo, puede descomponer las cloritas y no afectar las caolinitas. En los suelos de cenizas es frecuente encontrar minerales de 14A, que no se expanden por solvatación con glicerol, que no se contraen por saturación con K, pero que se descomponen por tratamiento térmico. Son cloritas lábiles poco cristalizadas.

– Mediante ME, la forma de las partículas constituye, en muchos casos, un antecedente valioso para la identificación de varios minerales, especialmente caolinita, haloisita, minerales fibrosos como sepiolita y palygorskita, pero algo menos en la identificación de clorita, illita, vermiculita, esmectita, minerales interestratificados. Entre los óxidos, el hierro hematítico, y la gibbsita, pueden ser bien identificados. En los suelos derivados de cenizas volcánicas, el TEM resulta insu-

perable para la identificación de imogolita, pero algo menos, para el alofán, excepto este último mediante TEM de alta resolución.

En las arcillas de los suelos Rojo Arcillosos hemos tenido dificultades para caracterizar el material laminar, de diseño poligonal o groseramente pseudohexagonal que predomina especialmente en los horizontes superiores y medios. El análisis IR y de difracción de rayos X indica que se trata de haloisita-7A, pero algunos espectros, particularmente del suelo Collipulli, tienen características de caolinita. Lo mismo ocurre con los diagramas de rayos X, en los que la intensidad de la reflexión a 4,45A, en diagramas de polvo al azar, es muy baja en relación al espaciado a 7A. Al microscopio electrónico aparece como un material muy semejante al "fire-clay".

2.3.2. Suelo Bramadero

a) Difracción de rayos X

En la Figura 1a se muestran los difractogramas de la arcilla Mg.

Las arcillas del horizonte Ap se caracterizan por exhibir reflexiones fuertes a 14,029A, 7,08A, 3,54A. La reflexión a 14A de la muestra-Mg, solvatada con glicerol, no se expande; saturada con K, no se contrae; saturada con K y calentada a 550°C se contrae de 14A a 13,5A. Tal comportamiento sugiere la presencia de una clorita, la cual, precisamente por la contracción por calentamiento, debe ser parcialmente-Al. Una reflexión a 4,74A, característica de esta especie, confirma el diagnóstico. La arcilla contiene, además, minerales primarios, incluyendo plagioclasa albita (3,2090A; 3,18A; 6,4A; 4,04A...), cuarzo (3,3386A; 4,27A), anfíbol (8,3A) y algo de mica (10,1A; 4,98A).

La arcilla del horizonte Al es semejante a la del horizonte Ap. La reflexión a 14A no se expande solvatada con glicerol, no se contrae cuando se satura con K y se desplaza levemente a 13,8A cuando se calienta a 550°C. La presencia de reflexiones a 7,08A, 3,5A y 4,72A confirman que se trata de una clorita. Por calentamiento a 550°C desaparece la reflexión a 7,08°C, lo que en algunas cloritas lábiles o alumínicas, es común que ocurra. La muestra contiene minerales primarios como albita, cuarzo, mica.

La arcilla del horizonte B, es muy parecida a las anteriores y muestra los mismos componentes: clorita, minerales primarios incluyendo plagioclasa albita, cuarzo y mica en mayor contenido que las precedentes.

En todas las muestras se observa que las reflexiones son pobres, de baja intensidad y el fondo es intenso, un hecho que señala la presencia de componentes no-cristalinos en la arcilla. El diagrama de las muestras desferrizadas por el método DCB mejora considerablemente la resolución e intensidad de los peaks.

b) Análisis térmico diferencial

Los termogramas diferenciales se muestran en la Figura 1b.

Las curvas de los tres horizontes son muy semejantes entre sí, y se caracterizan por mostrar un efecto endotérmico inicial debido a la liberación de agua absorbida, a 160, 187 y 180°C respec-

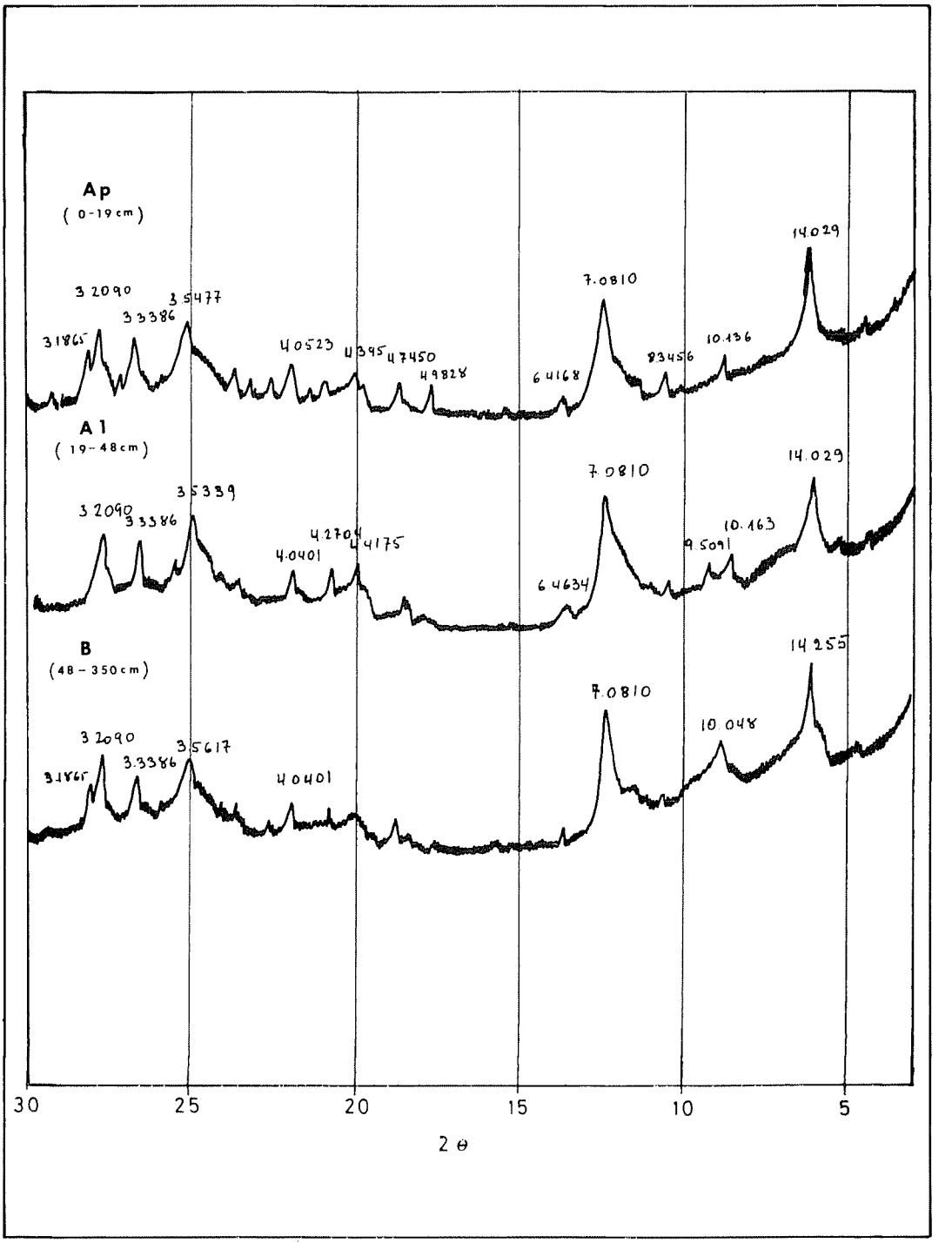


Figura 1a. Diagramas de difracción de rayos X de la arcilla (<2μ) del suelo Bramadero. Muestras-Mg en orientación paralela (Besoain y Sepúlveda, 1982).

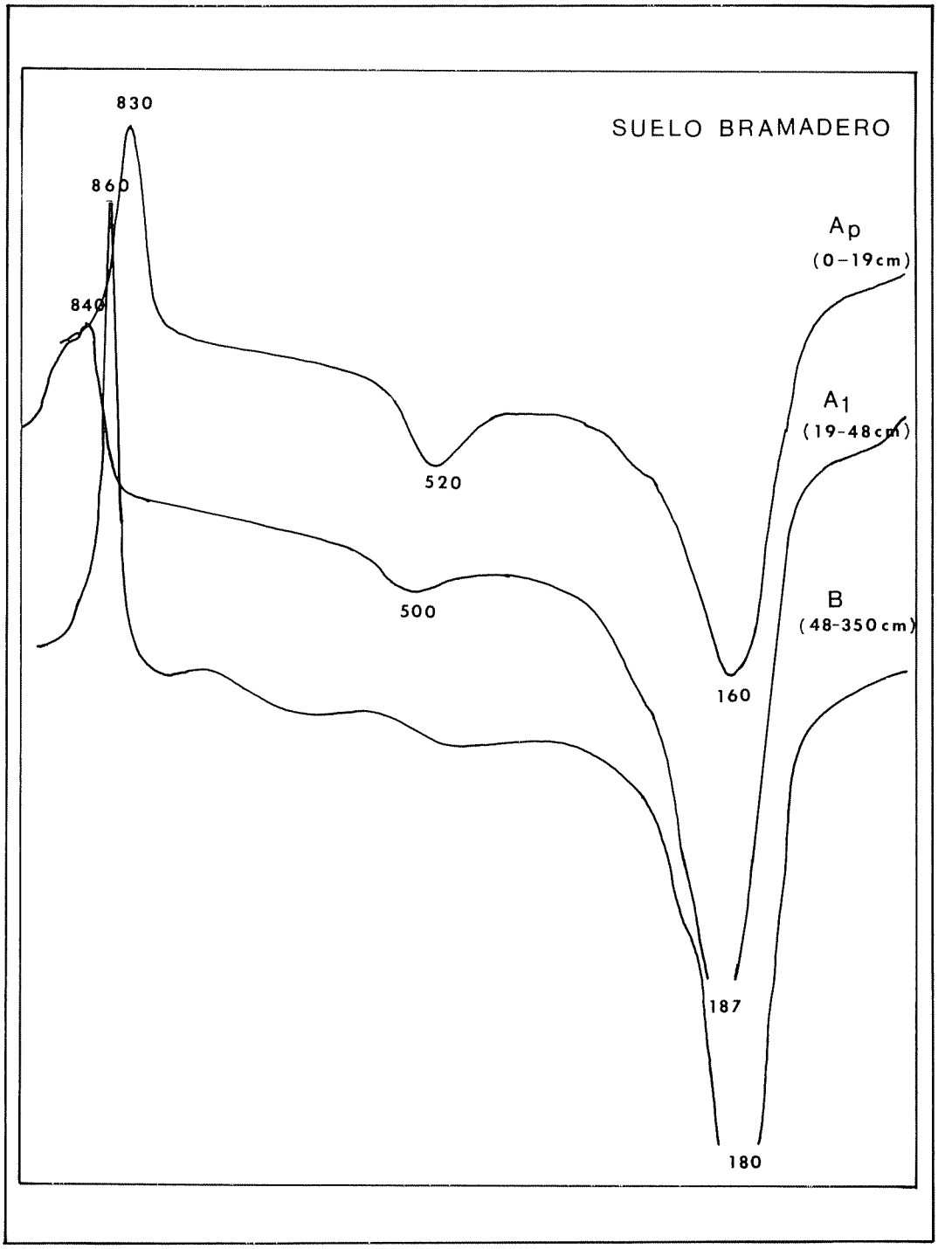


Figura 1b. Curvas de ATD de la fracción arcilla (<2μ) del suelo Bramadero. Grado de calentamiento: 10°C por min.; atmósfera de N_2. (Besoain y Sepúlveda, 1982).

tivamente; se trata de efectos intensos, especialmente aquel correspondiente a la arcilla del horizonte B, los cuales, unidos a los exotérmicos a elevada temperatura —830, 860 y 840°C— señalan que la especie dominante es alofán. Una reacción endotérmica extendida, a 520, 500 y 480°C, creemos que está referida a la deshidroxilación de la clorita y no de caolines. Esto lo confirman los resultados de difracción.

c) Fotometría IR

Los espectros IR de las arcillas se muestran en la Figura 1c. Básicamente ellos corresponden a espectros de arcillas alofánicas con una gran banda de absorción máxima a 3.490 cm^{-1}, una banda de H_2O a 1.620 cm^{-1} y una banda intensa con un máximo de absorción alrededor de 1.000 cm^{-1} y otro alrededor de 600 cm^{-1}. Algunas inflexiones a 3.620, 920, 825, 475 cm^{-1} podrían asignarse a la presencia de clorita, pero son poco diagnósticas.

2.3.3. Suelo Osorno

a) Difracción de rayos X

Los diagramas de difracción se muestran en la Figura 2a y corresponden a la arcilla (< 2 μ)-Mg.

Todas las arcillas de este suelo son muy semejantes, variando sólo la proporción de los componentes, pero no las especies.

Las arcillas del horizonte Ap presentan reflexiones a 14,255A, 7,08A y 3,5A, que son propias de filosilicatos. La reflexión a 14A no se expansiona con solvatación de glicerol, no se contrae saturada con K y prácticamente desaparece por calentamiento a 550°C. Se trata, probablemente de una clorita atípica, por su comportamiento al calentamiento. Más probablemente, puede corresponder a una clorita -Al, muy primitiva, con una red poco desarrollada, en vías de formación. El difractograma incluye además, una pequeña reflexión a 7,4A, que indica, posiblemente, trazas de un mineral caolinítico. La muestra contiene minerales primarios, como plagioclasa (albita), trazas de cuarzo, cristobalita.

Trasciende el fondo del diagrama, un hecho que señala la coexistencia de fuertes cantidades de componentes no-cristalinos.

Las muestras correspondientes a los horizontes A12, A3, B21 y B22 son todas muy semejantes. En aquella correspondiente al horizonte B21 hay líneas de anfíbol (8,3A) y en la del horizonte B21 líneas de mica (10,048A). Con la profundidad del perfil, se nota una acentuación de la intensidad de las líneas de la clorita y los minerales primarios.

La presencia de pequeñas cantidades de un caolín, que lo adscribimos a haloisita-10Å, se hace aparente por la aparición de una reflexión a 10,2Å la cual Å colapsa a 7,2Å por calentamiento a 100°C. La presencia de haloisita se ha confirmado por microscopía electrónica.

b) Análisis térmico diferencial

Los termogramas diferenciales se muestran en la Figura 2b.

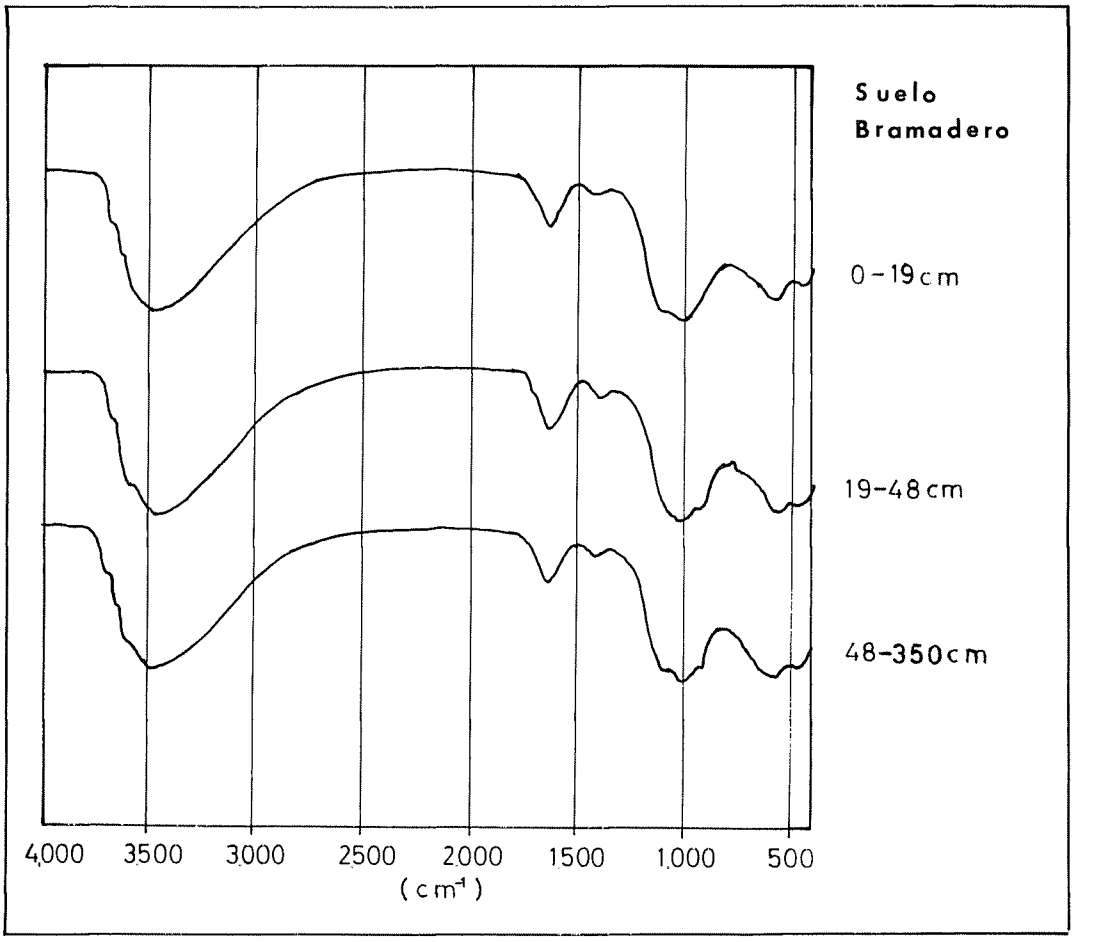


Figura 1c. Espectros de absorción IR de las arcillas del suelo Bramadero (Besoain y Sepúlveda, 1982).

Se caracterizan por exhibir un efecto endotérmico inicial muy intenso, con el máximo variable entre 180-210°C, con progreso de la temperatura en profundidad. El máximo exotérmico varía entre 800-815°C. Tales efectos, más la inclinación ascendente de la curva hacia la región de temperaturas altas, confirma la dominancia de alofán en estas muestras. La presencia de un efecto endotérmico alrededor de 500°C, lo adscribimos a la existencia de clorita y haloisita, en baja cantidad.

c) Fotometría IR

Los espectros IR de las arcillas del suelo Osorno se muestran en la Figura 2c. Se trata de típicos espectros de alofán, con una banda de absorción fuerte, máxima a 3.440 cm^{-1}, otra banda de H_2O a 1.620 cm^{-1} y otra máxima a 1.000 - 1.040 cm^{-1}, con un hombro a 1.110 cm^{-1}. La banda de alofán en las altas frecuencias, muestra hombros propios de componentes cristalinos: clorita y haloisita, las cuales se acentúan con la profundidad del perfil.

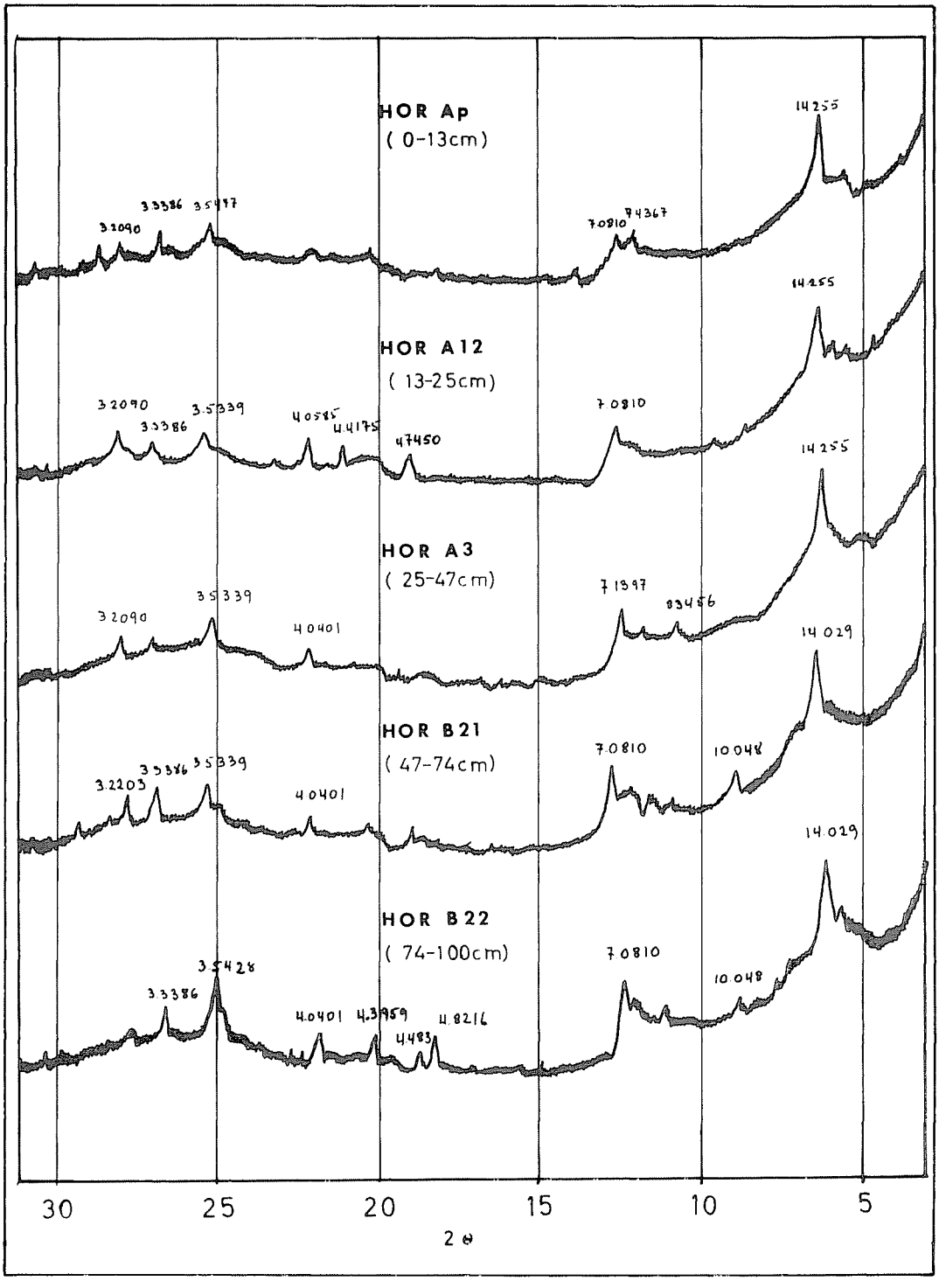


Figura 2a. Diagramas de difracción de rayos X de la arcilla (<2μ) del suelo Osorno. Muestras-Mg en orientación paralela (Besoain y Sepúlveda, 1982).

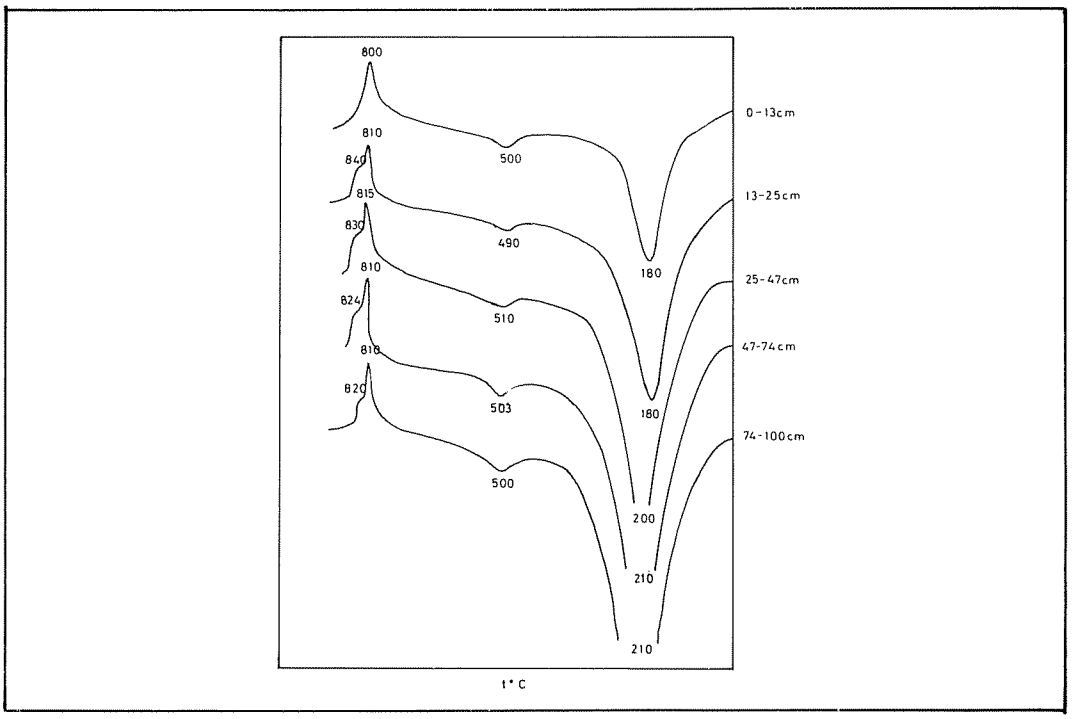


Figura 2b. Curvas de ATD de la fracción arcilla (<2μ) del suelo Osorno. Grado de calentamiento: 10°C por min.; atmósfera de N_2. (Besoain y Sepúlveda, 1982).

d) Microscopía electrónica

En las Figuras 2d y 2e se muestran microfotografías electrónicas de la arcilla correspondiente al horizonte 2C (70 - 90 cm).

En la Figura 2d puede verse, en el cuadrante inferior derecho, partículas alofánicas en forma de esférulos pequeños, junto a fragmentos gruesos, no transparentes a los electrones. Estos últimos corresponden a partículas primarias. Las partículas alofánicas coexisten en estrecha asociación con imogolita, que se presenta en forma de fibras, con un diámetro medio de 100A y una longitud de cientos de miles de ängstrom. Las fibras de imogolita se ven más claramente en el cuadrante superior izquierdo.

La Figura 2e muestra una fotografía electrónica de la arcilla del mismo horizonte, pero de una fase de imogolita muy pura. Puede determinarse que diámetro de las fibras varía entre 67A-117A.

Las muestras de la serie Osorno se colectaron en la Estación Experimental Remehue, del INIA.

2.3.4. Suelo Santa Bárbara

a) Difracción de rayos X

Los difractogramas de las arcillas-Mg del suelo Santa Bárbara se muestran en la Figura 3a.

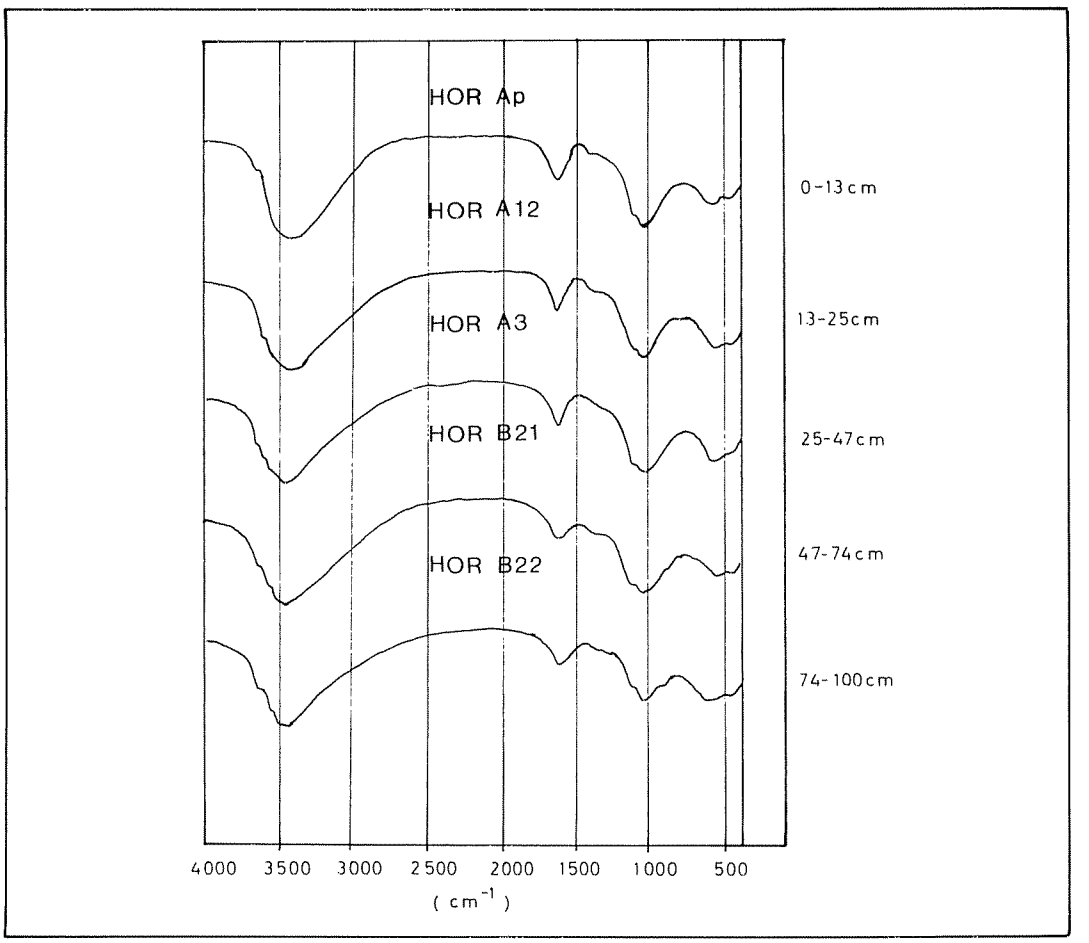


Figura 2c. Espectros de absorción IR de las arcillas del suelo Osorno (Besoain y Sepúlveda, 1982).

En general, los difractogramas son parecidos: muestran un fondo intenso, propio de la predominancia de componentes no-cristalinos y líneas de difracción de componentes cristalinos.

La muestra correspondiente al horizonte Ap (0 - 5 cm) presenta reflexiones propias de minerales caoliníticos, a 7,3A, 4,45A y 3,5A, poco intensa las cuales, por calentamiento a 550°C desaparecen. Por ME se confirma que se trata de haloisita tubular en baja proporción. La muestra exhibe reflexiones de minerales primarios: feldespato (3,18A), cristobalita (4,04A), cuarzo (3,33A).

Las muestras correspondientes a los horizontes inferiores son todas muy semejantes: en todas se observa una reflexión a 14 - 12A, exceptuando el nivel a 400 - 420 cm, las cuales parecen confirmar la presencia de trazas de esmectita o clorita, esta última por el desplazamiento de la reflexión de 7,3A a 7,0A. Aparece también gibbsita (4,84A), la cual tiende a aumentar la intensidad a medida que se incrementa la profundidad del perfil, excepto en el nivel 300 - 320 cm, en que disminuye.

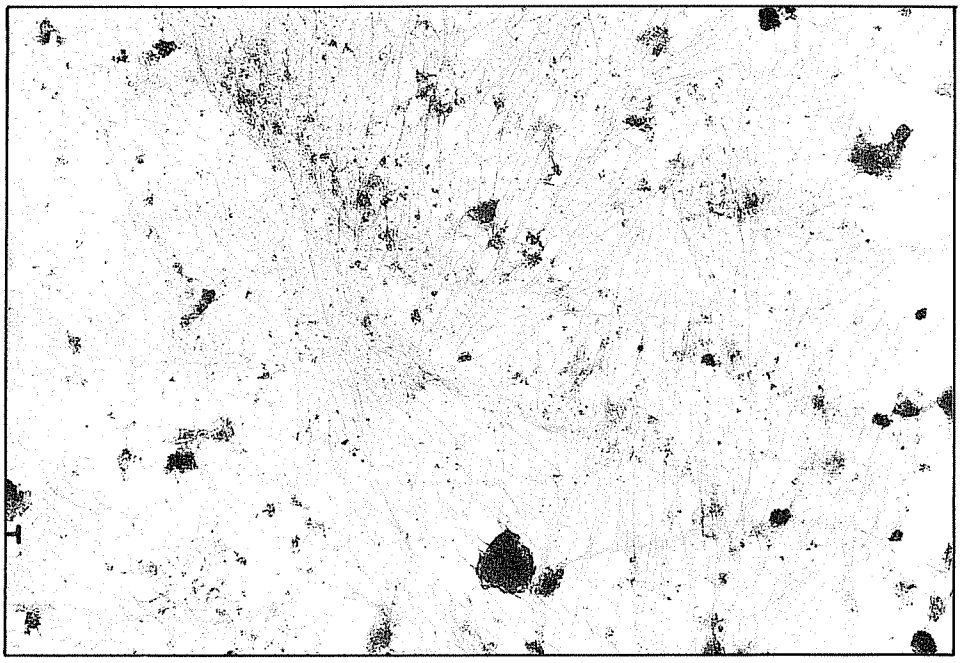


Figura 2d(1). Micrografía electrónica de la arcilla del horizonte B2 (0-90 cm) del suelo Osorno. Se observan partículas de alofán, aglomeradas, muy finas, en una masa dominante de fibras de imogolita bien desarrolladas (x 70.000). (Cortesía de F. Colmet-Daage, 1978).

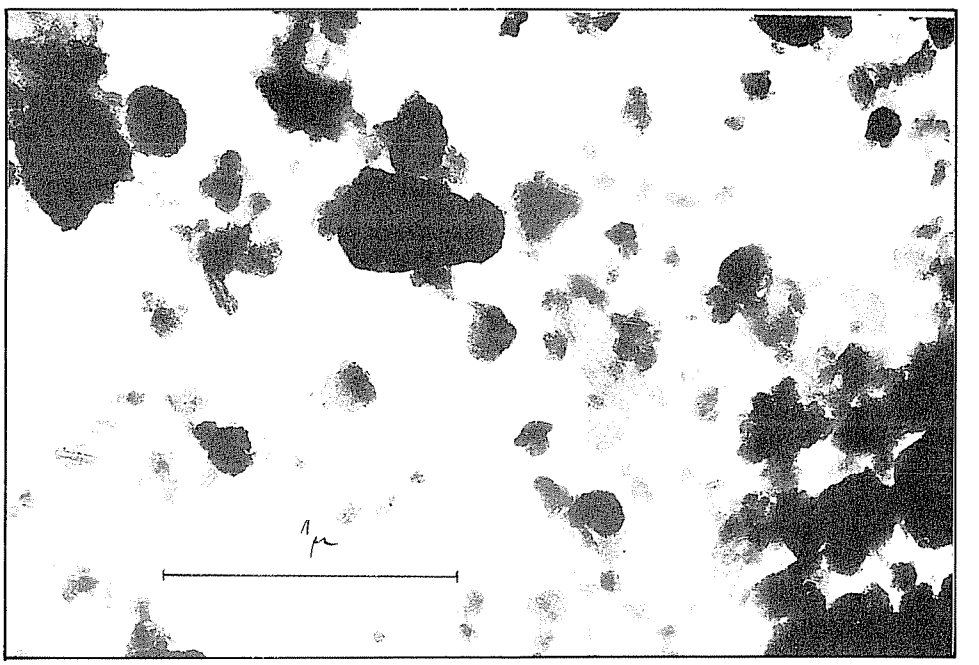


Figura 2d(2). Micrografía electrónica de la arcilla del horizonte B1 (20-67 cm) del suelo Osorno. Junto a abundante material no transparente, se observan fibras de imogolita, tubos de haloisita y alofán agregado (x 38.000).

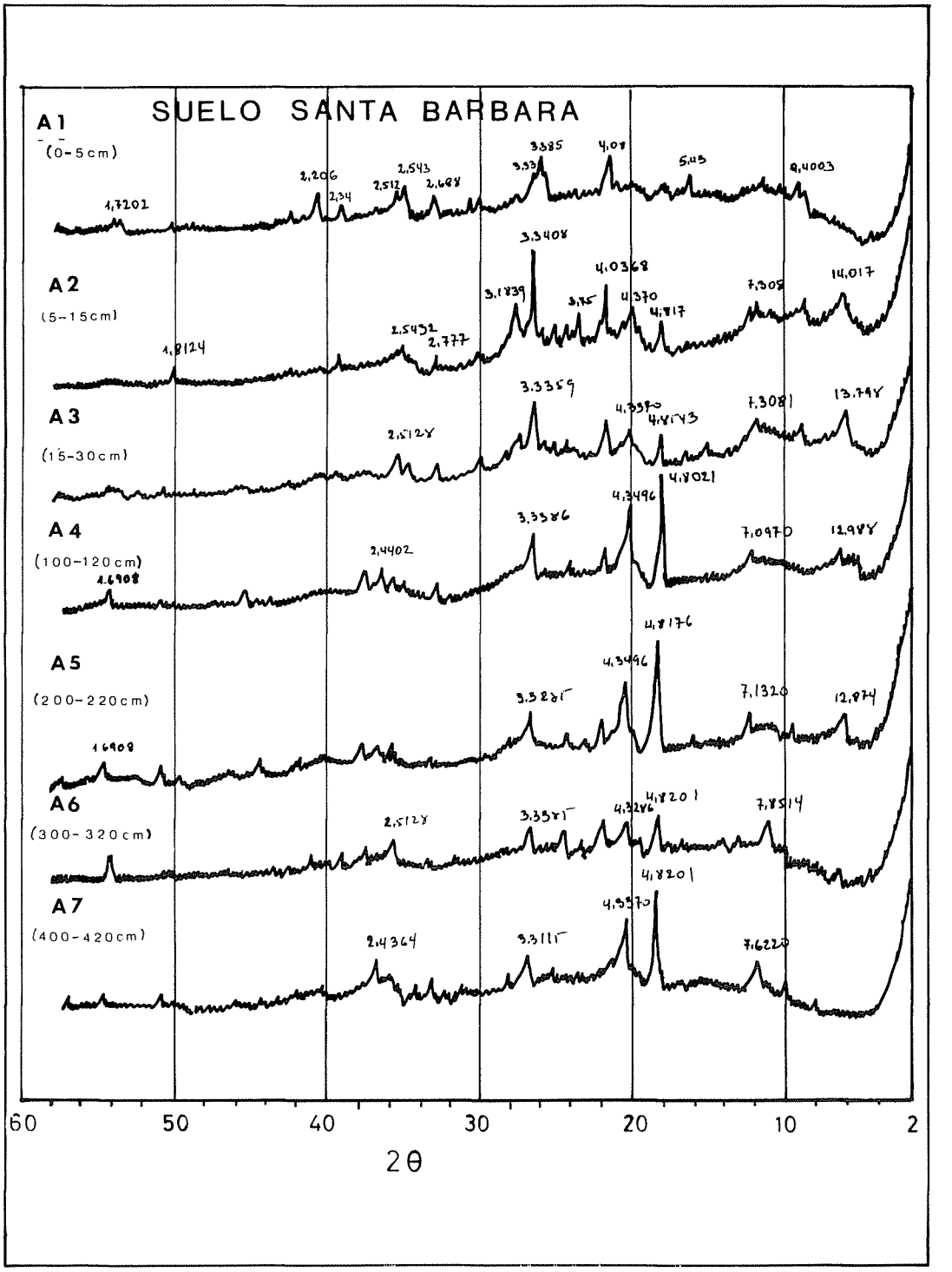


Figura 3a. Diagramas de difracción de rayos X de las arcillas (<2μ) del suelo Santa Bárbara. Muestras-Mg en orientación paralela (Besoain, 1961).

b) Análisis térmico diferencial

Los termogramas diferenciales se muestran en la Figura 3b.

Las curvas diferenciales son muy semejantes en su forma general: un endotérmico a baja temperatura máximo entre 150 - 198°C, un exotérmico máximo a 900 - 940°C, con tramo ascendente desde el endotérmico de deshidratación hacia las altas temperaturas. Son termogramas característicos de alofán. En todas se observa un endotérmico alrededor de 300°C, que aumenta fuertemente en profundidad y el cual lo adscribimos a gibbsita. Este componente se confirma por difracción de rayos X y fotometría IR. En varias muestras aparece un efecto endotérmico pequeño a 412°C, 420°C, el cual parece estar conectado a una reacción de deshidroxilación de imogolita. Este componente se ha detectado por ME. Otros endotérmicos pequeños a 560°C, 550°C están relacionados a la presencia de haloisita-7A o clorita en baja proporción.

c) Fotometría IR

Los espectros IR de las arcillas del suelo Santa Bárbara se pueden observar en la Figura 3c.

Los espectros son muy semejantes y propios de alofán: una banda de absorción fuerte en las altas frecuencias, máxima a 3.440 cm^{-1}, la banda de deformación del H_2O a 1.620 cm^{-1}, la banda de Si(Al)O alrededor de 1.000 - 1.040 cm^{-1}. La presencia de gibbsita se detecta por hombros a 3.620, 3.518 y 3.460 cm^{-1}, los cuales aumentan su intensidad con la profundidad del perfil.

d) Microscopía electrónica

En la Figura 3d se presenta una microfotografía electrónica de la arcilla, correspondiente al horizonte BC (100 - 160 cm). Esta microfotografía, tomada con mayor aumento (x 70.000) presenta fibras de imogolita, con un diámetro medio de alrededor de 100A, partículas esferoidales de alofán, y agregados no transparentes a los electrones. En el centro, pueden verse claramente fragmentos de tubos de haloisita, un hecho que guarda concordancia con las determinaciones efectuadas por difracción de rayos X.

2.3.5. Suelo Ralún

a) Difracción de rayos X

Los diagramas de difracción se muestran en la Figura 4a.

Las muestras son semejantes en sus rasgos generales, pero se diferencian en la intensidad de las reflexiones. El fondo del diagrama, intenso, revela una fuerte cantidad de minerales no-cristalinos, común a todas las muestras.

La primera estrata (0 - 20 cm) presenta una reflexión fuerte a 14,255A, la cual, solvatada con glicerol, se escinde en dos componentes: una a 14A y otra que se expande a 18A. Saturada con K, la reflexión se contrae a 13,6A, apareciendo una línea débil a 12,9A. Calentada a 550°C, desaparecen estas reflexiones. Tal comportamiento indica la presencia de un filosilicato expansible: montmorillonita y otro no-expansible, que no es clorita, ya que no se encuentra el orden 002 (7,0A) ni las reflexiones a 4,72A ni a 3,5A. Tampoco puede adscribirse a vermiculita, por su

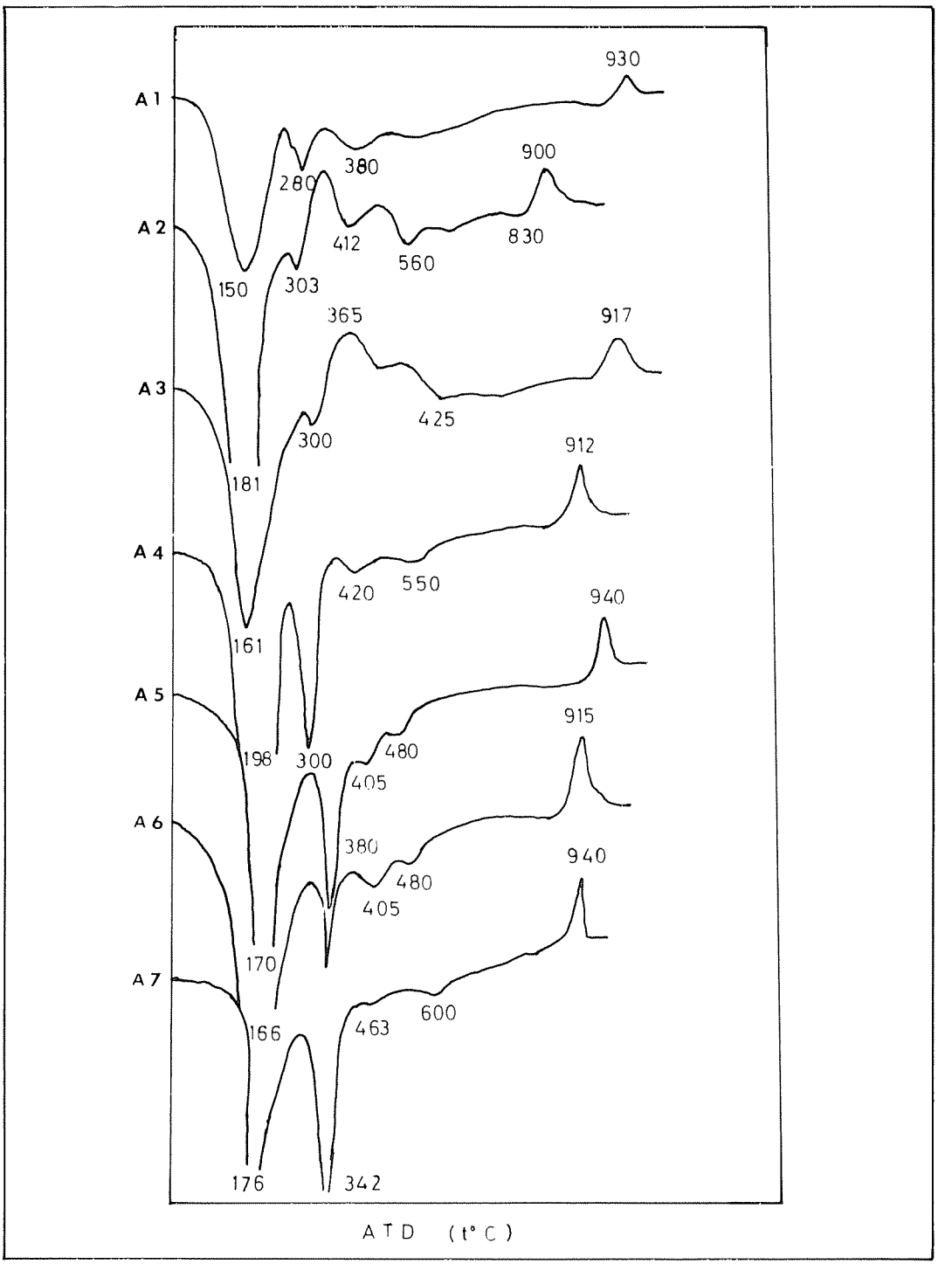


Figura 3b. Curvas de ATD de la fracción arcilla (<2μ) del suelo Santa Bárbara. Grado de calentamiento: 10°C por min.; atmósfera de N_2 (Besoain, 1961).

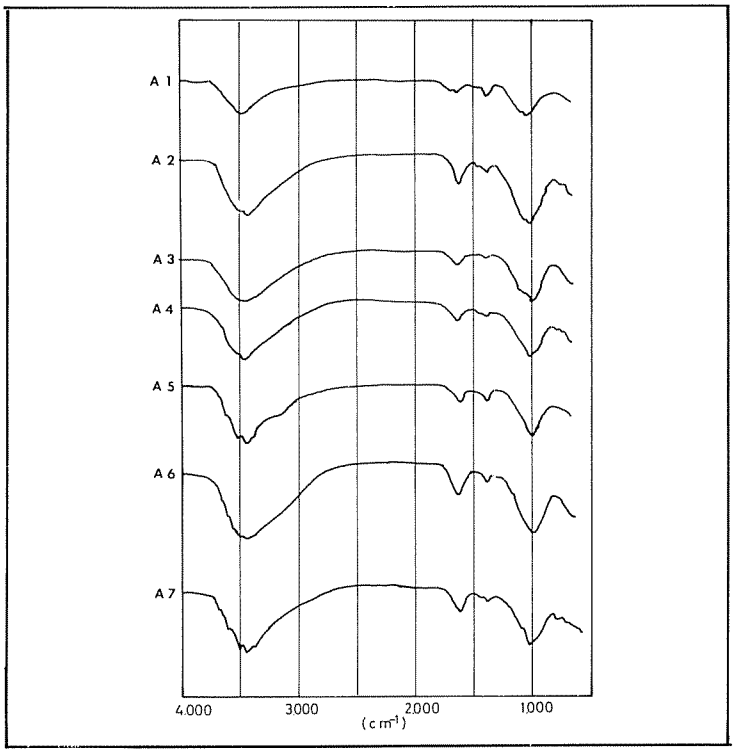


Figura 3c. Espectros de absorción IR de las arcillas del suelo Santa Bárbara (Besoain, 1961).

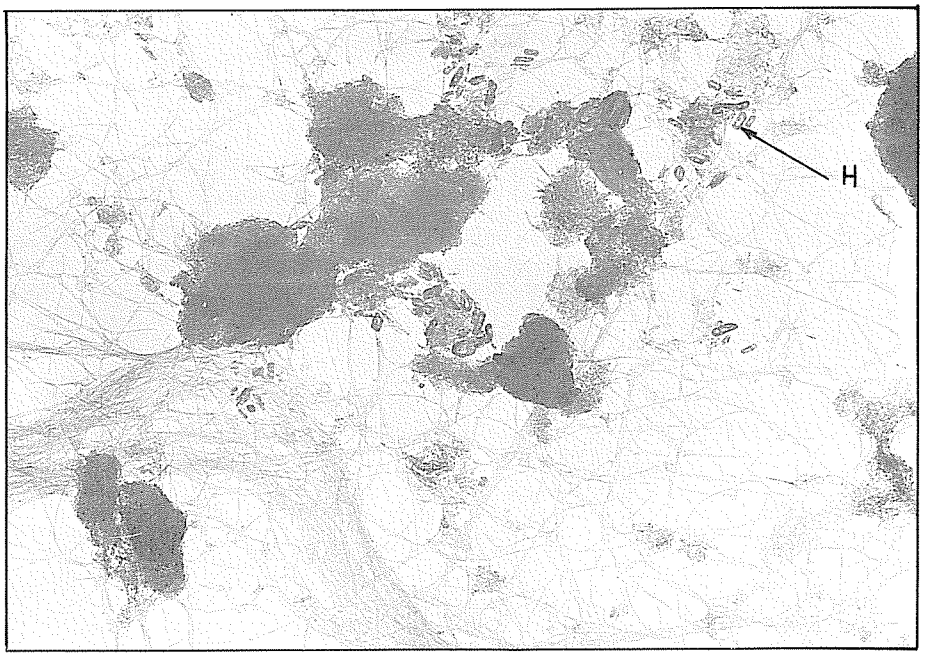


Figura 3d. Micrografía electrónica de la arcilla (<0,2μ) del horizonte B2 (100-160 cm) del suelo Santa Bárbara. Se observa una asociación de fibras de imogolita bien desarrolladas, con esférulos de alofán, agregados. Son visibles algunos tubos fragmentarios de haloisita (x 70.000). (Cortesía de F. Colmet-Daage, et al, *1978).*

comportamiento térmico, ya que no hay colapso a 10A cuando se somete a 550°C, ni contracción a 10A cuando se satura con K. Se trata, probablemente, de una red clorítica mal constituida, lábil, primitiva, en los primeros horizontes, pero que se define claramente en las estratas últimas del perfil por la aparición de máximos a 7,0A y a 4,72A.

Todas las muestras exhiben fuertes líneas de feldespato plagioclasa (3,2090A, 3,18A, 6,4A, 4,04A...) los cuales pueden adscribirse a albita. El contenido de feldespato disminuye con la profundidad del perfil. En el primer horizonte, la intensidad de la línea a 4,04A excede la proporción de intensidad que le correspondería si fuese una reflexión de albita, por lo que creemos identifica α-cristobalita.

b) Análisis térmico diferencial

Los termogramas pueden verse en la Figura 4b. Son muy semejantes y se caracterizan por un efecto endotérmico de deshidratación intenso, máximo a 187 - 200°C y otro, exotérmico de recristalización máximo a 820 - 885°C. Sólo en las dos primeras estratas (0 - 20 y 20 - 59 cm) se observa un leve efecto endotérmico a 300°C que señala la presencia de gibbsita.

c) Fotometría IR

Los espectros, con omisión de las estratas de pómez (N^{os} 3 y 6), se muestran en la Figura 4c.

Los espectros son muy semejantes y típicos de arcillas alofánicas: banda de absorción intensa máxima a 3.440 cm^{-1}, otra del agua a 1.620 cm^{-1}, una banda ancha, máxima a 950 - 980 cm^{-1} con un hombro a 1.100 cm^{-1} y otra, menos definida, alrededor de 600 cm^{-1}. En los dos primeros horizontes se observa una absorción pequeña a 800 cm^{-1} que podría estar conectada a la presencia de sílice opalina o cristobalita.

2.3.6. Suelo Chanleufú

Los diagramas de difracción, espectros IR y termogramas diferenciales se presentan en la Figura 5; las micrografías en la Figura 5d.

a) Difracción de rayos X

Los difractogramas (Figura 5a) son propios de arcillas dominadas por componentes no-cristalinos: fondo intenso y escasas reflexiones de minerales cristalinos. En todos se observan líneas de feldespato (3,2090A; 3,18A; 6,3A...), algo de cuarzo (3,33A). Reflexiones débiles alrededor de 14A en los primeros horizontes pueden indicar clorita.

b) Análisis térmico diferencial

Con excepción del primer horizonte, los diagramas denotan arcillas de composición semejante. El efecto endotérmico inicial no es muy intenso y el máximo varía entre 110 - 180°C. El efecto exotérmico se produce entre 870 - 920°C, algo agudo e intenso. Los últimos horizontes muestran exotérmicos a 418 y 410°C, los que denotan complejos humus-Al o humus-Fe, resistentes a los tratamientos con H_2O_2.

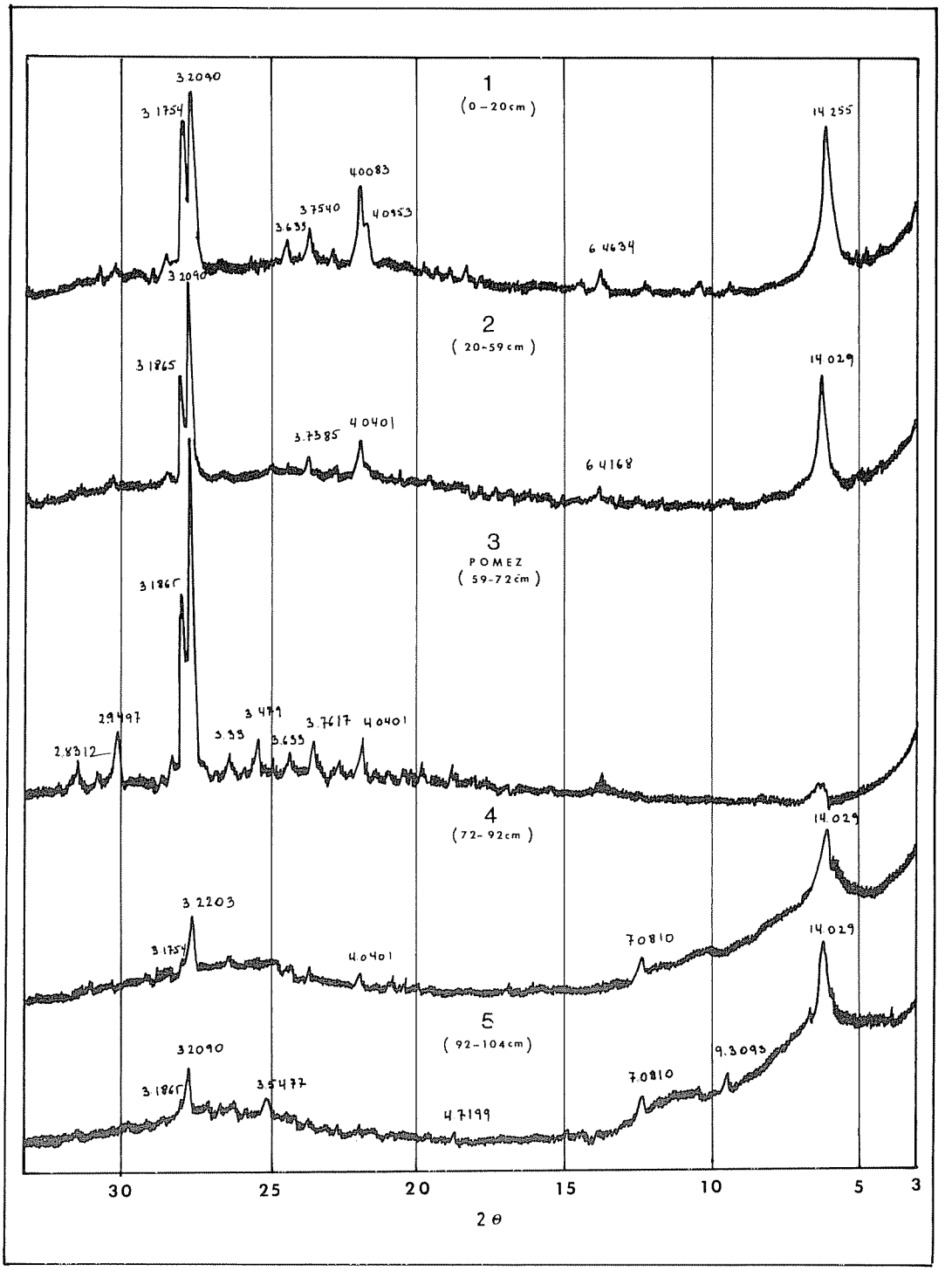


Figura 4a. Diagramas de difracción de rayos X de las arcillas (<2μ) del suelo Ralún. Muestras-Mg en orientación paralela (Sepúlveda y Besoain, 1983).

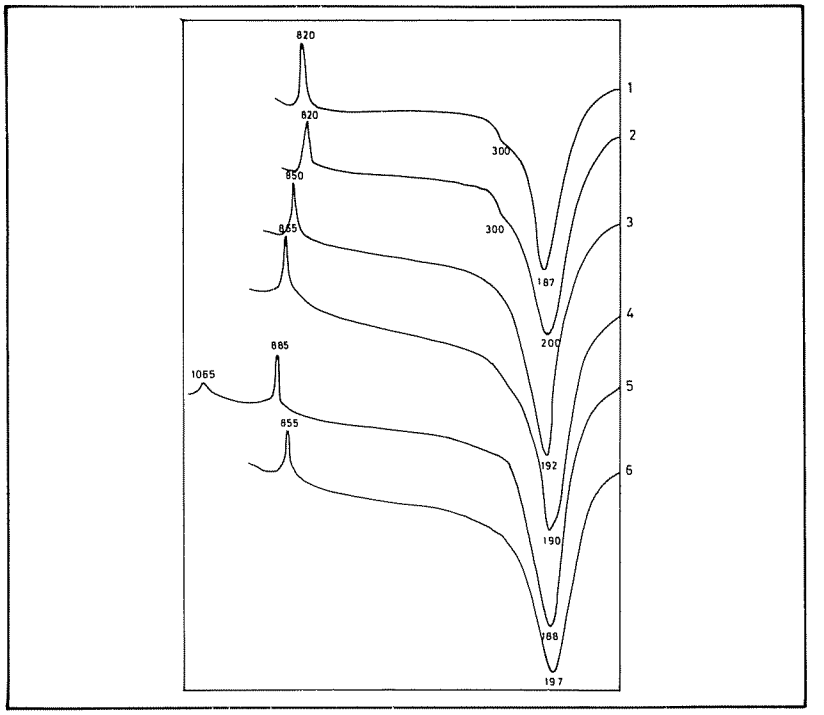


Figura 4b. Curvas de ATD de la fracción arcilla (<2μ) del suelo Ralún. Grado de calentamiento: 10°C por min.; atmósfera de N_2. (Sepúlveda y Besoain, 1983).

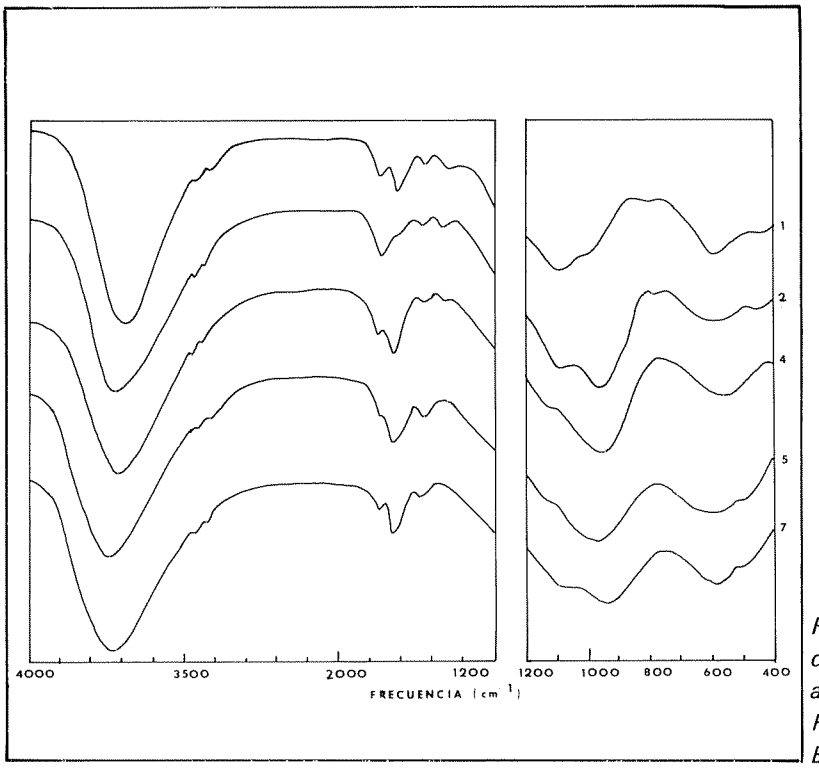


Figura 4c. Espectros de absorción IR de las arcillas (<2μ) del suelo Ralún (Sepúlveda y Besoain, 1983).

La arcilla del primer horizonte es algo diferente, por la reacción endotérmica a 450°C, la cual probablemente está relacionada a minerales 1:1 (caolinita? haloisita?) o clorita.

c) Fotometría IR

Los espectros IR se muestran en la Figura 5. Definen claramente la presencia de arcillas alofánicas: una banda de absorción fuerte, máxima a 3.440 cm^{-1}, otra correspondiente a la banda de deformación de la molécula de agua a 1.620 cm^{-1} y otra banda ancha y pronunciada a 1.040 - 1.000 cm^{-1}, propia de la de vibración de Si(Al)O. No se observan otras singularidades.

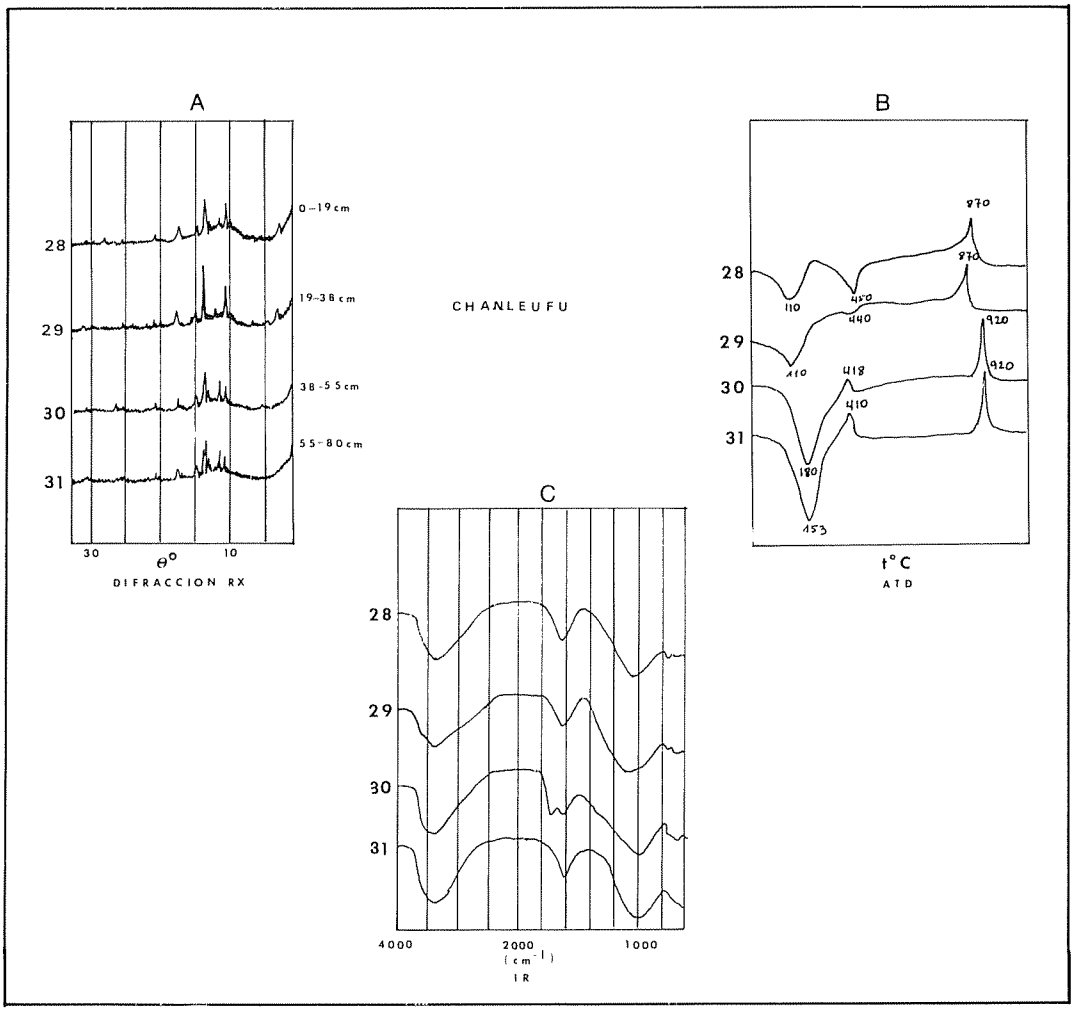


Figura 5 A. Diagramas de difracción de rayos X de las arcillas (<0,2μ) del suelo Chanleufú. Muestras-Mg, en forma de polvo al azar. Valores de θ en 1 grado (Besoain, 1969).
B. Curvas de ATD de la fracción arcilla (<0,2μ) del suelo Chanleufú. Grado de calentamiento: 10°C por min.; atmósfera normal (Besoain, 1969).
C. Espectros de absorción IR de las arcillas (<0,2μ) del suelo Chanleufú (Besoain, 1969).

d) Microscopía electrónica

La Figura 5d presenta una microfotografía electrónica de la arcilla del horizonte 2C (38 - 55 cm). Puede verse una estrecha asociación de alofán con fibras de imogolita, las cuales están cubiertas, en toda su extensión por esférulos alofánicos. Los esférulos tienen un diámetro medio de 120 - 130A.

2.3.7. Suelo Lastarria

De este suelo disponemos de análisis térmico diferencial de todos los horizontes, pero de difracción sólo los tres últimos.

a) Difracción de rayos X

Los difractogramas se muestran en la Figura 6a.

La arcilla del horizonte Bt3 (112 - 166 cm) presenta reflexiones a 14,2A y una reflexión pequeña a 3,5A, las que parecen estar conectadas a la presencia de clorita y un mineral 1:1, probablemente haloisita 7A, esto último por el diagrama de ATD. En todas las muestras destacan reflexiones d_{002} y d_{110} a 4,82A y 4,35A de la gibbsita, con fuerte incremento de la intensidad según la profundidad.

En general, los diagramas muestran fondos intensos que denotan el predominio de componentes no-cristalinos.

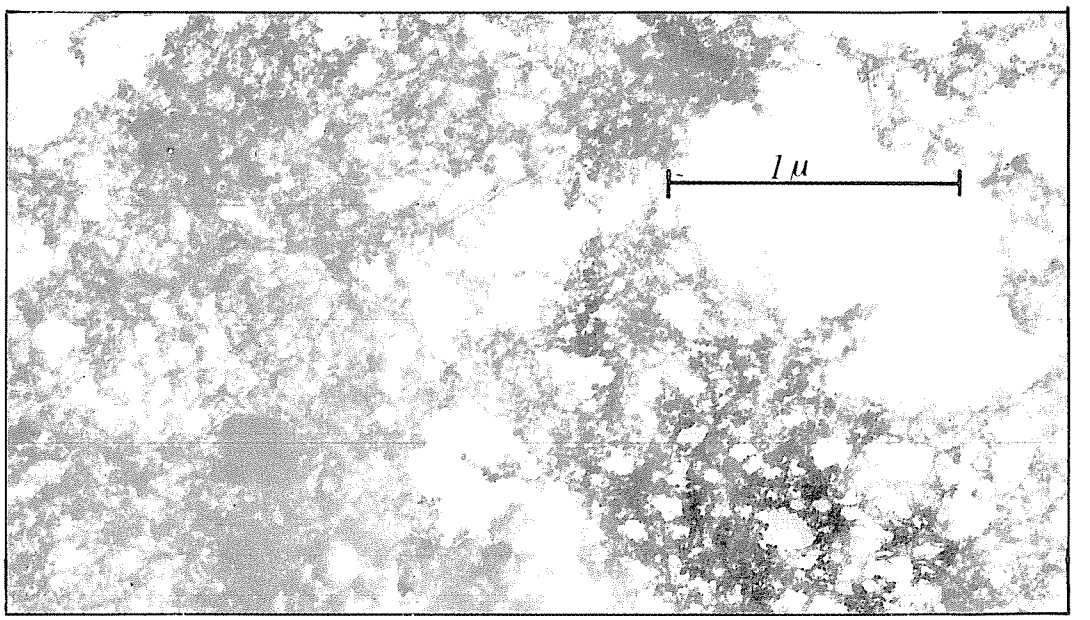


Figura 5d. Micrografía electrónica (x 38.000) de la fracción arcilla (<0,2μ) del horizonte AIV del suelo Chanleufú. Se observa predominio de alofán característico, en forma de partículas esféricas que se disponen, preferentemente, sobre fibras de imogolita.

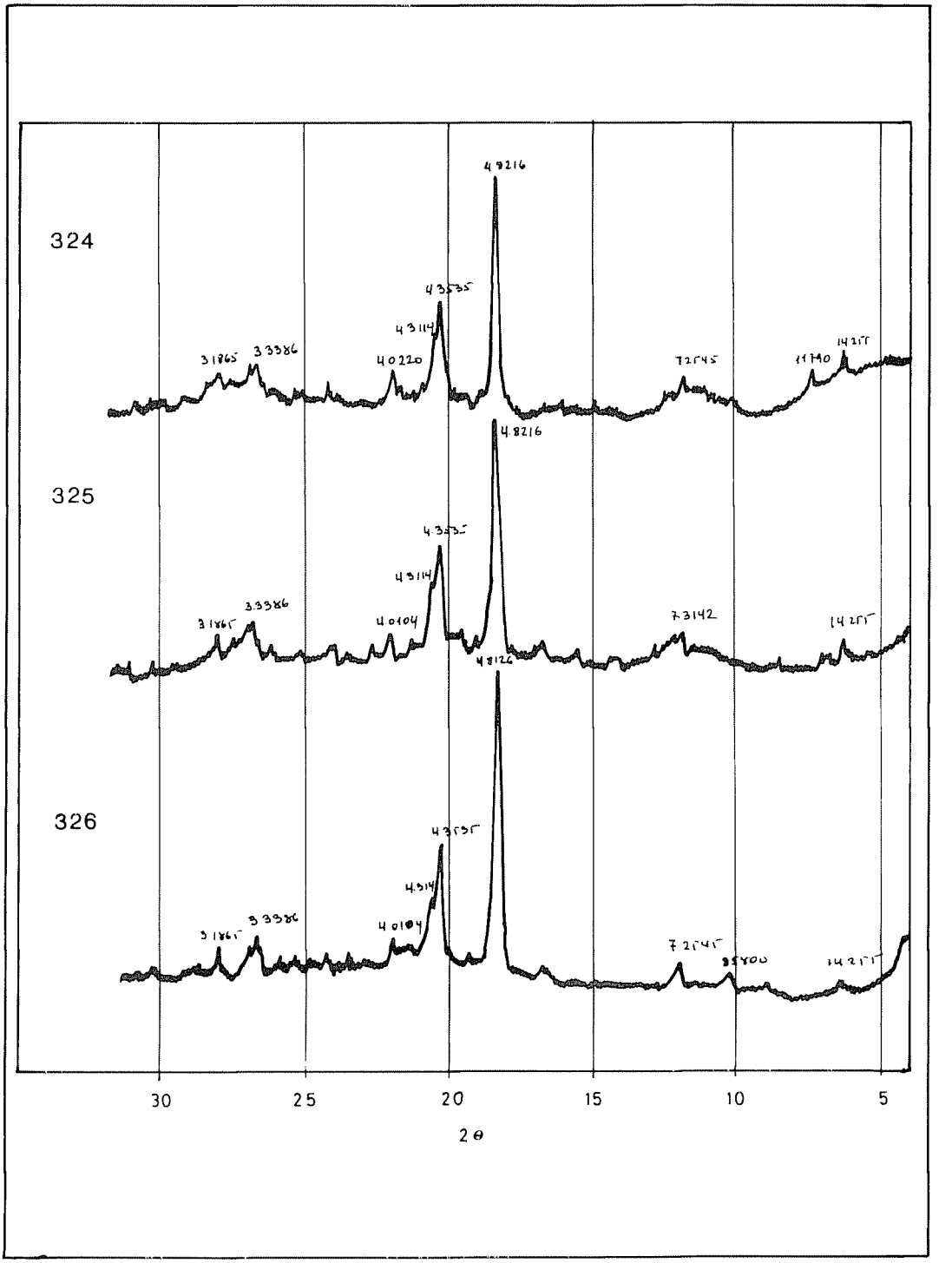


Figura 6a. Diagramas de difracción de rayos X de arcillas (<2μ) del suelo Lastarria. Muestras-Mg en forma de polvo al azar (Besoain, 1974).

b) Análisis térmico diferencial

Los termogramas se muestran en la Figura 6b.

Con excepción de la arcilla del horizonte Bt4, las curvas son semejantes y caracterizadas por una reacción endotérmica de deshidratación pronunciada, con un máximo fluctuante entre 170 - 200°C y un efecto exotérmico, pequeño, máximo a 770 - 880°C. La expansión de la curva a la zona de temperaturas más elevadas es ascendente, un hecho que, conjuntamente con la forma y posición de los máximos indica fuerte predominio de alofán. En todas se observa una reacción endotérmica pronunciada a 320 - 340°C, que aumenta con la profundidad del perfil, la cual, corresponde a gibbsita en concordancia con los diagramas de rayos X.

La muestra de arcilla del horizonte Bt4 es algo diferente: la excepcional cantidad de gibbsita de la muestra distorsiona la morfología del difractograma alofánico. No se produce un exotérmico a temperatura elevada y el endotérmico de deshidratación es pequeño y máximo a 120°C.

En base al área de la reacción a 320 - 340°C se calculó el contenido de gibbsita de estas muestras, comparándola con una curva estándar hecha en base a gibbsita (Minas Gerais, Brasil) y una substancia inerte. El contenido para las muestras era el siguiente:

Muestra	Gibbsita (%)
321	8,0
322	4,2
323	13,4
324	18,0
325	33,0
326	33,6

Los horizontes con mayor contenido de gibbsita mostraban la presencia de gránulos blancos, cerosos de gibbsita prácticamente pura.

2.3.8. Suelo Frutillar

De este Ñadi disponemos sólo de análisis por difracción de rayos X y curvas termo-diferenciales.

a) Difracción de rayos X

Los diagramas (Figura 7a) son muy semejantes, con líneas de difracción escasas y poco intensas, estableciéndose las diferencias más en el orden cuantitativo. Los fondos de los diagramas son acusados revelando que, junto a los minerales cristalinos, predominan los componentes no-cristalinos.

La arcilla correspondiente al horizonte A (0 - 17 cm) muestra una reflexión a 14,255A, la cual saturada con K no se contrae; solvatada con glicerol, no se expande y saturada con K y calentada a 550°C desaparece. Es un filosilicato atípico el que, considerando el desarrollo de los otros difractogramas de las arcillas de este suelo, puede adscribirse a una clorita primitiva, que inicia su formación. Una línea a 3,18A y otra a 4,05A señalan, probablemente, la presencia de feldespato y cristobalita, respectivamente.

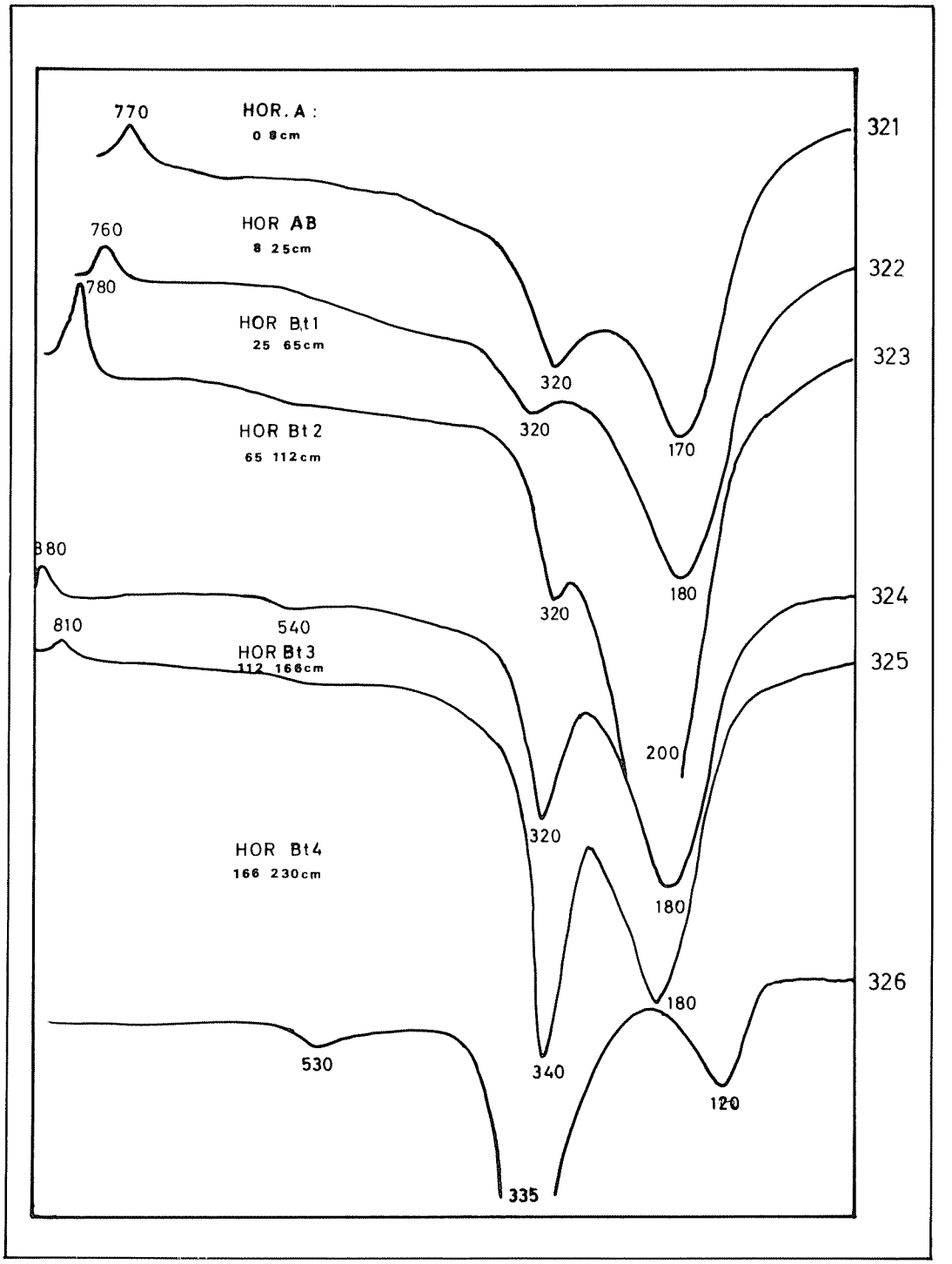


Figura 6b. Curvas de ATD de la fracción arcilla (<2μ) del suelo Lastarria. Grado de calentamiento: 10°C por min.; atmósfera de N_2 (Besoain, 1974).

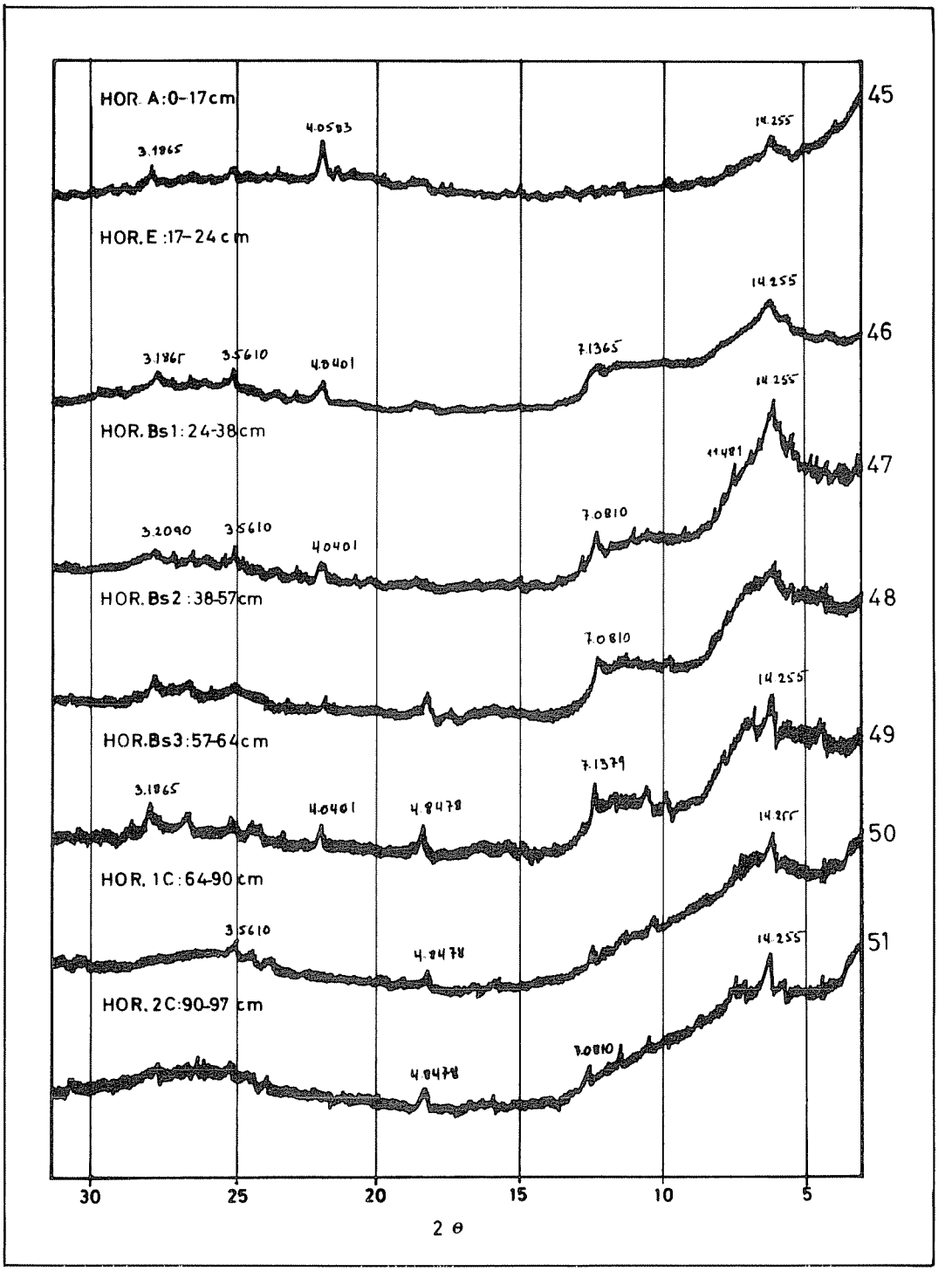


Figura 7a. Diagramas de difracción de rayos X de las arcillas (<2μ) del suelo Frutillar. Muestras-Mg en orientación paralela (Besoain y González, 1977).

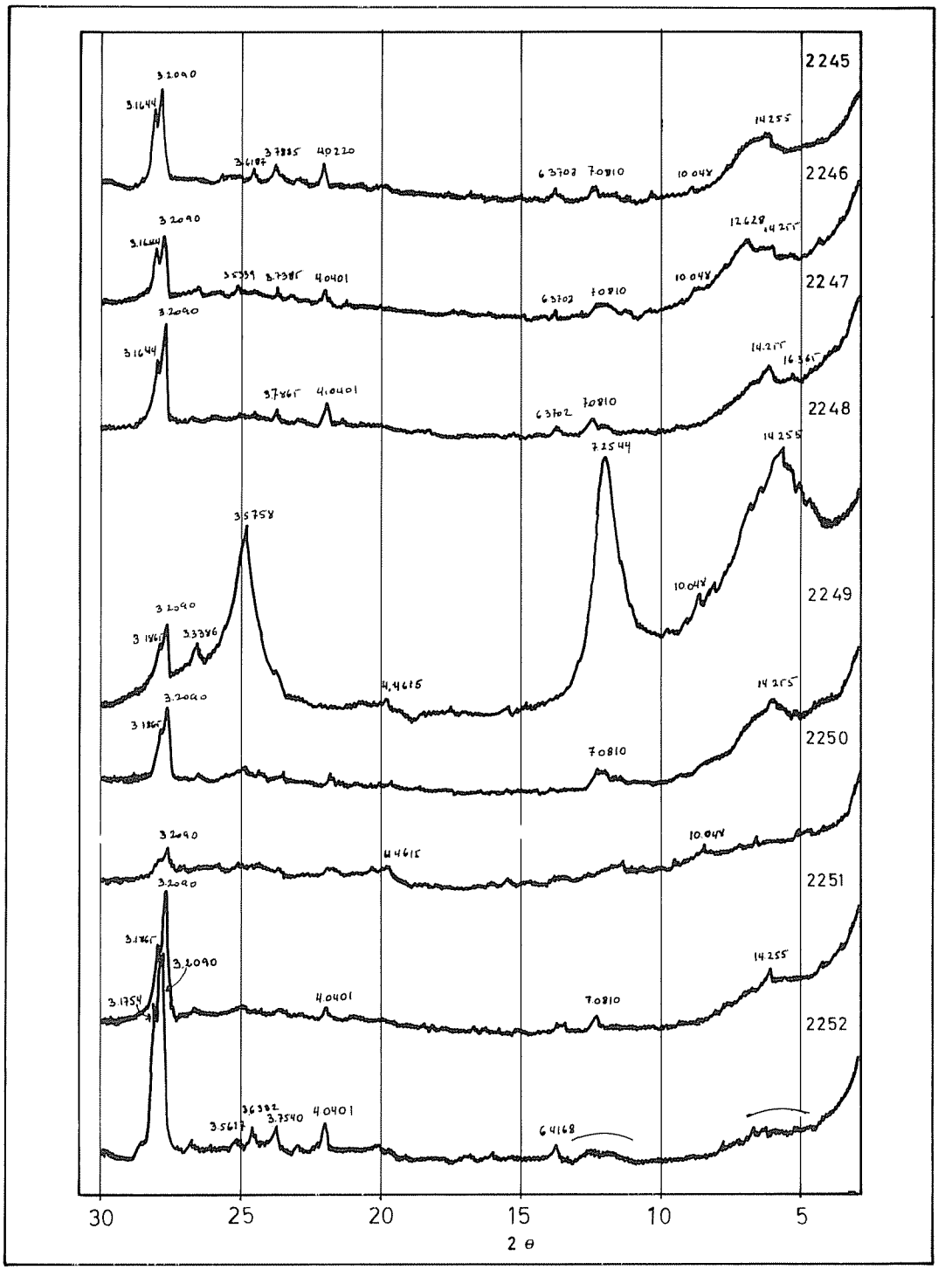


Figura 8a. Diagramas de difracción de rayos X de las arcillas (<2μ) del suelo Tijeral. Muestras-Mg, en forma de polvo al azar (Besoain y González, 1976).

Las arcillas del horizonte B12 son muy diferentes y señalan una discordancia del material parental, hecho que no debe sorprender ya que estos suelos, provenientes de depositaciones de arena volcánica mezcladas con cenizas, son estratificados, pudiendo incluir materiales bastante heterogéneos. Una línea a 14A, en la muestra-Mg expande a 18,4A solvatada con glicerol y colapsa a 9,8A por calentamiento, lo que indica la presencia de montmorillonita. La reflexión a 7,2A, junto a aquella a 3,5A podría indicar la presencia de una clorita, pero el comportamiento térmico y la ausencia de la reflexión d_{003} a 4,74A nos hace adscribirla a una caolinita, hecho que lo confirma el espectro IR. La muestra contiene, además, algo de mica (10,048A) y plagioclasa.

Las muestras correspondientes a los horizontes B13, B14, B15 y B16 son muy semejantes: la reflexión a 14A prácticamente no se expande solvatada con glicerol y desaparece por calentamiento, un hecho que incida un grado de cristalización incipiente de una clorita o vermiculita primitiva. Las líneas del feldespato (3,2090A, 3,1865A) son fuertes y se incrementan en profundidad.

b) Fotometría IR

Los espectros IR pueden verse en la Figura 8b.

Con la excepción de la arcilla correspondiente al horizonte B12 que presenta una factura caolinítica (bandas a 3.700, 3.620, 1.100, 1.030, 915, 540 cm^{-1}) y, en alguna manera, la arcilla del horizonte B16, semejante a la anterior, las otras no exhiben características de bandas de minerales cristalinos, sino de un material francamente alofánico: banda amplia, máxima a 3.440 cm^{-1}, una banda de deformación de la molécula de H_2O a 1.620 cm^{-1}, otra amplia máxima alrededor de 1.000 cm^{-1} y otra alrededor de 580 - 590 cm^{-1}.

2.3.10. Suelos Alhué y Caleuche

De estos suelos disponemos solamente de diagramas de difracción de rayos X, los cuales se hicieron usando granulometrías diferentes: $< 0{,}2\ \mu$, $< 2 - 0{,}2\ \mu$ y $< 2\ \mu$, que se muestran en la Figura 9.

En las arcillas del suelo Caleuche, la fracción arcilla presenta un mayor contenido de minerales primarios, como cuarzo (3,33A) y albita (3,2090A, 318A) y mica (10,048A) respecto al suelo Alhué. El mineral dominante es, en todo caso, la haloisita-7A, que aumenta su contenido gradualmente a medida que disminuye el diámetro del gránulo. La reflexión a 14A, identifica un mineral de 14A: por calentamiento a 550°C colapsa a 10A; solvatada con glicerol, se expande una parte a 18A y otra permanece a 14A, hechos que demuestran la existencia de una mezcla de montmorillonita y vermiculita.

Otros suelos derivados de pómez riolítica, como las series Pudahuel y Culiprán, no incluidas en este trabajo, muestran una mineralogía de arcillas semejante a las de los suelos Alhué y Caleuche (González y Besoain, 1976).

2.3.11. Suelo Perquenco

De este suelo disponemos sólo de curvas de análisis térmico de las arcillas, las que pueden verse en la Figura 10.

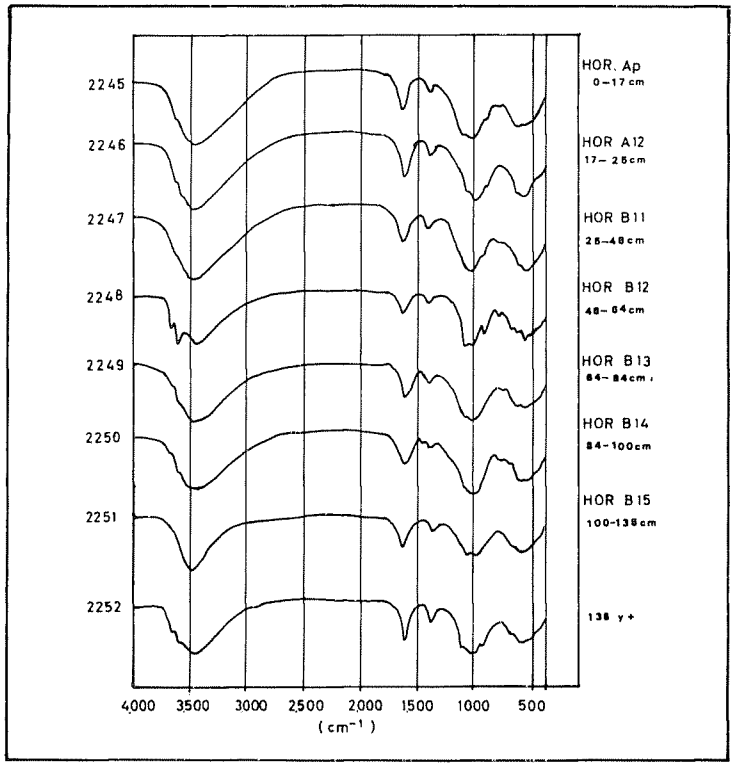


Figura 8b. Curvas de ATD de la fracción arcilla (<2μ) del suelo Tijeral. Grado de calentamiento: 10°C min.; atmósfera de N_2 (Besoain y González, 1976)

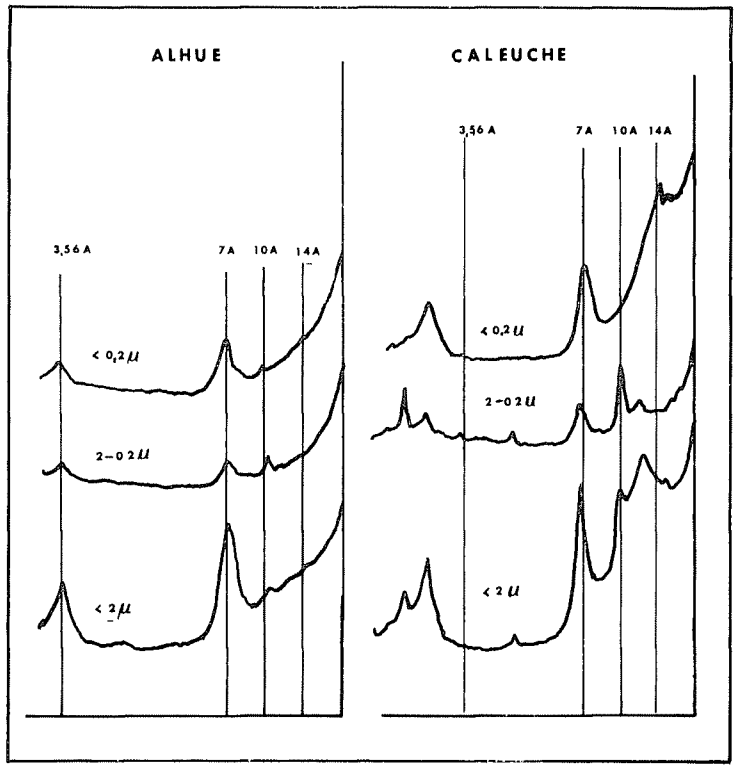


Figura 9a. Diagramas de difracción de rayos X de las arcillas (<2μ), 2-0,2μ y <0,2μ) del horizonte Al de los suelos Alhué y Caleuche (González y Besoain, 1976).

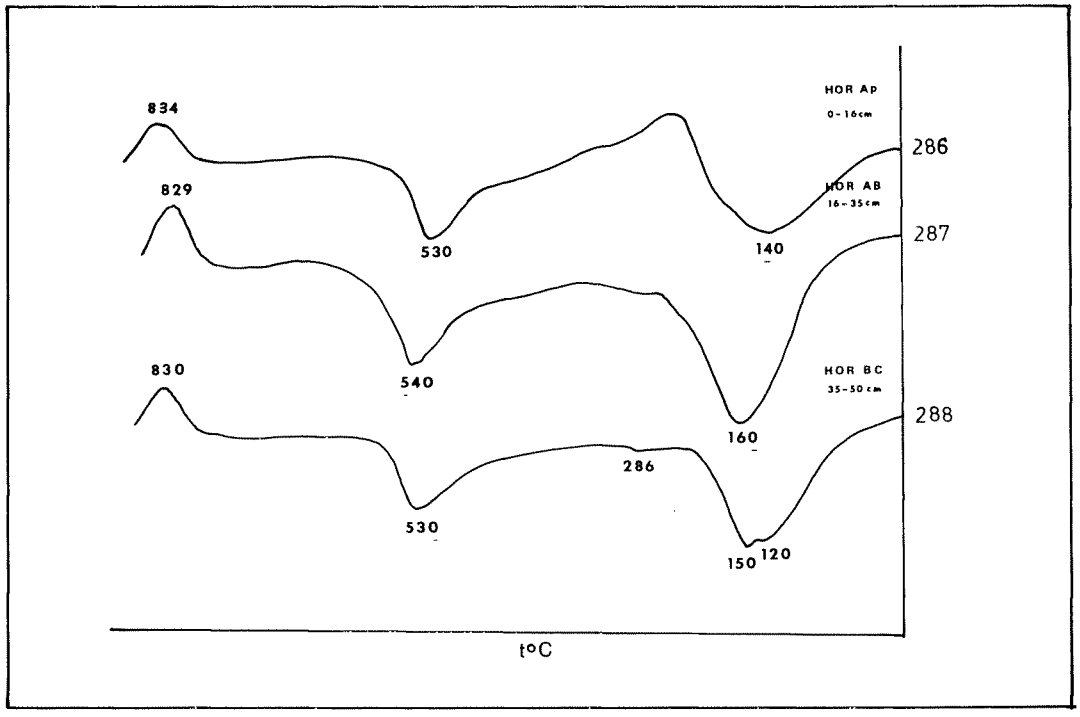


Figura 10a. Curvas de ATD de las arcillas (<2μ) del suelo Perquenco. Grado de calentamiento: 10°C por min.; atmósfera de N_2 (Besoain, 1972).

Los termogramas son muy semejantes: todos dan un endotérmico inicial con un máximo a 140, 160 y 150°C para los horizontes Ap, AB y BC, y un exotérmico de recristalización a 834, 829 y 830°C respectivamente. Todas tienen un pico endotérmico de deshidroxilación a 530, 540 y 530°C respectivamente. Este último efecto es claramente asimétrico, con acceso lento y retorno rápido a la línea base y una relación de tgα/tgβ alrededor de 2,6. Tales antecedentes nos indican la presencia de haloisita-7A, la cual, considerando el desarrollo del endotérmico inicial, debe estar asociada a alofán.

2.3.12. Suelo Collipulli

a) Difracción de rayos X

Los difractogramas pueden verse en la Figura 11a. Todos son muy semejantes y se caracterizan por reflexiones fuertes a 7,3A; 4,4A; 3,59-3,60A; 2,51A; 1,68A; 1,48A las que identifican a la haloisita-7A. En todas las muestras se encuentra cuarzo (3,33A) y cristobalita (4,04A). La gibbsita (4,84A) aumenta sensiblemente con la profundidad del horizonte.

En todos los diagramas se presenta una reflexión más o menos intensa, a alrededor de 9,5A, para la cual no tenemos ninguna explicación satisfactoria. La capacidad de intercambio de cationes de este suelo (16 - 19 meq/100 g) lo que concuerda con una composición haloisítica. Creemos que el peak a 9,5A representa una interestratificación de capas hidratadas (haloisita-10A) y deshidratadas (7A).

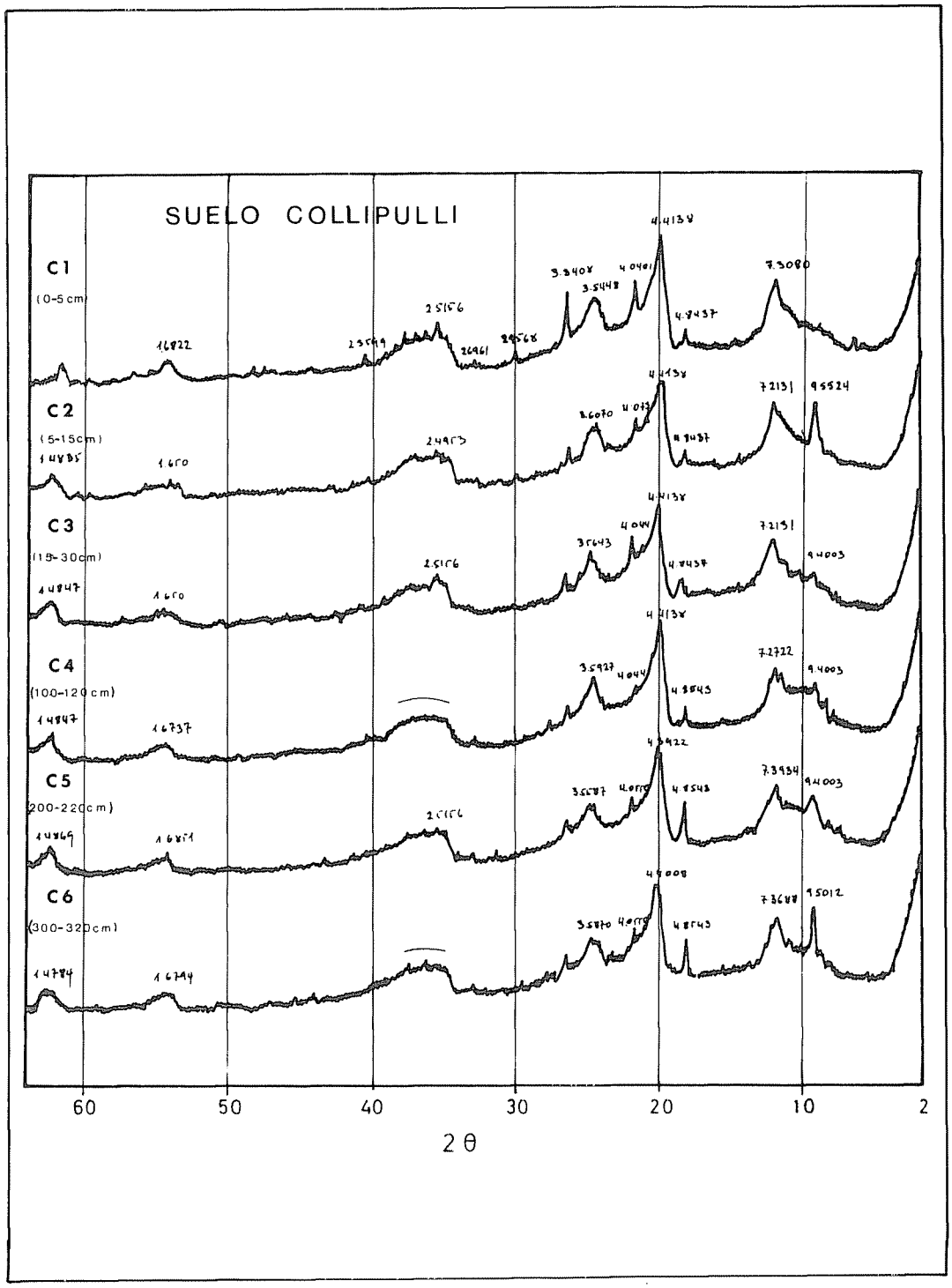


Figura 11a. Diagrama de difracción de rayos X de las arcillas (<2μ) del suelo Collipulli. Muestras-Mg en forma de polvo al azar (Besoain, 1961).

b) Análisis térmico diferencial

Los termogramas diferenciales pueden verse en la Figura 11b. Todos son muy semejantes y se caracterizan por una fuerte reacción endotérmica de deshidroxilación, máxima a 540 - 576°C, otra exotérmica de recristalización, máxima a 921 - 954°C, más o menos aguda, y una reacción de deshidratación cuyo máximo se sitúa entre 137 - 160°C, con incremento de la intensidad a medida que aumenta la profundidad del perfil. Estas reacciones califican la arcilla como esencialmente haloisítica, v. gr. haloisita-7A. Sin embargo, una reacción de deshidratación fuerte, como se presenta en las muestras C4, C5 y C6, no puede estar determinada por haloisita-7A, cuyo endotérmico inicial es muy pequeño. La posibilidad que exista alofán, como explicación para el origen de esta reacción, es plausible, asumiéndose que este mineral permaneció fosilizado junto a haloisita-7A, por adición de capas de cenizas más modernas; sin embargo, las fotografías electrónicas no muestran formación de alofán en estos horizontes. Creemos, más bien que podría tratarse de una mezcla de haloisitas de 7A y 10A, lo cual determina la aparición de este endotérmico.

En todas las muestras se presenta una reacción entre 290 - 300°C que corresponde a gibbsita.

b) Análisis térmico diferencial

Los termogramas diferenciales se muestran en la Figura 12b. Resalta la semejanza entre ellos. El peak de deshidroxilación, máximo entre 563 - 570°C es asimétrico, con acceso lento y retorno rápido a la línea base, una característica de la haloisita. El pico exotérmico desarrolla un máximo a 880 - 900°C. Una pequeña reacción endotérmica alrededor de 300°C señala la presencia de gibbsita, en coordinación con los resultados de difracción. La reacción endotérmica inicial es difícil de interpretar. Es una reacción importante, sobre todo aquella correspondiente a la arcilla de los horizontes Ap y BC. Siguiendo la interpretación dada para los diagramas de difracción, pudiera adscribirse a la presencia de haloisita-10A, pero es muy intensa. Sin descartar esta opción, nos parece más probable la contaminación con alofán, generado por adición de cenizas modernas, hecho que estaría de acuerdo con los contenidos de vidrios (11 - 24%) que este suelo contiene en la fracción arena.

2.3.13. Suelo Fresia

a) Difracción de rayos X

Los difractogramas se muestran en la Figura 12a, siendo todos ellos muy semejantes. Básicamente, las arcillas están constituidas por haloisita-7A (7,35A; 4, 4,4A; 3,5A; 1,48A). Sin embargo, se observan también algunas líneas a 10,2 - 10,4A (muestras 2, 3, 4), las que podrían corresponder a haloisita-10A en mezcla con la forma de 7A, un hecho que está de acuerdo con los resultados de ATD y fotometría IR. Cuarzo (3,33A) y cristobalita (4,04A) se encuentran prácticamente en todas las muestras, aumentando su contenido con la profundidad del perfil. Líneas débiles a 2,69A y 4,18A se relacionan con la presencia de goethita; simultáneamente, líneas a 2,51A junto a reflexiones a 3,67A demuestran la existencia de hematita. Líneas a 3,18A y 3,80A podrían indicar la presencia de pequeñas cantidades de feldespato. Reflexiones de gibbsita (4,8A, 4,38A) se presentan en las muestras del horizonte Ap.

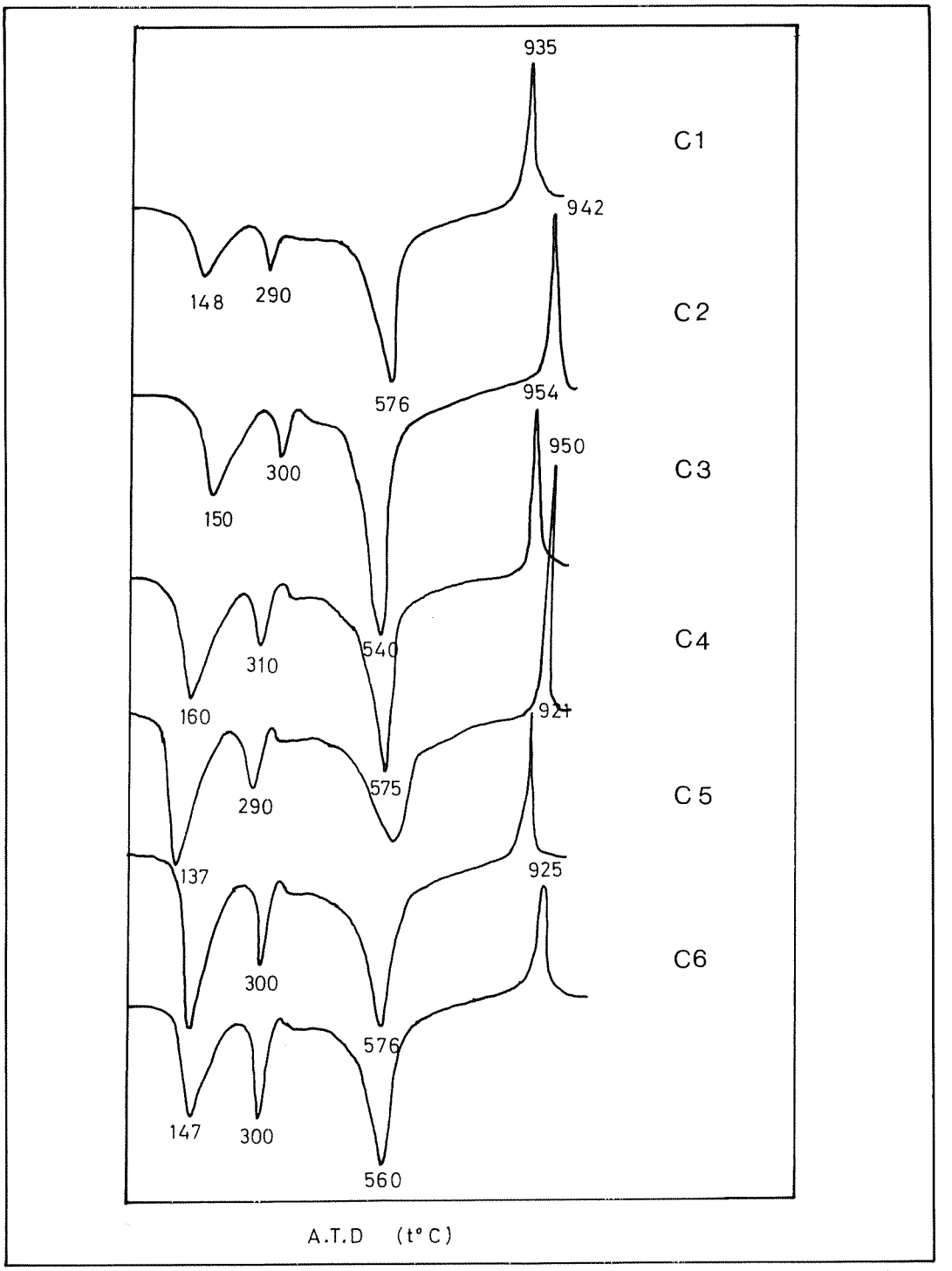


Figura 11b. Curvas de ATD de la fracción arcilla (<2μ) del suelo Collipulli. Grado de calentamiento: 10°C por Min.; atmósfera normal (Besoain, 1961).

c) Fotometría IR

Los espectros IR pueden verse en la Figura 11c. Todos son parecidos y se caracterizan por mostrar bandas a 3.695 y 3.620 cm^{-1} en las altas frecuencias, y porque la banda doble a 1.038 y 1.012 cm^{-1} de la caolinita se reduce, prácticamente a una banda única alrededor de 1.020 cm^{-1}. En todas se presenta una banda de absorción a 918 cm^{-1}, aquella a 1.110 cm^{-1} y otra a 695 cm^{-1}. Sin embargo, las muestras C5 y C6, tienen cierto carácter caolinítico, ya que aparece una banda a 3.650 cm^{-1} y se disocia el doblete a 1.010 - 1.033 cm^{-1}. En todas las muestras se observan absorciones propias de gibbsita.

d) Microscopía electrónica

De la arcilla del suelo Collipulli disponemos de una microfotografía electrónica que se muestra en la Figura 11d. Se observan partículas laminares, algunas con diseño groseramente hexagonal o poligonal, incluyendo formas tubulares propias de haloisita. El material laminar, de acuerdo a las deducciones de fotometría IR, tiene algunos caracteres de caolinita mal cristalizada, concordante con los resultados de difracción de rayos X. La apariencia, en general, recuerda la morfología de los "fire-clay".

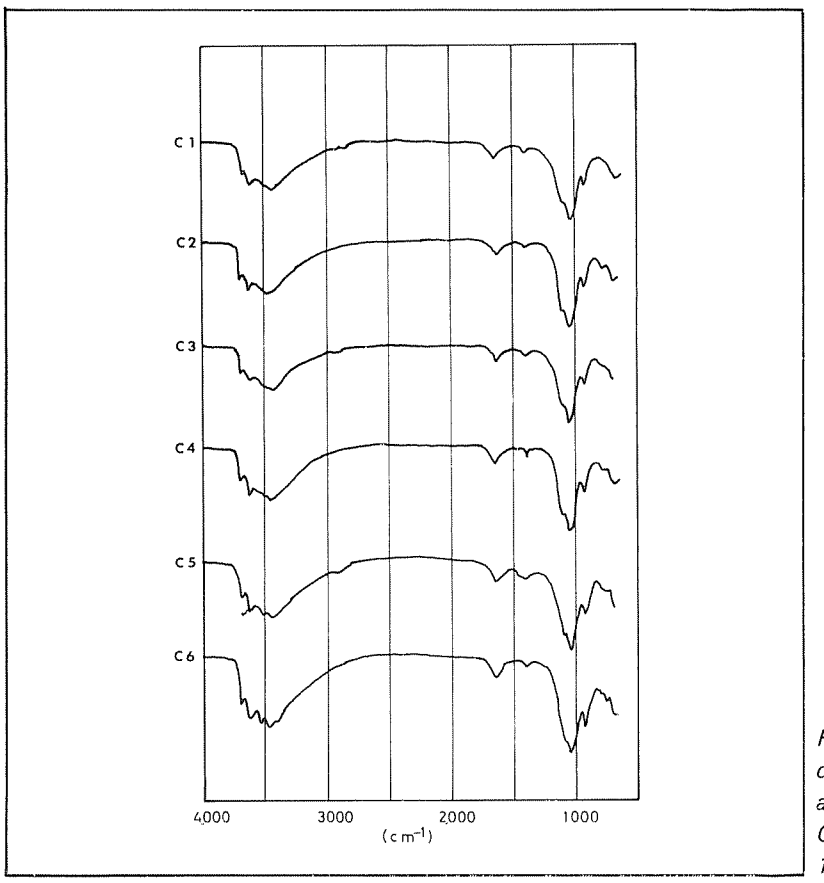


Figura 11c. Espectros de absorción IR de las arcillas (<2μ) del suelo Collipulli (Besoain, 1961).

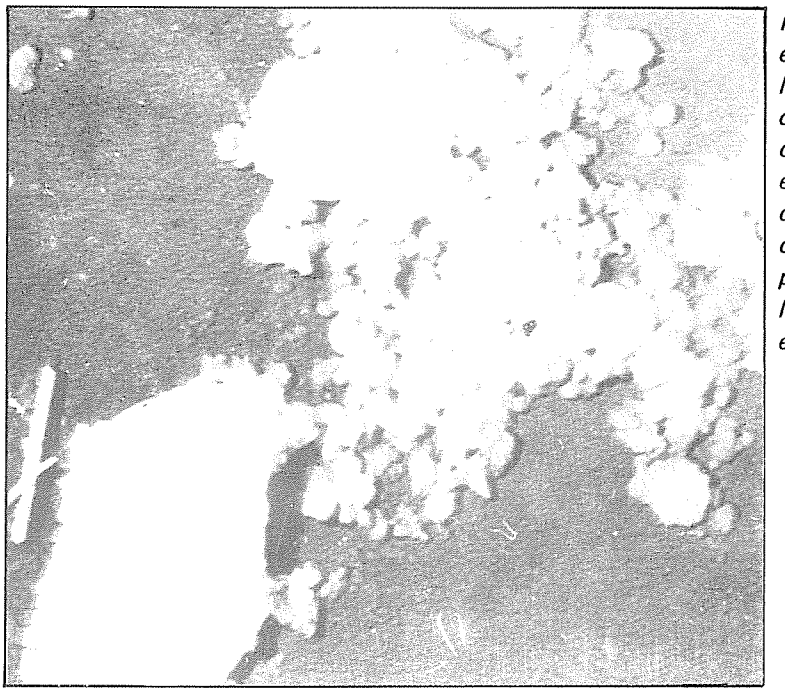


Figura. 11d(1). Micrografía electrónica (x 25.000) de la fracción arcilla (<2μ) del horizonte B1 (43-63 cm) del suelo Collipulli. Se encuentra una gran cantidad de material laminar, de diseño groseramente poligonal; las formas tubulares de haloisita son escasas.

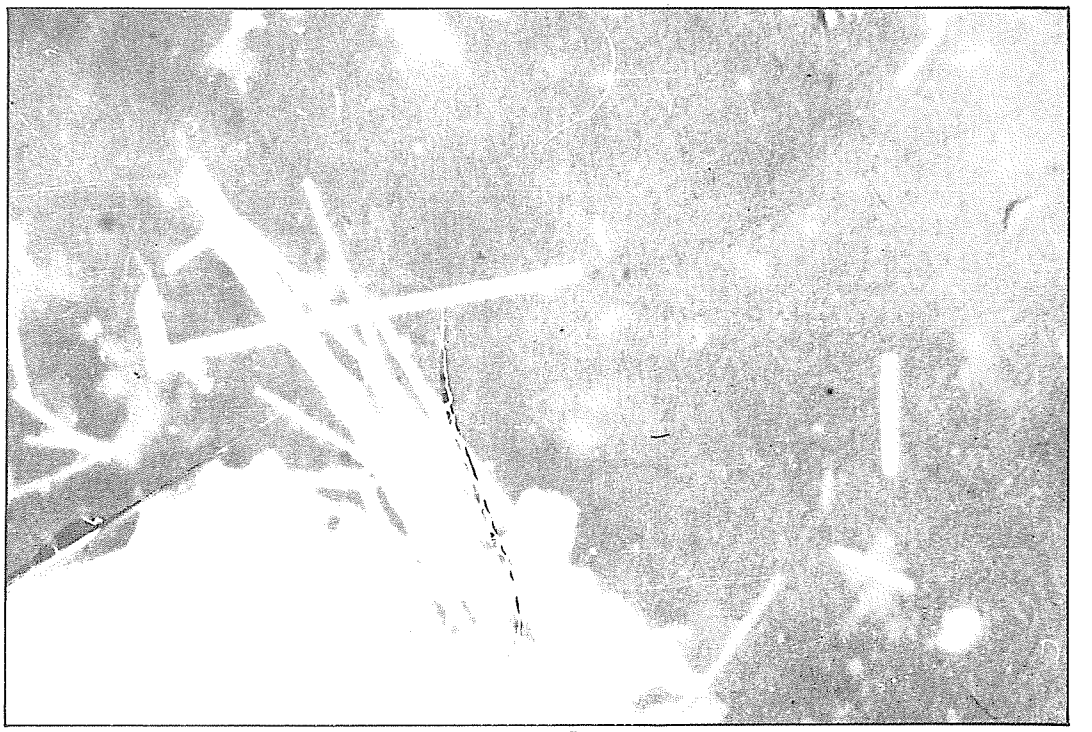


Figura 11d(2). Micrografía electrónica (x 25.000) de la fracción arcilla (<2μ) del horizonte B21t (63-140 cm) del suelo Collipulli. Los tubos de haloisita están bien desarrollados y son predominantes.

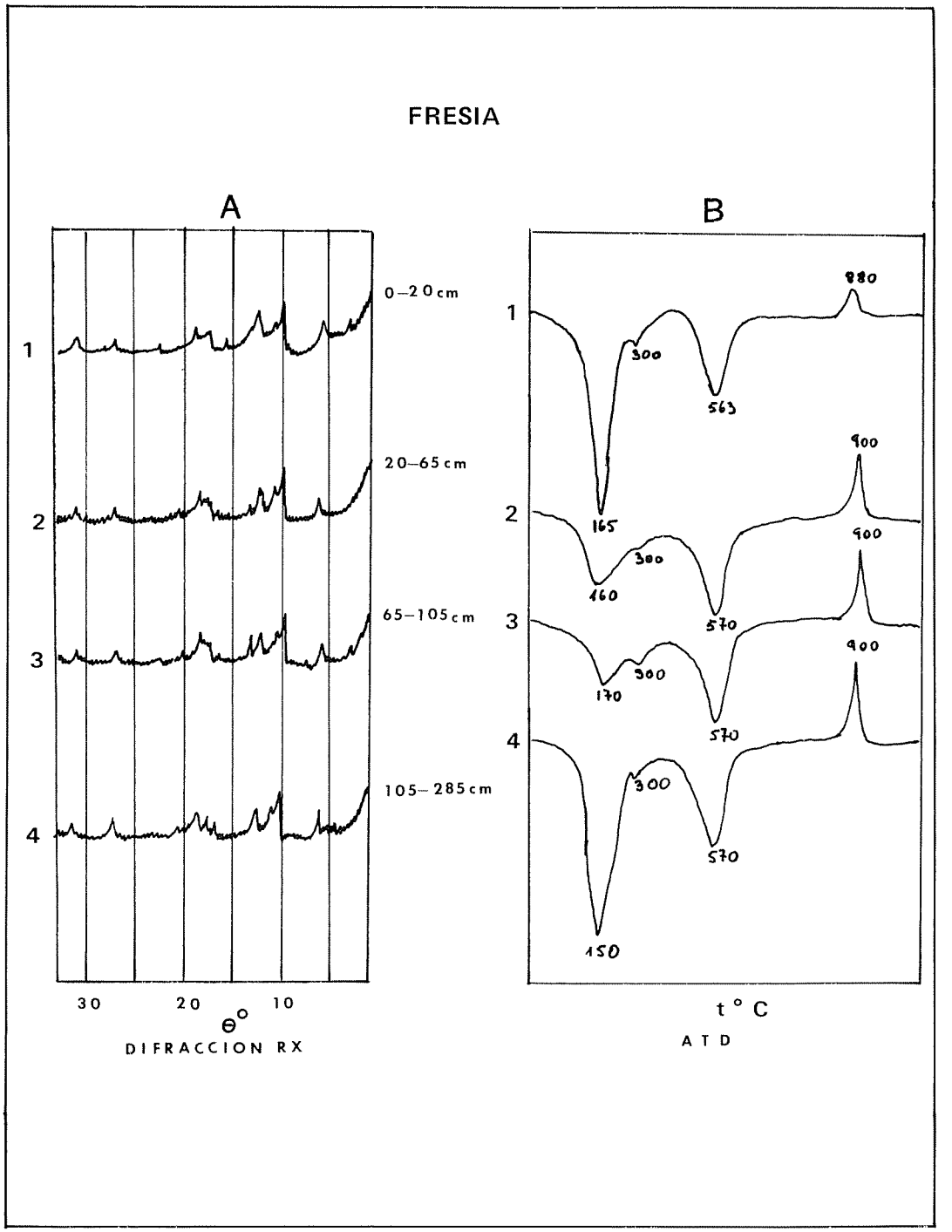


Figura 12a. Diagrama de difracción de rayos X de las arcillas (<0,2μ) del suelo Fresia. Muestras-Mg en forma de polvo al azar. Valores de θ en 1 grado (Besoain, 1969).
b. Curvas de ATD de la fracción arcilla (<0,2μ) del suelo Fresia. Grado de calentamiento: 10°C por min.; atmósfera normal (Besoain, 1969).

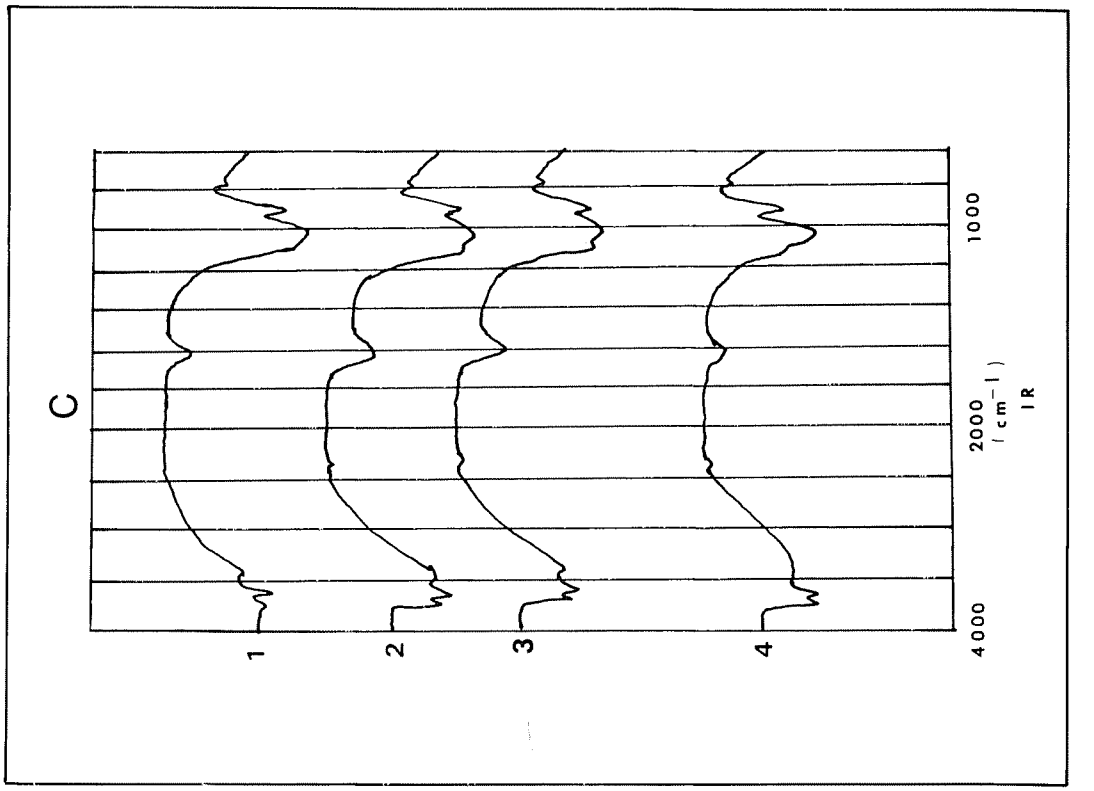


Figura 12c. Espectros de absorción IR de las arcillas (<0,2μ) del suelo Fresia (Besoain, 1969).

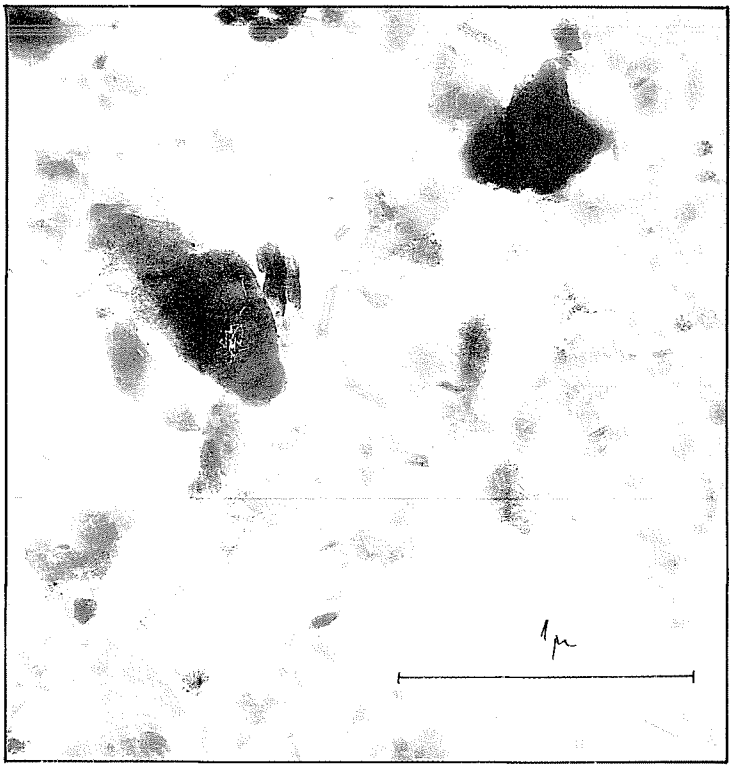
c) Espectrofotometría IR

Los espectros IR se muestran en la Figura 12c. Los resultados son coincidentes con aquellos obtenidos por difracción de rayos X y ATD. Una serie de bandas a 3.698 - 3.700 cm^{-1}, 3.660, 3.630, 3.440, 1.110, 1.020, 915 y a 790 cm^{-1} son características de minerales caoliníticos. Si se considera que las haloisitas exhiben bandas intensas a 3.695 y 3.620 cm^{-1}, aquella a 3.650 cm^{-1} que aparece reiteradamente en estas muestras, parecen indicar la presencia de caolinita desordenada junto a la haloisita-7A. Las microfotografías electrónicas muestran, junto a haloisita tubular, haloisita laminar, con mucha semejanza a los "fire-clay", como en el caso de las arcillas del suelo Collipulli. No obstante, la típica banda doble de la caolinita a 1.030 y 1.012 cm^{-1} no aparece en estas muestras, pero sí la banda de haloisita a 1.020 cm^{-1}. La banda a 800 cm^{-1} la atribuimos a cristobalita.

d) Microscopía electrónica

Microfotografías electrónicas de la arcilla del horizonte Bt2 (39 - 56 cm) se observan en las Figuras 12d y 12e. Ambas muestran que el principal constituyente es un material laminar, mezclado con abundante proporción de haloisita tubular. El material laminar, de acuerdo a los resultados de RX, IR y ATD corresponde a haloisita-7A. Los tubos tienen desarrollo mediano; algunos están muy fragmentados, con astillamiento en los bordes, y un diámetro medio de 0,03 - 0,05 μ. Algunas partículas no transparentes a los electrones parecen corresponder a agregados densos o, aquellas con contornos abruptos, a minerales primarios.

Figura 12d(1). Micrografía electrónica (x 38.000) de la fracción arcilla del horizonte Ap (0-20 cm) del suelo Fresia. Puede verse que, con fuerte predominio de material laminar, semejante al "fireclay", coexiste haloisita tubular, con extremos más o menos corroidos.
(Según E. Besoain, 1969).



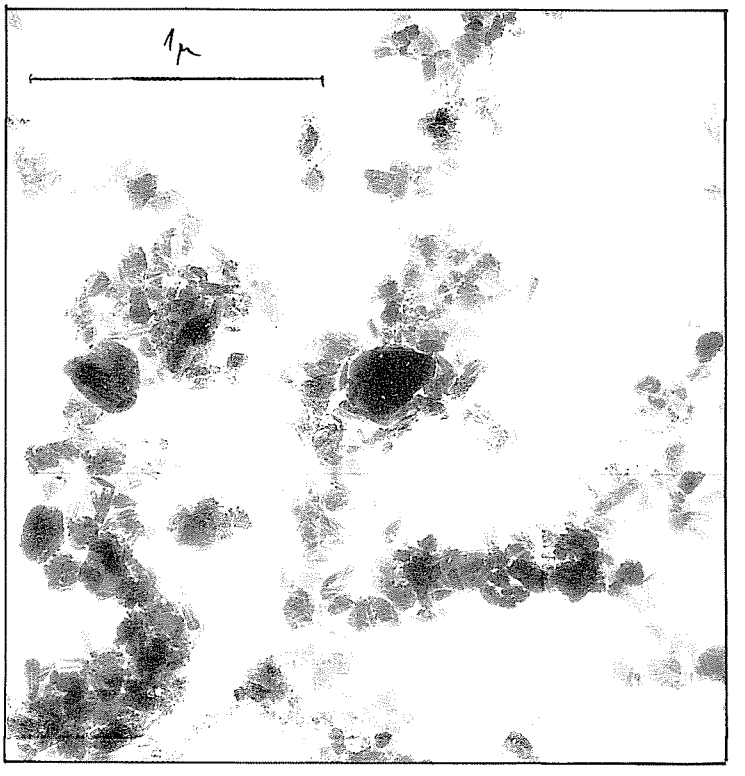


Figura 12d(2). Micrografía electrónica (x 38.000) de la fracción arcilla del horizonte BC (105-285 cm) del suelo Fresia. Se observa un fuerte incremento de las formas tubulares de haloisita y disminución de la haloisita laminar. (Según E. Besoain, 1969).

2.3.14. Conclusiones

La composición mineralógica de la fracción arcilla (< 2 μ) de los suelos derivados de materiales piroclásticos de la región central-sur de Chile, permite obtener las siguientes conclusiones:

1. Los suelos Trumao, independientemente de su posición topográfica, fisiográfica y petrología de la ceniza parental desarrollan como componente fundamental alofán. Los suelos Ralún y Chanleufú, los términos más jóvenes de estos Trumaos tienen arcillas alofánicas como el suelo Lastarria, el cual es considerablemente más antiguo.

2. Los suelos Ñadi tienen arcillas dominantemente alofánicas, pese a que su génesis se ha producido en un ambiente diferente al que prevalece en los Trumaos.

3. En los Trumaos más antiguos –Lastarria, Osorno– coexiste algo de haloisita-7A con el alofán. En cambio la gibbsita, que usualmente se asocia a suelos antiguos, se presenta en un Trumao reciente como Ralún. La formación de la gibbsita no puede ser sólo consecuencia de destrucción de redes de imogolita, haloisita o alofán, sino resultante de una activa participación orgánica.

4. Sorprendentemente, en los Trumaos y Ñadis, se encuentra un contenido importante de clorita, o interestratificados de clorita-esmectita o clorita-vermiculita. Parte de la clorita parece ser heredada, clorita-Mg; otra parte, debe ser de neoformación *in situ.* Esta última, que se encuentra incluso en suelos recientes como Ralún y Chanleufú, es muy mal cristalizada y atípica de acuerdo a sus características röntgenográficas.

5. De los tectosilicatos, sólo el feldespato y cristobalita son abundantes en la arcilla de Trumaos y Ñadis. Cuarzo se encuentra sólo en muy baja cantidad en las arcillas del suelo Bramadero, Chanleufú y algo más en el suelo Lastarria.

6. Sólo en las arcillas del Ñadi Frutillar se ha detectado una pequeña cantidad de caolinita.

7. El suelo Tijeral no es el representante más acertado para los suelos derivados de arenas volcánicas de la Depresión Central, ya que deriva de una mezcla de finas arenas volcánicas y cenizas. En estos suelos, por ejemplo, en la serie Arenales, Santa Fe, Cantarrana, Chacaico, Anilehue, Corbureo, etc., la fracción (< 2 μ) está formada esencialmente por silicatos no-cristalinos, que no son alofán, sino formas primitivas, con baja capacidad de retención de agua, por lo que su curva de ATD exhibe un endotérmico inicial pequeño; una mezcla de gel de sílice y alúmina (protoalofán?) o vidrios hidratados, asociadas, en algunos casos a esmectita, caolinita o haloisita-7A.
   Las arcillas del suelo Tijeral están constituidas por alofán, incluyendo algo de illita, esmectita, clorita y feldespato.

8. Los suelos derivados de pómez riolítica de la región central, v. gr. las series Caleuche y Alhué, tienen arcillas dominadas por minerales 1:1, con adición de alofán, además de mica, cuarzo, feldespatos y cristobalita. Provienen de un material altamente silíceo, alterado en condiciones semiáridas a subhúmedas. En estas arcillas, mientras los minerales primarios se concentran en la fracción arcilla gruesa (2 - 0,2 μ), los minerales secundarios –haloisita-7A, esmectita y vermiculita– lo hacen en la fracción de arcilla media y fina (< 0,2 μ).

9. Los suelos Pardo Arcillosos, representados por la serie Perquenco, tienen arcillas con contenidos similares de haloisita-7A y alofán, a través de todo el perfil. Representan, probablemente un término de enlace entre los Trumaos y suelos Rojo Arcillosos.

10. Las arcillas de los suelos Rojo Arcillosos, se caracterizan por poseer arcillas eminentemente haloisíticas, con gibbsita, cuarzo, cristobalita y algo de clorita. Las arcillas de los horizontes profundos de estos suelos, especialmente en la serie Collipulli, èxhiben ciertas propiedades que las asemejan a las caolinitas desordenadas. En el horizonte superficial, hay contaminación alofánica, proveniente de adiciones de cenizas modernas. La componente haloisítica parece estar constituida, en algunos casos, por una mezcla de haloisita de 7 y 10A.

2.3.15. Bibliografía

BESOAIN, E. 1969. Untersuchungen von Böden aus Pyroklastiten (Asche und Tuffe) Chiles, Japans, Deutschalands und Italien. Inaug. Diss. Dr. agr. Universität Bonn. 344 p.

BESOAIN, E. y S. GONZALEZ. 1977. Mineralogía, génesis y clasificación de suelos derivados de cenizas volcánicas de la región centro-sur de Chile. Ciencia e Investigación Agraria, 2: 109-130.

BESOAIN, E. y J. GARCIA-VICENTE. 1962. Clay Mineralogy of some Volcanic Ash soils of Chile. Neues Jb. Miner. Abhandl. 98: 349-366.

BESOAIN, E. y G. SEPULVEDA. 1981. Características y propiedades de algunos Dystrandepts de la Región de los Lagos, sur de Chile. I. Mineralogía, génesis y propiedades de los suelos. Agric. Técnica 41: 197-220.

BESOAIN, E. y G. SEPULVEDA. 1982. Informe Técnico de Resultados. Proyecto de Estudio de Suelos Volcánicos. INIA/ODEPA. (Circulación restringida).

BESOAIN, E.; J.M. SERRATOSA y A. HIDALGO. 1964. Espectros de absorción infrarroja de la fracción arcilla de suelos volcánicos de Chile. Anales de Edafol. y Agrobiol. XXIII: 293-303.

FIELDES, M. y K.W. PERROT. 1966. The nature of allophane in soils. Part 3: rapid field and laboratory test for allophane. N.Z. J. of Sci. and Techn. 36: 140-154.

GONZALEZ, S. y E. BESOAIN. 1976. Minerales 2:1 y 2:2 en suelos volcánicos de Chile. 2. Suelos derivados de toba riolítica en la región central. Ciencia e Investigación Agraria, 2-3, 129-137.

MELLA, A. y A. KÜHNE. 1983. Descripción de las Familias y Series de los suelos derivados de materiales piroclásticos de la región central-sur de Chile. Capítulo 7. En: Suelos Volcánicos de Chile. J. Tosso (Ed.). INIA.

2.4. ESPECTROFOTOMETRIA INFRARROJA DIFERENCIAL Y DISOLUCION SELECTIVA APLICADOS AL ANALISIS MINERALOGICO DE ANDOSOLES DE LA X REGION

Por: M. Angélica Sadzawka R. y Eduardo Besoain M.

2.4.1. Introducción

En los Andosoles, la mayoría de las propiedades químicas, físicas y aún biológicas están estrechamente ligadas a la naturaleza, cantidad y características de los minerales de arcilla. Usualmente los coloides inorgánicos son de naturaleza compleja y constituyen asociaciones de especies no-cristalinas, para-cristalinas y cristalinas, siendo difícil poder discriminar analíticamente, usando los métodos convencionales, las relaciones de dependencia entre las propiedades y la composición.

Frecuentemente, y coexistiendo con el alofán e imogolita, se ha identificado en los Andosoles un grupo de componentes, llamados "allophane-like compounds" (Wada y Harward, 1974) al cual hemos denominado componentes para-alofánicos (Sadzawka y Besoain, 1981). Se conoce muy poco sobre la naturaleza de estos componentes, ya que aún no han logrado ser aislados desde las arcillas, pero se ha podido registrar su espectro IR mediante espectrofotometría IR diferencial (EFID), aprovechando su solubilidad frente al ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) y carbonato-Na. A medida que las posibilidades de identificación se han ido perfeccionando y extendiendo, la frecuencia, magnitud e importancia de estos componentes en los Andosoles ha aumentado en forma notable. Se sabe que el contenido de componentes para-alofánicos puede igualar o aún superar el contenido de alofán o la suma de alofán e imogolita y que su presencia en los suelos se relaciona directamente a propiedades tan importantes como la absorción de fosfato, fenómenos de intercambio iónico y acumulación de humus. En relación a esta última propiedad, se considera que la principal causa de acumulación de humus en los Andosoles la constituyen, probablemente los componentes para-alofánicos (Wada y Aomine, 1973; Wada y Harward, 1974), habiéndose comprobado que incluso algunos suelos de cenizas volcánicas carentes de alofán e imogolita, pero abundantes en componentes para-alofánicos, pueden acumular considerables cantidades de humus (Wada y Aomine, 1973). En Chile ha llamado la atención que algunos Andosoles de montaña recientes, por ejemplo, el suelo Ralún, con bajo tenor de arcilla, exhibe elevados contenidos de materia orgánica, bien humificada y fuertemente melanizada, lo que no parece tener correspondencia con los presumibles contenidos de alofán o imogolita.

Recientemente Sadzawka y Besoain (1981) llevaron a cabo un estudio de análisis cuali y cuantitativo de los componentes de la arcilla en dos Andosoles de la X Región, los Dystrandepts Osorno y Puyehue, usando para ello la metodología de Wada y Greenland (1970). Se trata del primer trabajo en su género. En Chile los estudios de caracterización mineralógica de Andosoles se han enfocado usualmente desde un punto de vista cualitativo o semicuantitativo, sin que se haya intentado ni la caracterización ni la cuantificación de componentes para-alofánicos. En general, tales componentes se han considerado ser minoritarios y asimilables, en propiedades y comportamiento al alofán o imogolita. Es por ello que este estudio es interesante ya que junto con precisar la composición de la arcilla de los Andosoles Osorno y Puyehue es el primero que proporciona información sobre las relaciones cuantitativas entre los constituyentes y las propiedades de los suelos.

2.4.2. Materiales y métodos

a) Suelos: se usaron los suelos Osorno y Puyehue, Typic e Hydric Dystrandepts, respectivamente, cuyas coordenadas de colección fueron longitud 72° 19' 17" W y latitud 40° 39' 54" S (Puyehue) y longitud 73° 04' 17" W, latitud 40° 31' 56' S (Osorno). Un resumen de algunas de sus principales propiedades se muestran en el Cuadro 1.

b) Métodos: la arcilla (< 2 μ) se dispersó en medio ácido (HCl) o alcalino (NaOH) previo tratamiento con H_2O_2 y aplicación de ultrasonido, separándose por sedimentación.

La composición y cantidad de componentes no-cristalinos se determinó tratando la arcilla sucesivamente con DCB, Na_2CO_3 2% y Ox-Ox 0,15 M (pH 3,5). Los dos primeros tratamientos por el procedimiento de Wada y Greenland (1970) y el último por el método de Wada y Wada (1976). Se determinaron los pesos de las muestras antes y después de cada tratamiento determinándose, además, en cada extracto, el contenido de Si (método de Weaver *et al,* 1968) y de Al y Fe por absorción atómica.

Los espectros IR correspondientes a los materiales removidos por cada tratamiento, se obtuvieron colocando pastillas de arcilla en KBr, esto es, una celda de absorción, con una relación de sal: muestra = 3:1 y comprimidas a 10 ton/cm^2, en el haz de muestra y de referencia respectivamente.

Se usó un espectrofotómetro Perkin-Elmer, de doble haz, Mod. 337, grating. A fin de conocer la naturaleza de la fracción cristalina asociada, las arcillas fueron analizadas por difracción de rayos X, después del tratamiento con Ox-Ox, es decir, después de haber eliminado los complejos orgánicos-Al y órgano-Fe, los componentes para-alofánicos, alofán e imogolita. Para ello se usó un difractor Philips NORELCO, automático, con sistema PHA y radiación KaOCu.

CUADRO 1. Algunas características de los suelos usados

Suelo	Profundidad (cm)	Color en húmedo	pH_{KCl}	Carbón orgánico %
Osorno	0 – 20	10YR3/4	4,6	11,6
	20 – 40	10YR3/4	4,8	7,0
	40 – 75	10YR3/4	5,2	5,3
Puyehue	0 – 20	10YR2/1	4,8	11,4
	20 – 40	10YR2/1	5,0	8,1
	40 – 75	10YR2/1	5,2	7,0
	75 – 95	10YR2/1	5,2	6,4
	95 – 120	10YR3/2–2/2	5,6	5,8
	120 – 140	10YR3/3–3/2	5,8	5,4

2.4.3. Resultados

i) Fracción soluble en dictionito-citrato-bicarbonato, DCB.

Los resultados de la solubilización de SiO_2, Al_2O_3 en las arcillas de los suelos Osorno y Puyehue se muestran en los Cuadros 2 y 3. El contenido de la fracción en DCB varía entre 21,7 - 24,3% y 17,1 - 22,3% en las arcillas de los suelos Puyehue y Osorno respectivamente. En ambos suelos, las arcillas son considerablemente atacadas por el DCB, observándose que la pérdida de peso excede el contenido del hierro removido (11,7 - 14,4% en Puyehue; 11,8 - 12,8 en Osorno). En ambos suelos, la cantidad de SiO_2 y Al_2O_3 extraida fue menor en el horizonte superficial que las estratas más profundas, en las cuales, la extracción se mantuvo prácticamente constante.

Los espectros IR (Figuras 1 a 9) sugieren la disolución de componentes para-alofánicos, por la posición de la banda de Si-O en la región de las bajas frecuencias y la banda de Si(Al)O, más aguda que la del alofán e imogolita a 940 - 989 cm^{-1}. Además, la relación SiO_2/Al_2O_3 varía entre 0,30 a 0,32 para el suelo Osorno y 0,42 a 0,52 para las arcillas del suelo Puyehue, lo cual cae en el rango de 0,2 - 1,4 indicado por Wada (1978). Una banda de absorción relativamente intensa en la región de 800 - 700 cm^{-1}, particularmente en el horizonte superficial del suelo Osorno, sugiere disolución de componentes ricos en aluminio.

CUADRO 2. Disolución sucesiva de las arcillas del suelo Osorno

Profundidad cm	Pérdida peso %	Composición %				SiO_2/Al_2O_3 razón molar
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Total	
Fracción soluble en citrato-bicarbonato-ditionito						
0 – 20	24	0,2	4,9	12,0	17,1	0,07
20 – 40	28	1,4	8,0	11,8	21,2	0,30
40 – 75	30	1,5	8,0	12,8	22,3	0,32
Fracción soluble en Na_2CO_3 2%						
0 – 20	8	0,0	4,0		4,0	0,00
20 – 40	21	1,3	9,1		10,4	0,24
40 – 75	27	1,2	10,1		11,3	0,20
Fracción soluble en oxalato-Na 0,15M pH 3,5						
0 – 20	2	0,5	1,1		1,6	0,77
20 – 40	34	8,0	12,0		20,0	1,13
40 – 75	32	9,6	13,5		23,1	1,21
Fracción soluble total						
0 – 20	34	0,7	10,0	12,0	22,7	0,12
20 – 40	83	10,7	29,1	11,8	51,6	0,62
40 – 75	89	12,3	31,6	12,8	56,7	0,66

CUADRO 3. Disolución sucesiva de las arcillas del suelo Puyehue

Profundidad cm	Pérdida peso %	Composición %				SiO_2/Al_2O_3 razón molar
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Total	
Fracción soluble en citrato-bicarbonato-ditionito						
0 – 20	36	1,6	6,3	14,4	22,3	0,43
20 – 40	31	2,2	8,1	13,2	23,5	0,46
40 – 75	29	2,6	8,5	13,1	24,2	0,52
75 – 95	28	2,5	8,6	13,2	24,3	0,49
95 – 120	30	2,0	8,0	11,7	21,7	0,42
120 – 140	30	2,6	9,4	12,2	24,2	0,47
Fracción soluble en Na_2CO_3 2%						
0 – 20	24	2,5	6,6		9,1	0,64
20 – 40	22	2,6	8,1		10,7	0,54
40 – 75	19	2,8	8,5		11,3	0,56
75 – 95	22	2,4	7,5		9,9	0,54
95 – 120	21	2,3	7,8		10,1	0,50
120 – 140	22	2,0	7,0		9,0	0,48
Fracción soluble en oxalato-Na 0,15M pH 3,5						
0 – 20	9	5,0	3,5		8,5	2,42
20 – 40	27	8,8	16,2		25,0	0,92
40 – 75	33	11,3	19,1		30,4	1,00
75 – 95	30	11,0	17,4		28,4	1,07
95 – 120	31	11,3	17,7		29,0	1,08
120 – 140	30	12,8	16,1		28,9	1,35
Fracción soluble total						
0 – 20	69	9,1	16,4	14,4	39,9	0,94
20 – 40	80	13,6	32,4	13,2	59,2	0,71
40 – 75	81	16,7	36,1	13,1	65,9	0,79
75 – 95	80	15,9	33,5	13,2	62,6	0,81
95 – 120	82	15,6	33,5	11,7	60,8	0,79
120 – 140	82	17,4	32,5	12,2	62,1	0,91

Bandas a 1.700, 1.550, 1.460, 1.420 y 800 cm^{-1} parecen deberse a desorción de M.O., probablemente oxalato durante los tratamientos con H_2O_2 (Farmery y Mitchell, 1963).

La disolución en componentes para-alofánicos es mayor en las arcillas de Puyehue que en las de Osorno.

ii) Fracción soluble en Na_2CO_3 (2%)

La solubilización de la sílice en las arcillas del suelo Puyehue es constante en todos los horizontes (2,0 - 2,8%), pero la solubilización de la Al_2O_3 (5,5 - 8,5%) es ligeramente inferior en el horizonte superficial (6,6%). Puesto que con Na_2CO_3 2% se solubilizan principalmente, los componentes para-alofánicos, esto se refleja en las relaciones SiO_2/Al_2O_3 que fluctúan entre 0,50 - 0,64. En el suelo Osorno, la situación es diferente ya que las pérdidas de SiO_2 y Al_2O_3 son pequeñas en el horizonte superficial (0 y 4% respectivamente) aumentan fuertemente en los horizontes inferiores, y las relaciones SiO_2/Al_2O_3 son bajas, 0,24 y 0,20. El espectro IR del horizonte superficial de Osorno muestra bandas propias de gibbsita y haloisita, en las altas y bajas frecuencias.

iii) Fracción soluble en ác. oxálico-oxalato-Na

La fracción soluble en Ox-Ox indican disolución selectiva del alofán e imogolita. El contenido de las fracciones solubles al Ox-Ox varía entre 8,5 - 30,4% y 1,6 - 23,1% en los suelos Puyehue y Osorno respectivamente.

En las arcillas del suelo Osorno, la solubilidad de la SiO_2 es muy baja en el horizonte superficial (0,5%) pero aumenta fuertemente en los horizontes profundos (8 y 9,6%); lo mismo ocurre con Al_2O_3 con una pérdida de 1,1% en el horizonte superficial y 12% y 13,5% en los horizontes inferiores. Las relaciones SiO_2/Al_2O_3 son consecuentemente, más elevadas (0,77 - 1,21). En las arcillas del suelo Puyehue, la solubilización del SiO_2 y Al_2O_3 aumenta con la profundidad de los horizontes, fluctuando las relaciones SiO_2/Al_2O_3 entre 0,92 - 2,42.

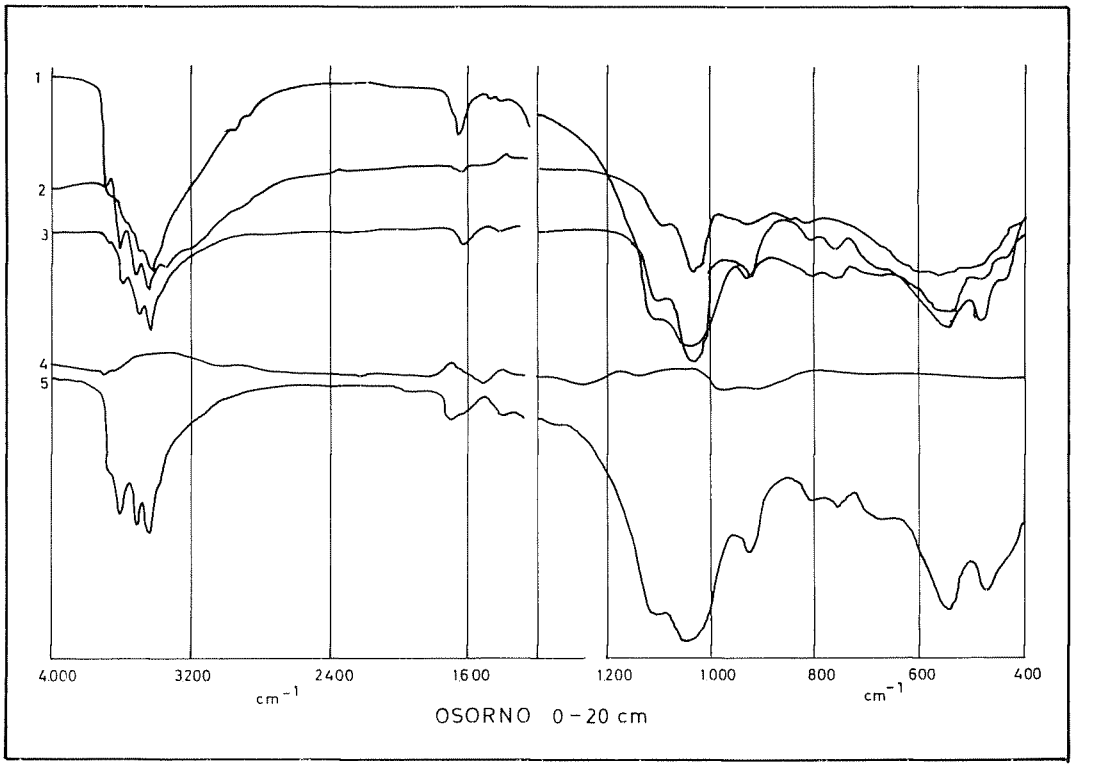
En general, los espectros IR de las arcillas de ambos suelos, tratadas con Ox-Ox aunque poco definidos, revelan, con la excepción del horizonte superficial la presencia de alofán, imogolita: una banda intensa alrededor de 980 cm^{-1} y otras a 590 - 600 cm^{-1} y a 460 - 470 cm^{-1}.

iv) Fracción soluble total

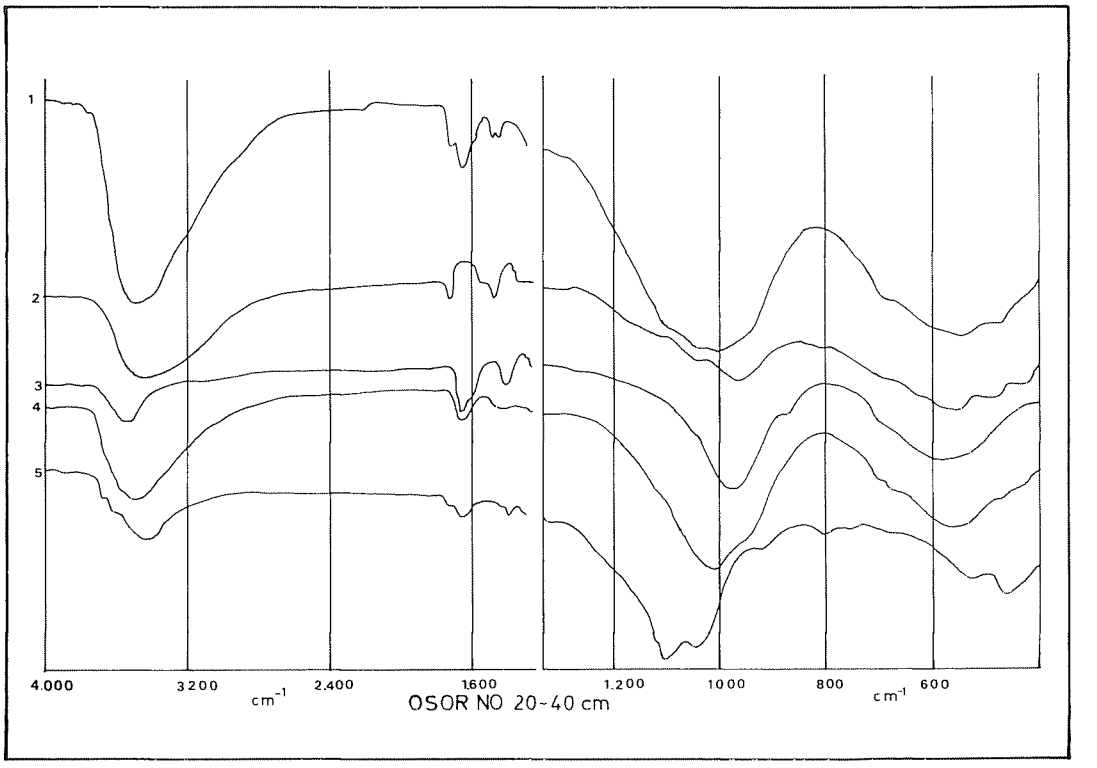
La fracción soluble total varía entre 39,9 - 65,9% y desde 22,7 - 56,7% en las arcillas de los suelos Puyehue y Osorno, respectivamente. Existen, sin embargo, diferencias, ya que el Al_2O_3 solubilizado en el suelo Puyehue (36,1 - 16,4%) es mayor que en las arcillas de Osorno (10,0 - 31,6%), lo mismo que el SiO_2, que en las arcillas de Puyehue varía entre 9,1 - 17,4% mientras que en las arcillas del suelo Osorno llega a 0,7 - 12,3%. El Fe_2O_3 solubilizado se sitúa en ambos suelos, alrededor de 12 - 14%. Las relaciones SiO_2/Al_2O_3 son mayores en las arcillas de Puyehue (0,79 - 0,94) que en las de Osorno (0,12 - 0,66), un hecho que indica que, comparativamente, hubo mayor solubilización de Al_2O_3 en las arcillas de este último suelo.

v) Residuo insoluble

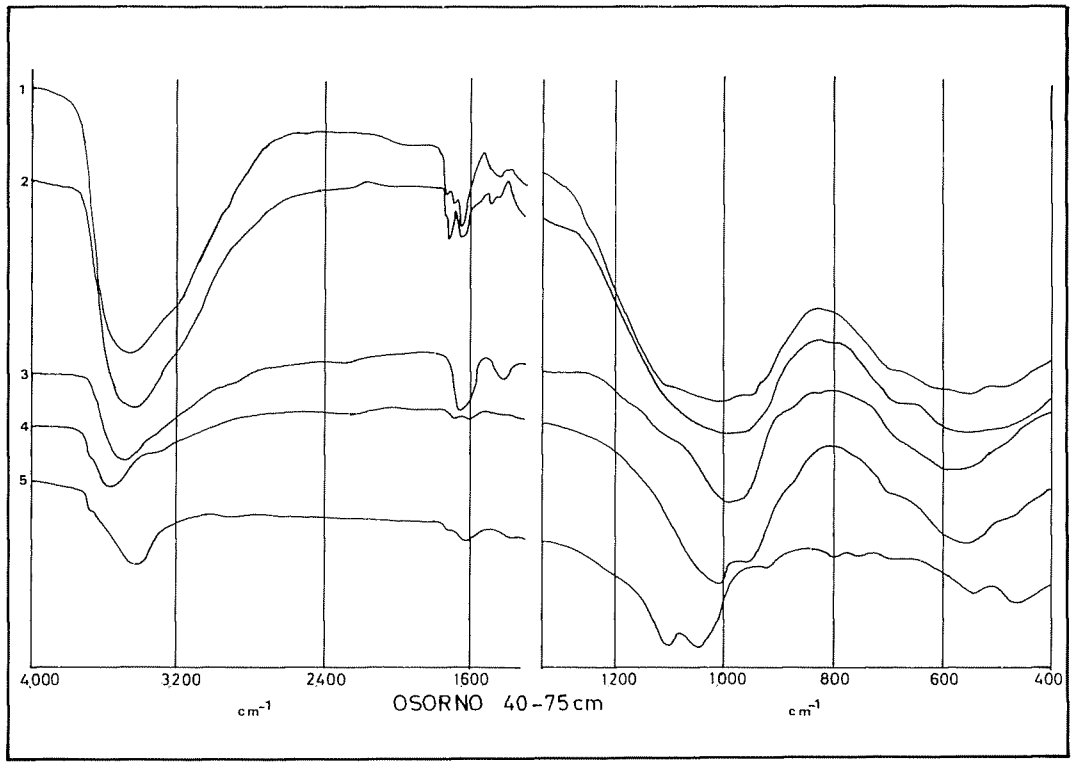
En el residuo insoluble, existen diferencias en los espectros IR. Los espectros de las arcillas del suelo Puyehue muestran una fuerte banda de absorción, máxima a 1.000 cm^{-1}, con un leve hombro a 1.200 - 1.220 cm^{-1} y un débil máximo de absorción alrededor de 800 cm^{-1} los cuales indican la presencia de sílice opalina. Por el contrario, las arcillas del suelo Osorno, dan un espectro IR, en la región de las bajas frecuencias, que se desfasa en máximos a 1.100 y 1.045 cm^{-1}, los cuales, junto a una banda situada a 915 cm^{-1} indica la presencia de filosilicatos. No obstante, la presencia de una banda leve a 800 cm^{-1}, conjuntamente con aquellas a 110 cm^{-1}, puede indicar la presencia de sílice opalina en estas arcillas, pero en menor proporción que en Puyehue.



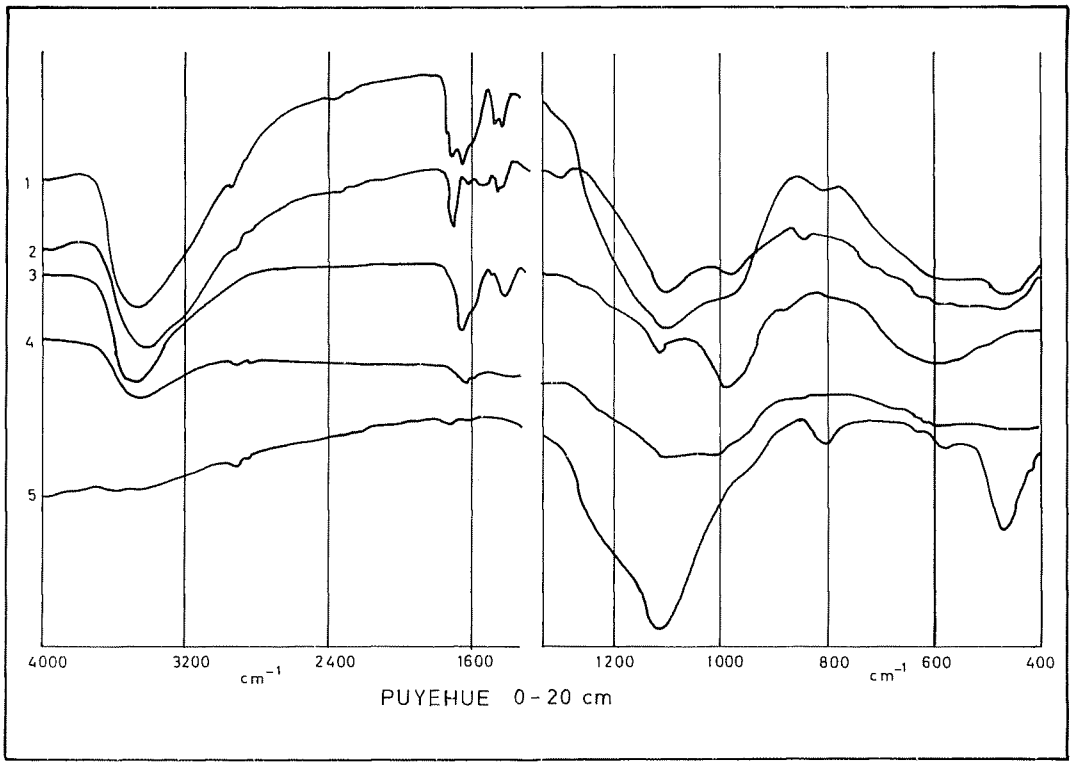
OSORNO 0 – 20 cm



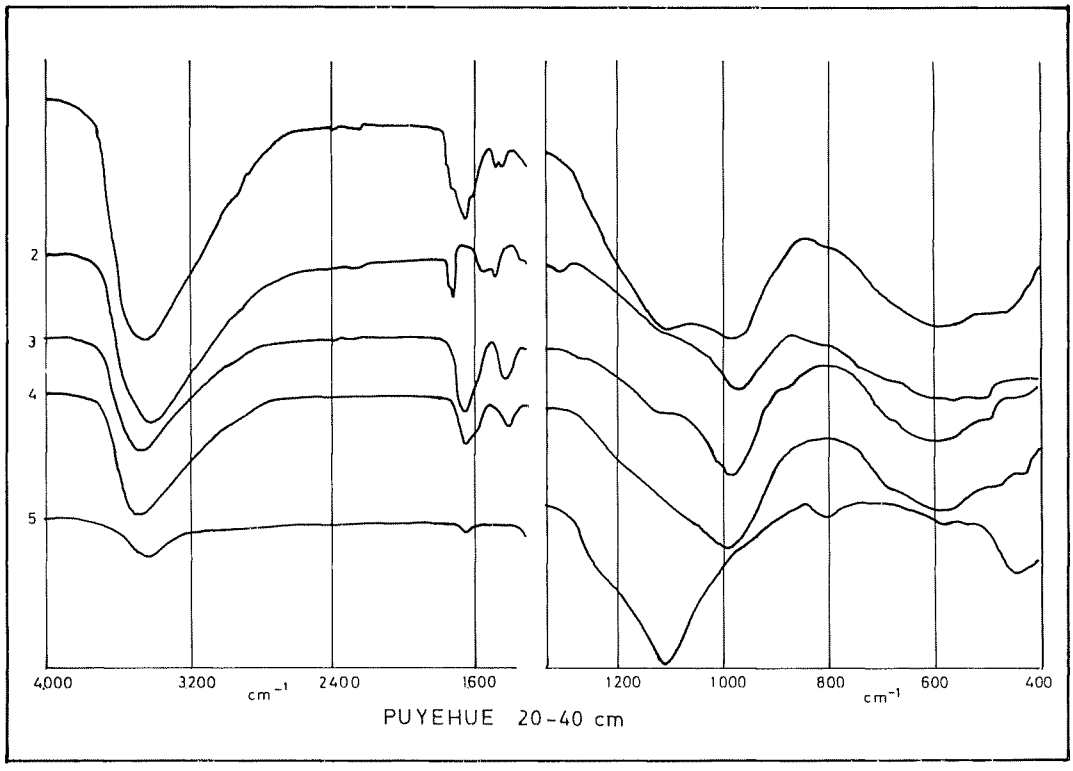
OSOR NO 20-40 cm



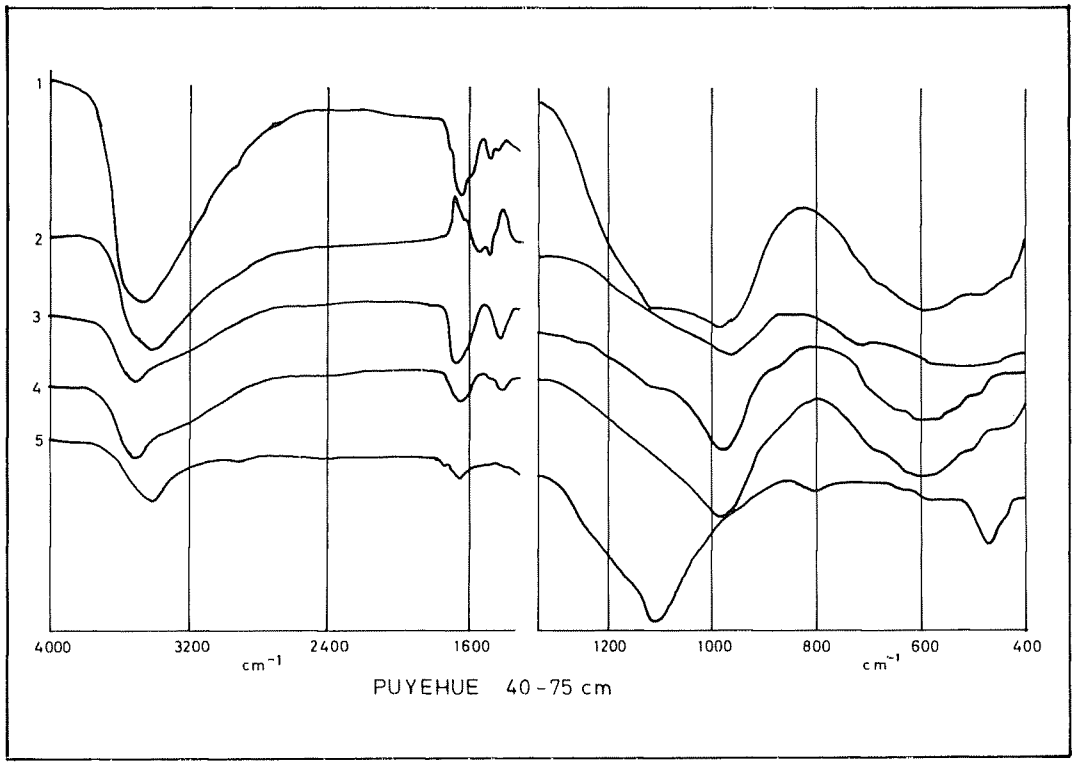
OSORNO 40-75 cm



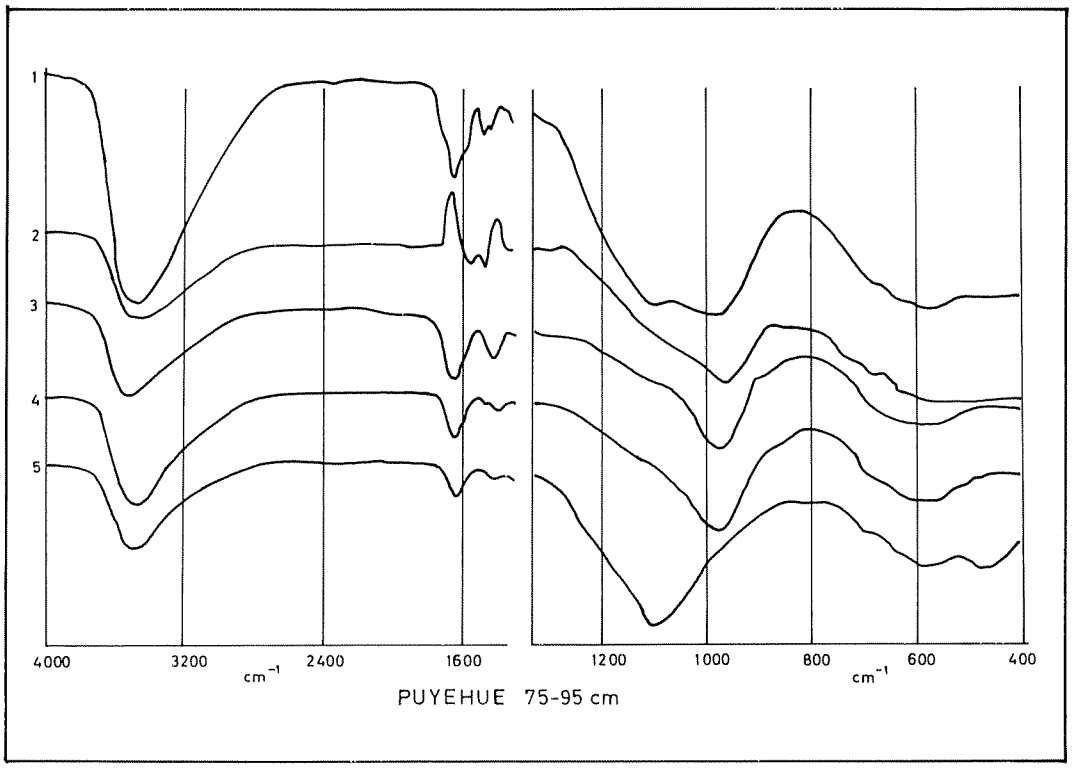
PUYEHUE 0-20 cm



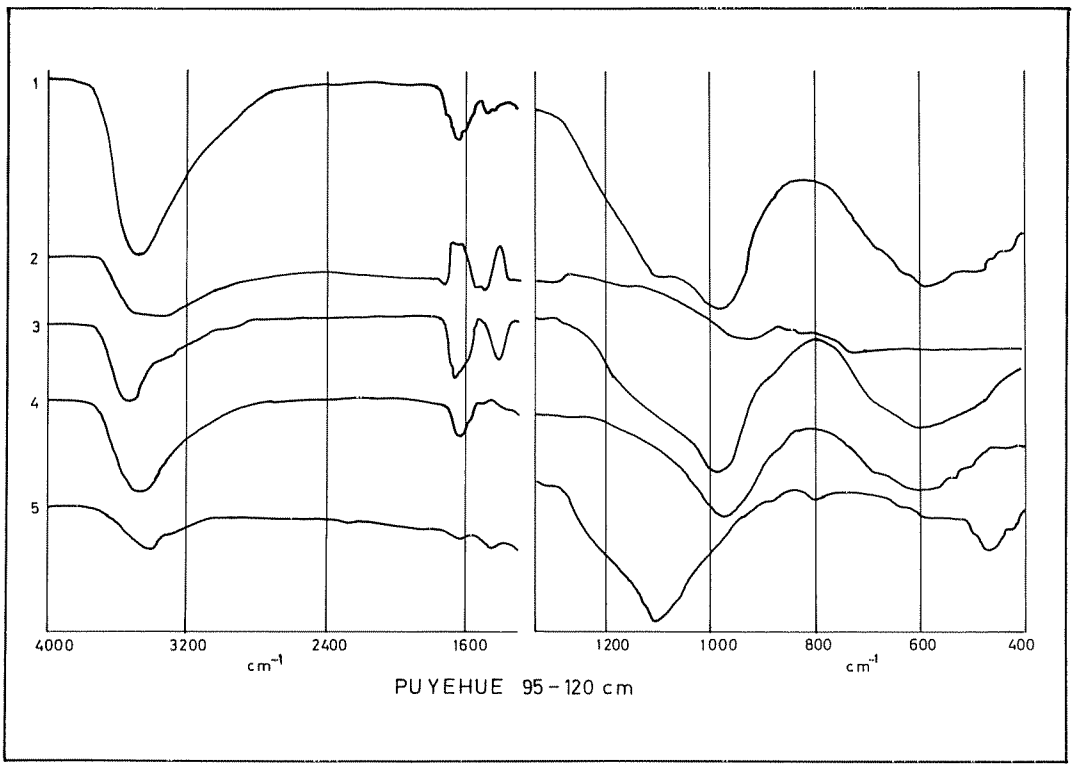
PUYEHUE 20-40 cm



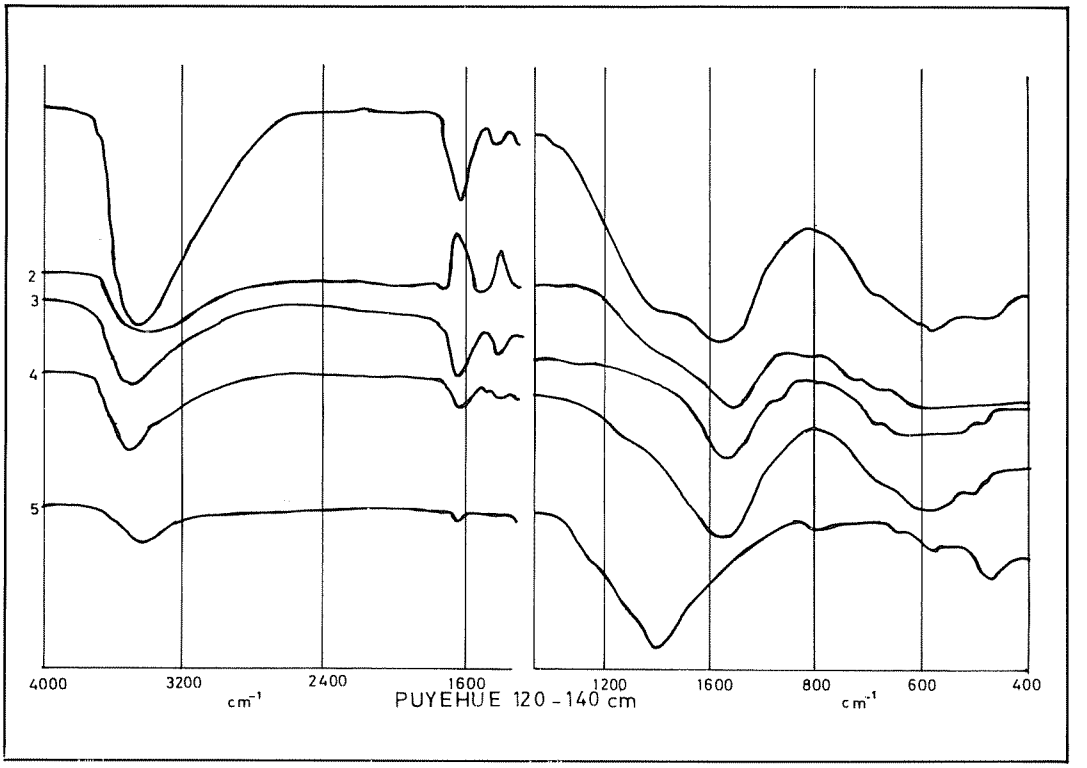
PUYEHUE 40-75 cm



PUYEHUE 75-95 cm



PUYEHUE 95 - 120 cm



Los espectros de las arcillas del horizonte superficial del suelo Osorno muestran bandas intensas a 3.670, 3.600, 3.510, 3.440 cm^{-1}, de las cuales junto a aquéllas a 3.700 y el doblete a 1.100 y 1.045 cm^{-1} identifican un mineral caolinítico, v. gr. haloisita. Las bandas a 3.510 y 3.440 cm^{-1} se relacionan a la existencia de gibbsita, como lo confirman claramente los diagramas de difracción de rayos X. Si bien estas bandas se reiteran en los horizontes más profundos, son menos pronunciadas.

Los espectros de los residuos de las arcillas del suelo Puyehue son muy diferentes, ya que no muestran bandas de gibbsita o filosilicatos sino de cuarzo, probablemente opal vitreo, restos de plagioclasa.

vi) Difracción de rayos X

Los resultados del análisis por difracción de rayos X para las arcillas de los suelos Osorno y Puyehue, después del tratamiento con Ox-Ox, se muestran en las Figuras 10 a 15.

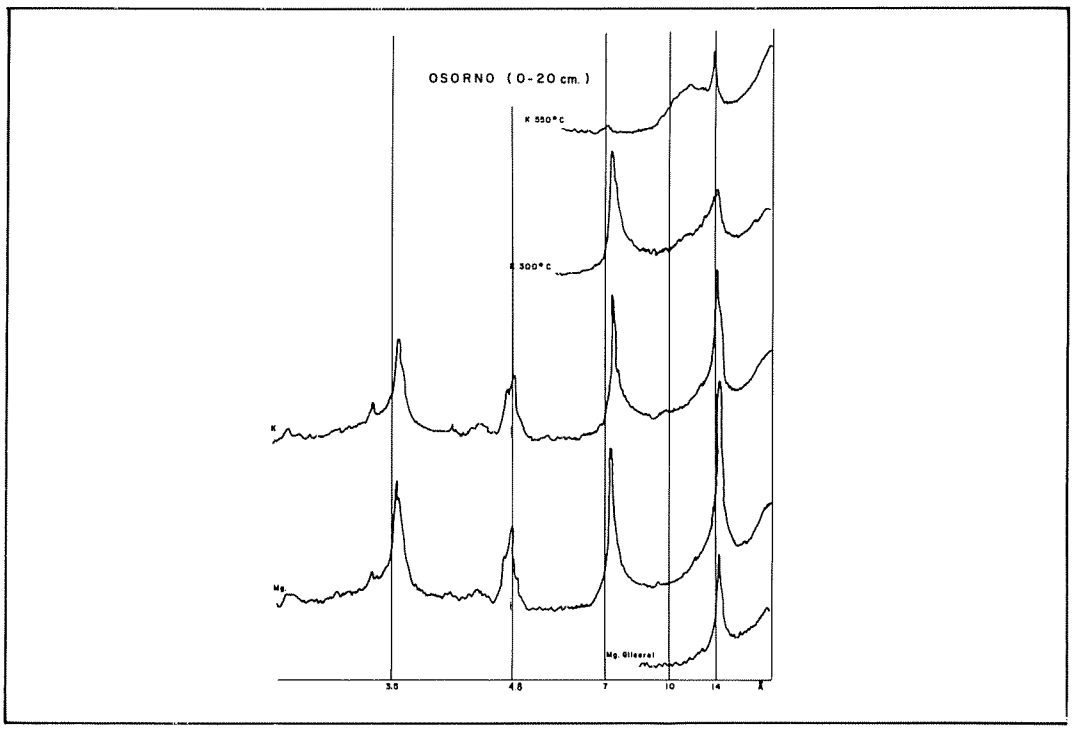
En las arcillas del suelo Osorno, el horizonte superficial exhibe fuertes reflexiones a 14A, 7A, 3,5A. La reflexión de 14A no se expande cuando se solvata con glicerol, no se contrae saturada con K y, conjuntamente con la reflexión de 7A, se atenúa por efectos de la temperatura. Tal comportamiento es propio de la clorita. En los horizontes inferiores también se observa esta secuencia de reflexiones, pero menos intensas, lo que sugiere un menor contenido de esta especie. En todas las muestras se observan líneas de cuarzo (3, 3A) y trazas del feldespato plagioclasa. En el horizonte superficial se observan fuertes reflexiones de gibbsita (4,84A; 4,37A).

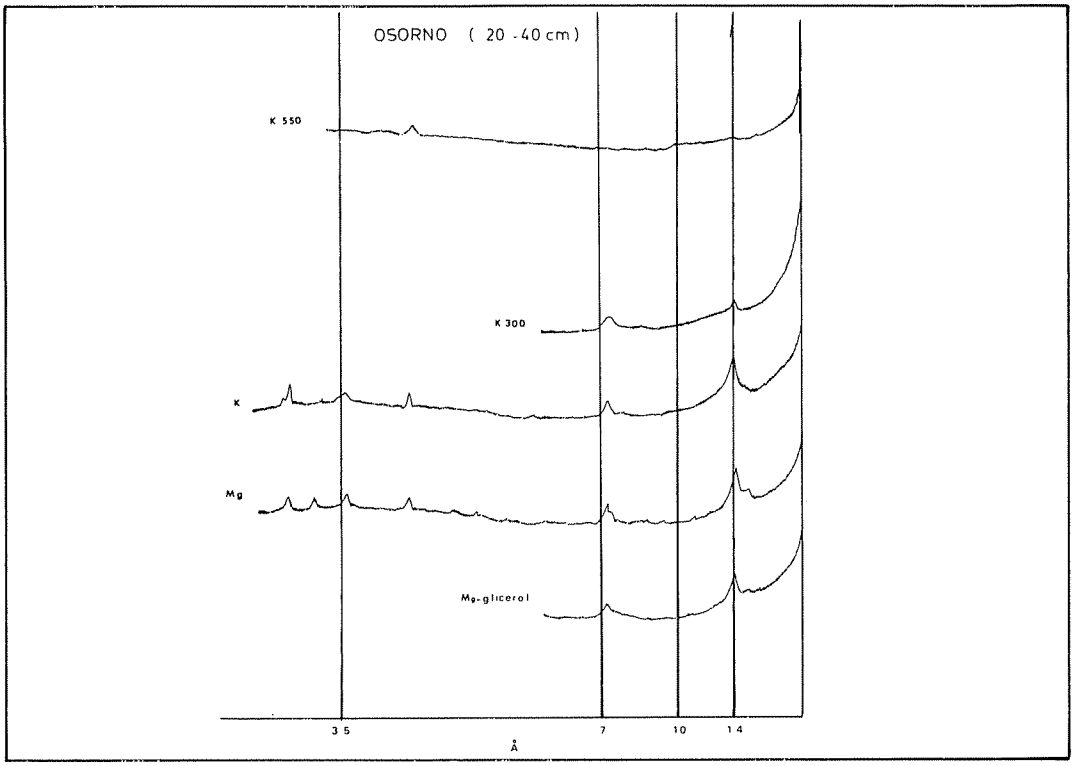
En las arcillas del suelo Puyehue se procesaron sólo los tres primeros horizontes. Todas muestran reflexiones débiles de 14A, pero órdenes a 7A y 3,5A están prácticamente ausentes. La reflexión a 14A se expansiona parcialmente a 17,4A con solvatación de glicerol, pero saturada con K, la contracción a 11,8A sólo es aparente en la muestra del horizonte superficial. Por calentamiento esta reflexión es fuertemente atenuada. Parece ser evidente que uno de los componentes es un filosilicato expansible, probablemente montmorillonita; el otro, es una clorita incipiente. En todas las muestras destacan fuertes líneas de feldespato plagioclasa (3,2090A, 6,4A, 4,04A...) que, probablemente, corresponden a albita.

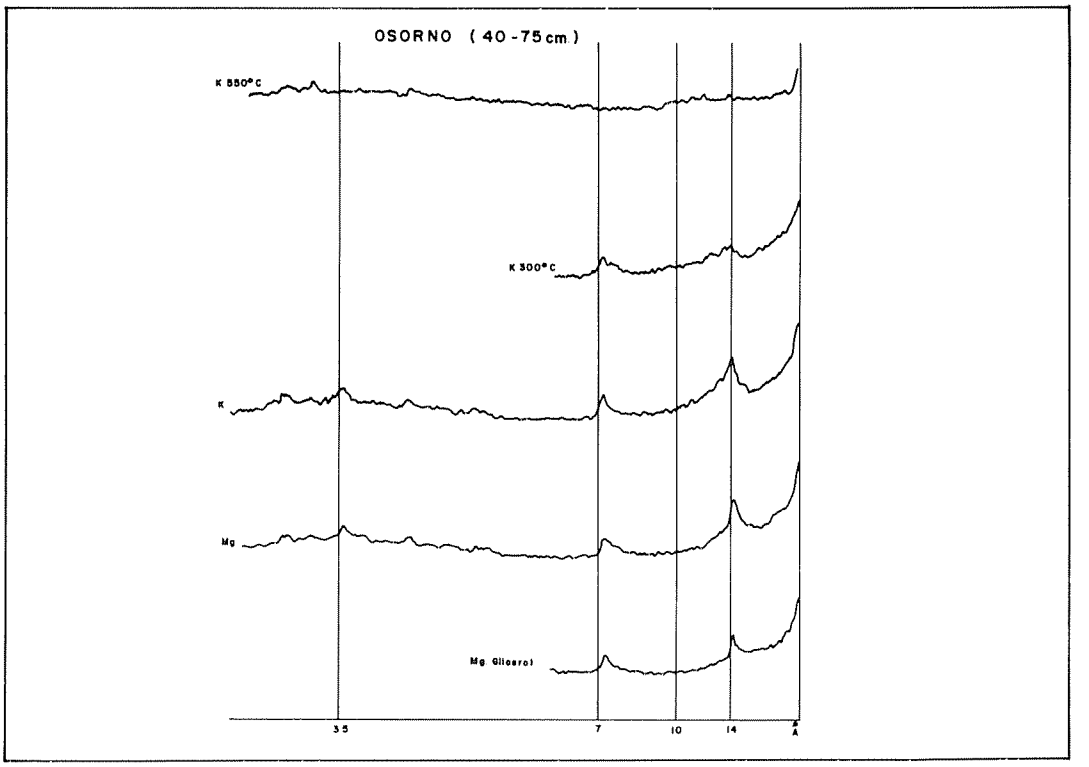
2.4.4. Discusión de los resultados y conclusiones

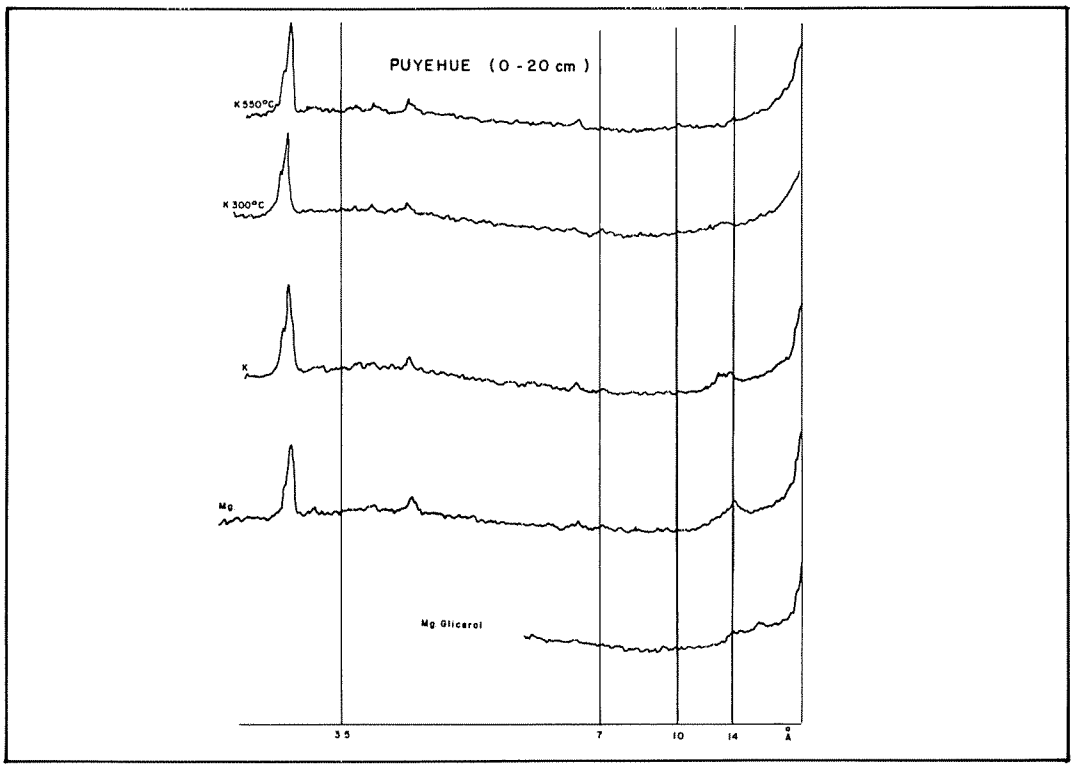
La técnica de la disolución selectiva y la espectrofotometría Ir-diferencial usan la condición de que los materiales no-cristalinos son más susceptibles a la disolución química que las especies cristalinas, de acuerdo a su composición elemental, y por lo tanto, el material disuelto, por cualquier tratamiento, dependerá de la composición mineralógica inicial.

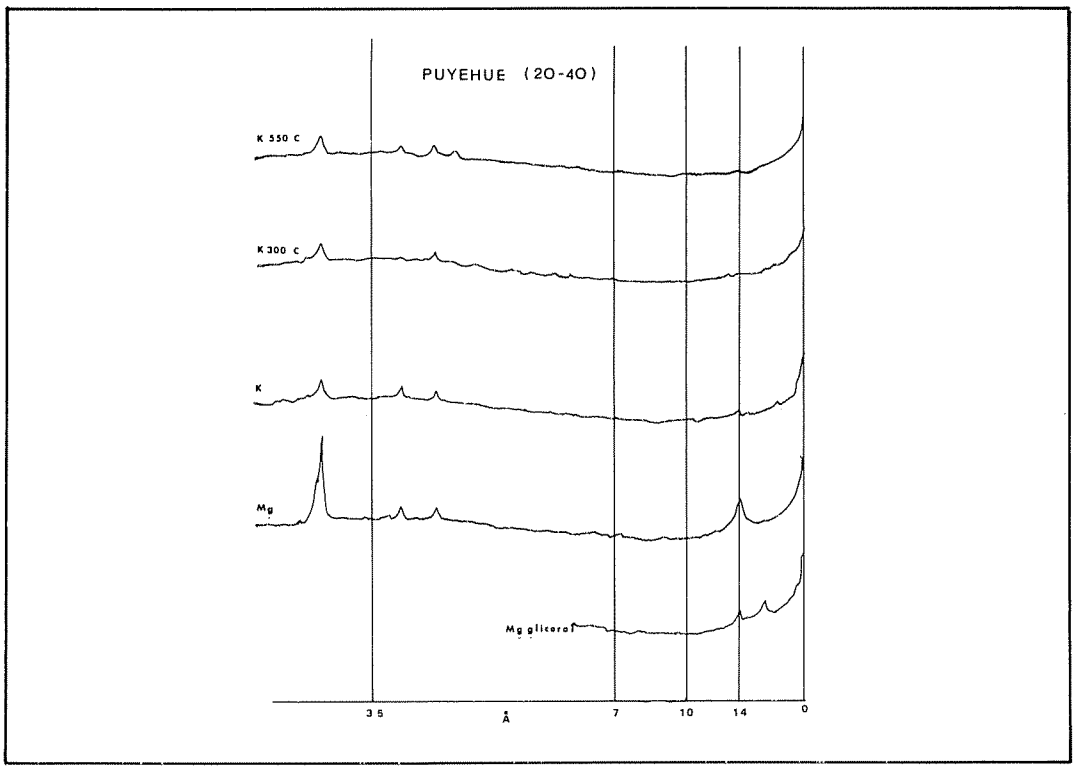
Los resultados obtenidos en este estudio no permiten una separación cuantitativa entre los componentes no-cristalinos y para-cristalinos, v. gr. alofán e imogolita, de acuerdo a los tratamientos de disolución selectiva. Sin embargo, es adecuada para cuantificar los componentes para-alofánicos, Al y Fe (complejos húmicos, óxidos hidratados cristalinos y no-cristalinos) y el conjunto reunido en la llamada fracción insoluble. Esta última, representada por filosilicatos, gibbsita, y tectosilicatos como cuarzo y feldespatos, puede ser afinada de acuerdo a los resultados obtenidos por difracción de rayos X. Pese a que este método –disolución, FID– tiene muchas ventajas, tiene también limitaciones (Wada, 1977).

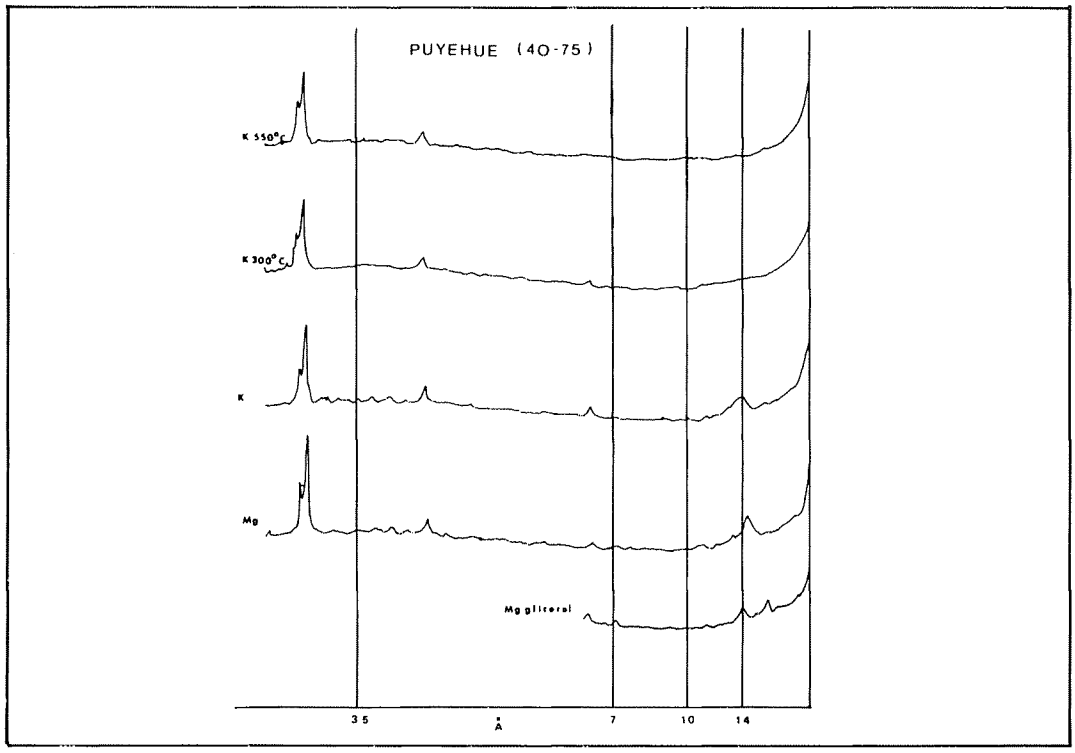



OSORNO (20 - 40 cm)
K 550
K 300
K
Mg
Mg-glicerol
3 5
7
10
14
Å


OSORNO (40 - 75 cm)
K 550°C
K 300°C
K
Mg
Mg Glicerol
3.5
7
10
14
Å


PUYEHUE (0 - 20 cm)
K 550°C
K 300°C
K
Mg
Mg Glicerol
3.5
7
10
14
Å


PUYEHUE (20-40)
K 550 C
K 300 C
K
Mg
Mg glicerol
3.5
Å
7
10
14
0



Existe una evidente correlación entre los espectros IR y la relación SiO_2/Al_2O_3, especialmente en el rango de 1.300 - 800 cm^{-1}. El máximo de absorción de la banda Si-O disminuye desde 1.060 a 970 cm^{-1} de acuerdo al mayor contenido de Al_2O_3 de las muestras. La intensa banda a 925 cm^{-1} de la imogolita se debería a una mayor proporción de enlaces Si-O-Al respecto a los de Si-O-Si.

Llama la atención la atenuación de la banda de H-O-H a 1.600 cm^{-1}, que corresponde a la deformación del ángulo de enlace a 104°, con los diferentes tratamientos. Como se esperaba, la mayor reducción la experimenta con el tratamiento Ox-Ox, es decir, con solubilización de alofán. El tratamiento de las arcillas con Na_2CO_3, que solubiliza los compuestos para-alofánicos, sólo atenúa la banda, un hecho que ilustra la importancia del alofán en el status hídrico de la arcilla.

Los tratamientos con Na_2CO_3 y DCB, tanto en las arcillas del suelo Puyehue como Osorno, disuelven una considerable cantidad de componentes para-alofánicos, con la excepción del horizonte superficial del último suelo. Esta disolución, como se muestra en el Cuadro 4 llega a superar el contenido de alofán + imogolita. Este hecho, obliga a mirar bajo una perspectiva nueva, muchas de las propiedades y características de las arcillas, que no pueden ser atribuidas sólo a la imogolita o alofán.

El residuo insoluble también incluye minerales cristalinos. La presencia de montmorillonita en las arcillas del suelo Puyehue, que es un suelo reciente, no es sorprendente, ya que sus existencia en otros Andosoles chilenos es bien conocida (Besoain y González, 1977). Es probable que la formación de esta especie provenga de la alteración de minerales máficos parentales en microambientes que preservan la población catiónica indispensable a su génesis. La presencia de un mineral de 14A, en baja proporción en estas arcillas, probablemente una clorita, tiene relación con la incorporación

CUADRO 4. Composición mineralógica de las arcillas de los suelos Osorno y Puyehue

Profundidad cm	Fracción soluble en citrato-ditionito-bicarbonato y carbonato de sodio 2%				Fracción soluble de ácido oxálico-oxalato de sodio 0,15M pH 3,5			Fracción insoluble residual	
	Contenido %	Constituyente*	SiO_2/Al_2O_3 razón molar	Fe_2O_3 %	Contenido %	Constituyente*	SiO_2/Al_2O_3 razón molar	Contenido %	Constituyente*
OSORNO									
0 – 20	32	Al-gel	0,04	12,0	2	X	0,77	66	Cl, Ha, Gi, Fd
20 – 40	49	A', Al-gel	0,27	11,8	34	Al, Im	1,13	17	Cl, Fd
40 – 75	57	A', Al-gel	0,25	12,8	32	Al, Im	1,21	11	Cl, Fd
PUYEHUE									
0 – 20	60	A', Al-gel	0,54	14,4	9	X	2,42	31	SO, Min-14A, Mt, Fd
20 – 40	53	A', Al-gel	0,50	13,2	27	A, Im	0,92	20	SO, Min-14A, Mt, Fd
40 – 75	48	A', Al-gel	0,54	13,1	33	A, Im	1,00	19	SO, Min-14A, Mt, Fd
75 – 95	50	A', Al-gel	0,52	13,2	30	A, Im	1,07	20	
95 – 120	51	A', Al-gel	0,46	11,7	31	A, Im	1,08	18	
120 – 140	52	A', Al-gel	0,48	12,2	30	A, Im	1,35	18	

* Abreviaturas: Al-gel = geles de alúmina, A' = componentes para-alofánicos, X = no identificado, Al = Alofán, Im = imogolita, Cl = Clorita, Ha = haloisita 7A, Gi = gibbsita, Fd = feldespatos, SO = sílice opalina, Min-14A = minerales de 14A, Mt = montmorillonita.

de filosilicatos durante la erupción. Estudios de Besoain (1969) y Sepúlveda (1981) y Besoain y González (1976) consideran que las cloritas provendrían de un aporte de materiales metamórficos del basamiento volcánico arrastrados durante las fases eruptivas junto a las cenizas. Serían, en consecuencia, minerales heredados.

En las arcillas del suelo Osorno, el residuo insoluble contiene una gran cantidad de clorita, especialmente en el horizonte superficial, cuyo origen es similar a las del suelo Puyehue. La notable disminución de esta especie en los horizontes más profundos señala, probablemente, que este horizonte superficial es una estrata derivada de una fase de actividad explosiva más intensa, con mayor aporte de material metamórfico al suelo. La presencia de la haloisita, en cambio, la atribuimos a transformación de alofán estimulada por un ambiente más rico en soluciones silícicas, en un tiempo considerablemente más largo que en el caso del suelo Puyehue. La gibbsita, que alcanza una proporción elevada en el horizonte superficial, se ha formado probablemente a expensas de los componentes para-alofánicos y alofán en una fase que ha estimulado la desilicatación, un hecho que concuerda con los bajos contenidos de estos componentes en el horizonte superficial del suelo Osorno.

2.4.5. Bibliografía

BESOAIN, E. 1969. Untersuchungen von Böden aus Pyroklastiten (asche und Tuffe) Chiles, Japans, Deutschlands und Italiens. Inaug. Diss. Universitat Bonn, Deutschlands. 344 p.

_____, y GONZALEZ, S. 1977. Mineralogía, génesis y clasificación de suelos derivados de cenizas volcánicas de la región centro-sur de Chile. Ciencia Inv. Agr. 4: 109-130.

_____, y SEPULVEDA, G. 1981. Características y propiedades de algunos dystrandepts de la Región de los Lagos, sur de Chile. I. Mineralogía, génesis y propiedades de los suelos. Agric. Téc. 41: 197-220.

FARMER, V.C. y MITCHELL, B.D. 1963. Occurrence of oxaltes in soil clays following hydrogen peroxide treatment. Soil Sci. 96: 221-229.

GONZALEZ, S. y BESOAIN, E. 1976. Minerales 2:1 y 2:2 en suelos volcánicos de Chile. 2. Suelos derivados de toba riolítica de la región central. Ciencia e Investigación Agropecuaria, 2-3: 129-137.

SADZAWKA, A. y BESOAIN, E. 1981. Espectrofotometría infrarroja diferencial y disolución selectiva aplicados al análisis mineralógico de algunos dystrandepts de X Región. III Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo, Santiago de Chile, 50-51.

WADA, K. 1977. Allophane and imogolite. *En:* Dixon, J.B. y Weed, S.B. (ed.). Minerals in soil environments. Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI, 603-638.

_____. 1978. Allophane and imogolite. *En:* Sudo, T. y Shimoda, S. (ed.). Clays and clay minerals of Japan. Kodansha, Tokyo and Elsevier, Amsterdam, 147-187.

_____, y AOMINE, S. 1973. Soil development on volcanic materials during the quaternary. Soil Sci. 116: 170-177.

_____, y GREENLAND, D.J. Selective dissolution and differential infrared spectroscopy for characterization of "amorphous" constituents in soil clays. Clay Miner. 8: 241-253.

_____, y HARWARD, M.E. 1974. Amorphous clays costituents of soils. Adv. Agron. 26: 211-260.

_____, y WADA, S. 1976. Clay mineralogy of the B horizons of two hydrandepts, a torrox and a humitropept in Hawaii. Geoderma 16: 139-157.

WEAVER, R.M.; SYERS, J.K. y JACKSON, M.L. 1968. Determination of silica in citrate-bicarbonate-dithionite extracts of soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 32: 497-501.

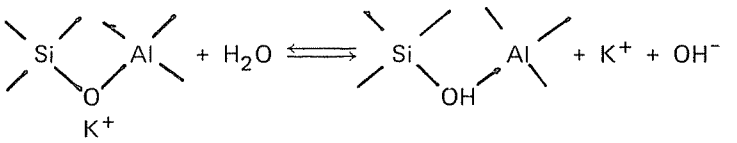
2.5. GENESIS Y TRANSFORMACION DE LOS MINERALES DE ARCILLA EN SUELOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS DEL CENTRO-SUR DE CHILE

Por: Eduardo Besoain M.

En las arcillas de los suelos derivados de materiales piroclásticos se encuentran minerales no-cristalinos, para-cristalinos y cristalinos. Las relaciones de formación, transformación y degradación de estos minerales, aunque se conocen mejor, no están aún completamente dilucidadas y, en ciertos casos, son especulativas. Un esquema de los procesos de formación/transformación de estos minerales se presenta en la Figura 1.

Se considera que los silicatos primarios deben ser descompuestos totalmente, a celdas unitarias o iones, para posibilitar la drástica modificación de organización que produce el paso de un silicato primario a otra secundario. Aunque tal proceso no es exclusivo, es muy importante en la neosíntesis pedogénica.

Vidrios volcánicos, feldespatos y minerales básicos se hidratan e hidrolizan parcialmente, con cambio de las uniones X-O en X-OH, con fuerte debilitamiento de la estructura y basificando la solución:



Una intensa meteorización (hidratación, disolución, hidrólisis) origina inicialmente un sistema iónico: $Al(OH)_n$, $Fe(OH)_n$, $Si(OH)_n$ de composición variable (reacción 1), produciéndose pérdidas de sílice y cationes metálicos en medio acuoso. Se favorece el desarrollo de un sistema iónico-coloidal, formando probablemente primero oligómeros y luego polímeros reticulados tridimensionales de silicio $Si(OH)_4$, aluminio $[\, Al(OH)\,(OH_2)_5^{2+} \ldots . Al(OH)_3\,]$, de hierro $[\, Fe(OH)\,(OH_2)_5^{2+} \ldots . Fe(OH)_3\,]$. Este sistema, bajo condiciones de fuerte desbasificación y desilicatación forma geles activos hidratados de alúmina y sílice (reacción 2). En tales circunstancias, frecuentemente el suelo contiene sílice opalina y complejos humus-Al y humus-Fe, pero no alofán o imogolita (reacciones 11, 13, 15). El Al y Fe liberados por meteorización reaccionan con la materia húmica formando complejos muy estables, hecho que permite la acumulación de humus en las primeras etapas de formación de los Andosoles. Tal reacción, que inhibe la formación de alofán e imogolita estimula la formación de sílice opalina (Wada, 1981). Sin embargo, bajo el horizonte superficial, se forman alofán, imogolita y componentes para-alofánicos, si las condiciones favorecen la lixiviación y la depositación de cenizas frescas es baja. Los geles de sílice y alúmina liberados por meteorización co-precipitan en condiciones de pH próximas al punto de carga cero del alofán. Es probable que previa a la formación del alofán se forme un antecesor, protoalofán, de existencia breve y a partir del cual se forma finalmente el alofán (reacción 2). Bajo condiciones ambientales predisponentes podría formarse simultáneamente una protoimogolita (reacción 4). Investigaciones recientes de I.S. Wada *et al* (1979) sobre la síntesis del alofán e imogolita, indican que en los vidrios volcánicos, el alofán se formaría en un ambiente cerrado, de modo que la hidrólisis procedería a concentraciones de Si y pH elevadas (reacción 3). La imogolita se formaría sea por alteración del alofán, cuando éste está sometido a la acción de soluciones con baja concentración de sílice y pH ácido

(reacción 7) o por precipitación, a partir de soluciones que contienen iones Si y Al, en forma de silicato complejo de Al-hidroxilado soluble en agua y correspondiente a la protoimogolita de Farmer y Fraser (1979) (reacciones 4 y 5). Esta última ha sido detectada por Farmer *et al* (1978) en un Andosol, de Italia desarrollado de piroclásticos de composición tefrita-basanita.

La síntesis del alofán por co-precipitación de soluciones o geles de silicio y aluminio en los suelos ha sido un criterio sustentado por numerosos autores (Egawa y Sato, 1960; Fieldes y Swindale, 1954; Kanno, 1961; Birrell, 1964, etc.). Pruebas evidentes de la precipitación de alofán a partir de sílice y alúmina en regiones termales del volcán Asama, así como en experimentos de laboratorio, han sido proporcionadas por Osaka (1961). Alofán e imogolita sintéticos, obtenidos por precipitación de soluciones de 1-2 x 10^{-3}M de ácido ortosilícico y 4-0,4 x 10^{-3}M de $AlCl_3$ han sido logrados por Wada y Wada (1979). Imogolita sintética fue obtenida también por Farmer y Fraser (1979).

El alofán puede originarse en los suelos directamente a partir de los vidrios volcánicos (Fieldes, 1966). El paso de los vidrios y feldespatos desordenados a alofán, según Swindale (1964) debe ocurrir en forma tal, que se preserva el estado de coordinación del aluminio, un hecho que ocurre en el interior de las partículas, en que el aluminio tiene coordinación tetraédrica, en tanto que en la periferia, predominan estados de coordinación octaédrica (reacción 23).

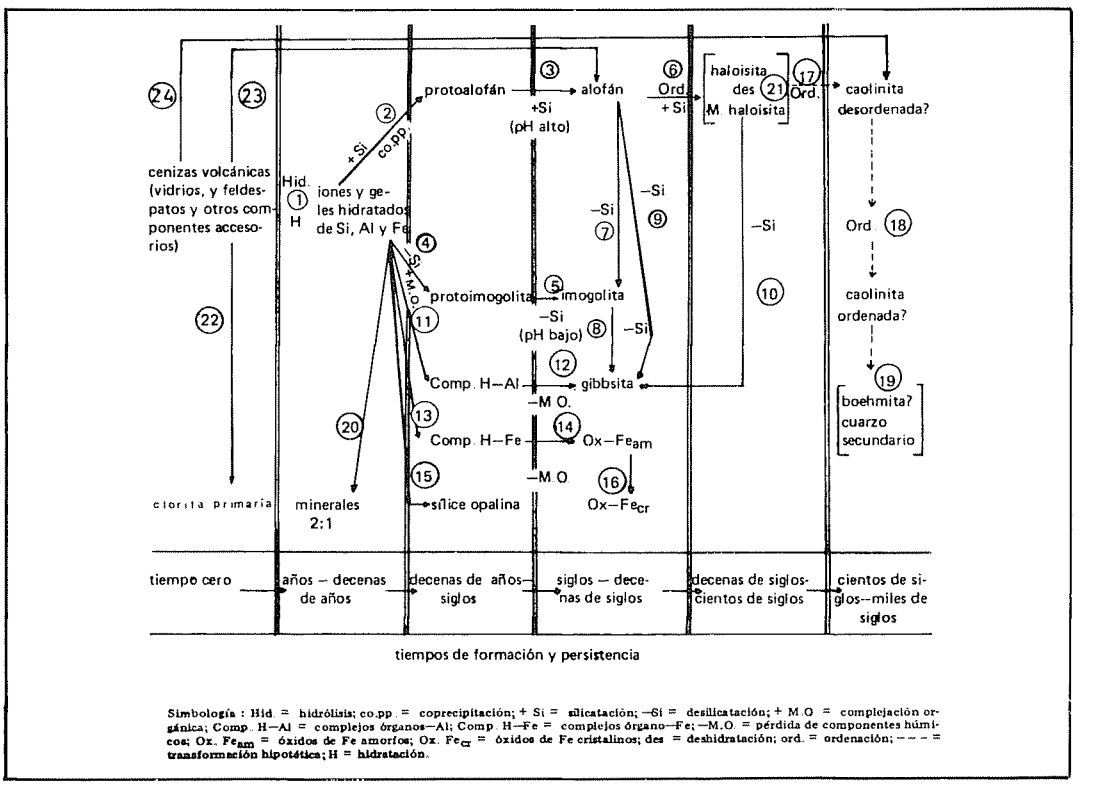


Figura 1. Esquema de la formación y transformación probable de los minerales a partir de la alteración de las cenizas volcánicas (según E. Besoain, 1969).

Formas de alúmina no-cristalina (kliachita) no ha sido identificada con certeza en Andosoles chilenos. Se conoce, sin embargo, su existencia en algunos suelos recientes derivados de pómez en Japón (Matsui, 1959) y de Nueva Zelanda (Fieldes y Williamson, 1955). Su reactividad elevada impide su permanencia en los suelos por tiempos prolongados. No obstante, los suelos tropicales, pueden ser ricos en hidróxidos de Al amorfos, como es el caso de algunos Andosoles del Camerún que contienen de 32 - 48% de estos productos (Sieffermann, 1973). Una posibilidad de persistencia en los suelos de estos óxidos es en tanto se unan a la materia orgánica (reacción 11) con lo que su cristalización se retarda. Es probable que el hidróxido de Al polimérico pueda asociarse al alofán, sin que se disponga de referencias sobre la naturaleza de estos compuestos (Wada y Harward, 1974).

Los óxidos de Fe amorfos pueden llegar a ser abundantes en los suelos derivados de cenizas volcánicas. Parte de estos óxidos se originan cuando los componentes humus-Fe, generados en las primeras etapas de alteración de los suelos volcánicos, se degradan liberando hierro (reacción 14). Otra parte provendría directamente por alteración de vidrios y minerales básicos. La permanencia en el suelo, como geles de hierro amorfos, no puede ser prolongada, y el paso hacia formas cristalinas debe ser relativamente rápida (reacción 16). La mayoría de los Andosoles chilenos tienen arcillas con un contenido variable de 4 - 10% de Fe_2O_3, que se encuentra en forma de hierro extraíble al DCB. En los diagramas de difracción de rayos X es raro detectar óxidos cristalinos, por lo que se presume que una parte considerable debe ser no-cristalino.

Existen varios antecedentes que indican que el alofán e imogolita no son exclusivos de los suelos de cenizas volcánicas. Farmer, Russell y Berrow (1980) detectaron la existencia de imogolita y proto-imogolita alofán en los horizontes espódicos B_2 y B_3, de un podzol húmico con un fino pan férrico, derivado de arenas fluvioglaciales, en Escocia. Tait *et al* (1978) identificaron alofán e imogolita en el horizonte B_2 de Podzoles y un suelo Pardo Forestal derivado de rocas como granito, gneiss y esquisto, en Escocia. En suelos derivados de materiales no-volcánicos de Escandinavia, Alberto y Jaritz (1966) determinaron, por ME, fotometría IR y difracción de rayos X la presencia de imogolita.

La haloisita es un componente común de los suelos derivados de cenizas volcánicas. Su presencia en los suelos jóvenes es escasa, pero aumenta y se hace dominante en la arcilla de los suelos más antiguos. En Chile, es dominante en los suelos Rojo Arcillosos, equivalente al alofán en los suelos Pardo Arcillosos y escasa en Andosoles relativamente antiguos e inexistente en las formaciones más jóvenes (ver Cuadro 2: Composición mineralógica de las arcillas). Es evidente que la haloisita se forma a expensas del alofán, en un proceso de cristalización progresiva, pero variable en el tiempo.

La formación de la haloisita a partir del alofán es estimulada por la depositación de cenizas frescas en la superficie de un suelo, lo cual permite el desarrollo de un ambiente rico en soluciones silícicas. La imogolita no es un intermediario entre el alofán y la haloisita: razones de composición química (SiO_2/Al_2O_3 = 1) y debido a su estructura tubular única, con diámetros internos y externos de 10 y 20A respectivamente, no permiten tal transformación. Si puede ser un intermediario durante la transformación del alofán en gibbsita (reacción 8), en condiciones de pH ácido y fuerte desilicatación.

Aomine y Wada (1962) consideran que la formación de haloisita a partir de la alteración de cenizas volcánicas sigue las siguientes etapas:

a) La hidratación parcial de los vidrios y feldespatos provoca una alteración de las uniones O a OH, lo cual determina la liberación de algunos átomos de Si y cationes metálicos.
b) El Al y Si remanentes se redistribuyen junto con el O, OH y H_2O *in situ* y forman una entidad distinta o permanece pseudomorfa a los minerales originales. Las condiciones climáticas prevalescientes ajustan la composición del sistema sílice-alúmina resultante.
c) Se forma una estructura similar a la gibbsita, con algunos tetraedros de SiO_4 adsorbidos.
d) Hay reemplazamiento de grupos OH por O por sucesiva adición de tetraedros SiO_4, o por condensación, con lo que se produce una deshidroxilación.
e) Los tetraedros de SiO_4 se reorientan en una sola dirección.

Los pasos b) y c) implican la formación de alofán.

Como el alofán e imogolita, la haloisita puede formarse a partir de cenizas volcánicas y pómez de composición variadas: basalto (Sieffermann y Millot, 1969), andesita (Aomine y Wada, 1962; Besoain, 1969), dacita (Dingus *et al,* 1973), fonolita (Besoain, 1969); riolita (González y Besoain, 1976).

Se considera que la haloisita-7A se forma por deshidratación de la haloisita-10A (reacción 21), en ambientes que incluyen períodos de desecamiento y humedecimientos periódicos o estacionales. En Chile, el análisis de cientos de muestras de arcilla de suelos de cenizas volcánicas, demuestra que sólo en muy pocos casos se presenta la haloisita-10A, en cambio es usual la presencia de la forma deshidratada de 7A (Besoain y González, 1977).

Es frecuente en Chile que la morfología de la haloisita sea tubular o laminar, con predominio de la primera en los horizontes profundos y en la superficie la segunda. Formas glomerulares se han visto en el suelo Cudico y en un semi-Ñadi, la serie Itropulli, Paillaco. La haloisita-7A, que predomina en los horizontes profundos de los suelos Rojo Arcillosos, tiene algunas características de caolinita y morfológicamente, guarda semejanza con los "fire-clay". Colmat-Daage *et al,* (1978) tienen un criterio similar.

La existencia de caolinita en Andosoles recientes es un hecho comprobado en Chile. Aomine *et al,* (1972) determinaron la presencia de caolinita en arcillas de Trumaos recientes como San Fabián, Vilches, Ercilla, Curaco, Huichaco, y Besoain y García Vicente (1962) la identificaron en el suelo Santa Bárbara. Aomine *et al,* (1972) consideran que la presencia de minerales caoliníticos señala procesos genéticos diferentes: mientras la caolinita se produce directamente a partir de feldespatos (reacción 24), la haloisita lo hace indirectamente a través de una etapa alofánica (reacción 6). En este último caso el alofán debe encontrar un medio capaz de proporcionar suficientes iones silicato que provoque su resilicatación a haloisita.

Se ha supuesto que, por razones de estructura, la caolinita debiera ser el filosilicato final en la secuencia de meteorización de las cenizas volcánicas, antecedida por la serie alofán-haloisita (Fieldes, 1955): en el curso del tiempo se produciría un reordenamiento de la estructura de la haloisita que conduciría al desarrollo de caolinita. Esta hipótesis no ha sido demostrada (reacción 17). No obstante, en algunas muestras de arcillas de horizontes profundos del suelo Collipulli, Besoain y García Vicente (1962) determinaron la existencia de una elevada proporción de caolinita, en tanto que haloisita laminar y tubular predominaban en los horizontes superiores. Otros ejemplos de asociación de caolinita y haloisita con algo de alofán en suelos de cenizas volcánicas, se encuentran en Kiara Pajung, Java (Indonesia) (Beutelspacher y Van der Marel, 1969).

Minerales 2:1 y 2:2 así como sus interestratificados se presentan en cantidades importantes en los suelos derivados de materiales piroclásticos de Chile (Besoain y González, 1977; Besoain y Sepúlveda, 1983; Besoain, 1969). Montmorillonita ha sido detectada en el suelo Limanque (VI Región), en las series La Ermita, Roblería, Chacay, Lanco, así como en las series Pudahuel, Caleuche y Culiprán, estas últimas derivadas de toba riolítica pumicítica. Besoain y González (1977) han sugerido la hipótesis que la montmorillonita podría sintetizarse localmente en el ambiente cerrado de alvéolos o cavidades de los vidrios volcánicos parentales. En tales cavidades existiría un microambiente con alta concentración de bases y sílice adecuado a la formación de esmectita. Mella (Com. Pers.) ha observado en cortes micromorfológicos de escorias y cenizas gruesas, zonas de alteración en el interior de las vesículas, en tanto que la periferia permanece inalterada. Este hecho lo lleva a concebir el desarrollo de una "meteorización alveolar, diferencial, rápida y temprana" de los vidrios. Es conocido que a veces los alvéolos de los vidrios volcánicos tienen gases o soluciones congénitas muy activas, las cuales en medio cerrado, podrían determinar la neosíntesis de minerales 2:1. La montmorillonita así formada debe incorporarse paulatinamente al suelo a medida que los vidrios se rompen por meteorización. Si este mecanismo operara, debe entregar pequeñas cantidades de montmorillonita al suelo y puede explicar la presencia simultánea de montmorillonita junto a alofán y minerales 1:1 cuya génesis se produce en condiciones ambientales distintas.

La existencia de clorita está bien determinada en numerosos Andosoles chilenos, por ejemplo, las series Bramadero, Osorno, Santa Bárbara, Ralún, Lastarria, Frutillar, Pelcullelpe, Quinchol, San Fabián, Tregualemu, etc. Su presencia es escasa o inexistente en los suelos derivados de pómez riolítica. La clorita, podría tener dos orígenes: 1) sería incorporada a las cenizas durante el proceso de erupción y provendría de rocas constitutivas del basamento y chimenea volcánica (reacción 22), 2) podría originarse por alteración de minerales máficos —piroxenos, anfíboles— y micas en el suelo. La presencia de clorita en las arenas de algunos Andosoles, como los suelos Corte Alto, Osorno, Puerto Octay, dan crédito al primer punto de vista. En las arcillas de algunos suelos, por ejemplo, Santa Bárbara, Arrayán, Ralún, Lastarria, un mineral de 14A que tiene sólo algunas características de la clorita y cuya estructura se destruye fácilmente por calentamiento, parece corresponder a un mineral de formación incipiente, de desarrollo *in situ.*

Vermiculita ha sido identificada en varios Andosoles de Chile, por ejemplo, en las series Cahuinpangue, Lanco, La Unión, Llenquehue, Longaví, Panguipulli, Pueblo Seco, Puerto Octay, San Fabián, etc. Especialmente abundante es en los suelos derivados de pómez riolítica, las series Pudahuel, Culiprán, Alhué, Caleuche. Aomine *et al,* (1972) la identificaron en la serie Metrenco, un suelo Rojo Arcilloso antiguo. Siempre se encuentra en pequeña cantidad. La posibilidad que la vermiculita se haya originado por alteración de feldespatos, vía sericita, bajo condiciones de humedad alternante, o a partir de mica presente en la ceniza parental, es una hipótesis sugerida por Besoain y González (1977). Plagioclasa parcialmente sericitizada y restos de biotita se encuentran en los fragmentos líticos de la fracción inferior de 0,02 mm de numerosos Andosoles de Chile (Besoain y Sepúlveda, 1983). La presencia de montmorillonita asociada a veces a la vermiculita, hace suponer que esta última especie pueda haberse formado por aluminación de la montmorillonita. Para explicar el origen de la vermiculita en Andosoles del Camerún, Sieffermann (1973) sostiene este punto de vista.

Minerales interestratificados, de tipo clorita-vermiculita o vermiculita-esmectita y, raras veces, de tipo mica-clorita o mica-esmectita, se han detectado en pequeñas cantidades en diversos Andosoles (Besoain y González, 1977). El origen de estos minerales de capas mixtas se debe a procesos concurrentes en la formación de las esmectitas, vermiculita y clorita pedogénica.

La presencia de illita es poco frecuente en los suelos derivados de materiales piroclásticos de Chile. Aomine *et al,* (1972) encontraron pequeñas cantidades de illita en la arcilla gruesa (2 - 0,2 um) del Hydrandept San Fabián, pero sólo trazas en la fracción 0,2 um. González y Besoain (1975) identificaron illita en los suelos San Antonio, Quiriquina, La Unión, Frutillar, Curacautín, Lanco, horizontes inferiores del suelo Longaví, Pelcullelpe así como en las arcillas de los suelos derivados de pómez riolítica. Su origen, muy probablemente es primario, derivado de las cenizas parentales.

La gibbsita, $Al(OH)_3$, corresponde al hidróxido de aluminio cristalino más común y abundante en los Andosoles. Su presencia está bien determinada en la mayoría de los Andosoles de la zona central-sur de Chile, con la excepción de los suelos derivados de pómez riolítica, y las series Arrayán, La Ermita, Quiriquina. Es especialmente abundante en la serie Lastarria, Calle-Calle, Freire, Llanquihue, Llenquehue, Nueva Braunau, algunos horizontes del suelo Puerto Octay y Santa Bárbara. En general, su contenido aumenta con la profundidad del suelo, un hecho que ha sido interpretado como una consecuencia de la movilidad del aluminio complejado con ácidos húmicos desde la superficie a las capas profundas, seguido por desintegración orgánica y precipitación y cristalización de la alúmina en condiciones menos ácidas (Besoain, 1969, 1972; Besoain y González, 1977; Besoain y Sepúlveda, 1981).

En la opinión de Wada y Harward (1974), la transformación de alofán e imogolita en gibbsita ocurre en estados de meteorización finales de las cenizas volcánicas, en ambientes que favorezcan la desilicatación. Ello no concuerda con las evidencias de formación de gibbsita en suelos maduros (series Collipulli, Fresia), semimaduros (serie Perquenco), jóvenes (series Santa Bárbara, Puyehue, Puerto Octay), recientes (serie Curacautín) y muy recientes (serie Ralún).

La gibbsita puede formarse en los suelos de cenizas volcánicas por los siguientes mecanismos:

- por degradación de los complejos humos-Al, que migran en forma de soles móviles a horizontes más profundos del suelo desde la superficie (reacción 11).
- por migración de soles electropositivos, conteniendo Al y Fe, bajo condiciones de intensa desilicatación, en las primeras etapas de alteración de las cenizas.
- por desilicatación de la imogolita y alofán en condiciones de pH ácido (reacciones 7 y 9) o de la haloisita, en etapa de alteración avanzada (reacción 10).

La presencia de óxidos de hierro cristalinos en los Andosoles chilenos no es frecuente. Sólo se ha detectado la presencia de goethita y ferrihidrita en los Ñadis Frutillar y Alerce. Pequeñas cantidades de goethita (a-FeOOH) y muy raramente, lepidocrocita (b-FeOOH) han sido detectados en los suelos Agua Fría, Alerce, Boroa, Cahuinpangue, Frontera Llanquihue, Panguipulli y Temuco, sin que se sepa, exactamente, la influencia que la edad o el grado de alteración de los suelos desempeña en su formación. En los suelos Rojo Arcillosos, fuertemente alterados, como las series Collipulli, Fresia, Cudico, Metrenco, Mirador, se ha identificado la presencia de hematita. Estos óxidos provienen, probablemente, a partir de la cristalización de óxidos no-cristalinos (reacción 16).

Se sabe que el cuarzo secundario puede producirse en estados avanzados de meteorización. Fieldes y Swindale (1954) sugirieron que el cuarzo secundario podía producirse a partir del ácido silícico proveniente de la alteración del cuarzo primario, vía calcedonia, o por destrucción de las redes caoliníticas (reacción 19). La existencia de cuarzo en la arcilla de algunos suelos volcánicos, en baja proporción y el hecho que exista en contenidos muy bajos en las cenizas volcánicas de ciertos suelos, no comprueba la presencia de cuarzo secundario en las arcillas. Sin embargo, no puede descartarse que esta forma de cuarzo se produzca en nuestros suelos.

2.5.1. Conclusiones generales

La formación y transformación de los minerales secundarios durante la meteorización de las cenizas y otros materiales piroclásticos, con énfasis en los Andosoles, permite formular algunas conclusiones generales:

a. En la arcilla de los Andosoles predominan componentes no-cristalinos (alofán, componentes para-alofánicos, sílice opalina, algunos óxidos), para-cristalinos (imogolita) en coexistencia con minerales cristalinos (minerales 2:2, esmectita, minerales interestratificados, minerales 1:1, gibbsita, algunos óxidos de Fe) además de complejos humus-Al y humus-Fe en el horizonte superficial de suelos recientes. Algunos trabajos de orden cuantitativo (Sadzawka y Besoain, 1981) demuestran que en algunas series importantes, como Osorno y Puyehue, el alofán no es el constituyente mayoritario, sino los componentes para-alofánicos, geles de Al, algunos minerales cristalinos. Se requiere desarrollar métodos más eficientes de evaluación cualitativa y cuantitativa para precisar la génesis de estos minerales.

b. De cualquier modo, el alofán constituye la especie central de la arcilla de los Andosoles. El criterio de Fieldes (1955) y otros autores de que la alteración de las cenizas volcánicas determina la existencia de una serie mineralógica característica (alofán-haloisita-caolinita) satisface la evidencia de que en estos suelos la meteorización avanza en el tiempo en etapas de cristalización progresiva. Sin embargo, deben estudiarse cuidadosamente las etapas iniciales y últimas en la meteorización de las cenizas volcánicas, es decir, la formación inicial de los complejos humus-Al y humus-Fe y componentes para-alofánicos y las formas de haloisita incipientes que se originan a partir de la cristalización del alofán.

c. La formación y transformación del alofán, componentes para-alofánicos, imogolita, haloisita son fuertemente dependientes del abastecimiento de sílice en la solución del suelo, la cual es a su vez dependiente de la depositación de cenizas frescas. En las primeras etapas de alteración de los vidrios y minerales primarios, la materia orgánica tiende a retener el aluminio liberado —y el hierro— constituyendo complejos estables de humus-Al o humus-Fe, proceso que tiende a inhibir la formación de alofán en la superficie. No ocurre así en los horizontes del subsuelo, en los que se forma masivamente alofán. La sílice liberada forma sílice opalina.

d. La imogolita se encuentra ampliamente difundida en las arcillas de los suelos volcánicos chilenos, con excepción de los suelos Rojo Arcillosos, los Pumicíticos de la Región Metropolitana y VI Región, y los suelos derivados de Arenas Volcánicas de la Depresión Central. Prácticamente se le encuentra en todos los Trumaos y Ñadis, incluso en algunos recientes como Chanleufú y Puyehue. Se requiere cuantificar este mineral para conocer cuál es la proporción que tiene respecto al alofán y componentes para-alofánicos en nuestros suelos.

e. La existencia de los Andosoles debe concluir cuando el alofán y sus minerales asociados se transforman en minerales cristalinos, los que, invariablemente, son haloisita. Los suelos Rojo Arcillosos constituyen la etapa de alteración avanzada y en sus arcillas predomina la haloisita-7A que, en los horizontes más profundos, tiene ciertas características de caolinita. Resultaría muy interesante profundizar más en la identificación de estos minerales. Pese a que existen argumentos para concebir que la haloisita podría transformarse en caolinita, no hay hasta el momento pruebas que lo confirmen. De confirmarse la existencia de caolinita junto a haloisita laminar y tubular en los suelos Rojo Arcillosos, podría darse validez al punto de vista de Fieldes de que la caolinita debe ser una etapa última en la secuencia de meteorización de las cenizas volcánicas.

f. La clorita, no siempre bien definida, está ampliamente difundida en la arcilla de los suelos volcánicos. Su origen parece ser, en parte, el de mineral heredado y proveniente de las cloritas de las rocas metamórficas constituyentes del basamento y chimenea volcánica que se expulsan, fragmentadas, conjuntamente con las cenizas parentales. Otra parte parece ser de origen secundario y corresponde a clorita-Al. Sería muy conveniente tratar de relacionar los contenidos de clorita y otros silicatos de capas presentes en las arcillas, como esmectita, interestratificados, vermiculita, con la composición petrológica de las cenizas, ya que parece evidente que existen vinculaciones genéticas entre la petrografía y la presencia de minerales 2:2 y 2:1 y sus combinaciones.

g. La gibbsita se muestra ser un componente usual de la mayoría de los suelos derivados de materiales piroclásticos, con excepción de los suelos derivados de tobas pumicíticas riolíticas. Contrariamente a la idea que asocia la gibbsita a estados de alteración avanzados, este mineral se encuentra incluso en suelos recientes, como el suelo Ralún. Se considera que su formación está ligada a la movilidad de soles húmicos-Al o soles de silicato-hidroxi-Al, que se desestabilizarían en su descenso en el perfil. Como regla general, el contenido de gibbsita en los suelos chilenos, se incrementa con la profundidad.

2.5.2. Bibliografía

ALBERTO F. y G. JARITZ. 1966. Amorphe und kristalline Bestandteile einiger typischer Bodenbildungen Skandinaviens. PflanzErnähr. Düng. Bodenk. 114: 27-45.

AOMINE, S.; A. INOUE y C. MIZOTA. 1972. Imogolite of some chilean volcanic ash soils. Clay Science, 4: 55-103.

AOMINE, S. y K. WADA. 1962. Differential weathering of volcanic ash and pumice, resulting in formation of hydrated halloysite. Amer. Mineralogist, 47: 1024-1048.

BESOAIN, E. 1969. Untersuchungen von Böden aud Pyroklastiten (Asche und Tuffe) Chiles, Japans, Deutschlands und Italiens. Inaug. Diss. Universität Bonn. 344 p.

_____. 1972. Mineralogía de las arcillas de algunos suelos volcánicos de Costa Rica. II Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina, Pasto, Colombia. IICA/Universidad de Nariño. Vol. 82: Informes de Conferencias, Cursos y Reuniones: 249-278.

_____ y J. GARCIA VICENTE. 1962. Clay mineralogy of some volcanic ash soils of Chile. Neues Jb. Mineral. Abhandl. 98: 349-366.

_____ y S. GONZALEZ. 1977. Mineralogía, génesis y clasificación de suelos derivados de cenizas volcánicas de la región centro-sur de Chile. Ciencia e Investigación Agraria, 4: 109-130.

_____ y G. SEPULVEDA. 1981. Características y propiedades de algunos Dystrandepts de la región de los lagos, sur de Chile. I. Mineralogía, génesis y propiedades de los suelos. Agric. Técn. 41: 197-220.

BEUTELSPACHER, H. y H.W. VAN DER MAREL. 1968. Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixtures. Elsevier, Amsterdam.

BIRRELL, K.S. 1964. Some properties of volcanic ash soils. Meeting on the classification and correlation of soils from volcanic ash. FAO/UNESCO Report 14: 74-81.

COLMET-DAAGE, F.; C. DE KIMPE, J. et M. GAUTHEYROU; E. BESOAIN, *et al.* 1978. Caracteristiques et proprietes hydriques de quelques sols derivés de cendres volcaniques du Chili central. ORSTOM/SAG Chile. Publication ORSTOM-Antilles N° 85 Bis. 118 p.

DINGUS, D.D.; R.C. JONES and M.E. HARWARD. 1973. (Citado por K. Wada y M.E. Harward). Amorphous constituents of roils. Aduanus in Agronomy, vol. 26: 211-260. 1974.

EGAWA, T. y A. SATO. 1960. A study on DTA curves of the allophanic clays from volcanic ash soils in Japan. Advances in Clay Science, 385: 498-500.

FARMER, V.C.; A.R. FRASER; J.M. TAIT, *et al.* 1978. Imogolite and proto-imogolite in an italian soil developed on volcanic ash. Clay Minerals, 13: 271-274.

_____and A.R. FRASER. 1979. Synthetic imogolite, a tubular hydroxyaluminium silicate. *In:* Intern. Clay Conf. 1978, M.M. Mortland and V.C. Farmer (Editors), Elsevier-Amsterdam: 547-553.

_____, J.D. RUSSELL and M.L. BERROW. 1980. Imogolite and proto-imogolite allophane in spodic horizons: evidence for a mobile aluminium silicate complex in podzol formation. Jour. Soil Sci. 31: 673-684.

FIELDES, M. 1955. Allophane and related mineral colloids. N. Zealand J. Sci. and Techn. 37: 336-350.

_____ and L.D. SWINDALE. 1954. Chemical weathering of silicates in soil formation. N. Zealand J. Sci. and Techn. 36: 195-210.

_____ and K.I. WILLIAMSON. 1955. Clay Mineralogy of New Zealand Soils. Part 1. Electron micrographs. N. Zealand J. Sci. and Techn. 37: 314-335.

_____1966. The Nature of Allophane in Soils. Part 1. Significance of structural randmness in pedogenesis. N.Z. J. of Sci. 9: 599-607.

GONZALEZ, S. y E. BESOAIN. 1975. Minerales 2:1 y 2:2 en suelos volcánicos de Chile. 1: Andepts. Ciencia e Investigación Agraria, 3: 129-137.

_____y E. BESOAIN. 1976. Minerales 2:1 y 2:2 en suelos volcánicos de Chile. 2: suelos derivados de toba riolítica en la región central. Ciencia e Investigación Agraria, 3: 129-137.

KANNO, I. 1960. Genesis and classification of main genetic soil types in Japan. Bull. Kyushu Agric. Exp. Station. VII: 185 p.

MATSUI, T. 1959. Some characteristics of japanese soil clays. Advance Clay Science, 1: 244-259.

OSAKA, J. 1963. On the mechanism of formation of precipitated allophane. Advances Clay Sci. 3: 342-346.

SIEFFERMANN, G. 1973. Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. Mémoires ORSTOM, N° 66. 183 p. París, France.

SWINDALE, L.D. 1964. The properties of soils derived from volcanic-ash. Meeting on Classification and Correlation of Soils from Volcanic Ash. FAO/UNESCO Report N° 14: 53-55. Rome, Italy.

TAIT, J.M.; N. YOSHINAGA and B.D. MITCHELL. 1978. The occurrence of imogolite in some Scottish soils. Soil Sci. Plant Nutr. 24: 141-151.

WADA, K. y M.E. HARWARD. 1974. Amorphous clay constituents of soils. Adv. Agron., 26: 211-260.

WADA, S.I.; A. ETO y K. WADA. 1979. Synthetic allophane and imogolite. J. Soil Sci., 30: 347-355.

2.6. PRINCIPIOS QUE RIGEN LA METEORIZACION DE LAS CENIZAS VOLCANICAS EN REFERENCIA A LA FORMACION DE LOS ANDOSOLES

Por: Eduardo Besoain M.

Cuando se compara la composición de la arcilla de Andosoles originados a partir de cenizas de petrografía distinta, como una ceniza basáltica, riolítica o dacítica o desarrollados en condiciones ambientales muy diversas, como aquellas que prevalecen en la isla Kodiac, en Alaska, marcadamente subpolares o en la isla de Java, tropical perhúmedo, sorprende la similitud mineralógica de la arcilla de estos suelos. No existe prácticamente otro grupo que se desarrolle con tal versatilidad climatológica y petrográfica. Alofán, imogolita, componentes para-alofánicos son precisamente los que imponen una serie de propiedades y comportamiento característicos y específicos. La existencia de estos minerales en la arcilla, con singular preponderancia del alofán, no señala una coincidencia arbitraria sino una edafogénesis específica, condicionada por materiales parentales particulares, y que debe obedecer a ciertos principios comunes.

Diversos autores (Fieldes y Swindale, 1954; Fieldes, 1955; Fieldes y Furkert, 1966; Kanno, 1961; Wada y Harward, 1974; Wada, 1977, 1981; Besoaín, 1972; Fernández y Tejedor, 1975) han sugerido secuencias de alteración de las cenizas volcánicas bajo condiciones de humedad y drenaje adecuados, las cuales son coincidentes en sus rasgos generales. Estos antecedentes junto a la revisión de numerosos trabajos* y excelentes revisiones generales (Les Andosols: P. Quantin, 1972; Soils derived from Tephra: F.C. Ugolini and R.J. Zakosi, 1979; Soils with variable charge: B.K. Theng (Ed.) 1980) permiten coordinar tres principios fundamentales referentes a la alteración de las cenizas volcánicas, que son: 1º Universalidad de la secuencia de alteración, 2º Especificidad y continuidad de los procesos, y 3º Efecto de la dominancia de silicatos no-cristalinos y para-cristalinos entre los primeros productos de neoformación.

2.6.1. 1º Universalidad de la secuencia de alteración

En los procesos de alteración de las cenizas volcánicas, los vidrios y minerales primarios se transforman en productos secundarios, originando componentes para-alofánicos, imogolita y principalmente alofán, los cuales tienden a formarse inicialmente independientemente de la composición petrográfica de las cenizas o del ambiente climático, en tanto prevalezcan niveles de humedad adecuados (800 mm anuales pp) y el drenaje sea bueno. En esta secuencia, el alofán y sus minerales acompañantes, encabeza una serie mineralógica que progresa en el tiempo hacia minerales cristalinos, más libres de defectos, más estables.

Sin duda, los factores intensidad (edad o duración de la meteorización, clima, vegetación, drenaje) y capacidad (superficie específica, estructura cristalina, estabilidad específica) implicados pueden influir variando la velocidad de formación o permitiendo la síntesis de pequeñas cantidades de minerales cristalinos, pero no afectan la tendencia. A igualdad petrográfica y granulométrica, una ceniza se alterará más rápidamente en un régimen tropical que en uno de tundra, pero en ambos el alofán, para-alofanes o imogolita serán los constituyentes dominantes de la arcilla. Aomine y Wada

---

* *Ver referencia sobre la distribución mundial de los Andosoles (Figura 1 y Cuadro 1, Capitulo I: Los suelos, de este volumen).*

(1962), por ejemplo, han demostrado el fenómeno de "meteorización diferencial" en cenizas y pómez de varios lugares de Japón, con la consecuencia de la formación local de haloisita en tanto la porción remanente permanece en estado alofánico. Es muy frecuente que, conjuntamente con el alofán, los Andosoles contengan caolinita, clorita, diversos minerales interestratificados de clorita-vermiculita, esmectita, o haloisita de 7 y 10A (Aomine, Inoue y Mizota, 1972; Besoain y Sepúlveda, 1983; Besoain, 1969; Sieffermann y Millot, 1969; Wada, 1981). Sin embargo, la existencia de estos filosilicatos en los Andosoles es un fenómeno restringido, motivado por variaciones locales de petrografía de las cenizas, del drenaje, la vegetación, que no contradicen en ningún caso, la generalidad de la secuencia enunciada.

Esta evolución es continua en el tiempo, en cuanto a que existe una gradación continua en el grado de orden/desorden, proyectándose desde componentes no-cristalinos con ordenaciones de rangos cortos, no repetitivos o rangos largos unidimensionales hacia minerales cristalinos con redes ordenadas. Siguiendo las ideas de Sherman (1962), en esta secuencia pueden definirse cuatro etapas de desarrollo: (1) iónica, (2) coloidal, (3) criptocristalina y (4) cristalina. Durante el curso de esta cristalización progresiva, se producirían, primero los diversos componentes secundarios que caracterizan la arcilla de los Andosoles y, sucesivamente, los minerales cristalinos que tipifican suelos de etapas de meteorización más avanzada, con cualidades bien definidas de estabilidad o persistencia en las condiciones de ambiente y tiempo. Un esquema de las reacciones de formación o transformación que experimentan los minerales componentes de esta secuencia puede verse en la Figura 1. En tanto, en el suelo dominen los minerales alofánicos o haya un aporte suficiente de cenizas volcánicas, la meteorización es marcadamente intrazonal; al transformarse el alofán en filosilicatos, la secuencia toma una dirección zonal ya que no depende del material parental sino de la acción del clima/tiempo; concluye la acción de los mecanismos protectores y los complejos humus-Fe, humus-Al o humus-alofán y sus cualidades buffer, que preservaba al alofán y a sus propiedades, desaparecen a medida que esta especie se transforma.

2.6.2. 2º Especificidad y continuidad de los procesos

El proceso de "andolización", esto es, el proceso por el cual se forman Andosoles, es específico y continuo.

Es específico en cuanto tiende a no reproducirse en otros materiales parentales que no sean cenizas volcánicas. La condición determinante del proceso se basa en la existencia de componentes vítreos lábiles, muy reactivos y con elevada superficie específica por unidad de volumen, condición que no se presenta en otros materiales parentales exceptuando las cenizas, pómez y algunas escorias o arenas volcánicas porosas. Un till glacial o el loess son también materiales fragmentados, con elevada superficie específica, pero carecen de vidrios; aunque en tales materiales pueden producirse alofanes, éstos se encuentran en baja proporción.

El proceso es continuo en cuanto a que una transición continua se produce término a término en esta secuencia. Los minerales de arcilla de un suelo representan, en el período actual, la fase más estable frente a las condiciones del ambiente. Para llegar a ese status mineralógico, los minerales han debido recorrer un camino, más o menos largo, desde su estado parental al presente, camino en el que existieron otros tramos de estabilidad y otras asociaciones minerales. Las etapas que constituyen esta progresión desde el tiempo cero al actual, constituye una secuencia de alteración. Durante la meteorización de las cenizas volcánicas, los productos —protoalofán, alofán, para-alofanes, imogolita, haloisita-10A y 7A— señalan *niveles de estabilidad,* o sea, predominios de una o

más especies en tiempos y ambientes de alteración dados, pero sin que la transición se detenga. La secuencia de alteración de las cenizas está relativamente bien conocida en su etapa andosólica, pero mucho menos en sus extremos de inicio y término. Podría admitirse que la masa de alofán y sus minerales acompañantes se transforman gradualmente en haloisita, lo cual implicaría la existencia de estados intermediarios. Tales intermediarios no se han detectado con certeza. Es posible que limitaciones analíticas o aún conceptuales dificulten detectar estos intermediarios. Es posible, entonces, que la masa de alofán de un depósito alcance en el tiempo un estado de desestabilización tal que rápidamente, en un período breve, se transforme en haloisita, defectuosa o de baja cristalinidad, la que en poco tiempo, pasa a haloisita bien cristalizada. Formas globulares de haloisita que se suponen representan morfologías primitivas de cristalización de alofán hacia haloisita, han sido observadas por Sudo y Takahashi (1956). Morfologías glomerulares de haloisita en suelos de cenizas volcánicas se consideran ser formas de iniciación de la cristalización del alofán (Sieffermann y Millot, 1969; Sieffermann, 1973). Haloisitas mal cristalizadas, criptocristalinas, con relación SiO_2/Al_2O_3 alrededor de 2,0, han sido identificadas por Chukhrov *et al,* (1964, 1965) en depósitos de alofanes de Europa.

Estrictamente, los términos de la secuencia de meteorización de las cenizas volcánicas son metaestables, pero a medida que ésta progresa, las especies se hacen más estables (proto-alofán, componentes para-alofánicos, alofán, haloisita-10A, haloisita-7A, caolinita mal cristalizada...) y los tiempos de persistencia se amplían considerablemente.

La transformación del alofán en haloisita no es una reacción de cristalización que pueda expresarse simplemente como una función del tiempo (Nagasawa, 1978) sino como un compromiso del tiempo y el ambiente de alteración.

En términos de tiempo, las primeras etapas de alteración son muy rápidas, especialmente en climas tropicales. La etapa iónica, por ejemplo, debe comenzar inmediatamente que las cenizas se contactan con los agentes de meteorización; su duración puede ser de algunos años a decenas de años, de acuerdo a la naturaleza de la ceniza parental y la eventual adición de cenizas frescas que reinicien el proceso. La etapa coloidal —protoalofán, protoimogolita, alofán, imogolita— se inicia también tempranamente, pudiendo ser simultánea a la etapa iónica. Estudios sobre cenizas volcánicas de sólo 6 - 8 años del volcán Irazú, de Costa Rica, han demostrado que la cantidad de material coloidal < 2 um, alcanzaba a 2,5 - 2,8%, lo que daba un promedio de formación de arcilla de 0,33 g/100 g de material parental por año. Parte importante de esta "arcilla" debe haber llegado preformada con la ceniza parental misma, pero otra es producto de alteración. Osaka (1963) observó la formación de pequeñas cantidades de geles alofánicos en cenizas de 2 años de antigüedad en algunos centros volcánicos activos de Japón. Las erupciones de cenizas eruptadas por el volcán Sakurajima, Japón, en 1914 (Shinagawa, 1962) y del volcán Novorupta (Kodiac, Alaska) en 1912 (Rieger y Wunderlich, 1960; Simmonson y Rieger, 1967) formaron, en menos de 60 años Andosoles bien definidos. Los estudios de Soerianegara (1969) en la isla Putgang, Java han evidenciado la formación de un Entic Umbrandept a partir de una toba pumicítica arrojada por el volcán Krakatoa en 1883. Esta isla, tiene un clima tropical lluvioso. Similarmente, en las islas Nueva Hébridas, bajo las mismas condiciones climáticas que imperan en Putgang, Quantin (1972) ha constatado que la alteración de las cenizas volcánicas es tan rápida que al cabo de algunas pocas decenas de años se ha formado un suelo poco evolucionado, con un horizonte humífero, rico en materia orgánica y arcillas alofánicas. Según Quantin, en un millar de años se forma un Andosol bien definido.

Formado el alofán, este puede permanecer algunos miles de años en el sistema, siendo este período fuertemente influenciado por la intensidad de los factores del ambiente. En Chile, se considera que bajo las condiciones de clima mediterráneo que prevalecen, el alofán puede persistir* hasta 25.000 años (Besoain, 1969; Besoain y Sepúlveda, 1983), aunque en la Región de los Lagos se han encontrado estratas alofánicas en paleosoles de 40.000 años de edad, preservados por sedimentos morrénicos del Würm (Laugenie, 1982). Los estudios de Kirkman y Pullar (1978) en tefras riolíticas de Opotiki, isla Norte (Nueva Zelanda), con edades que se incrementaban hasta 120 - 220.000 años, demostraban que hasta 10.000 años los alofanes dominaban la arcilla, después de lo cual comenzaban a cristalizar pequeñas partículas de haloisita, mineral que a los 42.000 años se hacía dominante. En algunas tefras y paleosoles de la isla Norte y Taranaki (Nueva Zelanda) Kirkman y McHardy (1980) han comprobado que el vidrio riolítico se transforma en alofán en alrededor de 3.000 años, pero que las tefras andesíticas lo hacen sólo en 300 años. Después de 7.000 años, el alofán riolítico comienza a cristalizar en haloisita, en cambio el alofán andesítico, persiste, al menos 100.000 años, con pequeña formación de haloisita. La rápida alteración de los vidrios andesíticos se debe a su presencia como microlitos finos, a la extensa sustitución de Si por Al en la estructura y al elevado nivel de Ca, unido flojamente, y por lo tanto, fácilmente extraible por los procesos de meteorización. Simultáneamente se produce una marcada pérdida de SiO_2, con el consecuente aumento del contenido de alúmina y, por lo tanto, un incremento en la proporción de uniones Al-OH y el contenido de Al^{VI}. Así, el anión silicato está menos condensado que en los vidrios y no proporciona un ambiente adecuado para la cristalización de haloisita. Además, Kirkman y McHardy, sugieren que la ausencia de haloisita y la persistencia del alofán se debería a la presencia de geles de óxidos de Fe, que podrían inhibir la formación de gibbsita en estas tefras. Aomine y Miyaushi (1963) y Aomine (1966) han determinado tiempos de 8 - 9.000 años para la transformación de alofán en haloisita bien cristalizada en Choyo, Kyushu (Japón).

Transformado el alofán en minerales cristalinos, particularmente haloisita, ésta puede persistir, de acuerdo al ambiente de meteorización, decenas a miles de siglos. Los suelos Rojo Arcillosos, por ejemplo, el suelo Collipulli, de edad presunta Riss/Würm (Laugenie *et al,* 1975) o Mindell/Riss (Lauer y Besoain, 1983, no publicado) tiene arcillas constituidas por una mezcla de haloisita-7A laminar en profundidad, con mucha semejanza a los "fire-clay", y haloisita-7A tubular en la superficie. El suelo Fresia, probablemente Riss/Würm, tiene arcillas constituidas por haloisita-7A tubular y algo de haloisita laminar en profundidad y alofán en la superficie. Paleosoles derivados de piroclastitas de edad Riss/Würm o Mindell/Riss de la península de Shimokita, al norte de Honshu, Japón, contienen arcillas constituidas por caolinita y haloisita y algunos óxidos de hierro (Matsui, 1967).

En cierta medida, la serie mineralógica que se origina por alteración de las cenizas volcánicas, sigue una secuencia asimilable a la llamada ley de las reacciones sucesivas de Ostwald (1897), la cual indica que, "una masa fundida al cristalizar no obtiene, por lo general, la forma de la red cristalina más estable a la temperatura de solidificación sino que, en primer lugar se origina la modificación sólida inestable y más energética, la cual pasa, sucesivamente, a formas poco estables hasta llegar a la modificación más estable. Las formas inestables son metaestables". En los suelos, las "masas fundidas" serían los primeros productos de alteración de las cenizas volcánicas, iones o geles hidratados de Al, Fe, Si. Las formas más primitivas de alofán, v. gr., protoalofán, componentes

---

* *Como mineral dominante.*

para-alofánicos, proto-imogolita, constituirían la modificación inestable, a la cual siguen el alofán e imogolita, como formas más estables hasta llegar a la haloisita-10A o 7A o caolinita, si la transformación de haloisita en caolinita es posible, o si constituyen series independientes, como las formas estables de la secuencia*

2.6.3. 3º Dominancia del alofán entre los primeros productos de alteración de las cenizas volcánicas

A igualdad de operación de los factores formadores, el grado de cohesión del material parental volcánico —toba compactada, brecha, roca efusiva, ceniza— determina que el proceso tome direcciones diferentes, lo cual es una consecuencia de que la meteorización química de los minerales parentales es, esencialmente, una reacción de superficie. Bajo condiciones adecuadas de humedad y drenaje, el depósito de ceniza incoherente se alterará más rápido que un substrato compacto, cualidad que determina no sólo una dinámica distinta sino diferencias cuali y cuantitativas en los productos de meteorización. Factores como la estructura, la densidad, la composición química y mineralógica, las substituciones isomórficas, el pH y Eh, la temperatura y precipitación influyen en la alteración de los minerales, pero es el desarrollo del área superficial la que cuantifica la magnitud del ataque.

Un depósito de ceniza volcánica, debido a la naturaleza fragmentaria y vesicular, es un sistema abierto, permeable y poroso, capaz de absorber agua y con un grado de infiltración óptimo. Son substratos que han experimentado una intensa meteorización física, que otros materiales coherentes deben sufrir previamente a la alteración química. La permeabilidad de un depósito de ceniza permite a las soluciones introducirse profunda y rápidamente en el perfil, de modo que las partículas se descomponen por todos lados simultáneamente, lo que determina que un primer producto de meteorización se haga dominante en el depósito. Tratándose de un sistema abierto, las substancias reaccionantes no alcanzan un equilibrio con sus productos, de modo que la alteración se hace continua y acelerada. Por el contrario, en un material compacto de composición similar, como ser una roca o una ignimbrita basáltica, la meteorización se inicia en la periferia. Los primeros productos que se forman se disponen como una película de nuevos componentes cuya naturaleza variará sucesivamente mientras más profunda sea la meteorización en la roca. Con el tiempo, los fenómenos de alteración internos se distancian de aquellos de la superficie, ya que las condiciones del interior —substrato y soluciones— son diferentes a las superficiales. Tal proceso es lento y permite que diferentes productos de alteración coexistan con el material parental constituyendo una mezcla mineralógica heterogénea. De ahí que persevere cierta resistencia al lavaje de solutos y que los materiales coherentes desarrollen suelos que, durante largo tiempo, exhiban reacciones neutras.

Con todo, las cenizas volcánicas no son materiales exclusivos en la producción de componentes no-cristalinos o para-cristalinos, ya que en la mayoría de los suelos existen pequeñas cantidades de estos componentes (Mitchell *et al,* 1964). El horizonte Bir de los Podzoles, tiene un fuerte contenido de materiales no-cristalinos, que son algo diferentes del alofán de las cenizas volcánicas.

---

* *Indudablemente la etapa de meteorización final de cualquier suelo debe ser un sistema con fuerte predominio de óxidos (Fe, Al, Si, Ti...) muy estables, con bajo contenido de sílice. Los minerales de arcilla 1:1, probablemente se destruyen o quedan reducidos a una proporción baja. En la secuencia de las cenizas volcánicas nos interesan sólo las fases arcillosas más estables.*

Mientras en los Andosoles, el material no-cristalino es un compuesto de Si-Al, en los Podzoles frecuentemente es Si-Al-Fe-material húmico, con baja capacidad de retención de agua. Raman y Mortland (1969) estudiaron detalladamente el Podzol franco-arenoso Onoway (EE.UU.) y encontraron que el contenido de material amorfo en los horizontes Ap (0 - 22 cm), B2ir (22 - 24 cm), B2t (24 - 38 cm) y C (+ 38 cm) era de 59,4; 68,8; 58,2 y 53,5% respectivamente. Comprobaron que parte del Fe total de las muestras (1,43 - 2,17%) estaba unido estructuralmente a la sílice y alúmina amorfas. La relación SiO_2/R_2O_3 del material amorfo variaba entre 1,25 - 1,71 un hecho que, según los autores, lo diferenciaba de la mayoría de los alofanes de origen volcánico. Sin embargo, hay ejemplos de estrecha analogía del material amorfo podzólico con el alofán, como aquel citado por Brydon y Shimoda (1972) en un Podzol de Nova Scotia (Canadá) derivado de un till glacial, bajo condiciones de drenaje imperfecto. Fieldes y Furkert (1968) informan de un material semejante al alofán que se produce en los procesos de podzolización. En algunos suelos derivados de loess se ha comprobado la presencia de un gel mixto Fe-Al-Si, como aquel descrito por Kirkman (1973a, 1973b) en un suelo derivado de grauvaca, en Nueva Zelanda. Patterson (1964) encontró un alofán casi puro y gel de sílice-alúmina en una saprolita basáltica de Maui, la cual posteriormente se comprobó que se trataba de imogolita (Wada y Harward, 1974). Un alofán de composición $SiO_2 \cdot 2Al_2O_3 \cdot 4{,}5H_2O$ fue encontrado en una granodiorita de California, conjuntamente con cristales de plagioclasa, lo que representa, probablemente, estadios de alteración iniciales de la roca (Snetsinger, 1967). La presencia de imogolita y proto-imogolita-alofán ha sido determinada en horizontes espódicos de algunos podzoles húmicos (Farmer, Russell y Berrow, 1980). En suelos de Escocia, es usual encontrar trazas de imogolita en los horizontes Bs (Tait *et al,* 1978). Farmer (1982) explica la presencia de imogolita y alofán con estructura de imogolita (proto-imogolita alofán) en el horizonte Bs de los podzoles por depositación de soles de silicato-hidroxialuminio (proto-imogolita), que tienen la suficiente estabilidad química y coloidal para actuar como agentes de transporte de Al y en parte, Fe.

Debe insistirse en el carácter restringido de estos hechos. Los alofanes o imogolitas producidos en podzoles, loess, latosoles, till glacial, etc., y en general, en cualquier material de suelo, si bien cualitativamente pueden ser de gran interés, cuantitativamente son poco significativos. En ninguno de los ejemplos citados hay formación masiva de alofán como en un suelo de ceniza volcánica. En otros casos no está claro si el uso del nombre de alofán es completamente correcto.

La formación masiva de alofán, componentes para-alofánicos e imogolita, otorga propiedades y comportamientos definidos a los Andosoles. El alofán actúa como un sistema conservador, que trata de autoperpetuarse en el tiempo, particularmente a través del establecimiento de asociaciones complejas y muy estables con la materia húmica y al desarrollo de mecanismos buffer muy eficientes frente a acciones destructivas o modificantes como podzolización, gleysación, etc. Pese a ello, su persistencia en el suelo no puede considerarse demasiado extensa, aunque es fuertemente dependiente de las condiciones del ambiente. Las condiciones de humedad permanente favorecen su persistencia; alternancias con períodos secos, estimulan su transformación a minerales 1:1; un ambiente cerrado, puede transformarlo en minerales 2:1.

Si se comparan materiales parentales de la misma composición petrográfica, como cenizas, tobas compactadas o lavas, se nota que en las primeras predominan componentes alofánicos y minerales cristalinos en las segundas. Si en la superficie de una roca se forman minerales amorfos, lo harán en pequeña cantidad y tenderán a transformarse rápidamente en minerales cristalinos, ya que el medio no favorece su preservación.

No todos los suelos derivados de cenizas volcánicas tienen alofán como especie dominante de la arcilla. Estudios llevados a cabo por Mizota y Aomine (1975) en 13 suelos derivados de cenizas volcánicas de Miyagi e Iwate (Japón), demuestran que el alofán e imogolita predominan en los suelos derivados de cenizas basálticas o andesíticas, mientras que minerales 2:1 y 2:2, materiales ricos en geles de alúmina y componentes para-alofánicos son abundantes en suelos derivados de cenizas cuarzo-andesíticas. Estos mismos autores, comprobaron en Andosoles de Fukuoka, Kyushu (Japón) que los horizontes superiores no contenían alofán, sino geles de alúmina, gibbsita, clorita e interestratificados de clorita-vermiculita, en tanto que los horizontes inferiores estaban compuestos de alofán y gibbsita o haloisita. La petrografía de los horizontes superiores era cuarzo-andesítica y la de los inferiores, andesítica-pumicítica alterada. Parece ser que la mineralogía de las arcillas de los Andosoles difiere según sea la naturaleza petrológica del material parental, horizontes y edad de la formación del suelo (Inoue y Yoshida, 1981). Parece indudable que el contenido de cuarzo podría correlacionarse con la abundancia de alofán en los suelos de cenizas volcánicas y que, en general, a mayor contenido de cuarzo, menor es el contenido de alofán en la arcilla (Mizota y Aomine, 1975; Wada, 1980). Sin embargo, el contenido de cuarzo es bajo en las cenizas volcánicas, excepto en un grupo restringido de cenizas como las cuarzo-andesíticas y en los términos ácidos como riolitas, dacitas, traquiandesitas, algunas fonolitas. Lo que no cabe duda es que el contenido de minerales 2:1 y 2:2 se relaciona con la naturaleza petrológica de las cenizas, y que el contenido de minerales de capa, en Andosoles japoneses, es mayor en las arcillas de suelos derivados de cenizas dacíticas que en los de cenizas andesíticas (Wada, 1981).

En resumen, los principios enunciados sobre la meteorización de las cenizas volcánicas, son generales y reflejan, a grandes rasgos, lo que ocurre durante la alteración de las cenizas. Aunque existen numerosas situaciones de excepción, tienden a cumplirse, a pesar de las variaciones climáticas y petrográficas.

2.6.4. Bibliografía

AOMINE, S. 1966. Age of the youngest hydrated halloysite of Kyushu. Nature 212: 648.

_____, A. INOUE y C. MIZOTA. 1972. Imogolite of chilean volcanic ash soils. Clay Science, 4: 95-103.

_____ y N. MIYAUSHI. 1962. Clay mineral from diallage in warm and humid climate. Soil Sci. Pt. Nutr., 8: 186-190.

_____ y K. WADA. 1962. Differential weathering of volcanic ash and pumice resulting in formation of hydrated halloysite. Amer. Mineralogist, 47: 1024-1048.

BESOAIN, E. 1969. Untersucungen von Böden aus Pyroklastiten (Asche und Tuffe) Chiles, Japans, Deutschlands und Italiens. Inaug. Diss. Universität Bonn, Alemania. 344 p.

_____, 1972. Mineralogía de las arcillas de algunos suelos volcánicos de Costa Rica. II Panel de Suelos Volcánicos de América Latina, Pasto, Colombia. IICA/OEA, Universidad de Nariño. Serie "Informes de Conferencias, Cursos y Reuniones". Nº 82: 249-278.

_____ y G. SEPULVEDA. 1983. Características y propiedades de algunos Dystrandepts de la Región de los Lagos, sur de Chile. II. Carga y superficie específica. Agric. Técnica, 43: 223-239.

BRYDON, J.E. y S. SHIMODA. 1972. Allophane and other amorphous constituents in a podzol of Nova Scotia. Can. J. Soil. Sc. 52: 465-475.

CHUKHROV, F.V.; S.I. BERKLIN; L.P. ERMILOVA; V.A. MOLEVA y E.S. RUDNITSKAYA. 1964. Sobre el problema de los alofanes. Izvest. Akad. Nauk SSSR, Sér. Geol. Nº 4: 3-19 (en ruso).

_____; S.I. BERKLIN; L.P. ERMILOVA; V.A. MOLEVA y E.S. RUDNITSKAYA. 1965. Allophanes from deposits of the USSR. International Clay Conf. Stockholm, Sweden. Vol. II: 19-28.

FARMER, V.C. 1982. Significance of the presence of allophane and imogolite in podzol Bs horizons for podzolisation mechanism: a review. Soil Sci. Pl. Nutr. 28: 571-578.

_____; J.D. RUSSELL y K.L. BERROW. 1980. Imogolite and protoimogolite allophane in spodic horizons: evidence for a mobile aluminium silicate complex in podzol formation. J. Soil Sci., 31: 673-684.

FERNANDEZ CALDAS, E. y M.L. TEJEDOR. 1975. Andosoles de las Islas Canarias. Servicio Público. Caja General de Ahorros de Santa Cruz de Tenerife. 210 p.

FIELDES, M. 1955. Allophane and related mineral colloids. N.Z. J. Sci. Tech., 37: 336-350.

_____y R.J. FURKERT. 1966. The nature of allophane in soils. Part 2: differences in composition. N.Z. J. Sci. 9: 608-622.

_____y L.D. SWINDALE. 1954. Chemical weathering of silicates in soil formation. N.Z. J. Sci. Techn., 36: 195-210.

FURKERT, R.J. y M. FIELDES. 1968. Allophane in New Zealand Soils. 9th Inter. Soil Sci. Congr. Trans. (Adelaide), III: 133-141.

KANNO, I. 1961. Genesis and classification on main genetic soil types in Japan. 1. Introduction and Humic Allophane Soils. The Bull. Kyushu Agric. Exp. Station, VII: 1-185.

KIRKMAN, J.H. 1973. Amorphous inorganic materials in three soils formed from loess. Part I and II. New Z. J. Sci. 16: 73-100.

_____y N.J. MCHARDY. 1980. A comparative study of the morphology chemical composition and weathering of rhyolitic and andesitic glass. Clay Minerals. 15: 165-173.

_____y PULLAR. 1978. Halloysite in Late Pleistocene Rhyolitic tephra beds, near Opotiki, Coastal Bay of Plenty, North Island New Zealand. Austr. J. Soil Res. 16: 1-8.

INOUE, K. y M. YOSHIDA. 1981. Physical, chemical and clay mineralogical properties of the Al and buried A horizons of Ando Soils from the upper Kitakami river basin, Japan. Soil Sc. Pl. Nutr. 27: 523-534.

LAUER, W. y E. BESOAIN. 1983. Relaciones entre sedimentos cuaternarios y la mineralogía de las arcillas (en preparación).

LAUGENIE, C. 1982. La region des lacs, Chili Meridional. Recherches sur l'evolution géomorphologique d'un pémont glaciaire quaternaire andin. Tomo I. 332 p. These de Doctorat dÊtat Université de Bordeaux, France.

_____; F. COLMET-DAAGE; E. BESOAIN y M. DELAUNE. 1975. Note sur les limons volcaniques des piedmonts glaciaires chiliens meridionaux. Bull. Assoc. Géog. Franc. 426: 187-193.

MATSUI, T. 1967. On the relic red soils of Japan. Quaternary soils: 224-244. Proc. Vol. 9. VII Congr. Inter. Assoc. for Quaternary Research. R.B. Morrison and H.E. Wright (editors).

MITCHELL, B.D.; V.C. FARMER y W.J. MCHARDY. 1964. Amorphous materials in soil. Advances in Agronomy Nº 16: 327-383. Academic Press.

MIZOTA, C. y S. AOMINE. 1975. Relationships between the petrological nature and clay mineral composition of volcanic ash soils distributed in the suburbs of Fukuoka-city, Kyushu. Soil Sci. Pl. Nutr., 21: 93-105.

NAGASAWA, K. 1978. Weathering of volcanic ash and other pyroclastics materials. Chapter 2: 105-125. En: Clays and Clay Minerals of Japan. T. Sudo y S. Shimoda (editors). Elsevier.

OSAKA, J. 1961. On the mechanism of formation of precipitated allophane. Advances Clay Sci., 3: 342-343.

OSTWALD, W. 1897. Ley de las reacciones sucesivas. Citado por H. Salmang en: La Cerámica, los fundamentos químicos y físicos. Reverte. 337 p.

PATTERSON, S.H. 1964. Halloysitic underclay and amorphous inorganic matter in Hawaii. 12th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals: 153-172. Pergamon.

QUANTIN, P. 1972. Les Andosols. Revue bibliographique des connaissances actuelles. Cah. ORSTOM, Sér. Pédol. Vol. X, Nº 3: 273-301.

RAMAN, K.V. y M.M. MORTLAND. 1969. Amorphous material in a spodosol: mineralogical and chemical properties. Geoderma, 3: 37-44.

RIEGER, S. y E. WUNDERLICH. 1960. Soil survey and vegetation of northeastern Kodiac island area, Alaska. U.S.D.A. Soil Survey Serie, Nº 17. 46 p.

SHERMAN, D.G. 1962. Weathering in soil science. Soil Sci. Soc. Trans. Joint Meeting of Commission IV and V: 24-32. Palmerston, New Zealand. J.G. Neale (ed.).

SHINAGAWA, A. 1962. Further accumulation of humus on the volcanic ash soils originated from volcano Sakurajima's ashes. Bull. Fac. Agr. Kagoshima Univ. Nº 11: 155-205.

SIEFFERMANN, G. 1973. Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. Mémoires ORSTOM, Nº 66. 183 p. París, France.

_____y G. MILLOT. 1969. Equatorial and tropical weathering of recent basalts from Cameroun. Allophanes, halloysite, metahalloysite, kaolinite and gibbsite. Intern. Clay Conf. Vol. I: 417-430. Tokyo, Japan.

SIMMONSON, R.W. y S. RIEGER. 1967. Soils on the Andepts suborder in Alaska. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 31: 692-699.

SNETSINGER, S.G. 1967. High alumina allophane as a weathering product of plagioclase. Am. Mineralogist, 52: 254-262.

SOERIANEGARA, I. 1969. Soils of Peutjang Island, southwest Java. Geoderma, 2: 297-308.

SUDO, T. y H. TAKAHASHI. 1956. Shapes of halloysite particles in japanese clays. Clays and Clay Minerals. IVth Nat. Conf. University Park, Pennsylv. 1955 Proceedings: 67-79. Pergamon.

TAIT, J.M.; N. YOSHINAGA y B.D. MITCHELL. 1978. The occurrence of imogolite in some Scottish soils. Soil Sci. Pl. Nutr. 24: 141-151.

THENG, B.G. (editor). 1980. Soils with variable charge. New Zealand Soc. of Soil Science. 448 p.

UGOLINI, F.C. y R.J. ZASOSKI. 1979. Soils derived from tephra. Chapter 4: 83-124. En: Volcanic Activity and Human Ecology. P.D. Scheets y D.K. Grayson (editors). Academic Press. N.Y.

WADA, K. 1977. Allophane and imogolite. In: J.B. Dixon and S.B. Weed (editors). Minerals in Soil Environments. Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wis. p: 603-638.

_____. 1980. Mineralogical characteristics of Andisols. Chapter 6. In: Soil with variable charge. B.G. Theng (ed.). New Zealand Soc. of Soil Science. p. 87-107.

_____ y M.E. HARWARD. 1974. Amorphous constituents of soils. Adv. in Agronomy, 26: 211-260.

2.7. IDENTIFICACION Y ANALISIS DE LOS MINERALES DE ARCILLA DE SUELOS. METODOS USADOS EN EL INIA

Por: Gloria Sepúlveda W. y Eduardo Besoain M.

2.7.1. Introducción

Para obtener una información fidedigna sobre la mineralogía de la fracción arcilla (< 2 μ) del suelo, es necesaria la aplicación de varios métodos simultáneos: difracción de rayos X (RX), espectrofotometría IR (FIR), análisis térmico diferencial (ATD) y, opcionalmente, análisis químico elemental (AQ) y microscopía electrónica de transmisión (TEM) o de scanning (SEM). No existe un método único universal que proporcione informaciones absolutas para este grupo de minerales, por lo que se deben usar varios métodos a fin de asegurar la identificación.

Antes de someter una muestra a un método de identificación determinado, la muestra debe ser preparada para ello. El tratamiento dependerá del objetivo del análisis y la composición de la muestra.

El primer paso es aislar la fracción arcilla de los demás componentes del suelo. Ello implica, como en todo fraccionamiento, dispersar adecuadamente la muestra, para lo cual se deben eliminar las sales solubles, cationes divalentes, carbonatos de Ca y Mg, cementos químicos, como los óxidos de Fe extraíbles, sílice, alúmina libre y materia orgánica (MO). A veces se omite la destrucción de los óxidos de Fe extraíbles para identificarlos, especialmente en ATD; otros análisis exigen su eliminación (Rayos X, TEM, SEM, etc.).

La extracción de la arcilla debe hacerse en forma tal que se evite el secado al aire, al menos esta es una exigencia estricta en el caso de las arcillas de Trumaos y Ñadis. Tratándose de filosilicatos de redes expansibles, el secado de la muestra puede conducir a un secado irreversible de los iones K^+, a formas no intercambiables, creando dificultades en algunos análisis, especialmente en difracción de rayos X. El secado de muestras alofánicas determina pérdida irreversible —o lentamente reversible— de agua, gran incremento de agregados de arcilla en granulometría del limo (50 - 2 μ) y modificación de los diagramas de ATD y ATI (análisis térmico integral) o incluso en valores de capacidad de intercambio de cationes (CIC).

La extracción de arcilla se lleva a cabo por sedimentación del suelo en suspensión acuosa, usando la ley de Stokes $V = g\,pD^2/18\,\eta$ (siendo p = diferencia entre las densidades del líquido y las partículas; D = diámetro de las partículas; η = coeficiente de viscosidad) ya sea por sedimentación en cilindro o mediante centrifugación.

2.7.2. Análisis térmico diferencial

Las variaciones de entalpía ligadas a los cambios de fases, desprendimiento de H_2O, y oxidaciones se evalúan por ATD.

El ATD se basa en la observación y medida del calor absorbido o desprendido cuando un material experimenta cambios físicos y químicos al ser calentado. El ATD mide la diferencia de temperaturas entre una muestra de prueba frente a la de un material térmicamente inerte situado junto a ella, en un horno, como una función de la elevación de la temperatura del block portamuestra a medida

que la temperatura se eleva uniformemente desde la temperatura ambiente hasta 1.000°C. Durante el calentamiento, cada vez que se produce una reacción en la muestra o transformación, se producen diferencias de temperatura, ΔT, originando una fuerza electromotriz en la termocupla (fem) la que es amplificada y registrada en forma continua, graficando una curva de ATD característica para cada substancia.

Por ATD puede analizarse cualquier material de suelo reducido a polvo, completo o en fracciones aisladas. Las formas, tamaño y temperatura del peak son afectadas no sólo por los calores de reacción sino también por la preparación de la muestra, ejemplo: catión de saturación, tamaño, humedad relativa y por diversos factores instrumentales que es necesario controlar, como ser la velocidad de calentamiento, naturaleza de las termocuplas, tamaño, forma y naturaleza del portamuestra, posición de la termocupla, naturaleza del instrumento registrador y otros detalles instrumentales (McKenzie, 1970). Por estas razones es importante determinar curvas estándares en el instrumento que se va a usar.

El área desarrollada por una reacción endotérmica o exotérmica en una curva de ATD o termograma diferencial en un mineral dado, posibilita efectuar determinaciones cuantitativas. Este método lo hemos aplicado con éxito en la cuantificación de gibbsita, cuarzo, caolinita y haloisita-7A. En estas dos últimas especies debe considerarse el grado de cristalinidad y tamaño de las partículas que influyen fuertemente los máximos de deshidroxilación que se usan para esta evaluación.

La mayoría de las determinaciones de ATD que se han efectuado en arcilla de suelos derivados de materiales piroclásticos se han llevado a cabo usando un instrumento automático NETZSCH, con un grado de calentamiento de 10°C/min, pares termoeléctricos de Pt-Pt/Rh, atmósfera controlada de N_2 y sensibilidad de 0,2 mV.

2.7.3. Difracción de rayos X

La mayor aplicación de los rayos X radica en la posibilidad de identificación y cuantificación de especímenes cristalinos, entre éstos, los filosilicatos que se encuentran en la arcilla de los suelos —kanditas, esmectitas, minerales 2:1 y 2:2, interestratificados, etc.— minerales primarios asociados —cuarzo, feldespatos, inosilicatos— óxidos cristalinos de Fe, Al, Ti, Mn, etc. Además, dentro de los componentes de los suelos de cenizas volcánicas, el método posibilita la identificación de imogolita. No es adecuado para identificar componentes no-cristalinos.

En los filosilicatos, por ejemplo, se pueden establecer distinciones entre ellos observando el efecto que los diferentes tratamientos a que la arcilla se somete, v. gr., homoionización con determinados cationes, solvatación con moléculas orgánicas polares, calentamiento a diversas temperaturas, sobre los espaciados basales a lo largo del eje c. La difracción de rayos X produce un conjunto de reflexiones características correspondientes a una relación angular dada (2θ, θ) determinados mediante un goniómetro de precisión, a partir de las cuales se calculan las distancias entre los planos cristalinos resolviendo la ecuación de Bragg:

$$n\lambda = 2d \cdot \operatorname{sen}\theta$$

siendo λ = la longitud de onda de la radiación X dada por el anticátodo del tubo (Cu, Co, Fe, Cr...), θ el ángulo de reflexión o la mitad del ángulo entre el ángulo de incidencia y el rayo difractado, y n es el orden de la reflexión, la cual toma valores de 1, 2, 3... La cantidad medida experimentalmente es $d/n = \lambda/2 \operatorname{sen}\theta$, la cual convencionalmente se llama espaciado d.

Al analizar una muestra de arcilla por RX, es necesario eliminar previamente los agentes cementantes que pueden interferir con el análisis, como los óxidos de Fe extraíbles (método de Mehra y Jackson, 1960), los componentes no-cristalinos (método de Schwertmann, 1964), sílice y alúmina libres, etc. La arcilla (< 2 um) posteriormente se divide en tres porciones a fin de someterla a los tratamientos específicos prescritos para el análisis mineralógico sistemático (Brindley y Brown, 1980; Jackson, 1980), el cual consiste en:

- saturación del complejo de cambio de la arcilla con Mg
- solvatación de la arcilla-Mg con glicerol
- saturación del complejo de cambio con K
- calentamiento de la arcilla-K a 550°C durante 3 horas
- digestión con HCl 0,5N durante la noche (opcional).

La irradiación de una muestra de arcilla puede efectuarse en forma de agregados orientados o con orientación al azar.

Los especímenes orientados aprovechan el carácter laminar de los filosilicatos para depositarlos paralelamente en una placa de vidrio o material cerámico a partir de una suspensión. Con esto se exaltan las reflexiones basales de las series 001, con poca o ninguna evidencia de las reflexiones hkl. Diagramas de esta naturaleza son muy útiles para la identificación mineral debido a que los espaciados basales se relacionan al tipo de estructura de capas implicadas. La cantidad de arcilla que se coloca en la placa de vidrio debe tener un espesor mínimo que evite las interferencias del medio de soporte y produzca efectos de difracción con relaciones de intensidad adecuadas. Para ello se usa una ecuación empírica

$$mg/cm^2 = \frac{-500 \ln [(1 - Gx)] \operatorname{sen} 2\theta/2}{\mu^*}$$

en la cual mg/cm^2 es la concentración de la arcilla sobre la placa de vidrio, Gx es la fracción de grosor de la muestra a la cual se produce la difracción observada, 2θ es el ángulo de difracción indicado por el goniómetro y μ^* es el coeficiente de absorción de masa (Rich y Barnished, 1977).

Las muestras irradiadas en forma de polvo al azar requieren una desorientación completa de las partículas, hecho difícil de obtener, de modo que siempre se producirán efectos de orientación cuando se intente hacer tangente la superficie de la muestra a las paredes del molde de soporte. Varios métodos, más o menos eficaces, se usan para este propósito. Usualmente, en el laboratorio de INIA, empleamos las preparaciones de polvo al azar para la identificación y cuantificación de minerales no-laminares, por ejemplo, cuarzo, feldespatos, óxidos cristalinos, etc. En general, para la identificación de minerales en fracciones arena, aplicamos este método.

2.7.4. Espectrofotometría infrarroja

La espectrofotometría IR es una técnica muy útil cuando se complementa con otros procedimientos de análisis, como difracción de rayos X, ATD, SEM o TEM, AQ, etc. Se utiliza para identificar minerales de arcilla, complejos orgánicos, definir la posición de enlaces Si-O, Si(Al)O, Al-O, etc., efectuar estudios de estructura. También tiene aplicación cuantitativa, siendo justamente éste, uno de los mejores métodos para cuantificar imogolita en suelos.

La radiación IR corresponde a una parte del espectro electromagnético que se extiende desde 0,7 um a alrededor de 700 um, ligeramente mayor que el de la luz visible. Para el estudio de los

minerales del suelo incluyendo la materia orgánica, la región espectral IR de mayor interés se encuentra entre las longitudes de onda de 2,5 y 50 um (entre 4.000 y 200 cm^{-1}). La especificación de la posición en el rango espectral es la longitud de onda (λ) en micrones (um) por longitud de onda y también la llamada "frecuencia" o número de onda (ν) en unidades de onda por cm (cm^{-1}).

Cuando una substancia es irradiada con radiación IR, de modo que su longitud de onda recorra todo su rango espectral, habrán ciertas frecuencias de radiación que corresponden al valor de las frecuencias de vibración características de las moléculas a las cuales la radiación se absorbe. El espectrógrafo mide las vibraciones características de la muestra y registra a que longitud de onda se absorben y en qué magnitud, graficando un espectro de longitud de onda de la radiación incidente versus porcentaje de absorción (%). Puesto que la cantidad de energía absorbida es función del número de moléculas presentes, el análisis IR da mediciones cuantitativas.

Mediante la fotometría IR se pueden analizar muestras en estado sólido, líquido o gaseoso. En suelos, las substancias de mayor interés se presentan en forma sólida y por ello, la determinación de su espectro se efectúa disponiendo la muestra en forma de pastilla en un soporte que debe ser transparente a la radiación IR. En el laboratorio usamos un espectrofotómetro IR Perkin Elmer, Mod 337, grating, de doble haz. Las pastillas se preparan con un soporte de KBr, de grado espectroscópico, usando una proporción sal: muestra de 1 - 1,5: 300, *in vaquo* y comprimidas a una presión de 9.000 kg/cm^2.

2.7.5. Superficie específica

La superficie específica constituye una medición importante tanto para caracterizar el suelo o los minerales, como para comprender algunas de sus propiedades. La superficie específica se relaciona directamente a propiedades tan importantes como el intercambio iónico, la fijación del fósforo, densidad de carga superficial, retención de agua y, en general, con todos los procesos de adsorción desorción que ocurren en la superficie de las partículas.

La superficie específica se define como el área por unidad de peso de la arcilla o suelo y se expresa en m^2/g. Los suelos presentan grandes diferencias en valores de SE, siendo muy elevados en los suelos derivados de cenizas volcánicas. Las diferencias se deben al contenido de arcilla en el suelo y, principalmente, a la composición mineralógica de la arcilla. En general, a mayor desarrollo del área superficial mayor es la actividad físico-química del suelo. Algunos valores que se interrelacionan, como superficie específica, CIC y densidad de carga superficial (DCS), pueden verse en el Cuadro:

Mineral	CIC (meq/100 g)	SET (m^2/g)	DCS ($meq/cm^2 \cdot 10^7$)
Caolinita*	6,0	30	2
Illita	30,0	100	3
Vermiculita	150,0	750	2
Esmectita	100,0	800	1,3
Alofán 1	89,9	513	1,75
Alofán 2	64,4	672	0,96
Imogolita	16,0	700	3,38

* Los datos para los filosilicatos se obtuvieron de Scheffer y Schachtschabel (1976). Aquellos de alofán e imogolita, del trabajo de Sepúlveda y Besoain (1983). Los alofanes se extrajeron del suelo Osorno; la imogolita, de los depósitos de Kitakami, Japón.

Las determinaciones de superficie son afectadas por diversos factores, algunos de los cuales son: catión de saturación, secado de la muestra, tamaño de las partículas, los métodos usados en la determinación, el tipo y cantidad de recubrimientos que tengan las partículas, sean estos orgánicos u óxidos, etc.

Medición de la superficie

Existen básicamente dos métodos para la determinación de la superficie específica, directos e indirectos. El primero, directo, consiste en la determinación directamente a partir de fotografías electrónicas. Este se efectúa en pocas muestras, las cuales se usan para calibrar los resultados obtenidos por métodos indirectos. El segundo, indirecto, está referido a procesos de adsorción que relacionan la cantidad de substancia adsorbida con la superficie específica, basándose en la retención de monocapas de moléculas orgánicas polares en una muestra sólida. Los valores obtenidos se relacionan a valores determinados con un método directo o a las áreas superficiales teóricas de algunos minerales de arcilla, v. gr., montmorillonita, caolinita, etc.

En los alofanes, Aomine y Otzuka (1968) determinaron dos tipos de superficie específica: una total, que se determina mediante absorción de moléculas polares (EGME, glicerol, etc.) y otra externa, determinada por adsorción de moléculas de N_2. La diferencia entre ambas determina una superficie interna.

(a) Superficie específica total (SET)

Para determinar la superficie específica total de suelos o arcillas, se usa el método de Carter *et al,* (1965) modificado por Heilman *et al,* (1965) basado en la adsorción de monocapas del éter monoetílico del glicol etilénico (EGME). El procedimiento se basa en la desorción de EGME desde las superficies solvatadas en exceso con el éter *in vaquo* (0,25 mm Hg) hasta obtener peso constante. Se admite que en este punto de equilibrio, el EGME constituye una capa monomolecular sobre la superficie. El cálculo de la SET se basa en la relación de que 0,286 mgs de EGME cubren 1 m^2 de superficie en capa monomolecular.

(b) Superficie específica externa (SEE)

Se utiliza el método de adsorción/desorción de N_2 gaseoso, en flujo continuo, de acuerdo al método de Nelsen y Eggerstsen (1958), basado en la teoría de la adsorción gaseosa de capas múltiples de Braunauer, Emmet y Teller (1938), conocida como isoterma de BET. El método señala que muestras desgasificadas, sometidas a un flujo continuo de una mezcla gaseosa de N_2 y He, bajo condiciones controladas de presión y temperatura, v. gr., temperatura del N_2 líquido (-196,5°C) la muestra adsorberá una cantidad de N_2 proporcional a la superficie externa. Cuando el medio refrigerante (N_2 líquido) se saca, la muestra desorberá el N_2 entregándolo a la corriente de N_2 + He. Su concentración se mide mediante una celda de conductividad térmica y se determina como un peak de desorción en una carta de registro cuya área mide el N_2 desprendido. Puesto que el volumen de N_2 es proporcional al área obtenida, ésta puede calcularse por comparación con un volumen conocido de N_2 que se inyecta al sistema versus el área del peak respectivo. Repitiendo esta operación con dos o más relaciones He-N_2, se obtienen los datos necesarios para obtener el plot de BET y calcular la superficie de la muestra. Por ejemplo, algunas determinaciones de superficie específica total y externa obtenida mediante los métodos indicados, son, para alofanes del suelo Osorno e imogolita Kitakami (Japón):

Muestra	SET (m^2/g)	SEE (m^2/g)	SEI (m^2/g)
Alofán 357	408	113	295
Alofán 358	513	196	317
Alofán 359	378	130	248
Alofán 360	672	274	398
Imogolita K_2	700	310	390

(Sepúlveda y Besoain, 1983). Estos métodos los empleamos en el laboratorio de Físico-química y Mineralogía, Estación Experimental La Platina.

2.7.6. Microscopía electrónica

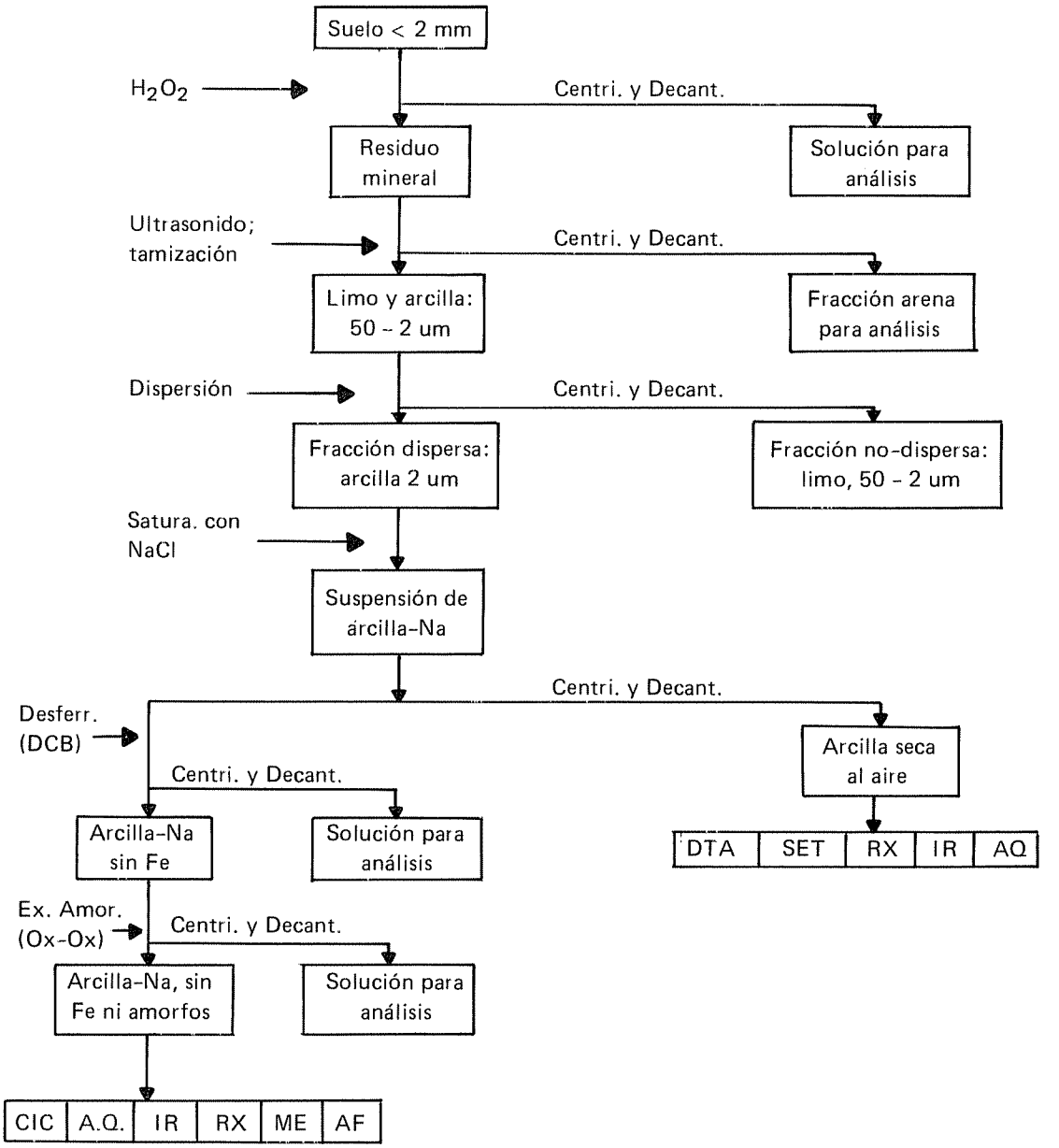
La determinación mineralógica de una arcilla, mediante el uso de difracción de rayos X o electrones, fotometría IR, ATD, AQ, se efectúa, en última instancia, por métodos indirectos que requieren de una interpretación. La microscopía electrónica permite ver los constituyentes de la arcilla, lo que es una gran ventaja. El tamaño y forma de las partículas se relacionan directamente a la superficie específica y por lo tanto a la masa y al volumen y, en consecuencia, a propiedades tan importantes como la adsorción, plasticidad, densidad de la carga de la superficie, etc. Las partículas pueden ser observadas mediante microscopía electrónica de transmisión o microscopía electrónica de barrido o scanning llamadas TEM o SEM respectivamente. Para el TEM, la preparación parte de una suspensión muy diluida que contiene la muestra (1:1000 - 1:5000); ésta debe ser ligeramente opalescente, lo cual, con cierta experiencia, se logra fácilmente. La suspensión se colecta con una micropipeta y se deposita una gota sobre un folio de soporte (colodión, parlodión...) colocado sobre una microgrilla, secándolo en lámpara infrarroja. En este estado se coloca en el ME. Existen, por supuesto, numerosas variantes. Para disminuir el desarrollo de gases y la desviación de la corriente de electrones, el ME opera en condiciones de alto vacío; además, los electrones, al chocar con el objeto, lo calientan: la morfología de una partícula en suspensión acuosa debe ser bastante diferente de aquella que apreciamos al miscroscopio.

La mayoría de las fotografías electrónicas que presentamos fueron hechas en el Institut für Bodenkunde de la Universidad de Bonn*, en la Ecole Normale Superieure, Faculté d'Orleans* y en la Universidad de Ehime, Facultad de Agricultura*. En general, las fotografías electrónicas que se presentan son de baja resolución, 38 - 40.000 aumentos, incluyendo el aumento fotográfico.

---

* *Efectuadas por E. Besoain, M. Trichet y N. Yoshinaga, respectivamente en 1969, 1974 y 1975. Los últimos en colaboración con F. Colmet-Daage para la publicación de ORSTOM/S.A.G. Chile "Caracteristiques et Proprietes Hydriques de Quelques sols derivés de cendres volcaniques du Chili Central". Publ. 85, bis, 1978. El INIA carece de un microscopio electrónico.*

Diagrama de la metodología que se usa en el análisis mineralógico de los suelos derivados de materiales piroclásticos



DCB = ditionito-citrato-bicarbonato; Ox-Ox = ácido oxálico-oxalato-NH_4; A.Q. = análisis químico; DTA = análisis térmico diferencial; RX = difracción de rayos X; IR = fotometría infrarroja; ME = microscopía electrónica; CIC = capacidad de intercambio catiónico; AF = adsorción de fósforo; SET = superficie específica total; Centri. y Decant. = centrifugación y decantación; Ex. Amor. = extracción de componentes amorfos; Desferr. = desferrización.

2.7.7. Bibliografía

AOMINE, S. y H. OTZUKA. 1968. Surface of soil allophanic clays. Trans. 9th Int. Congr. Soil Sci. 1: 731-737 (Adelaide).

BESOAIN, E. 1969. Untersuchungen im Böden aus Pyroklastiten (Asche Und Tuffe), Chiles, Japans, Deutschlands und Italiens. Inaug. Diss. Universität Bonn (Alemania). 344 p.

BRAUNAUER, S.; P.H. EMMET y E. TELLER. 1938. The adsorption of gases in multimolecular layers. J. Am. Chem. Soc. 60: 309-319.

BRINDLEY, G.W. y G. BROWN. 1980. Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification. Mineralogical Society, London. 495 p.

CARTER, D.L.; H.D. HEILMAN y C.L. GONZALEZ. 1965. Ethylene glycol monoethyl ether technique for determining surface area of silicate minerals. Soil Sci. 100: 356-360.

COLMET-DAAGE, F.; J. ET M. GAUTHEYROU; E. BESOAIN; M. TRICHET; G. SIEFFERMANN; N. YOSHINAGA, *et al.* 1978. Caracteristiques et Proprietes hydriques de quelques sols serivés de cendres volcaniques du Chili Central. ORSTOM/SAG-DIPROREN Publication ORSTOM-Antilles. 85 bis. 120 p.

HEILMAN, M.D.; D.L. CARTER y C.L. GONZALEZ. 1965. The ethylene glycol monoethyl ether technique for determining soil surface area. Soil Sci. 100: 409-413.

MCKENZIE, R.C. Differential thermal analysis, Academic Press. London. 775 p.

MEHRA, O.P. y M.L. JACKSON. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays and Clay Minerals, 7th Conference. Pergamon Press.: 317-327.

NELSEN, F.M. y F.T. EGGERSTSEN. 1958. Determination of surface area adsorption measurements by continous flow method. Anal. Chem. 30: 1387-1390.

RICH, C.I. y R.I. BARNHISEL. 1977. Preparation of clay samples for X-ray diffraction analysis. Chapter 23: 797-808. En: Minerals in Soil Environments. J.B. Dixon and S.B. Weed (editors) Soil Sci. Soc. of Amer. Madison, Wisconsin, EE.UU. 948 p.

SCHEFFER, F. y P. SCHACHTSCHABEL. 1976. Lehrbuch der Bodenkunde. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart. 394 p.

SCHWERTMANN, U. 1964. Differenzierung der Eisenoxide des Bödens durch photochemische Extraktion mir saurer Ammoniumoxalat Lösung. Pflanzenernähr. Dung. Bodenk. 105: 194-202.

SEPULVEDA, G. y E. BESOAIN. 1983. Características y propiedades de algunos Dystrandepts de la región de los lagos, sur de Chile. II. Carga y superficie específica. Agric. Técnica, 43: 223-238.

Capítulo 3:

Interacciones superficie - solución en suelos volcánicos y sus componentes.

POR: GERARDO GALINDO G. Y MAURICIO ESCUDEY C.

3.1. INTRODUCCION

Los Andisoles son suelos que se caracterizan por tener carga variable, que les confiere propiedades químicas y físicas completamente diferentes de aquellas que poseen los suelos de carga constante. Estas propiedades características tales como acumulación de materia orgánica, fijación de fosfato, formación de agregados, etc., están íntimamente relacionadas con la naturaleza y las propiedades de los minerales de la arcilla denominados "amorfos" o en forma más adecuada "no cristalinos", según Wada (1977).

Las propiedades de estos materiales están incorporadas en la definición de Andepts a través del concepto de "predominio de materiales amorfos en el complejo de intercambio". G. Smith propuso en 1978 una reestructuración de la clasificación de Andepts, actualmente en estudio, en la cual sugirió una redefinición del "predominio de materiales amorfos", desechando las mediciones de dispersabilidad de arcilla y el criterio basado en el análisis térmico diferencial e incorporando mediciones de retención de fosfato y de carga variable (Flach *et al.*, 1981).

En los últimos años, ha renacido el interés por estudiar las propiedades electroquímicas de superficies minerales que pueden desarrollar carga variable en respuesta a cambios en la composición iónica de la solución donde están suspendidas las partículas, y se han desarrollado varias teorías para describir el proceso de creación de carga y de distribución de iones en la superficie.

El objetivo de este capítulo es exponer el estado actual del conocimiento en relación a las interacciones superficie-solución en suelos volcánicos y sus componentes, ya que la comprensión de las teorías y de los principios básicos que la sustentan son necesarios para entender los procesos genéticos y las propiedades de estos suelos. Además, son indispensables para emprender la búsqueda de soluciones adecuadas a los problemas evidenciados en clasificación, fertilidad, manejo, conservación y contaminación de ellos.

3.2. DESCRIPCION DE LAS INTERACCIONES ENTRE IONES Y SUPERFICIE DE CARGA VARIABLE

3.2.1. Características de las superficies de carga variable

Se denominan sistemas de carga variable a los que tienen carga eléctrica superficial que depende en signo y en magnitud del pH y de la concentración de electrolito en solución; Bowden *et al*, (1980a) han señalado que es un término más apropiado que superficies de potencial constante.

En los Andisoles (nombre introducido por G. Smith en su proposición), la carga variable se puede originar en constituyentes inorgánicos en los cuales predominan los grupos Fe-OH y/o Al-OH, tales como goethita, ferrihidrita, gibbsita, imogolita, alofán, constituyentes semejante al alofán y haloisita. Además puede provenir de la materia orgánica humificada y de los complejos de Al y Fe con humus que presentan superficies anfóteras, cuya carga también es función del pH.

3.2.1.1. ALOFAN

El alofán es un alumino-silicato no-cristalino cuya razón molar SiO_2/Al_2O_3 varía entre 1,0 y 2,0 (Hemni y Wada, 1976). Se ha descrito como material que tiene poca o casi ninguna organización estructural; sin embargo, observaciones hechas por microscopía electrónica indican la presencia

de esférulas huecas con diámetros de 3,5-5 nm y cuyos poros tienen diámetros iguales o superiores a 0,3 nm (Henmi y Wada, 1976, Wada, 1979). La forma y el tamaño son variables y dependen probablemente de la agregación de las esférulas entre sí o con otros constituyentes del suelo.

Una característica importante en el comportamiento electroquímico es la presencia de Al en coordinación tetraédrica (IV) y octaédrica (VI); se ha informado que el contenido de Al (IV) aumenta del 20 al 50% de Al total, al aumentar la razón molar SiO_2/Al_2O_3 (Henmi y Wada, 1976; Campbell *et al,* 1977) y que cuando esta razón es baja, casi todo el Al es Al (VI) (Parfitt y Henmi, 1980).

Otra característica que incide en las propiedades electroquímicas es la gran superficie específica, que según Egashira y Aomine (1974) alcanza a 700-1.100 m^2/g.

La creación de cargas por efecto del pH se debe producir con relativa rapidez, debido a que se ha observado una gran facilidad de intercambio de OH por OD (D = deuterio). La rapidez y extensión en que se realiza el intercambio en alofán y en imogolita hace pensar en que todos los grupos OH y las moléculas de agua son accesibles a la solución en equilibrio con las partículas (Wada, 1966; Russell *et al,* 1969).

3.2.1.2. CONSTITUYENTES TIPO ALOFAN

Estos compuestos han sido definidos como alumino-silicatos no-cristalinos que se disuelven en soluciones de citrato-ditionito y de carbonato de sodio al 2% (Wada y Greenland, 1970). La razón molar SiO_2/Al_2O_3 es baja, 0,2-1,4 (Wada, 1978), atribuida en parte a la inclusión de Al liberado del complejo Al-humus durante la descomposición de la materia orgánica. Wada y Wada (1980) han sugerido la posibilidad que estos compuestos que pueden coexistir con el alofán y son comparables en cantidad al conjunto alofán e imogolita, sean cationes poliméricos de alumino-silicatos hidroxilados.

3.2.1.3. IMOGOLITA

La microscopía electrónica de alta resolución ha permitido señalar que la imogolita está formada por filamentos muy finos, con longitudes de varios μm y diámetros variables de 10-30 nm. Los filamentos están compuestos por unidades tubulares más finas que tienden a asociarse y que poseen diámetros interno y externo de aproximadamente 1 y 2 nm (Wada *et al,* 1970). Ha sido descrito como un mineral para-cristalino debido a que el alineamiento involucra un cierto grado de azar.

Se ha propuesto una fórmula empírica en la que la razón molar SiO_2/Al_2O_3 es 1,0 (Wada, 1979; Wada y Yoshinaga, 1969). Se diferencia del alofán en que sólo existe Al (IV) (Henmi y Wada, 1976), hecho que tiene gran importancia en las diferencias que existen entre ambos minerales en relación a las características de carga y acidez superficial.

3.2.1.4. HALOISITA

La haloisita formada por alteración de vidrios volcánicos se puede encontrar en forma de rollos o predominantemente como esferas con diámetros de 0,04-1 nm; mientras que las provenientes de la alteración de arena tienen la forma de tubos largos (Wada y Harward, 1974; Nagasawa y Miyazaki, 1976; Wada, 1977).

3.2.1.5. OXIDOS E HIDROXIDOS DE HIERRO Y ALUMINIO

Los óxidos de Fe, especialmente los no-cristalinos son constituyentes comunes de los Andisoles.

La ferrihidrita, conocida antiguamente como "hidróxido amorfo de Fe", en un precipitado voluminoso, esférico, con alta superficie específica (200-350 m^2/g), muy activo en la adsorción de agua, iones inorgánicos y materia orgánica (Schwertmann y Taylor, 1977). Se disuelve fácilmente en oxalato de amonio ácido, solución extractiva de óxidos de hierro no-cristalinos en suelos (Schwertmann y Fisher, 1973), pero su identificación es difícil porque coexiste con goetita y hematita.

La goethita (α-FeOOH) y la hematita (α-Fe_2O_3) son los óxidos de Fe más comunes y abundantes; sin embargo, la cantidad total de Fe_2O_3 extraido por ditionito en la mayoría de los Andisoles, Alfisoles y Ultisoles, rara vez supera el 10% (Galindo, 1974; Juo, 1980). Se ha señalado que la hematita, el menos soluble de los óxidos de Fe, es inestable en presencia de materia orgánica y agua, transformándose en goethita a través de la formación de complejos orgánicos de Fe (Schwertmann, 1971). Kodama y Schnitzer (1977) han señalado que la asociación de sesquióxidos con grandes cantidades de materia orgánica puede retardar o inhibir la cristalización de óxidos hidratados.

El Al trivalente puede sustituir al Fe trivalente en la estructura de goethitas y hematitas naturales y sintéticas (Caillere *et al,* 1960; Norrish y Taylor, 1961; Schwertmann *et al,* 1978). Las sustituciones causan una disminución del grado de cristalinidad y un aumento de la superficie expuesta, lo que origina una mayor carga dependiente del pH y una mayor capacidad de adsorción de fosfato.

En los suelos ácidos, fuertemente meteorizados, la gibbsita, un polimorfo del hidróxido de Al, es el único óxido de Al presente, aunque en cantidades bajas.

Sólo el empleo de diferentes extractantes ha permitido distinguir diversas formas de Fe y Al; la solución de ditionito disuelve el total de Fe libre, la de oxalato remueve Fe y Al en formas inorgánicas de baja cristalinidad y complejados con materia orgánica y la de pirofosfato extrae el Fe y el Al complejado orgánicamente.

3.2.1.6. MATERIA ORGANICA

La materia orgánica evoluciona desde formas con pequeña capacidad hasta aquellas que poseen gran capacidad complejante de Al y Fe e interactuante con alofán, imogolita y constituyentes tipo alofán. Las interacciones conducen a la formación de agregados del tamaño del limo o arena, que son estables frente a los tratamientos sónicos. Wada y Okamura (1980) han sugerido que los grupos Al-OH y Fe-OH que están formando enlaces con los grupos carboxilos pueden ser extraidos con una solución de pirofosfato.

Los ácidos fúlvicos y húmicos, en solución acuosa a pH superior a 3, se encuentran y comportan como polielectrolitos cargados negativamente, debido a la disociación de los grupos carboxilos (entre pH 3 y 9) y de los grupos OH fenólicos (pH superior a 9); la interacción electrostática entre los grupos sería despreciable (Posner, 1964). Tate y Theng (1980) han sugerido que la densidad de cargas superficiales de la materia orgánica es comparable a la de la caolinita y de la montmorillonita. La materia orgánica contribuye sustancialmente a la capacidad de intercambio catiónico

(CIC), especialmente en los horizontes superficiales de los Andisoles, pero su cuantía es difícil de precisar, porque depende del pH y del grado de interacción con los compuestos inorgánicos.

3.2.1.7. COMPUESTOS SINTETICOS

La goethita y la gibbsita (γ-$Al(OH)_3$) se han empleado extensamente como modelos de superficies, porque se pueden sintetizar con un alto grado de ordenamiento; son abundantes en algunos suelos y tanto Fe como Al se encuentran en coordinación (VI), la más común en los componentes de los suelos con carga variable.

Farmer *et al,* (1977) sintetizaron alumino-silicatos similares a la imogolita, haciendo reaccionar ácido ortosilícico y cationes Al-OH en soluciones diluidas (razón atómica Al/Si de 2) a pH 4,5 y calentando a 96-100°C. Wada *et al,* (1979) prepararon alofán e imogolita en condiciones de concentración, pH y temperatura similares a las anteriores; encontrando que la imogolita se formaba preferentemente a pH inferior a 5 y en soluciones cuyas razones molares SiO_2/Al_2O_3 estaban en el rango 1-2. La síntesis de alofán es menos susceptible a cambios en las razones molares, pero su naturaleza cambia si el pH es superior o inferior a 5. Resultados similares han sido informados por Escudey *et al,* (1982) quienes obtuvieron alumino-silicatos semejantes a los extraidos de Andisoles chilenos, en composición y propiedades superficiales, cuando la síntesis se realizaba a pH 5 por adición de Si sobre Al. Posteriormente Escudey *et al,* (1983) sintetizaron alumino-silicatos por hidrólisis y coprecipitación, concluyendo que la hidrólisis permite obtener compuestos cuya composición y propiedades electrocinéticas son más reproducibles.

3.2.2. Desarrollo de la carga y del potencial superficial

Los compuestos orgánicos e inorgánicos descritos en el capítulo anterior forman el sistema coloidal, de alta reactividad, de los Andisoles.

La carga superficial de las partículas coloidales está directamente relacionada con el intercambio y la adsorción de aniones y cationes; en consecuencia, depende de la naturaleza de las superficies y de la composición química de la solución donde están suspendidas (pH, naturaleza de los iones presentes y concentración de sales).

La generación de cargas superficiales en los ácidos fúlvicos y húmicos, depende de la disociación de los grupos fenólicos y carboxílicos (Figura N° 1).

En la fracción inorgánica, la carga se genera predominantemente por ionización de grupos Si-OH, Al-OH y Fe-OH. La carga generada por este mecanismo es dependiente del pH y se produce con cierta facilidad (Figura N° 2).

Cuando una partícula cargada se coloca en una solución de electrolito, se desarrolla una doble capa eléctrica en la interfase sólido-solución, debido a una distribución desigual de iones. La superficie cargada debe ser neutralizada por iones de carga opuesta o contra-iones.

El efecto de las partículas coloidales cargadas en contacto con una solución se puede mostrar mediante las teorías de la doble capa de Gouy-Chapman y de Stern.

En la teoría de la doble capa difusa eléctrica de Gouy-Chapman, el modelo describe la neutralización de la carga del sólido por una distribución de iones en la fase líquida cerca de la interfase

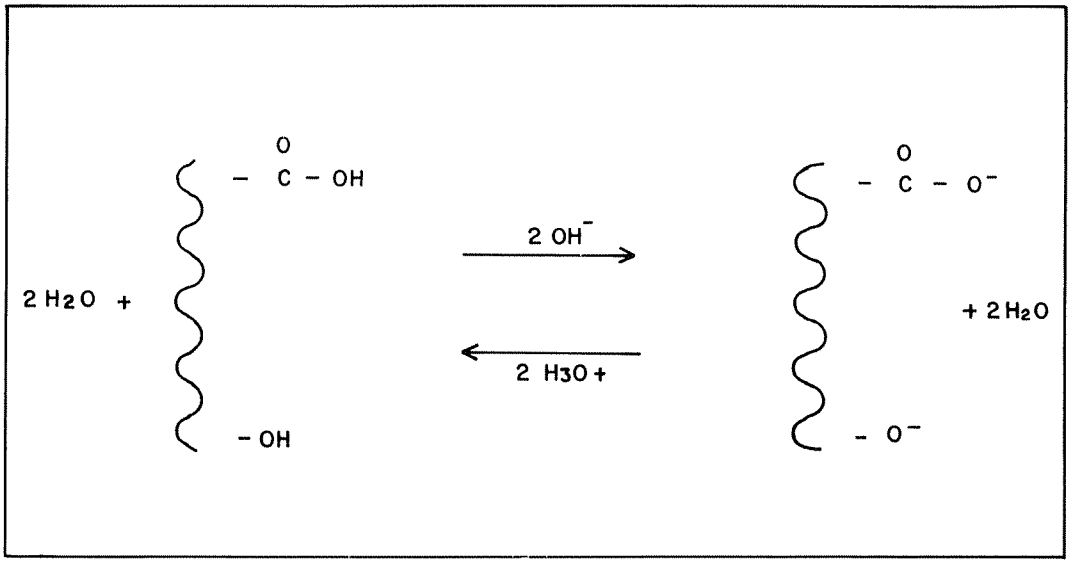


Figura 1. Esquema de disociación de grupos fenólicos y carboxílicos en un polímero orgánico (ácido fúlvico o húmico).

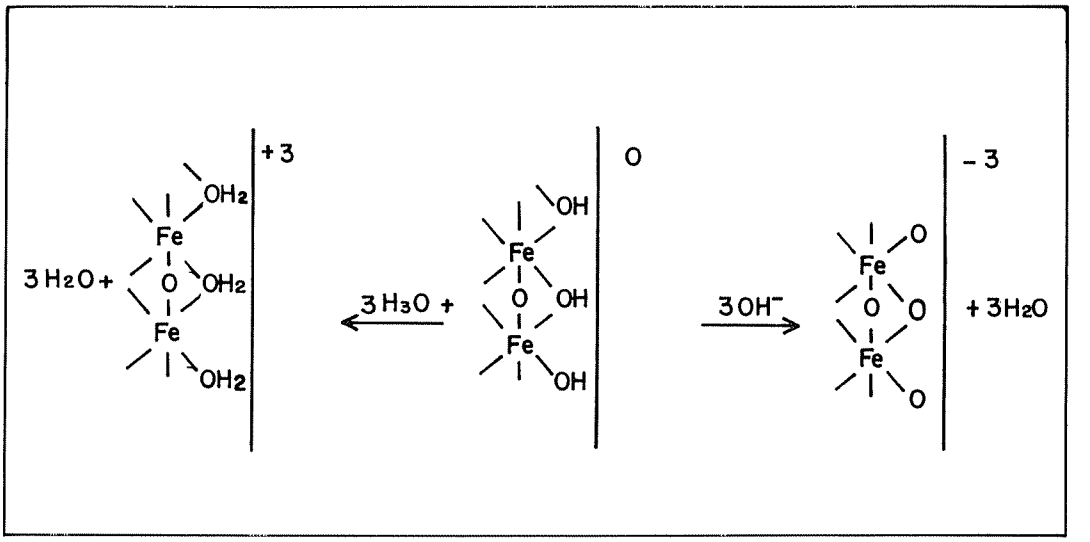


Figura 2. Generación de cargas eléctricas por adsorción de protones y de iones hidroxilos en una superficie inorgánica con grupos Fe-OH.

sólido-líquido, como una función de las variables carga superficial, potencial eléctrico, concentración de iones y distancia a la superficie. Este modelo considera que el sólido tiene una superficie plana cargada y que los contra-iones son cargas puntuales, que son atraidas a la superficie del sólido por medio de fuerzas coulómbicas (electrostáticas). En una superficie cargada negativamente, la concentración de contra-iones (iones positivos) disminuye gradualmente a medida que aumenta la distancia a la interfase sólido-líquido; de igual manera, los co-iones (iones negativos) son repelidos desde la superficie del sólido, aumentando su concentración a mayor distancia de la interfase sólido-líquido, hasta que ambos alcanzan la concentración del seno de la solución (Van Olphen, 1963). Esta situación se presenta esquemáticamente en la Figura N° 3.

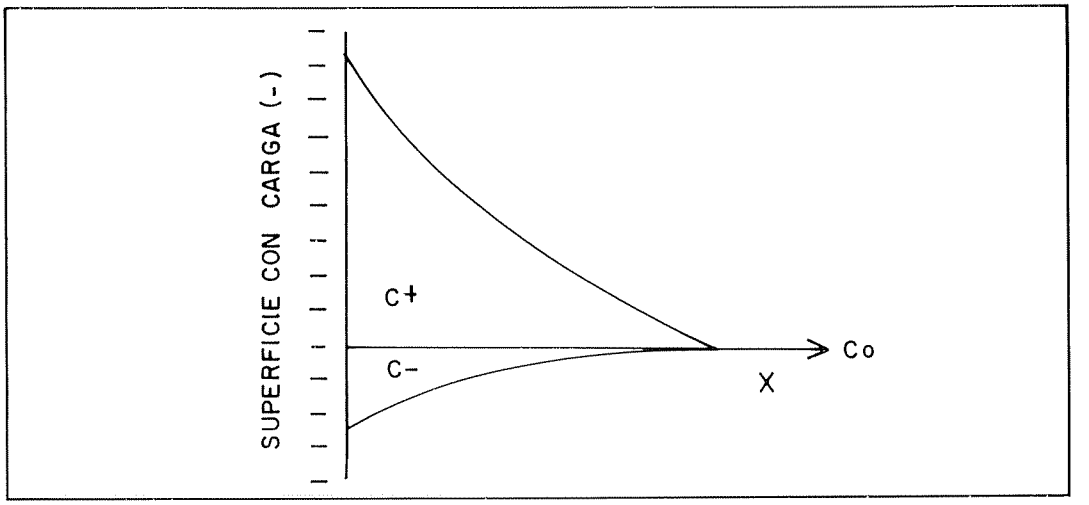


Figura 3. Representación esquemática del modelo de la doble capa difusa de Gouy-Chapman. Co: concentración en el seno de la solución; C+: concentraciones de contra-iones; C-: concentración de co-iones; x: distancia a la superficie.

Los iones en solución se distribuyen, de acuerdo a la teoría de Boltzmann, según la ecuación

$$n = n_o \exp\ (-ze\psi/\kappa T) \qquad (1)$$

donde n es la concentración del ión por cm^3 en la doble capa, n_o la concentración en el seno de la solución, z es la valencia del ión, e es la carga del electrón, κT representa el promedio de la energía cinética de los iones y ψ es el potencial eléctrico.

La densidad de carga de la superficie (σ_o) se puede relacionar con el potencial de la superficie (ψ_o) mediante la ecuación

$$\sigma_o = \frac{\epsilon \kappa}{4 \pi} \psi_o \qquad (2)$$

donde ϵ es la constante dieléctrica del medio y $1/\kappa$ representa el espesor de la doble capa eléctrica y es una función de z y n.

Finalmente se tiene la expresión

$$\psi = \psi_o \exp\ (-\kappa x) \qquad (3)$$

que relaciona el potencial a una distancia cualquiera de la superficie (ψ) con el potencial superficial (cuando $x \approx 0$), indicando una variación exponencial del potencial con la distancia, la concentración y la carga de los iones.

El modelo de Gouy-Chapman es válido cuando los potenciales son pequeños (aproximadamente 25 milivolts), las soluciones son diluidas y se considera que los iones son puntos cargados que pueden llegar a la superficie.

El modelo de Stern considera el tamaño real de los iones y la posible existencia de absorción específica en el sistema coloide-solución. En este modelo se consideran dos tipos de distribución de iones en solución; en la primera, cerca de la superficie del sólido, el potencial varía rápida y linealmente desde la superficie (distancia cero) hasta una distancia δ, conformando la denominada capa de Stern. La segunda se extiende desde δ hasta ∞, en donde la distribución de iones y los cambios del potencial están descritos por el modelo de Gouy-Chapman (Figura N° 4).

La carga superficial es neutralizada por la suma de las cargas correspondientes a la capa de Stern y a la capa difusa

$$\sigma_o = \sigma_1 + \sigma_2 \tag{4}$$

La densidad de carga en la capa de Stern está dada por

$$\sigma_1 = \frac{N_1 z e}{1 + (N_A \rho / nM) \exp | (-ze \psi_s + \varphi / \kappa T) |} \tag{5}$$

donde N_1 es el número de sitios de adsorción disponibles por cm^2 de superficie, N_A el número de Avogadro, ρ la densidad del líquido, M el peso molecular del solvente, ψ_s el potencial límite entre las capas de Stern y difusa y φ el potencial químico introducido para incluir la absorción específica y fuerzas adicionales que pueden estar interactuando sobre los contra-iones.

σ_2 corresponde a la densidad de carga en la capa difusa según el modelo de Gouy-Chapman, dado en la ecuación (2), pero reemplazando ψ_o por ψ_s.

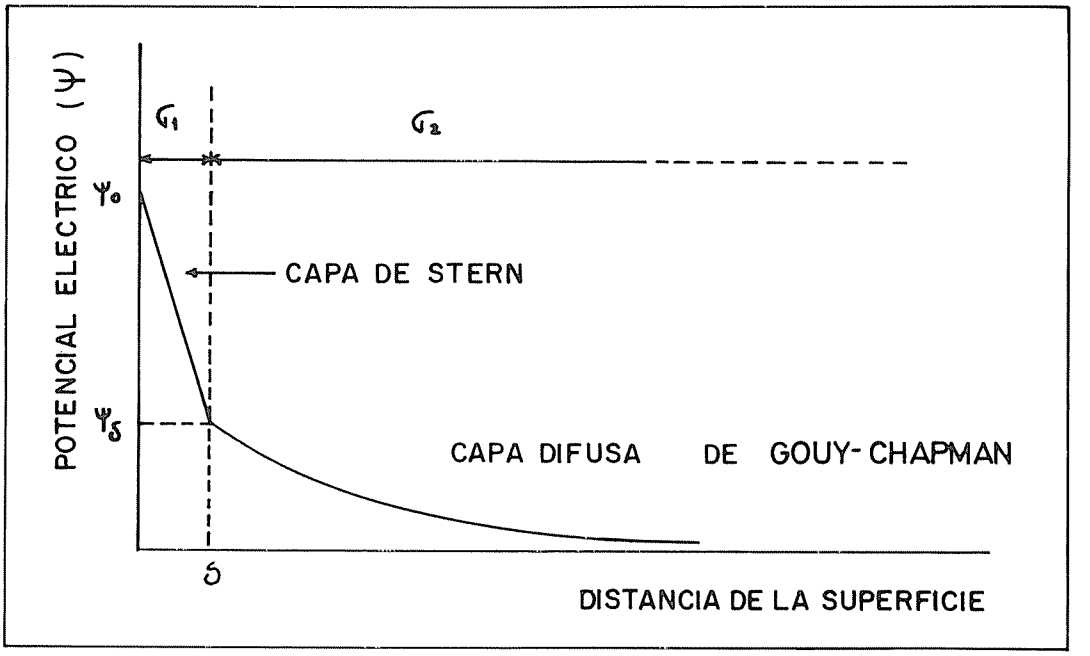


Figura 4. Esquema del modelo de Stern de la doble capa.

3.2.3. Clasificación de los iones en solución

Los iones en solución se pueden considerar co-iones (si tienen carga del mismo signo de la superficie) o contra-iones (si tienen carga opuesta a la de la superficie); pero, tomando en cuenta su interacción con la superficie, se pueden clasificar en iones indiferentes (II), adsorbidos específicamente (IAE) y iones determinantes del potencial (IDP).

3.2.3.1. IONES INDIFERENTES

Estos iones interactúan electrostáticamente con la superficie, es decir, pueden ser atraidos o rechazados, según el signo de su carga, formando la doble capa eléctrica. Las energías involucradas en estas interacciones coulómbicas son del orden de 2 kcal/mol.

3.2.3.2. IONES ADSORBIDOS ESPECIFICAMENTE

Estos iones presentan una alta energía de interacción con la superficie, no se mantienen en la solución, sino que atraviesan la doble capa alcanzando la superficie y llegan incluso a reaccionar químicamente con ella, formando un enlace.

3.2.3.3. IONES DETERMINANTES DEL POTENCIAL

También interactúan con la superficie; pero se diferencian de los IAE por su capacidad para pasar en forma reversible por la interfase superficie-solución. Es decir, alcanzan la superficie, pero dependiendo de las características de la solución, pueden abandonar la superficie y pasar nuevamente a formar parte de la solución.

Los IDP tienen gran importancia en el comportamiento y las características de carga de las superficies de carga variable. En el caso de compuestos de Fe y Si, abundantes en los suelos, se pueden establecer equilibrios, tales como

$$FeO\,(OH)\ \text{sólido} + H^+ = Fe\,(OH)_2^+\ \text{superficie}$$
$$FeO\,(OH)\ \text{sólido} + OH^- + H_2O = Fe\,(OH)_4^-\ \text{superficie}$$
$$SiO_2\ \text{sólido} + OH^- = SiO_2\,(OH)^-\ \text{superficie}$$

donde H^+ y OH^- son los IDP, dependiendo indudablemente del pH del medio. Es importante dejar establecido que los IDP pueden ser de naturaleza muy diferente; pero, en las superficies de carga variable predominantes en suelos volcánicos, donde existen grupos Si-OH, Al-OH y Fe-OH, los IDP son principalmente H^+ y OH^-. Una representación esquemática de los diferentes tipos de iones se aprecia en la Figura N° 5. Los grupos Al-OH representan la superficie, los iones Cl^- y Na^+ son II, sólo neutralizan cargas superficiales a través de fuerzas electrostáticas. Los iones Cu^+, $H_2PO_4^-$ y F^- corresponden a IAE, han formado un enlace con la superficie. Los iones H^+, que no se representan formando enlace, están actuando como IDP, alcanzan la superficie, pero pueden pasar nuevamente a la solución dependiendo del pH del medio.

3.2.4. Clasificación de las superficies

Existen dos tipos de superficies, las de carga superficial constante, cuya carga se origina en sustituciones isomórficas y las de potencial superficial constante o mejor denominadas, de carga variable. Estas últimas superficies son las que predominan en los suelos volcánicos chilenos.

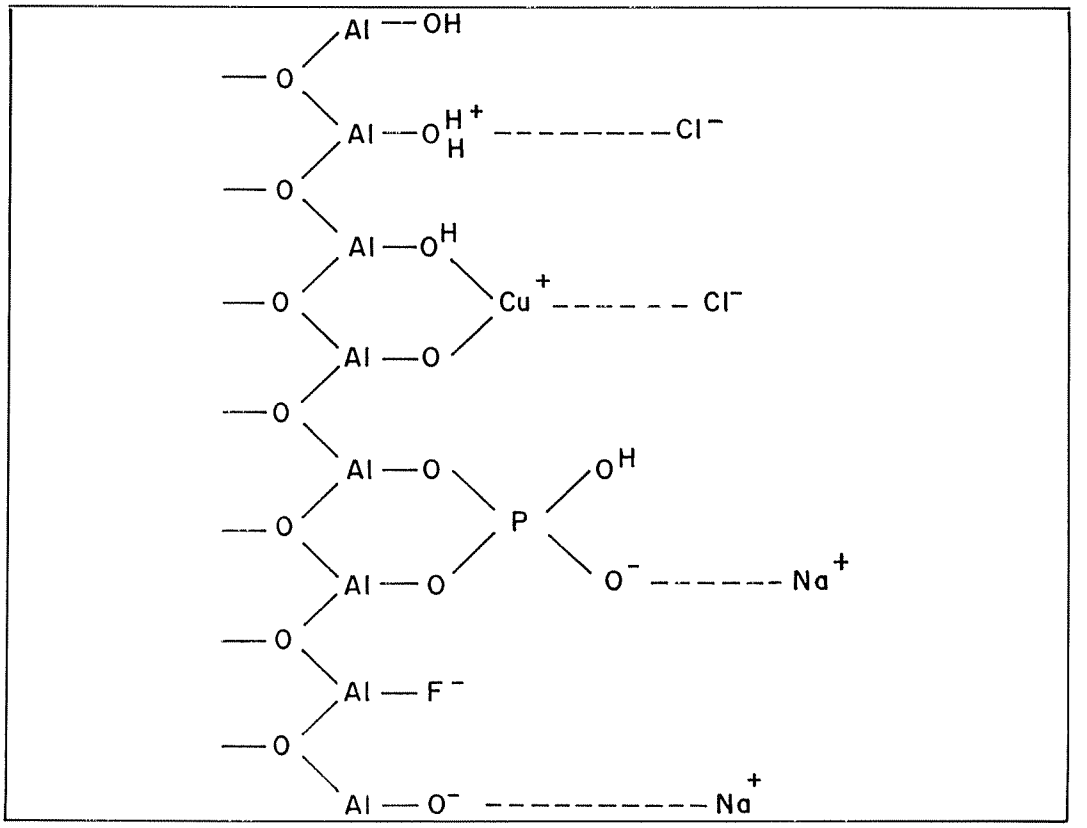


Figura 5. Representación de una superficie inorgánica con grupos Al-OH y de los distintos tipos de iones que interactúan con ella.

El comportamiento de las superficies de carga variable en función de la concentración de electrolito indeferente, está esquematizado en las Figuras N° 6 y 7, que están basadas en la ecuación (2). La densidad de carga neta es igual a la suma de la densidad de carga positiva y negativa y aumenta con la fuerza iónica. Al aumentar la concentración de electrolito indiferente, aumentan los términos n y κ de la ecuación (2); por lo tanto, para mantener constante el potencial superficial se debe producir un aumento de la densidad de carga, es decir, un aumento de la fuerza iónica comprime la doble capa, pero no cambia el potencial de la superficie (ψ_o).

3.3. PUNTO ISOELECTRICO Y PUNTO DE CARGA CERO

Un óxido o un hidróxido suspendido en un ambiente acuoso, puede adquirir carga superficial, por adsorción de iones H^+ y OH^- (IDP). La densidad de carga de la superficie asociada a la adsorción de los IDP, σ_o, está dada por la relación

$$\sigma_o = e\,(\Gamma_{H^+} - \Gamma_{OH^-}) \qquad (6)$$

Γ_{H^+} y Γ_{OH^-} representan la densidad de adsorción de H^+ y OH^- respectivamente. Es una relación dependiente del pH y existe un valor en el cual Γ_{H^+} es igual a Γ_{OH^-} y por lo tanto σ_o es cero.

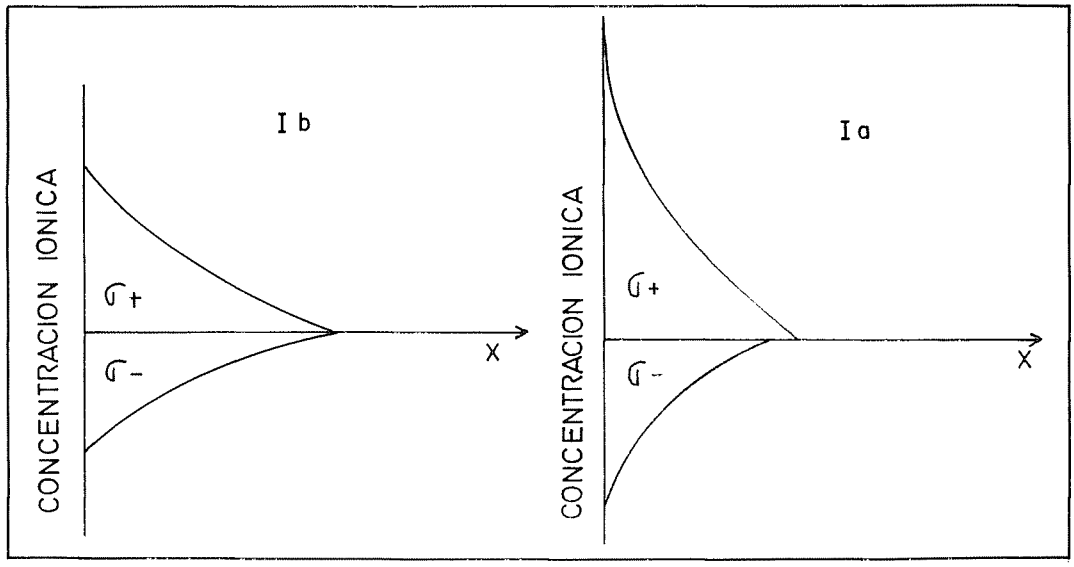


Figura 6. Representación esquemática de la distribución de aniones y cationes en función de la distancia a la superficie (x) a fuerza iónica baja (Ib) y alta (Ia).

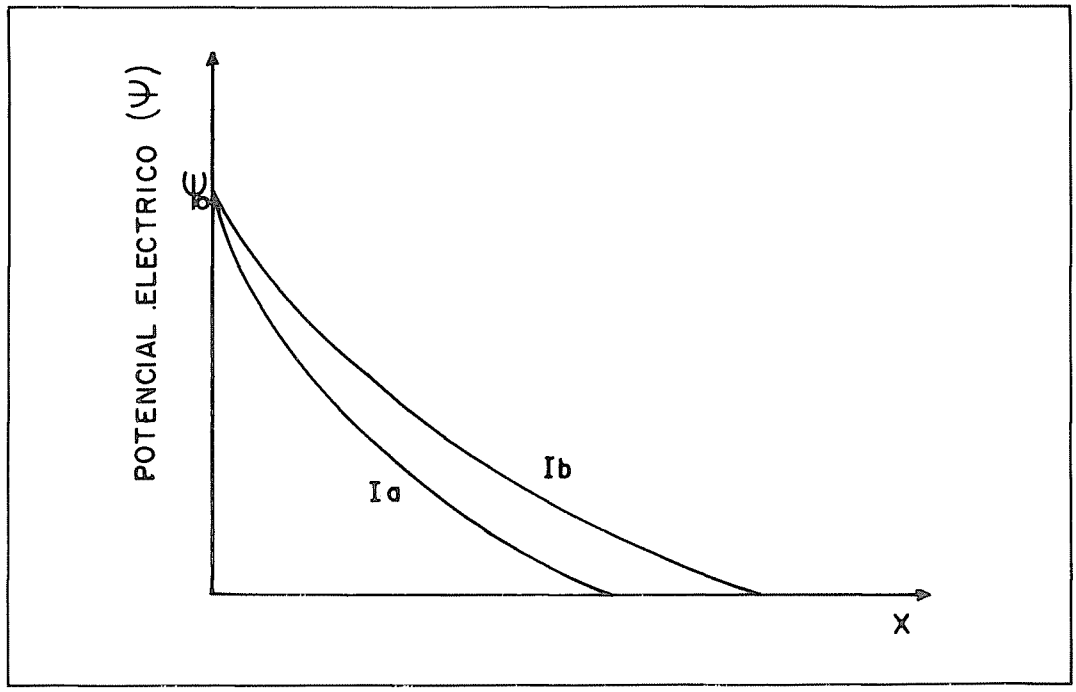


Figura 7. Representación esquemática de la distribución del potencial eléctrico de la doble capa difusa a fuerza iónica baja (Ib) y alta (Ia), en función de la distancia de la superficie (x).

La adsorción de IAE y de contra-iones puede generar carga superficial; en estos casos la carga neta (σ_n) del sistema es

$$\sigma_n = \sigma_a + \sigma_o \qquad (7)$$

donde σ_a es la carga generada por adsorción. Dado que σ_o es función del pH, indirectamente, σ_n también lo es y entonces existe un valor de pH en el cual σ_n es cero. Lógicamente el pH al cual $\sigma_n = 0$ es diferente de aquel en que $\sigma_o = 0$.

Considerando que en los sistemas de carga variable, el pH al cual la carga es cero es un parámetro importante, es conveniente hacer un análisis de las diferentes definiciones que se han empleado para interpretar los resultados experimentales.

3.3.1. Definiciones

En química de suelos se aceptan ampliamente las definiciones dadas por Parks (1967), quien definió el pH al cual $\sigma_o = 0$ como punto isoeléctrico (PIE) y el pH al cual $\sigma_n = 0$ como punto de carga cero (PCC).

En forma más explícita, si un óxido o un hidróxido interactúan sólo con H^+ y OH^-, el pH al cual su carga superficial es cero, es el PIE. Si la interacción involucra además otros iones, el pH al cual su carga superficial es cero, es el PCC. La forma más fácil de comprender ambas definiciones, es hablar de PIE al referirse a una especie simple y pura como SiO_2, Al_2O_3 y FeO (OH). Para especies más complejas como los alumino-silicatos, se emplea el término PCC. Es obvio que cuando $\sigma_o = 0$, en todos los sitios activos de la superficie (sitios donde se puede producir el intercambio de H^+ y OH^-), la carga es cero. Sin embargo, cuando $\sigma_n = 0$, la resultante $\sigma_a + \sigma_o = 0$ y por lo tanto pueden existir sitios con carga positiva y sitios con carga negativa que den una resultante igual a cero.

Estas definiciones están de acuerdo con las dadas por la IUPAC si no existe absorción específica; si la hay, se dificulta la comprensión de estos términos (Bowden *et al,* 1980).

3.3.2. Cálculos teóricos

Para establecer una ecuación que permita la predicción o el cálculo del PIE o del PCC es necesario considerar los factores que los afectan.

3.3.2.1. FACTORES QUE AFECTAN EL PIE Y EL PCC

Existe un gran desplazamiento del PIE en función del estado de oxidación del catión, a mayor estado de oxidación, menor PIE. Esta relación afecta a óxidos, óxidos hidratados e hidróxidos.

Experimentalmente se ha demostrado que la hidratación desplaza los valores de PIE hacia valores más básicos. Por ejemplo, los valores de PIE para Fe_2O_3 anhidro e hidratado son 6,7 y 8,6 respectivamente. Hay óxidos que no se hidratan totalmente, ya sea porque el hidróxido correspondiente es inestable o porque la reacción de hidratación es muy lenta, originando superficies parcialmente hidratadas a las cuales es difícil asignar un valor de PIE.

El efecto de las impurezas, estructurales o superficiales, es semejante y su importancia depende del método empleado en las determinaciones experimentales. Las impurezas aniónicas generan cargas negativas y desplazan el PIE a valores más bajos de pH; el efecto de las impurezas catiónicas es el inverso.

El efecto de la coordinación o geometría de la estructura se puede apreciar a través del ejemplo del Al hidratado que en coordinación (IV) y (VI) presenta valores de PIE 9,2 y 6,8 respectivamente.

Por último, existen compuestos que forman parte de una serie continua entre dos miembros terminales con diferente estado de oxidación, lo que hace difícil asignar un valor único de PIE o de PCC.

De todos los factores que afectan el PIE, es difícil considerar en forma adecuada la presencia de impurezas, la mezcla de distintos compuestos y los estados parciales de hidratación. Por lo tanto, en los cálculos teóricos sólo es posible considerar la carga del catión, su estado de oxidación y las situaciones extremas de hidratación (totalmente hidratado o totalmente anhidro).

3.3.2.2. DESARROLLO DEL MODELO DE PARKS

Considerando los factores analizados en el punto anterior, Parks (1965, 1967) desarrolló un modelo electrostático, donde estableció un equilibrio entre una superficie cargada negativa y positivamente

$$MO^{-}\ \text{superficie} + 2\,H^{+} = MOH_2^{+}\ \text{superficie}$$

este cambio involucra el trabajo electrostático necesario para llevar dos protones a la superficie.

En este modelo, cada ión es un punto cargado (dos protones constituyen un punto con doble carga positiva) y el catión y los protones están separados por el doble del radio iónico del oxígeno, formando un conjunto ordenado linealmente.

Parks relacionó el trabajo electrostático con la constante de disociación ácida de la superficie y las contribuciones no coulómbicas a la energía de enlace de los dos protones; además, introdujo el PIE en esta expresión a través de su relación con la constante de disociación, obteniendo la ecuación

$$PIE = A\text{-}B\,(z/R) \qquad (8)$$

donde A y B son constantes y R es la suma de dos veces el radio del oxígeno más el radio del catión.

A y B se determinaron a partir de valores experimentales del PIE del MgO y Al_2O_3 totalmente hidratados, donde ambos cationes están en coordinación (VI); en estas condiciones A tiene un valor de 18,6 y B es igual a 11,5.

Para compuestos anhidros o con elementos en coordinación diferente de (VI) o con elementos de transición que poseen energía de estabilización de campo cristalino (EECC), se ha establecido la siguiente ecuación general

$$PIE = 18,6 - 11,5 \left[(z/R) + 0,0029 (EECC) + a \right] \quad (9)$$

Esta ecuación se puede usar siempre y cuando se empleen los valores de a, de radios iónicos y de EECC dados por Parks.

El PCC se puede calcular mediante la ecuación

$$PCC = \Sigma (PIE)_{i\ fi} \quad (10)$$

donde fi representa la fracción molar de cada especie; la ecuación es válida cuando no existe carga estructural.

3.3.3. Determinación experimental del punto de carga cero

La determinación experimental del PCC se puede hacer por métodos químicos o físicos. Los métodos químicos son la titulación potenciométrica y la adsorción no específica de iones. Los métodos físicos aplicables a partículas cargadas están basados en mediciones electrocinéticas y el más utilizado es el que emplea las determinaciones de velocidad de migración electroforética de las partículas.

3.3.3.1. TITULACION POTENCIOMETRICA

La titulación potenciométrica es un procedimiento seriado que consiste en medir el pH de un conjunto de muestras, a las cuales se les ha agregado diferentes cantidades de H^+ y OH^-, comparándolas con un blanco. El PCC queda determinado por la intersección de por lo menos tres curvas, cada una a distinta fuerza iónica, de miliequivalentes (meq) de H^+ y OH^- adsorbidos por 100 g en función del pH. En la Figura N^o 8 se presenta un gráfico típico de titulación potenciométrica, que corresponde al suelo Collipulli; las fuerzas iónicas empleadas fueron 1; 0,1 y 0,01 M. El PCC es 3,2 y corresponde al pH donde se intersectan las tres curvas.

Los datos obtenidos por titulación potenciométrica se pueden presentar también en un gráfico de carga eléctrica neta (meq/100 g) en función del pH. Para ello es necesario corregir los meq de H^+ y OH^- adsorbidos, de acuerdo a la ubicación del punto de intersección de las tres curvas de titulación. La intersección en el lado ácido implica que una cantidad dada de protones se consume en la neutralización de carga negativa presente en la muestra, al pH de campo; por lo tanto no han sido realmente adsorbidos por la muestra para cambiar su pH y su carga. Esta cantidad se debe restar a los meq de H^+ y se debe sumar a los meq de OH^-. Se debe proceder en forma contraria si la intersección se produce en el lado alcalino. En el suelo Collipulli (Figura N^o 8), la intersección se produce en 19 meq hacia el lado ácido, por lo tanto se deben restar 19 meq de H^+ y sumarlos a los meq de OH^-, expresando el resultado como carga neta. Los nuevos valores se presentan en la Figura N^o 9 donde se aprecia que el PCC no cambia, pero la intersección se produce en el eje.

En la titulación seriada existen dos conceptos que conviene destacar, puesto que a menudo son citados en la literatura; ellos son los denominados Punto Cero de Titulación (PCT) y Punto de Efecto Salino Cero (PESC). El PCT es el pH de una suspensión a la cual no se le ha adicionado ni ácido ni base. Para el suelo Collipulli corresponde aproximadamente a pH 5,2 para una concentración 1M de KCl y 6,3 para una concentración cien veces más diluida (Figura N^o 8). El PESC es el PCC obtenido por titulación potenciométrica, correspondiendo al punto de intersección de las curvas y es un valor único, independiente de la fuerza iónica o concentración salina del medio.

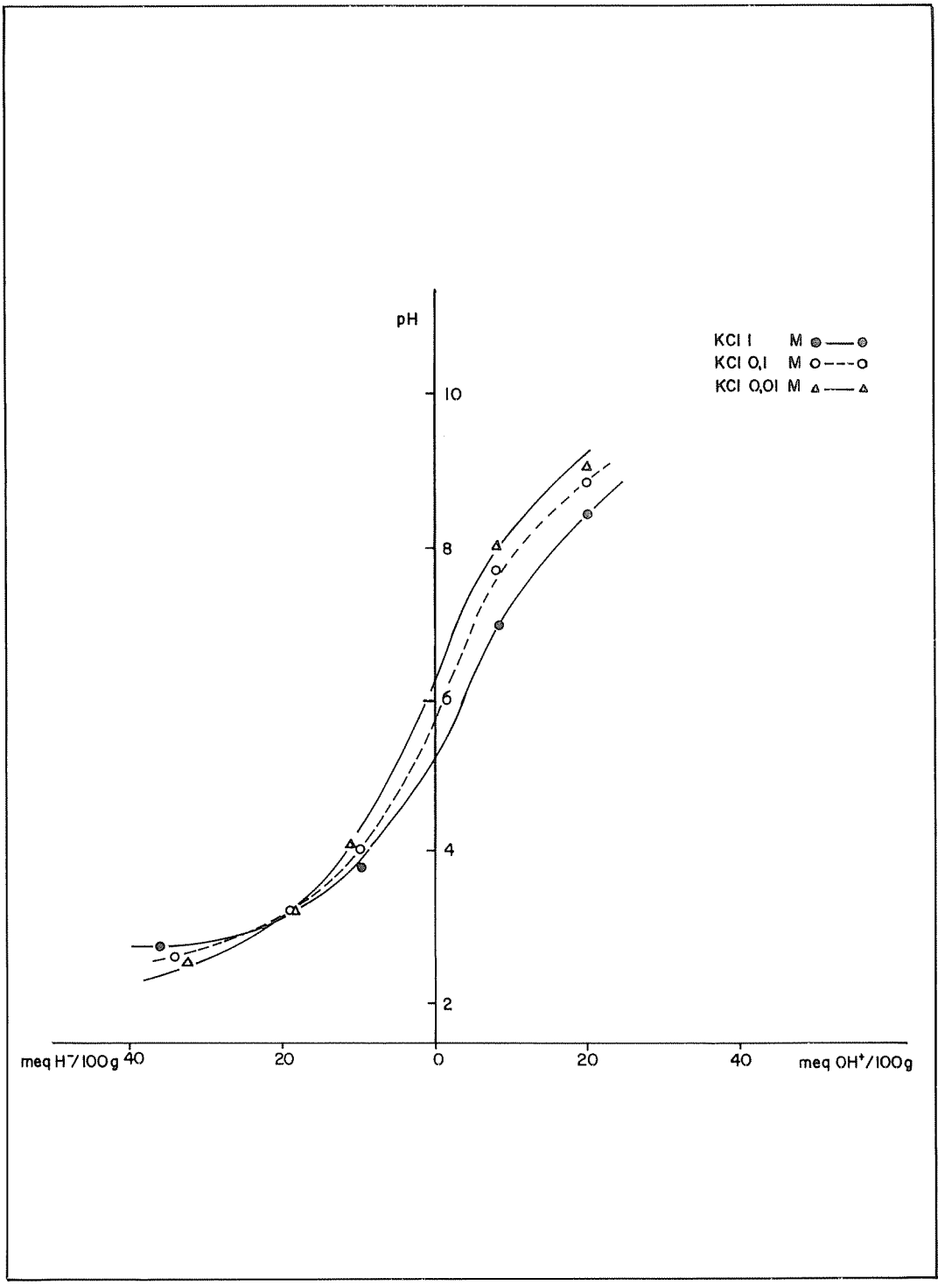


Figura 8. Determinación del punto de carga cero del suelo Collipulli mediante titulación potenciométrica.

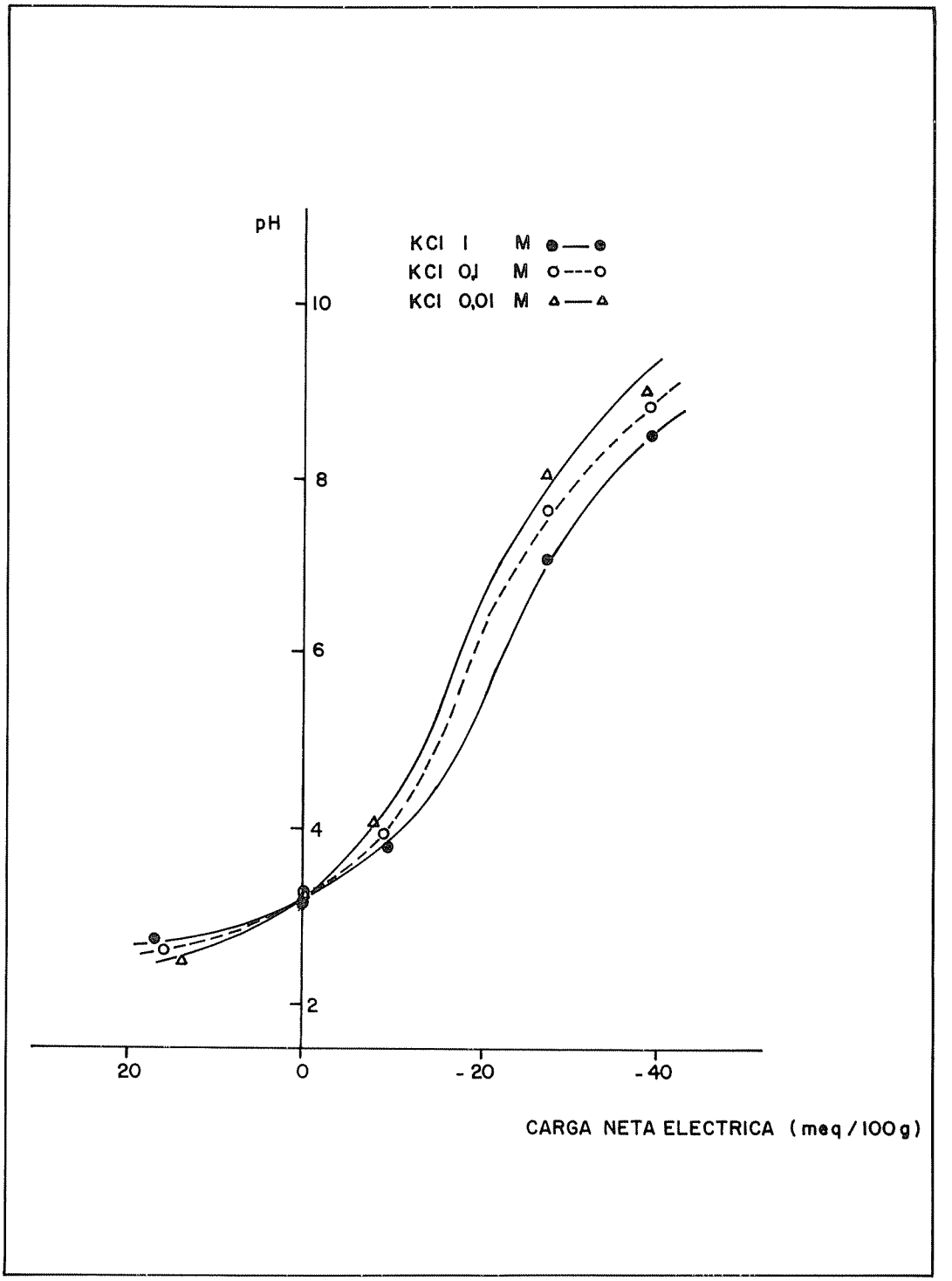


Figura 9. Distribución de la carga neta en función del pH, suelo Collipulli.

3.3.3.2. ADSORCION NO ESPECIFICA DE IONES

Se ha discutido la validez de las determinaciones de PCC por titulación potenciométrica, cuando el suelo posee una cantidad significativa de carga negativa permanente o cuando existen componentes inestables bajo condiciones ácidas; por estas razones se ha favorecido la determinación de PCC por adsorción no-específica de iones, por ejemplo con soluciones de NaCl en función del pH de equilibrio. En ausencia de adsorción específica, el pH al cual la CIC es igual a la CIA (capacidad de intercambio aniónico) ha sido denominado punto de carga neta cero (PCNC) por Parker *et al.* (1979).

Convencionalmente el PCNC se ha determinado de acuerdo al método original de Schofield (1949) modificado (Van Raij y Peech, 1972; Galindo y Bingham, 1977; Parker *et al.*, 1979). En la Figura N° 10 se presentan las curvas correspondientes a los suelos Osorno (25-50 cm) y Puerto Octay (20-50 cm) para los cuales se determinaron PCNC de 5,0 y 6,1 respectivamente.

Según Sposito (1981) la asociación entre PCNC y PCC permanecerá en duda mientras no se disponga de algún método adecuado para determinar la densidad de carga superficial correspondiente a iones adsorbidos en forma no específica, en el PCNC; por supuesto que si en este punto la densidad de carga neta es cero, el PCNC será igual al PCC.

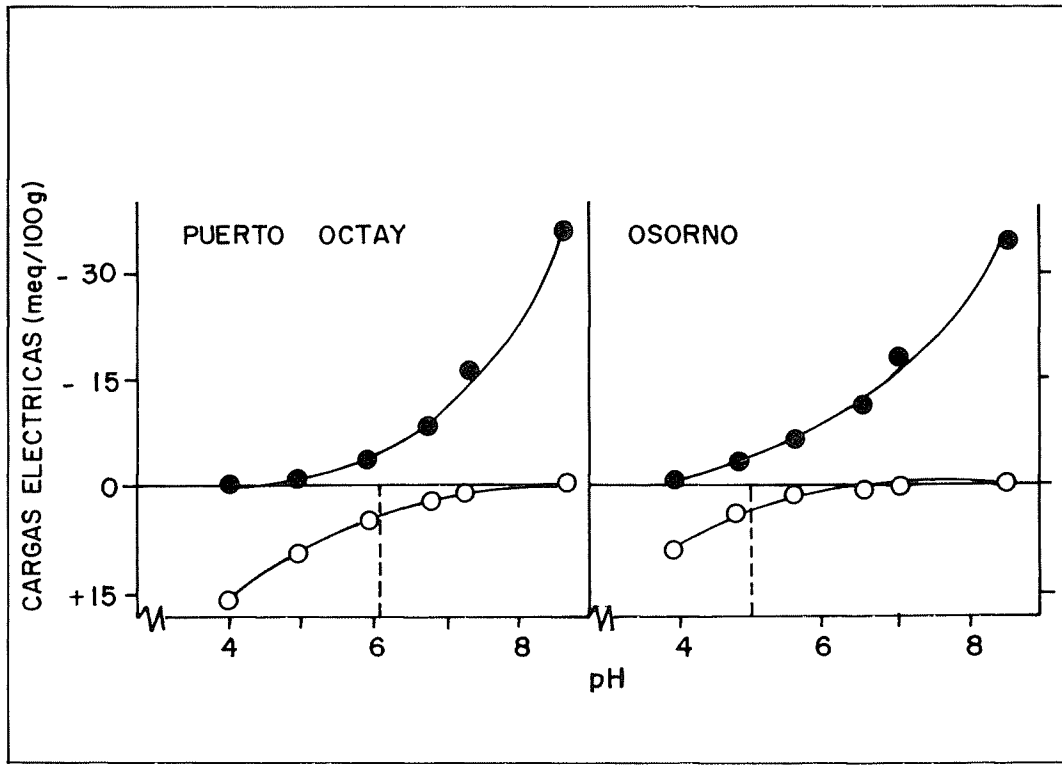


Figura 10. Determinación del punto de carga neta cero de suelos Puerto Octay y Osorno, mediante adsorción no-específica de iones.

3.3.3.3. MIGRACION ELECTROFORETICA

La movilidad electroforética (ME) de un ión se ha definido como su velocidad de movimiento en un campo eléctrico. La ME sirve para caracterizar una especie, ya que permite cuantificar la carga superficial que es función de la velocidad de migración (Mysels, 1959).

Este método se comprende si se consideran las teorías de la doble capa; está basado en el hecho que aunque la doble capa esté unida a la superficie, es posible moverla aplicando una fuerza, que en este caso es de tipo eléctrico.

Al trabajar con partículas coloidales, se mide la carga superficial considerando que la partícula se mueve junto al llamado plano hidrodinámico que corresponde a la capa de Stern y a una pequeña parte de la capa difusa de Gouy-Chapman (Good y Stromberg, 1979). El potencial de este plano hidrodinámico se denomina potencial zeta (PZ) y está representado en la Figura N^{o} 11. Por lo tanto, se debe establecer una relación entre el PZ y la velocidad de migración; como las medidas de velocidad determinan la ME de las partículas, ésta se transforma en PZ. El PCC se determina mediante un gráfico de magnitudes de PZ en función del pH. Lógicamente cuando la ME es cero, el PZ es cero y este punto corresponde al PCC.

Las mediciones se pueden realizar mediante un equipo constituido por un microscopio y una celda con cátodo y ánodo especiales (platino y molibdeno respectivamente) y un sistema de flujo que permita la incorporación continua de la suspensión. Se emplean suspensiones de aproximadamente 20 mg por 100 ml y fuerzas iónicas iniciales de 0,001 M, que no deben variar en más de un 20% por adición de ácido o base en el transcurso de la determinación, para que no afecten significativamente el PZ.

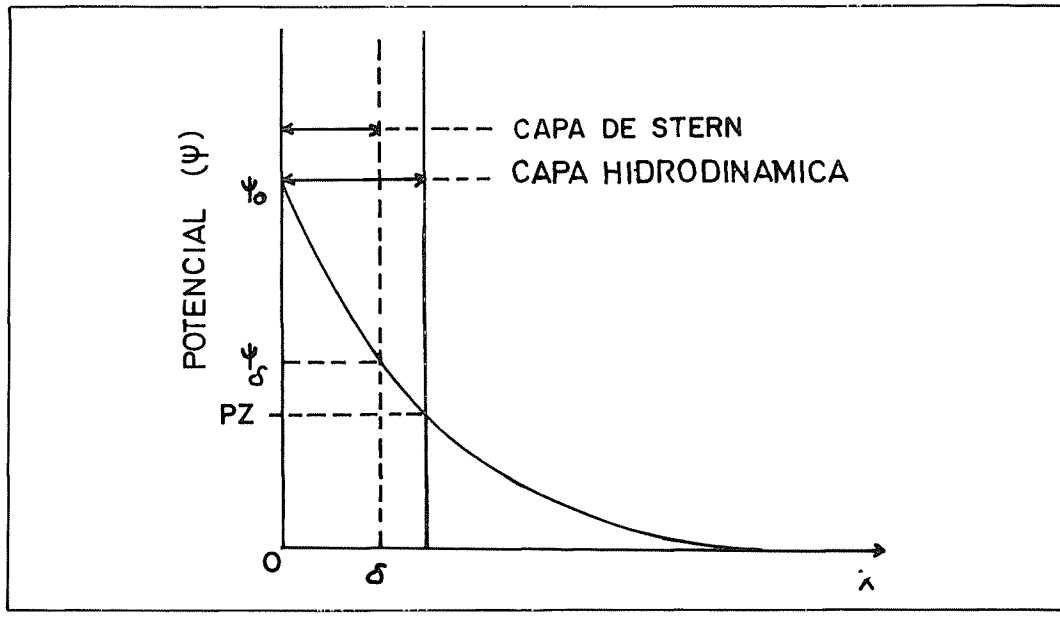


Figura 11. Esquema de la doble capa y de los diferentes potenciales que se generan.

Las mediciones de velocidad de migración se transforman en PZ generalmente por medio de la ecuación de Helmholtz-Smoluchowski, que adopta la forma

$$PZ = 113.000 \frac{\eta}{\epsilon} ME$$

cuando PZ se expresa en milivolts y la ME en um/seg, siendo η la viscosidad del medio en poise y ϵ la constante dieléctrica del medio. Posteriormente se grafican los valores de PZ en función del pH y el PCC corresponde a aquel valor donde el PZ es cero.

En la Figura N° 12 se aprecian algunas curvas características de PZ en función del pH para la fracción inorgánica de los suelos Arrayán, Collipulli y Osorno. Cuando los suelos tienen un alto contenido de materia orgánica, se producen efectos de histéresis e incluso se obtienen distintos valores de PCC para una misma muestra, por el simple hecho de iniciar la determinación a un pH muy alto o muy bajo (Campos *et al.*, 1981). El efecto se aprecia en la Figura N° 13 que corresponde al suelo Osorno (50-70 cm), donde se obtiene un PCC de 5,2 al comenzar la determinación a pH 9,3 y un PCC de 7,0 si se comienza a pH 3,6. Cuando los gráficos se construyen con dos experiencias, empleando una muestra para desplazarse desde el pH inicial hacia el extremo más ácido y otra para desplazarse hacia el extremo más alcalino, se elimina la histéresis y se obtienen valores reproducibles de PCC.

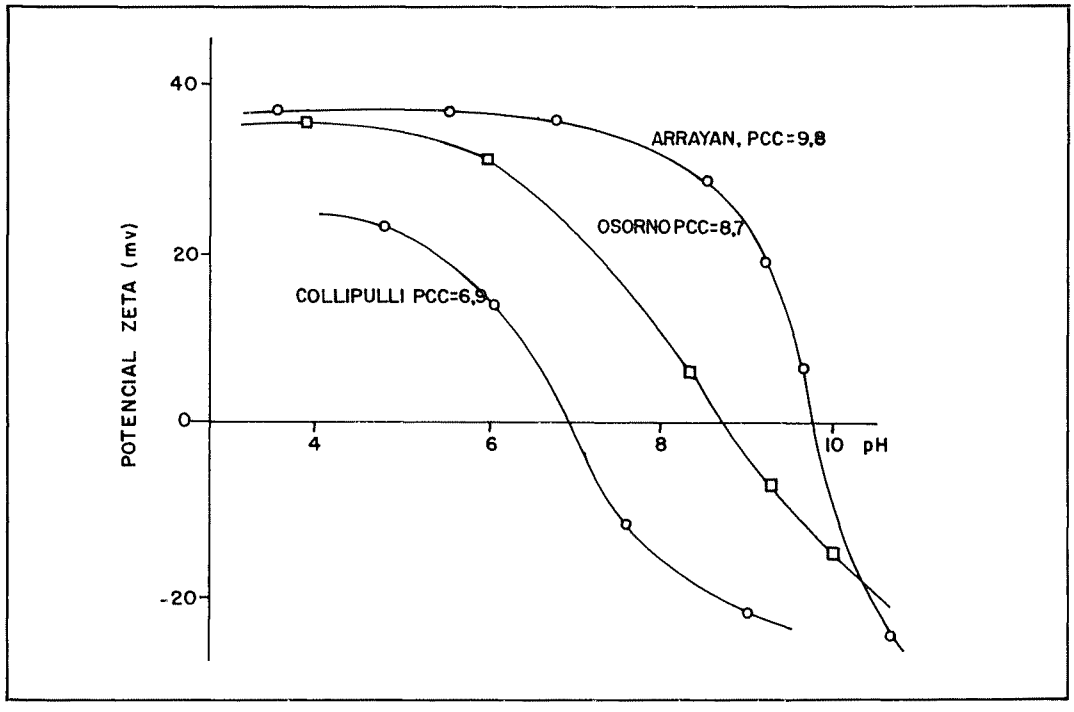


Figura 12. Determinación del punto de carga cero de fracciones inorgánicas de suelos Arrayán, Osorno y Collipulli, mediante migración electroforética.

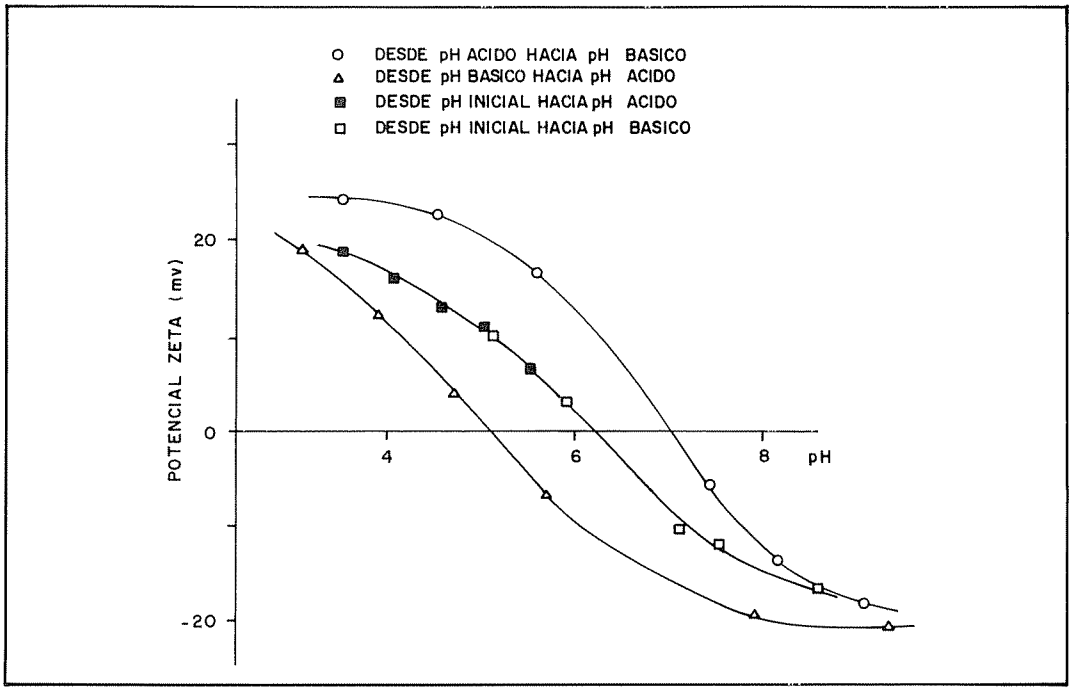


Figura 13. Determinación del punto de carga cero mediante migración electroforética en el suelo Osorno, con alto contenido de materia orgánica.

3.3.3.4. MEDICION DE CARGAS PERMANENTES Y VARIABLES EN SISTEMAS MIXTOS

En un sistema que posea tanto carga permanente (σ_p) como carga variables (σ_v), la carga neta (σ_n) está dada por la ecuación

$$\sigma_n = \sigma_p + \sigma_v \qquad (11)$$

Si los IDP son H^+ y OH^-, se puede designar como pH_o al pH al cual $\sigma_v = 0$ y denominar PCNC al pH al cual $\sigma_n = 0$.

La ecuación (11) se puede reescribir como

$$PCNC = pH_o + \kappa\, \sigma_p \qquad (12)$$

donde κ es una función de la concentración de electrolito.

Según Uehara y Gillman (1980) y Gillman y Uehara (1980) es posible determinar separadamente los componentes de σ_v y σ_p. El pH_o se puede determinar mediante una titulación potenciométrica y corresponde al punto donde se produce la intersección de dos o más curvas. Cuando el pH de la suspensión se ajusta al pH_o entonces $\sigma_n = \sigma_v$; sin embargo, a este pH existen cargas y hay adsorción de iones. Por lo tanto, aplicando el método de adsorción no-específica de iones al pH_o y efectuando la diferencia entre las cantidades de aniones y de cationes adsorbidos, es posible determinar σ_p. El PCNC se determina por adsorción no-específica de iones en función del pH.

3.3.3.5. SIGNIFICADO DE LOS VALORES TECNICOS Y EXPERIMENTALES DEL PUNTO DE CARGA CERO

Se han publicado comparaciones de valores teóricos y experimentales de PCC obtenidos por distintos métodos (Cornell *et al.*, 1975; Escudey *et al.*, 1982; Ponce, 1982; Santelices, 1982), fundamentalmente migración electroforética y titulación potenciométrica.

Antes de analizar los resultados, es necesario considerar el significado físico de los valores de PCC obtenidos por cálculo o determinados experimentalmente. Los valores teóricos suponen que la composición de los sitios activos corresponde a la composición global de la muestra. Por lo tanto, cualquier impureza superficial o recubrimiento no incide en el cálculo, pero puede provocar fuertes variaciones en los valores experimentales. El PCC determinado por migración electroforética refleja básicamente la composición superficial externa (Cornell *et al.*, 1975; Gil y Escudey, 1982) y siempre considera la carga neta en función del pH. Es decir, sólo es posible observar una resultante y no se pueden distinguir los componentes de carga variable y permanente. Los valores de PCC determinados por los métodos químicos reflejan una situación de equilibrio que representa los sitios activos de superficies internas y externas. De acuerdo a lo desarrollado en el punto anterior, la titulación potenciométrica y la adsorción no-específica de iones deben entregar valores similares si no existen componentes de carga permanente.

En la Tabla N^{o} 1 se presentan valores de PCC tanto teóricos como determinados experimentalmente por distintos métodos en muestras sintéticas y naturales. Se observa que en compuestos puros, con igual composición en superficies internas y externas, como el FeO (OH), los métodos químico y físico entregan prácticamente el mismo valor. También se aprecia el gran efecto que tiene la cristalización parcial sobre los valores experimentales, factor que debe ser considerado al compararlos con el valor teórico.

En un compuesto sintético de Fe y Al, cuyos hidróxidos tienen valores semejantes de PIE, existe concordancia entre los valores teóricos y experimentales.

En el alumino-silicato, la razón 1,15 indica un mayor contenido molar de SiO_2; sin embargo, la gran diferencia entre el valor teórico y el experimental implica indudablemente un enriquecimiento superficial de Al_2O_3. Este efecto es menos notorio en la titulación potenciométrica por reflejar el equilibrio en superficies internas y externas.

En las muestras naturales, provenientes de suelos chilenos de origen volcánico, se observa que los valores teóricos son más bajos que los experimentales y sólo tienden a asemejarse en muestras desprovistas de materia orgánica y de óxidos de Fe; es decir, cuando la composición superficial es representativa del total. Además, los valores determinados por migración electroforética y por titulación potenciométrica, rara vez coinciden. En los suelos completos, la migración refleja principalmente los recubrimientos de materia orgánica, entregando valores bajos de PCC; la titulación entrega valores más altos porque refleja las características de la materia orgánica y de los compuestos inorgánicos de alto PCC. Si se elimina la materia orgánica, la migración entrega valores altos de PCC que se originan en los recubrimientos o enriquecimientos superficiales de Al y Fe; en cambio, la titulación entrega valores que son la resultante de estos recubrimientos y de los alumino-silicatos del interior que tienen valores más bajos de PCC. La eliminación de los óxidos de Fe no es total y pequeñas cantidades ubicadas como impurezas superficiales provocan un gran cambio del PCC determinado por migración. Estos pequeños contenidos de Fe prácticamente no

TABLA 1. Valores de Punto de Carga Cero (PCC) determinados experimentalmente y calculados teóricamente en muestras sintéticas y naturales

Muestras		Punto de Carga Cero			
		Teórico	Migración	Titulación	Absorción
Al_2O_3/Fe_2O_3 sintético, razón molar 1,60	(a)	9,2	9,3	9,6	–
FeO(OH) de baja cristalinidad	(a)	9,3	6,7	6,5	–
FeO(OH) no-cristalino	(b)	9,3	9,2	–	–
Alumino-silicato sintético, razón molar SiO_2/Al_2O_3 1,15	(a)	5,2	9,6	8,1	–
Arrayán B	(c)	–	3,2	4,5	3,9 (d)
Osorno B	(c)	–	3,2	4,4	5,0 (d)
Arrayán B sin materia orgánica	(c)	5,5	9,8	6,2	–
Osorno B sin materia orgánica	(c)	–	8,5	7,0	–
Arrayán B sin materia orgánica ni óxidos de Fe	(c)	4,4	6,4	4,3	–
Osorno B sin materia orgánica ni óxidos de Fe	(c)	–	6,9	4,5	–

(a) Ponce (1982); (b) Escudey (1979); (c) Santelices (1982); (d) Galindo (1974).

se reflejan en los resultados obtenidos por los métodos químicos, por lo que los valores determinados son menores y concuerdan con los teóricos.

3.4. EFECTOS DE LAS INTERACCIONES ENTRE IONES, COLOIDES INORGANICOS Y COLOIDES ORGANICOS

3.4.1. Variación del pH

Se puede decir que bajo condiciones de campo, la mayoría de los Andisoles posee carga neta negativa, que a diferencia de los suelos de carga constante, puede aumentarse si se eleva el pH, por ejemplo por acción del encalado.

La cuantía y el signo de la carga variable es importante porque influye en la retención de nutrientes fundamentales como son K^+ y NO_3^-, pero no incide mayormente en iones como el fosfato, que tiene una mayor constante de unión e incluso puede adsorberse en superficies cargadas negativamente.

Al subir el pH se favorece la retención de bases, el Ca es el más favorecido porque se ha demostrado que es específica o fuertemente adsorbido en Andisoles (Breewsma y Lyklema, 1973; Galindo y Bingham, 1977).

El efecto del pH no es tan importante en los micronutrientes porque su disponibilidad está controlada principalmente por sus reacciones con la materia orgánica e incluso se ha informado que se pueden adsorber específicamente en óxidos de Fe, a pH 5, cuando la superficie está cargada positivamente.

Uno de los defectos que se ha encontrado en la clasificación de Andepts, es el significado que tendría el límite de 50% de saturación de bases, ya que se emplea el método del acetato de amonio 1 M a pH 7, que favorece la creación de cargas negativas y por lo tanto el aumento de la CIC (Leamy *et al.*, 1980). Tanto este método como el de cloruro de Ba 0,5 N a pH 8,2 sobreestiman groseramente los sitios de intercambio catiónico, cuando se aplican a suelos de carga variable (Gillman y Bell, 1976; Galindo, 1978a). Una revisión de las metódicas empleadas permite establecer que las determinaciones de CIC están afectadas por la carga, tamaño y estado de hidratación del catión, la densidad de carga superficial de las partículas y la adsorción específica de iones. En la Tabla N° 2 se pueden comparar los resultados obtenidos por diversos investigadores que emplearon diferentes métodos para determinar la CIC de Andisoles chilenos.

TABLA 2. Comparación de Capacidades de Intercambio Catiónico (CIC) y de cargas negativas obtenidas por diversos métodos

	CIC o cargas negativas (meq/100 g)				
Suelos	**(a)**	**(b)**	**(c)**	**(d)**	**(e)**
Santa Bárbara B	51	22	–	–	13
Arrayán B	57	30	23	22	14
Temuco B	–	28	–	–	10
Osorno B	77	30	20	19	8
Puerto Octay B	77	32	11	11	5
Puyehue B	–	24	–	–	2

(a) Thomas (1969) CIC determinada a pH 8,2 con $CaCl_2$ 0,5 N y TFA - p nitrofenol, lavado con metanol-agua (1:1).
(b) Cargas negativas a pH 8,2 determinadas con NaCl 0,02 M, según método de Schofield (1949) modificado.
(c) CIC determinada con $CaCl_2$ 1 N a pH 7, lavado con acetona 80%.
(d) CIC determinada con NH_4Cl 1 M a pH 7, lavado con metanol-agua (1:1).
(e) Cargas negativas a pH 6 determinadas con $CaCl_2$ 0,039 N, según el método de Schofield (1949) modificado.

La determinación de CIA a través de mediciones de carga positiva por adsorción no-específica de aniones, entrega valores bajos (Galindo, 1978b). Tiene importancia en la retención de NO_3^-, no así en la de sulfato y fosfato que pueden adsorberse específicamente y no se relacionan con la CIA.

3.4.2. Adsorción específica de iones

La adsorción de metales pesados tales como Co, Ni, Cd, Zn, Pb y Cu es importante, tanto desde el punto de vista agronómico como ecológico. Wada y Abd-Elfattah (1978, 1979) han señalado que su afinidad por los sitios de intercambio es muy variable y han sugerido que existe una fuerte competencia entre cationes pesados y protones por los sitios de intercambio. Esto implicaría que no son diferentes los sitios de adsorción para cationes que pueden ser adsorbidos específica y no-específicamente.

Se ha señalado también que la adsorción específica de metales pesados es más marcada en haloisita y/o alofán e imogolita con razones molares SiO_2/Al_2O_3 aproximadamente 1,0; seguido por alofán con razón aproximadamente 2,0 y luego por complejos Al-humus. El óxido de Fe, también presente en estos suelos, tiene un papel importante en la adsorción selectiva

Se ha demostrado que la reacción de fosfato con Andisoles, neutraliza la carga positiva y aumenta la carga negativa (Galindo, 1974; Parfitt, 1978). El aumento de la densidad de carga negativa por adsorción de fosfato, reduce la preferencia por K en el equilibrio de intercambio K-Na, pero no tiene efecto en el sistema Mg-Ca. En los sistemas heterovalentes, los suelos muestran preferencia por el catión divalente, que es aumentada por la adsorción de fosfato (Galindo y Bingham, 1977).

Los cambios que origina el fosfato y cualquier anión que es adsorbido específicamente, radican en el hecho que entran en la capa de coordinación donde se intercambian con grupos Fe-OH, Al-OH, $Fe\text{-}OH_2^+$ y $Al\text{-}OH_2^+$ superficiales a través de una reacción de intercambio de ligandos.

La retención de fosfato en Andisoles depende de la composición mineralógica, exhibiendo gran capacidad alofán, imogolita, constituyentes tipo alofán, haloisita y complejos Fe-humus y Al-humus.

Galindo *et al.* (1983) concluyeron que la adsorción inicial de fosfato se producía mayoritariamente en las superficies externas, reflejada por el descenso brusco del PCC de 6,2 a 4,3 y que la adsorción en superficies internas, señalada por un cambio gradual del PCC es el proceso más importante a tiempos prolongados de reacción (Figura N^{o} 14).

Appelt *et al.* (1975) describieron la adsorción de moléculas orgánicas simples en forma similar a la del fosfato y señalaron que pueden bloquear los sitios de adsorción para aquellos aniones que se adsorben en forma no-específica, pero no compiten efectivamente con la adsorción de fosfato. Sin embargo, ensayos realizados con tetrasulfoftalocianina de Ni, indican que su adsorción en goethita y bayerita, genera carga negativa independiente del pH, que reduce en 30 y 10% respectivamente la adsorción de fosfato (Escudey y Galindo, 1980).

El fluoruro es otro anión adsorbido específicamente; la gran cantidad de OH^- liberado durante este proceso es la base del método empleado como indicio del "predominio de material amorfo en el complejo de intercambio". El test no es específico para alofán e imogolita, pero puede emplearse para indicar la presencia de grupos Al-OH activos (Mizota y Wada, 1980).

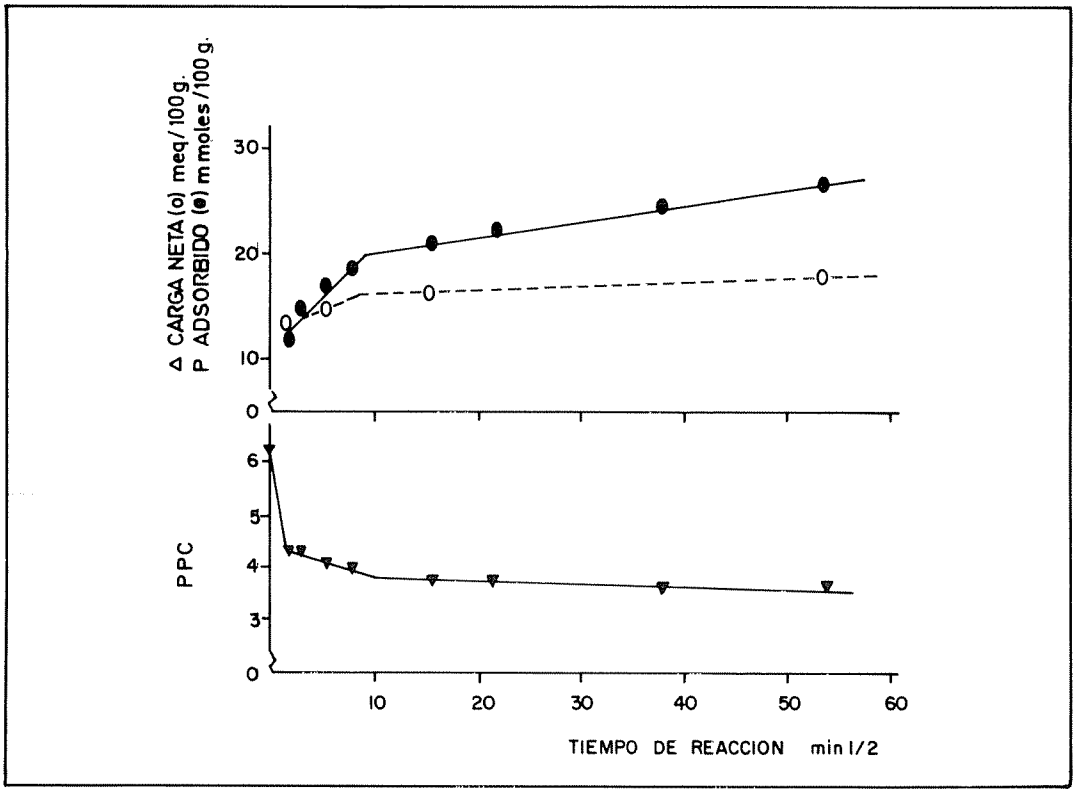


Figura 14. Estudio cinético de adsorción de fosfato en el suelo Osorno, a través de la modificación de las cargas eléctricas.

3.4.3. Recubrimientos de óxidos de hierro

Pequeñas cantidades de minerales con alta superficie expuesta pueden conferirle al suelo propiedades tanto o más importantes que las que le imparten altos porcentajes del mismo mineral en estados más avanzados de cristalización. Similarmente cantidades bajas de materiales extraños recubriendo una superficie, pueden a menudo, no ser detectados y sin embargo, tienen un efecto desproporcionado con respecto a su real contenido. El Fe y el Al pueden estar presente en superficies minerales como recubrimientos hidroxilados, adsorbidos como iones positivos o complejados con materia orgánica (Wada y Harward, 1974). Algunos suelos parecen tener recubrimientos de óxidos hidratados en los minerales de la arcilla, aun cuando existe poca evidencia directa de su presencia en sistemas naturales (Parfitt, 1980).

Escudey (1979) y Escudey y Galindo (1977, 1979a, 1979b) han encontrado evidencias indirectas de la presencia de recubrimientos de óxidos de Fe en Andisoles. El PCC del alofán, determinado por migración electroforética, es aproximadamente 4,5 y es coincidente con el valor calculado teóricamente. Los PCC de las partículas a las cuales no se les han extraído los óxidos de Fe con solución de citrato-ditionito es aproximadamente 9,3 y es semejante a los valores calculados y determinados para óxidos de Fe y Al no-cristalinos. Por otra parte la selectividad de intercambio en alofán indica preferencia por K en el equilibrio K-Ca, que aumenta en las partículas no sometidas a la extracción de óxidos de Fe, observándose al mismo tiempo una reducción drástica de

la CIC. Los cálculos de los parámetros termodinámicos permitieron concluir que la preferencia por K se debía al acceso selectivo a los sitios de intercambio, favorecido por el recubrimiento de óxido de Fe.

Además, Escudey *et al.*, (1979) han informado que los recubrimientos de óxidos de Fe y/o Al retardan los procesos naturales de cristalización de alumino-silicatos.

3.5. BIBLIOGRAFIA

APPELT, H.; COLEMAN, N.T. y PRATT, P.F. 1975. Interactions between organic compounds minerals and ions in volcanic-ash-derived soils. II. Effects of organic compounds on the adsorption of phosphate. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39: 628-630.

BOWDEN, J.W.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1980a. Adsorption and charging phenomena in variable charge soils. En B.K.G. Theng (Editor), Soils with variable charge. Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand, pp. 147-166.

BREEWSMA, A. y LYKLEMA, J. 1973. Physical and chemical adsorption of ions in the electrical double layer on hematite (α-Fe_2O_3). J. Colloid Interface Sci. 43: 437-448.

CAILLERE, S.; GATINEAU, L. y HENIN, S. 1960. Preparation a basse temperature d'hematite alumieneuse. Comptes Rendus Acad. Sci., París, 250: 3677-3679.

CAMPBELL, A.S.; YOUNG, A.W.; LIVINGSTONE, L.G.; WILSON, M.A. y WALKER, T.W. 1977. Characterization of poorly-ordered aluminosilicates in a vitric Andosol from New Zealand. Soil Sci. 123: 362-368.

CAMPOS, H.; ESCUDEY, M. y GALINDO, G. 1981. Determinación del punto de carga cero por migración electroforética en suelos con alto contenido de materia orgánica. Tercer Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo, Santiago, pp. 52-53.

CORNELL, R.M.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1975. A titrimetric and electrophoretic investigation of the PZC and the IEP of pigment rutile. J. Colloid Interface Sci. 5: 6-13.

EGASHIRA, K. y AOMINE, S. 1974. Effects of drying and heating on the surface area of allophane and imogolite. Clay Sci., 4: 231-242.

ESCUDEY, M. 1979. Efecto de los recubrimientos sobre las propiedades físico-químicas de superficies de coloides inorgánicos naturales. Tesis Grado de Doctor, Fac. Ciencias Químicas y Farmacológicas, U. de Chile.

ESCUDEY, M.; BESOAIN, E. y GALINDO, G. 1979. Influencia del tiempo y del secado sobre la cristalinidad de alumino-silicatos y óxidos de hierro y aluminio sintéticos. XI Jornadas Chilenas de Química, Concepción, PROC-5.

ESCUDEY, M.; DIAZ, P.; CAMPOS, H.; RODRIGUEZ, H. y GALINDO, G. 1982. Síntesis y caracterización de alumino-silicatos de baja cristalinidad con proporción variable SiO_2/Al_2O_3. XIII Jornadas Chilenas de Química, La Serena, 2: 31-33.

ESCUDEY, M. y GALINDO, G. 1977. Interpretación termodinámica del equilibrio de intercambio catiónico en coloides inorgánicos naturales. IX Jornadas Chilenas de Química, Jahuel, 58, QA-2.

ESCUDEY, M. y GALINDO, G. 1979a. Efecto de los óxidos de hierro sobre la superficie específica y la carga superficial de alumino-silicatos naturales. X Jornadas Chilenas de Química, Valdivia, FQ-7.

ESCUDEY, M. y GALINDO, G. 1979b. Efecto de los recubrimientos de óxido de hierro sobre el intercambio catiónico en coloides naturales inorgánicos. X Jornadas Chilenas de Química, Valdivia, FQ-61.

ESCUDEY, M. y GALINDO, G. 1980. Adsorción de fosfato en suelos derivados de cenizas volcánicas y en óxidos de hierro y aluminio sintéticos. XII Jornadas Chilenas de Química, Punta de Tralca, 2: 269-271.

ESCUDEY, M.; VARGAS, M.; DIAZ, P.; RODRIGUEZ, H. y GALINDO, G. 1983. Efecto de la liofilización sobre la estructura y propiedades de alumino-silicatos sintetizados por precipitación e hidrólisis. XIV Jornadas Chilenas de Química, Arica, Vol. 28, N° 2, 301-303.

FARMER, V.C.; FRASER, A.R. y TAIT, J.M. 1977. Synthesis of imogolite: A tubular aluminum silicate polymer. J. Chem. Soc. Comm. 13: 462-463.

FLACH, K.W.; HOLZHEY, C.S.; DE CONINCK, F y BARTLETT, R.J. 1980. Genesis and classification of Andepts and Spodosols. En B.K.G. Theng (Editor), Soils with variable charge. Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand, pp. 411-426.

GALINDO, G. 1974. Electric charges, sorption of phosphate and cation exchange equilibria in Chilean Dystrandepts. Ph. D. Diss. Univ. of California, Riverside, pp. 186.

GALINDO, G. 1978a. Influencia de la metodología experimental sobre las mediciones asociadas a la carga eléctrica de Andepts chilenos: I. Capacidad de intercambio catiónico. II Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo, Santiago, 1: 232-244.

GALINDO, G. 1978b. Influencia de la metodología experimental sobre las mediciones asociadas a la carga eléctrica de Andepts chilenos: II. Adsorción de aniones. II Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo, Santiago, 1: 245-257.

GALINDO, G. y BINGHAM, F.T. 1977. Homovalent and heterovalent cation exchange equilibria in soils with variable surface charge. Soil Sci. Soc. Am. J. 41: 883-886.

GALINDO, G.; CAMPOS, H. y ESCUDEY, M. 1983. Adsorción de fosfato y su relación con la distribución de cargas eléctricas en suelos volcánicos chilenos. XIV Jornadas Chilenas de Química, Arica, Vol. 28, N° 2, 474-476.

GIL, F. y ESCUDEY, M. 1982. Use of zero point charge measurements in determining the apparent surface coverage of molybdena in $MoO_3/\gamma\text{-}Al_2O_3$ catalyst, J. Chem. Soc., Chem. Commun. 18: 478-479.

GILLMAN, G.P. y BELL, L.C. 1976. Surface charge characteristics of six weathered soils from tropical north Queensland. Aust. J. Soil Res. 14: 351-360.

GILLMAN, G.P. y UEHARA, G. 1980. Charge characteristics of soil with variable and permanent charge minerals: II. Experimental. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 252-255.

GOOD, J.R. y STROMBERG, H.R. 1979. Surface and colloid science. Vol. II. Experimental methods. pp. 121-124.

HENMI, T. y WADA, K. 1976. Morphology and composition of allophane. Am. Miner. 61: 379-390.

JUO, A.S.R. 1980. Mineralogical characteristics of Alfisols and Ultisols. En B.K.G. Theng (Editor), Soils with variable charge. Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand, pp. 69-86.

KODAMA, H. y SCHNITZER, M. 1977. Effect of fulvic acid on the crystallization of Fe (III) oxides. Geoderma, 19: 279-291.

LEAMY, M.L.; SMITH, G.D.; COLMET-DAAGE, F. y OTOWA, M. 1980. The morphological characteristic of Andisols. En B.K.G. Theng (Editor). Soils with variable charge. Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand, pp. 17-34.

MIZOTA, C. y WADA, K. 1980. Implications of clay mineralogy to the weathering and chemistry of Ap horizons of Ando soils. Geoderma, 23: 49-63.

MYSELS, K.J. 1959. Introduction to colloid chemistry. Interscience, New York.

NAGASAWA, K. y MIYAZAKI, S. 1976. Mineralogical properties of halloysite as related to its genesis. Proc. Int. Clay Conf., 1975, México, pp. 257-265.

NORRISH, K. y TAYLOR, R.M. 1961. The isomorphous replacement of Fe and Al in soil goethites. J. Soil Sci. 12: 294-306.

PARFITT, R.L. 1978. Anion adsorption by soils and soil materials. Adv. Agron. 30: 1-50.

PARFITT, R.L. y HENMI, T. 1980. Structure of some allophanes from New Zealand. Clays Clay Min., 28: 285-294.

PARKER, J.C.; ZELAZNY, L.W.; SAMPATH, S. y HARRIS, W.G. 1979. Critical evaluation of the extension of zero point of charge (ZPC) Theory to soil systems. Soil Sci. Soc. Am. J. 43: 668-674.

POSNER, A.M. 1964. Titration curves of humic acids. Trans. 8th Int. Congr. Soil Sci., Bucarest, 2: 161-173.

RUSSELL, J.D.; MAC HARDY, W.J. y FRASER, A.R. 1969. Imogolite: a unique alumino-silicate. Clay Min. 8: 87-99.

SANTELICES, G. 1982. Comparación de los métodos químicos y físicos de determinación de punto de carga cero en suelos y fracciones de suelos derivados de cenizas volcánicas. Tesis Técnico Universitario (Químico Laboratorista), Dpto. Tecnológico, Inst. Profesional de Santiago.

PARKS, G.A. 1965. The isoelectric points of soil oxides, solid hydroxides and aqueous hydroxo complex systems. Chem. Revs. 65: 177-198.

PARKS, G.A. 1967. Aqueous surface chemistry of oxides and complex oxide minerals: isoelectric point and zero points of charge. En R.F. Goud (Editor). Equilibrium concepts in natural water systems. Adv. Chem. Ser., 67. Am. Chem. Soc., Washington, pp. 121-160.

PONCE, L. 1982. Síntesis y carga superficial de alumino-silicatos y óxidos de hierro y aluminio. Trabajo de titulación. Licenciatura en Educación (Química y Biología), Fac. Ciencia, U. de Santiago de Chile.

SCHOFIELD, R.K. 1949. Effect of pH on electric charges carried out by clay particles. J. Soil Sci. 1: 1-8.

SCHWERTMANN, U. 1971. Transformation of hematite to goethite in soil. Nature, 232: 624-625.

SCHWERTMANN, U. y FISHER, W.R. 1973. Natural "amorphous" ferric hidroxide. Geoderma, 10: 237-247.

SCHWERTMANN, U.; FITZPATRICK, R.W.; TAYLOR, R.M. y LEWIS, D.G. 1978. The influence of aluminium on iron oxides. Part II. Preparation and properties of Al-substituted hematites. Clays Clay Min. 27: 105-112.

SCHWERTMANN, U. y TAYLOR, R.M. 1977. Iron oxides. En J.B. Dixon y S.B. Weed (Editores), Minerals in soil environments. Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wis., pp. 145-176.

SPOSITO, G. 1981. The operational definition of the zero point of charge in soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 45: 292-297.

TATE, K.R. y THENG, B.K.G. 1980. Organic matter and its interaction with inorganic soil constituents. En B.K.G. Theng (Editor), Soils with variable charge, Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand, pp. 225-249.

THOMAS, C. 1969. Efecto de la desecación y de la rehidratación sobre la capacidad de intercambio catiónico de suelos derivados de cenizas volcánicas. Tesis Químico-Farmacéutico, Fac. Química y Farmacia, U. de Chile.

UEHARA, G. y GILLMAN, G.P. 1980. Charge characteristics of soils with variable and permanent charge minerals: I. Theory. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 250-252.

VAN OLPHEN, H. 1963. Introduction to clay colloid chemistry. Interscience, New York.

VAN RAIJ, B. y PEECH, M. 1972. Electrochemical properties of Oxisols and Alfisols of the tropics. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 36: 587-593.

WADA, K. 1966. Deuterium exchange of hydroxyl groups in allophane. Soil Sci. Plant Nutr. 12: 176-182.

WADA, K. 1977. Allophane and imogolite. En J.B. Dixon (Editores), Minerals in soil environments. Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wis., pp. 603-638.

WADA, K. 1978. Allophane and imogolite. En T. Sudo y S. Shimoda (Editores), Clays and clay minerals of Japan. Elsevier, Amsterdam, pp. 147-187.

WADA, K. 1979. Structural formulas of allophanes. En M.M. Mortland y V.C. Farmer (Editores), International Clay Conference, 1978. Elsevier, Amsterdam, pp. 537-545.

WADA, K. y ABD-ELFATTAH, A. 1978. Characterization of zinc adsorption sites in two mineral soils. Soil Sci. Plant Nutr. 24: 417-426.

WADA, K. y ABD-ELFATTAH, A. 1979. Effects of cation exchange material on zinc adsorption by soils. J. Soil Sci. 30: 281-290.

WADA, K. y GREENLAND, D.J. 1970. Selective dissolution and differential infrared spectroscopy for characterization of "amorphous" constituents in soil clays. Clay Min. 8: 241-254.

WADA, K. y HARWARD, M.E. 1974. Amorphous clay constituents of soils. Adv. Agron. 26: 211-260.

WADA, K. y OKAMURA Y. 1980. Electric charge characteristics of Ando Al and buried Al horizon soils. J. Soil Sci. 31: 307-314.

WADA, K. y YOSHINAGA, N. 1969. The structure of imogolite. Am. Miner. 54: 50-71.

WADA, K.; YOSHINAGA, N.; YOTSUMOTO, H.; IBE, K. y AIDA, S. 1970. High resolution electron micrographs of imogolite. Clay Min. 8: 487-489.

WADA, S-I.; ETO, A. y WADA, K. 1979. Synthetic allophane and imogolite. J. Soil Sci. 30: 347-355.

WADA, S-I. y WADA, K. 1980. Formation, composition and structure of hydroxi-alumino silicate ions. J. Soil Sci. 31: 457-467.

Capítulo 4:

Química de los suelos volcánicos

4.1. EL pH DEL SUELO

Por: M. Angélica Sadzawka R. y M. Adriana Carrasco R.

4.1.1. Introducción

El pH se define como el logaritmo negativo de la actividad de los iones H^+. Este concepto que fue desarrollado para soluciones verdaderas, en las cuales los iones están uniformemente dispersos, puede ser aplicado al suelo pero teniendo presente que el pH, en este caso, es realmente el pH de una suspensión de suelo y, por lo tanto, deben considerarse las propiedades de la atmósfera iónica que rodea a sus partículas.

El pH de un suelo varía con las condiciones en que se efectúa el muestreo, la preparación de la muestra y la medición. Aún no hay acuerdo respecto a estas condiciones, sin embargo los valores de pH dan una información útil para la caracterización de un suelo.

Entre los factores del muestreo del suelo que afectan el valor del pH están principalmente las fluctuaciones estacionales y la profundidad a la cual se toma la muestra. En el primer caso, la variación ocurre porque cambian las condiciones de humedad y por lo tanto, la concentración de sales presentes en la solución de suelo, y en el segundo, debido a que el contenido de materia orgánica y composición mineralógica fluctúan a través del perfil. Las fuentes de variación señaladas son generalmente ignoradas en los trabajos rutinarios lo que impide obtener valores de pH más representativos.

La preparación de la muestra influye en el valor del pH especialmente en cuanto al secado. De experiencias realizadas por Sadzawka *et al.* (1972) y Barticevic (1974), se concluye que el secado al aire provoca cambios en los coloides de los suelos derivados de cenizas volcánicas, los que causan variación en el valor del pH medido en agua. Sin embargo, al determinar el pH en una solución de KCl 1N no se observa una variación significativa entre suelo húmedo y seco al aire. Esto significa que al agregar una solución de KCl 1N a un suelo seco al aire se restablecen las condiciones originales del suelo húmedo.

La medición del pH de los suelos se hace potenciométricamente usando un electrodo sensible al ión H^+ (electrodo de vidrio) y, como electrodo de referencia, un electrodo de calomelano. Generalmente el suelo se prepara para la medición agregándole agua destilada o una solución salina de concentración conocida, en una relación definida o hasta una consistencia determinada. La utilidad de este método se basa en la suposición que el potencial medido se debe exclusivamente a la diferencia en la actividad del ión H^+ entre la solución interna del electrodo de vidrio y la solución o suspensión externa cuya actividad del ión H^+ se desea conocer.

Entre los factores de medición que afectan el valor del pH están principalmente: posición de los electrodos, relación suelo-agua, concentración salina y presión de dióxido de carbono.

Si una muestra de suelo se agita con agua y se mide el pH del líquido sobrenadante después que el suelo ha sedimentado, colocando los dos electrodos en el sobrenadante, el resultado claramente

indica el valor del pH de una solución que está en equilibrio con la fase sólida del suelo. El pH generalmente disminuye si los electrodos se mueven desde el líquido sobrenadante hacia el sedimento. Este fenómeno se conoce como "efecto de suspensión" que es idéntico a la "fem de Donnan"[1] en sistemas en equilibrio (Van Olphen, 1963; Marshall, 1964). El efecto de suspensión se explica por la existencia de una diferencia de potencial en la unión líquida del puente salino con la suspensión conocida como "potencial de unión", que se debe a la diferente velocidad de migración de los iones K^+ y Cl^- del puente salino, producida por la absorción preferencial de uno de los iones por las partículas de suelo cargadas eléctricamente. Mientras más alta es la concentración de la suspensión, mayor es el potencial de unión y, como consecuencia, mayor es el efecto de suspensión, lo que produce una variación en el pH medido. El problema del efecto de suspensión se minimiza midiendo el pH en una relación suelo-agua que permita la separación de líquido sobrenadante y colocando el electrodo de calomelano en esta fase y el electrodo de vidrio en el sedimento (Peech *et al.*, 1953). Otra manera de obviar este problema es efectuar la medición del pH del suelo en solución de KCl 1N, ya que los valores obtenidos son independientes de la ubicación de los electrodos (Colomer *et al.*, 1950). Esto significa que el KCl tiene la propiedad de eliminar o disminuir, a niveles mínimos de error, el potencial de unión en la solución en equilibrio.

El efecto de la concentración salina sobre la medición del pH se manifiesta generalmente por una disminución del pH a medida que aumenta la concentración salina del suelo. El procedimiento más común para eliminar este problema consiste en reemplazar el agua por una solución salina, generalmente KCl 1N, en la preparación de la suspensión de suelo. Las mediciones obtenidas en presencia de una solución de KCl están esencialmente libres de fluctuaciones estacionales debido a que la concentración de KCl agregada es mucho mayor que la de sales normales presentes en los suelos. La adición de KCl causa generalmente una disminución del pH del suelo debido a que ocurre un intercambio catiónico entre los iones K^+ de la solución y la acidez intercambiable del suelo, liberándose iones H^+ que son detectados por el electrodo de vidrio. De acuerdo con este punto de vista, el valor del pH obtenido después de la adición de solución de KCl 1N se aproxima más al pH que se supone tiene la superficie de las partículas del suelo (Black, 1957).

El dióxido de carbono puede bajar considerablemente el pH de los suelos alcalinos y débilmente ácidos debido a la hidrólisis que sufre en solución. La disminución del pH está relacionada linealmente con el aumento del logaritmo de la presión parcial del dióxido de carbono en la atmósfera.

Los factores analizados demuestran claramente que el valor del pH no es una característica constante del suelo y que procedimientos diferentes para medirlo no dan los mismos resultados; sin embargo, la medición efectuada en solución de KCl 1N parece ser mucho más significativa, ya que los resultados son más reproducibles, debido a que se evitan los problemas causados por el secado de la muestra, la variación estacional y el efecto de suspensión, además, por el hecho de ser un electrolito indiferente, es decir, que no se adsorbe específicamente, tiene la ventaja de dar un valor de pH más cercano al que se supone tiene la superficie de las partículas del suelo.

Sin embargo, la mayor importancia que tiene la determinación del pH en solución de KCl 1N es, probablemente, la de dar información relacionada con la carga eléctrica neta del suelo. Mekaru y

---

[1] "fem de Donnan" se define como la fem de una pila consistente en dos electrodos de calomelano, uno colocado en el sedimento y el otro en el líquido sobrenadante en equilibrio, unidos con un puente salino.

Uehara (1972), Uehara *et al.* (1972), Van Raij y Peech (1972) han propuesto que el signo de la carga eléctrica de un suelo se puede determinar a través de la obtención de un valor ΔpH definido como:

$$\Delta pH = pH_{KCl} - pH_{H_2O}$$

donde pH_{KCl} se refiere al pH determinado en solución de KCl 1N y pH_{H_2O} al pH determinado en agua. Si el ΔpH tiene signo positivo, el pH del suelo está en el lado positivo del "punto de carga cero"[2] y el suelo tiene carga eléctrica neta positiva. En cambio, si el ΔpH es negativo, el pH del suelo está en el lado negativo del punto de carga cero y el suelo tiene carga eléctrica neta negativa. Mientras más alto es el valor absoluto del ΔpH, mayor es la diferencia entre el pH del suelo y el punto de carga cero.

Estos conceptos, que fueron deducidos del comportamiento de los suelos tropicales ricos en óxidos e hidróxidos de Fe y Al, pueden extrapolarse a los suelos derivados de cenizas volcánicas que contienen materiales no cristalinos, ya que estos coloides también poseen una interfase reversible y una superficie con carga variable determinada por los iones H^+ y OH^- y la concentración de electrolito (Carrasco, 1972).

De los componentes del suelo que afectan el valor del ΔpH, la materia orgánica tiene carga eléctrica neta negativa, al igual que la mayoría de los silicatos cristalinos; en cambio, los óxidos e hidróxidos de Fe y Al cristalinos y no cristalinos, y los silicatos no cristalinos, tienen carga eléctrica neta positiva. Cuando estos compuestos se encuentren simultáneamente en el suelo, como ocurre normalmente, se producen interacciones entre ellos que modifican totalmente la carga neta individual. Por lo tanto, el signo y la magnitud de la carga eléctrica neta de un suelo dependerá de su composición mineralógica, de la cantidad y calidad de la materia orgánica y de la interacción entre ellos.

4.1.2. Valores de pH de los suelos volcánicos chilenos

Los valores de pH que se discuten en este capítulo corresponden a los obtenidos en un estudio de caracterización química de 35 perfiles representativos de los principales suelos volcánicos de Chile, realizado por las autoras en el Servicio Agrícola y Ganadero (SAG) del Ministerio de Agricultura.

Las muestras se secaron al aire sólo lo suficiente para ser tamizado a 2 mm, con el objeto de evitar los cambios irreversibles que se producen por el secado (Sadzawka *et al.*, 1972; Barticevic, 1974).

El pH se midió potenciométricamente mezclando cantidades iguales de suelo y agua o solución de KCl 1N. Las suspensiones obtenidas, luego de estar en contacto por una hora agitando cada 15 minutos, se dejaron en reposo para facilitar la separación de las fases. El pH se midió usando un electrodo combinado de vidrio y calomelano, teniendo la precaución de introducir el bulbo en el sedimiento y dejar el diafragma en contacto con el líquido sobrenadante.

---

[2] "Punto de carga cero" fue definido por Parks (1967) como el pH al cual la carga eléctrica superficial del sólido proveniente de todas las fuentes es cero.

Los valores de pH_{H_2O} y pH_{KCl} de los perfiles representativos de los suelos derivados de cenizas volcánicas, separados en suelos: Pumicíticos, Pardo arcillosos, Rojo arcillosos, arenosos, Trumaos y Ñadis, se encuentran en las Figuras 1, 2, 3, 4, 5 y 6, respectivamente.

Todos los suelos tienen pH ácido, tanto en agua como en KCl 1N, lo cual es común en las regiones donde la precipitación es lo suficientemente alta como para lixiviar cantidades apreciables de cationes básicos de intercambio desde los horizontes superficiales. La mayoría de los valores de pH_{H_2O} se encuentran en el rango de 5 a 7 y los de pH_{KCl} entre 4 y 6. Aunque estos rangos son pequeños, son evidentes algunas tendencias y relaciones.

Considerando la ubicación geográfica de los perfiles estudiados se observa una tendencia del pH_{H_2O} a disminuir de norte a sur, debido a un aumento de la pluviometría que origina una disminución de la saturación básica. Esto es especialmente notorio en los horizontes superficiales donde se suma el efecto de la materia orgánica sobre la acidez del suelo.

Al analizar la composición mineralógica de la fracción fina, se encuentra que existe una estrecha relación entre la proporción de componentes amorfos y cristalinos con el pH_{KCl}. Los suelos que presentan un predominio de silicatos cristalinos: suelos Pumicíticos (Figura 1), suelos Pardo arcillosos (Figura 2), suelos Rojo arcillosos (Figura 3) y el suelo Agua Fría entre los Trumaos (Figura 5-L), tienen un pH_{KCl} menor de 5,0 a través de todo el perfil. En cambio, los suelos con predominio de compuestos no cristalinos: suelos arenosos (Figura 4), suelos Ñadis (Figura 6) y la mayoría de los suelos Trumaos (Figura 5), tienen un pH_{KCl} mayor de 5,0 con excepción de los primeros horizontes de los suelos del extremo sur: Osorno (Figura 5-O), Chanleufú (Figura 5-P), Corte Alto (Figura 5-Q), Puerto Octay (Figura 5-R), Nueva Braunau (Figura 5-S), Frutillar (Figura 6-C) y Alerce (Figura 6-D), los cuales, a pesar de ser predominantemente amorfos en su fracción mineral, tienen un pH_{KCl} menor de 5,0. Esto se debe a la presencia de un alto contenido de materia orgánica (mayor de 10% de carbono orgánico), de la cual el K^+ es capaz de liberar los iones H^+ fácilmente hidrolizables.

En aquellos suelos donde existe un cambio en el grado de cristalinidad o en el tipo de material arcilloso a lo largo del perfil, se observa un cambio en el valor del pH_{KCl}. Por ejemplo, el suelo Limanque (Figura 5-A) tiene abundancia de materiales cristalinos en los horizontes superficiales y el pH_{KCl} es menor de 5,0 mientras que en los otros horizontes predomina el alofán y el pH_{KCl} aumenta a valores superiores a 5,0. Los horizontes más profundos del suelo Lastarria (Figura 5-N) tienen un pH_{KCl} superior a 5,0 a pesar del alto contenido de minerales cristalinos, debido a que el componente principal de la fracción fina es la gibbsita, la cual contribuye a aumentar el pH_{KCl} porque su superficie es susceptible de liberar grupos OH^- (De Bruyn y Agar, 1962; Van Raij y Peech, 1972).

El ΔpH varía entre +0,1 y -1,9 siendo, en la casi totalidad de los suelos estudiados, negativo a través de todo el perfil, lo que significa que predomina la carga eléctrica negativa. Las excepciones son: el horizonte B2s del suelo Puerto Octay (Figura 5-R) que tiene un ΔpH de +0,1 y por lo tanto carga eléctrica neta positiva, y los horizontes Bt1 y B't1 del suelo Nueva Braunau (Figura 5-S) que tienen un ΔpH igual a cero, es decir, estos horizontes están en el punto de carga cero.

Los silicatos cristalinos tienen el punto de carga cero a pH bajo, por lo tanto, en los suelos con coloides dominados por este tipo de minerales, se esperaban los valores de ΔpH obtenidos. Más

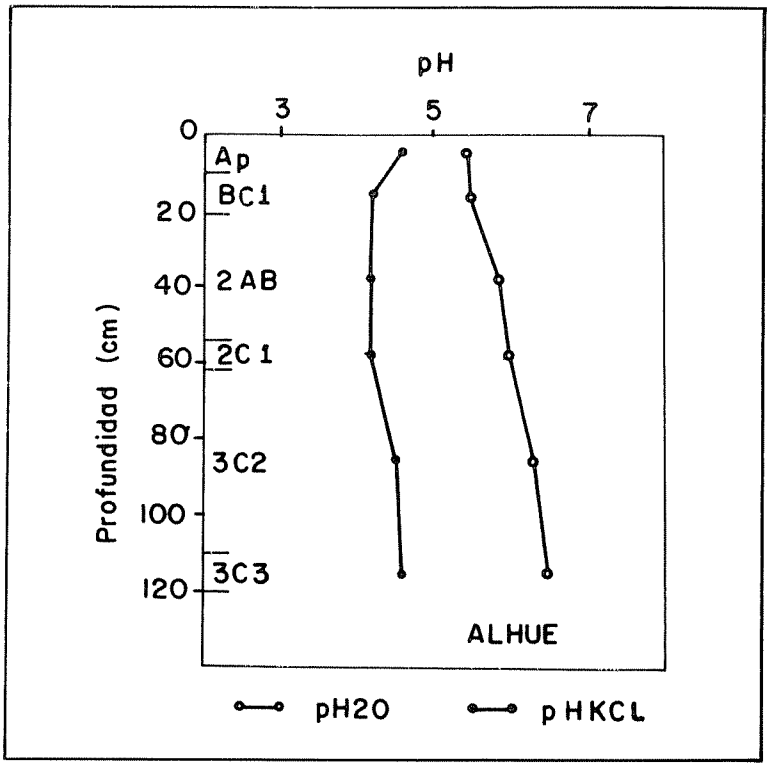


Figura 1. Niveles de pH_{H2O} y pH_{KCl} de los horizontes de un suelo Pumicítico.

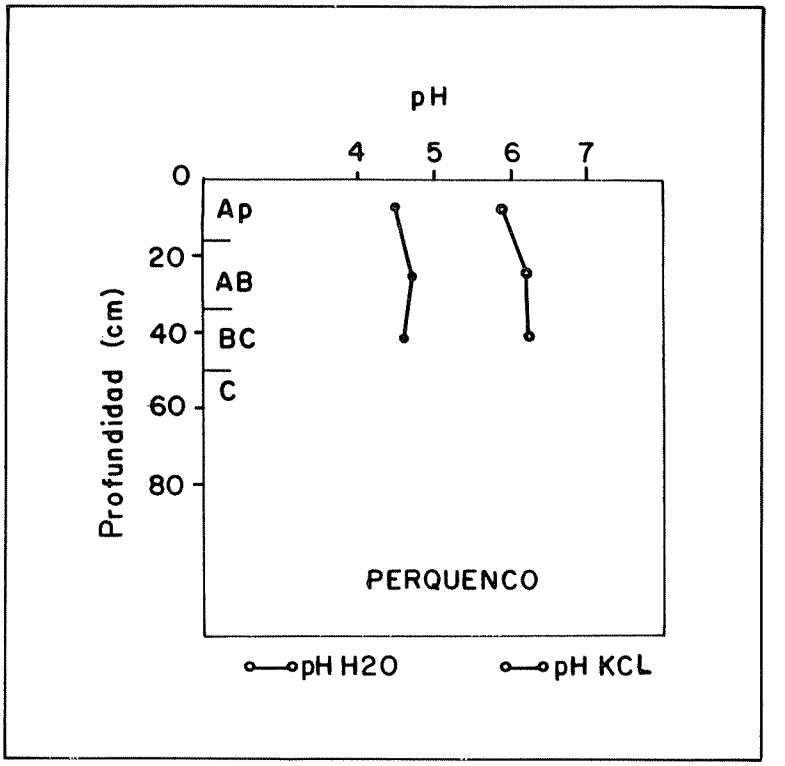


Figura 2. Niveles de pH_{H2O} y pH_{KCl} de los horizontes de un suelo Pardo Arcilloso.

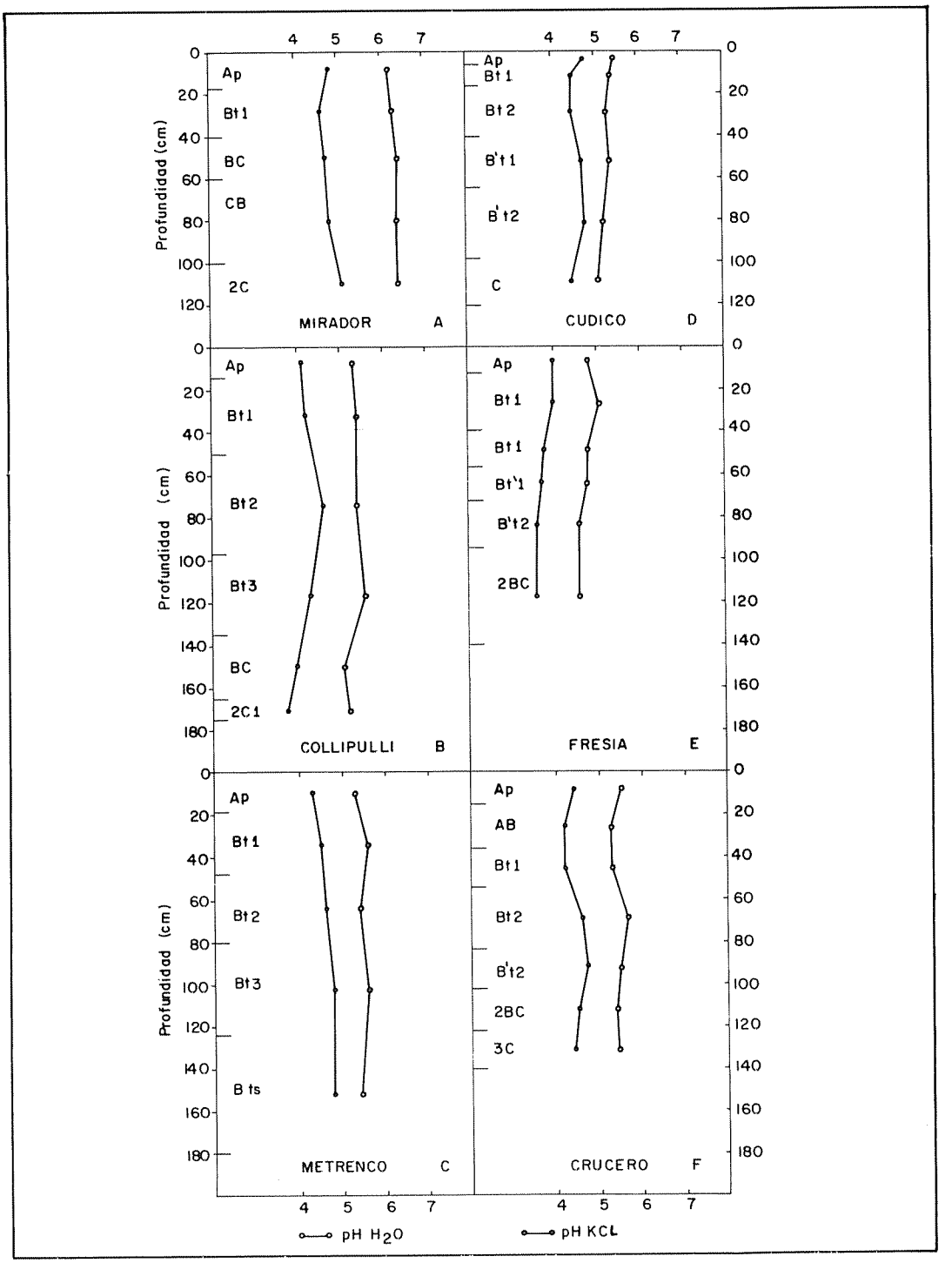


Figura 3-A a 3-F. Niveles de pH_{H_2O} y pH_{KCl} de los distintos horizontes de los suelos Rojo Arcillosos.

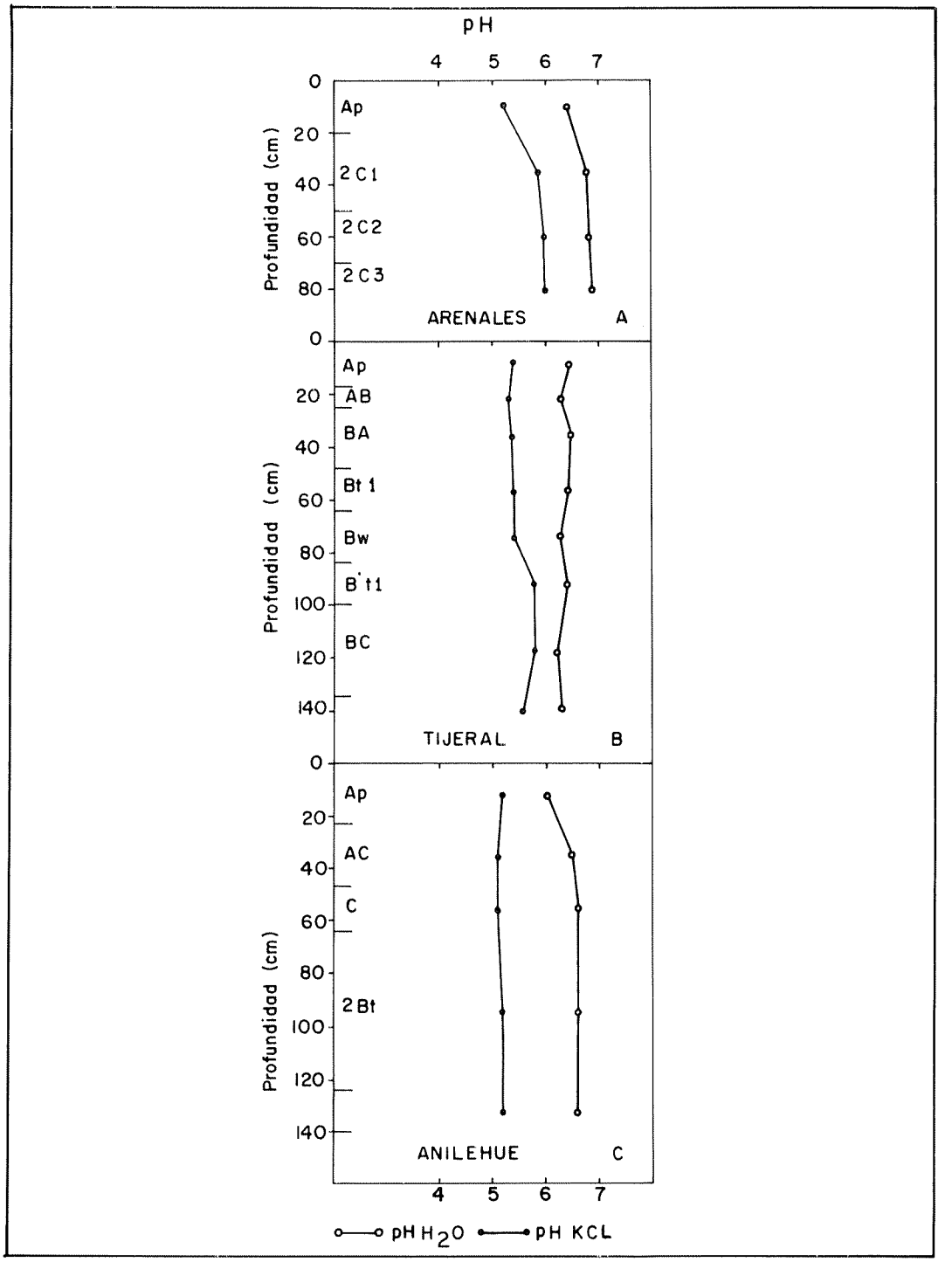


Figura 4-A a 4-C. Niveles de pH_{H_2O} y pH_{KCl} de los distintos horizontes de los suelos de arenas volcánicas.

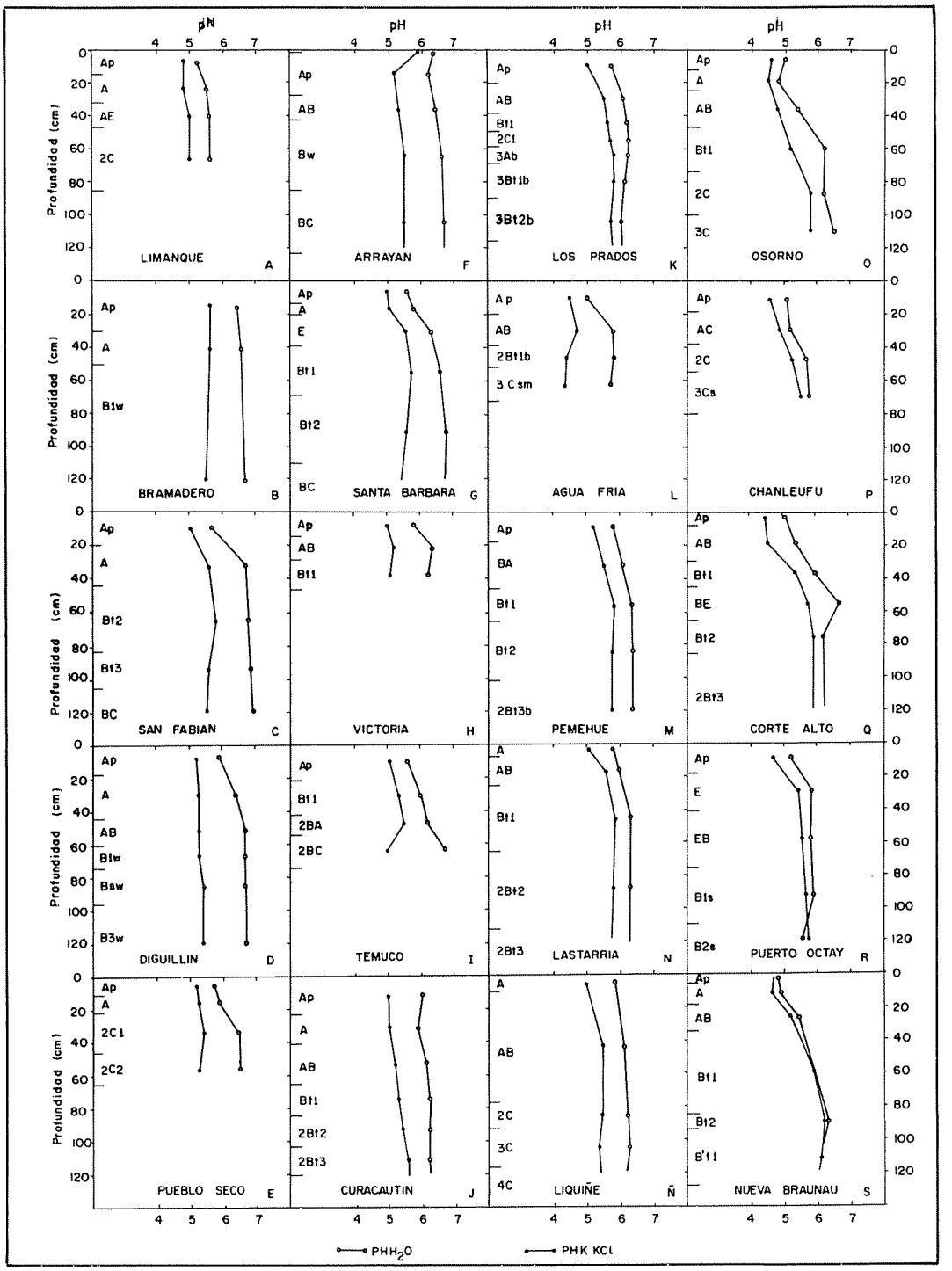


Fig. 5-A a 5-S. Niveles de pH_{H_2O} y pH_{KCl} de los distintos horizontes de los suelos Trumaos, ubicados de norte a sur.

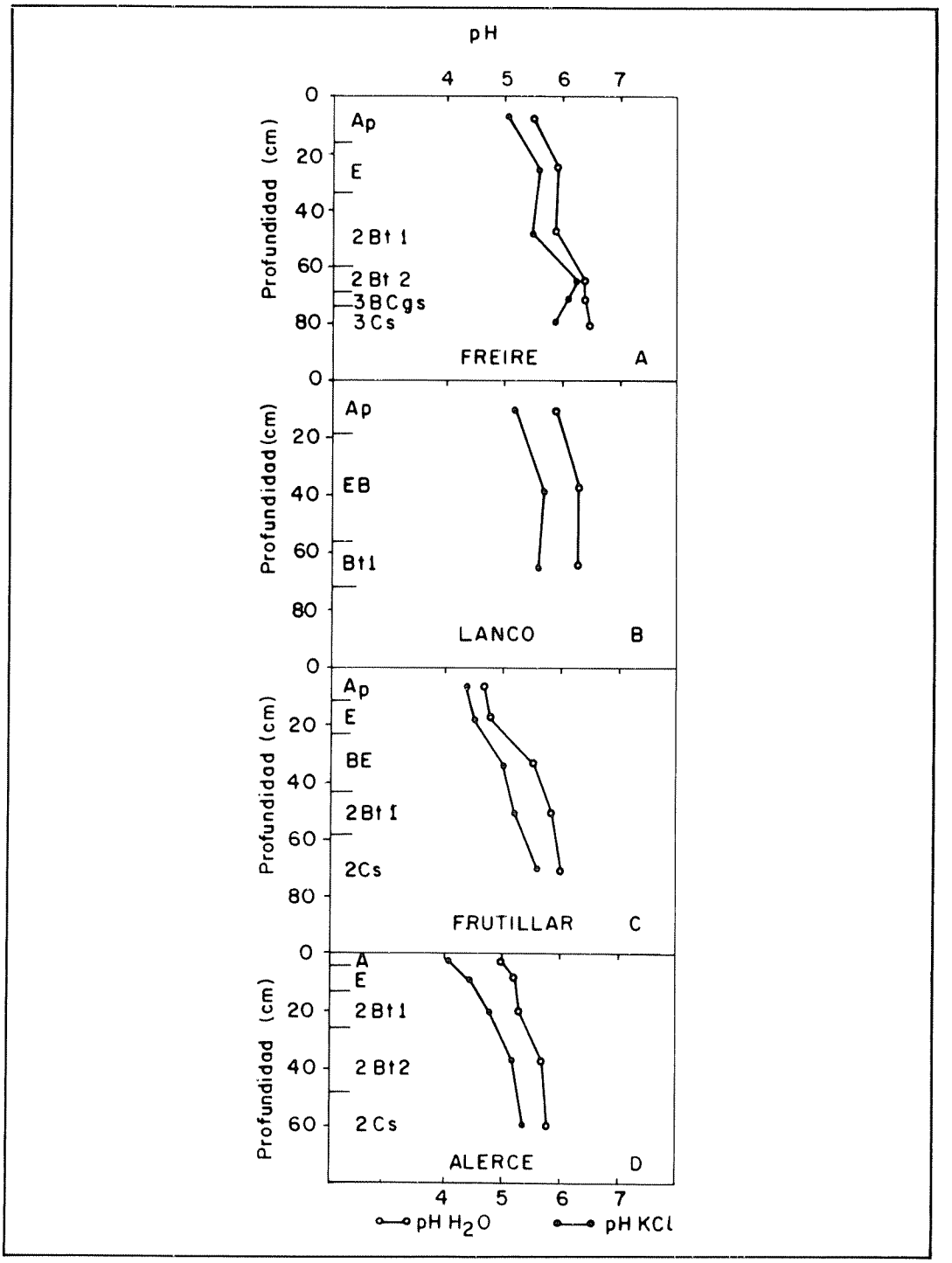


Figura 6-A a 6-D. Niveles de pH_{H_2O} y pH_{KCl} de los distintos horizontes de los suelos Ñadis, ubicados de norte a sur.

aún, el hecho que los valores de ΔpH a través de todo el perfil sean altos, en general mayores de 1,0 indica que el punto de carga cero está algunas unidades por debajo del pH del suelo.

Por otra parte, para los suelos con predominio de material amorfo podrían esperarse valores de ΔpH positivos, ya que los silicatos no cristalinos y los óxidos de Fe y Al tienen un punto de carga cero mayor que el pH normal de los suelos derivados de cenizas volcánicas. Sin embargo, los resultados indican que los coloides de estos suelos tienen una carga eléctrica neta negativa, con las excepciones ya mencionadas. Esto se explica si se considera el alto contenido de materia orgánica, la cual tiene la propiedad de desplazar el punto de carga cero de los silicatos no cristalinos y óxido de Al y Fe a valores inferiores al punto de carga cero de estos componentes, confiriéndole a los coloides una carga eléctrica neta negativa (Aomine y Egashira, 1968; Uehara *et al.*, 1972). Esta propiedad de la materia orgánica se debe a que los coloides orgánicos poseen carga eléctrica neta negativa al pH común de los suelos volcánicos y se adsorben específicamente como aniones en los coloides del suelo, neutralizando su carga eléctrica positiva y aumentando la carga negativa.

Considerando los valores absolutos de ΔpH, los suelos con predominio de componentes amorfos pueden dividirse en dos grupos según si están ubicados al norte o al sur del paralelo 38°, corroborando lo propuesto por Aomine (1971). Los suelos del norte del paralelo 38° presentan valores absolutos de ΔpH inferiores a 1,0 en los horizontes superficiales y aumentan con la profundidad, lo que coincide con un incremento del contenido de haloisita-7Å. Los suelos ubicados al sur del paralelo 38° tienen también valores absolutos de ΔpH iguales o inferiores a 1,0 en la superficie, pero con tendencia a disminuir con la profundidad. Esto está indicando que los compuestos amorfos que predominan en la fracción arcilla de los suelos del sur, al igual que los suelos derivados de cenizas volcánicas de Japón (Iimura, 1961), son susceptibles de intercambiar grupos OH^- por el Cl^- del KCl produciéndose una neutralización parcial del H^+ liberado por el K^+, y por lo tanto, un aumento del pH determinado en KCl. Esta reactividad se acentúa en los horizontes más profundos, debido a que el contenido de materia orgánica es menor, y por consiguiente, la interacción entre los componentes amorfos y la materia orgánica disminuye. Furkert y Fieldes (1968), describen un comportamiento similar de los suelos alofánicos de Nueva Zelandia frente a la reacción con NaF.

Los suelos con predominio de silicatos cristalinos no presentan la propiedad de intercambiar grupos OH^-, lo que explica que los valores de pH_{KCl} se mantengan bajos en los horizontes más profundos, a pesar de que el contenido de materia orgánica disminuye marcadamente en relación con los horizontes superficiales.

4.1.3. Conclusiones

1. Los suelos derivados de cenizas volcánicas tienen un pH ácido a lo largo del perfil, tanto en agua como en KCl 1N. La mayoría de los valores de pH_{H_2O} se encuentran en el rango de 5 a 7 y los de pH_{KCl} entre 4 y 6.

2. El pH_{KCl} y el valor de ΔpH ($pH_{KCl} - pH_{H_2O}$), están íntimamente relacionados con la composición mineralógica y el contenido de materia orgánica de los suelos.

3. El pH_{KCl}, en los horizontes con contenidos de carbono orgánico inferiores al 10%, sería un buen indicador del grado de cristalinidad de los silicatos dominantes. El pH_{KCl} es mayor de

5,0 cuando predominan los silicatos no cristalinos y menor de 5,0 cuando predominan los silicatos cristalinos.

4. Los valores de ΔpH indican que los suelos derivados de cenizas volcánicas tienen, en general, carga eléctrica neta negativa. Esto se debe a que, en los horizontes con predominio de silicatos cristalinos, estos minerales tienen su punto de carga cero a pH más bajo que el del suelo, y en los horizontes con predominio de silicatos no cristalinos y óxidos de Al y Fe, el punto de carga cero está desplazado hacia valores de pH más bajos por efecto de la materia orgánica.

5. Los bajos valores absolutos de ΔpH indican la presencia de compuestos amorfos, susceptibles de intercambiar grupos OH^-.

4.1.4. Bibliografía

AOMINE, S. 1971. Estudios adicionales de los suelos derivados de cenizas volcánicas. Proyecto de Reconocimiento e Investigación de los Suelos Chilenos. PNUD/FE/113/CHI/AGL.

AOMINE, S. y EGASHIRA, K. 1968. Flocculation of allophanic clays by electrolytes. Soil Sci. Plant. Nutr. 14: 94-98.

BARTICEVIC, E. 1974. Punto de carga cero y distribución de cargas eléctricas en suelos derivados de cenizas volcánicas. Tesis Quím., Universidad de Chile, Santiago, Chile.

BLACK, C.A. 1957. Soil plant relationships. Department of Agronomy. Iowa State Colle., Ames Iowa, EE.UU.

CARRASCO, M.A. 1972. Distribution of electric charge in Chilean soils derived from volcanic ash. M.S. Thesis, Cornell University, Ithaca, New York, EE.UU.

COLEMAN, N.T.; WILLIAMS, D.E.; NIELDEN, T.R. y JENNY, H. 1951. On the validity of interpretations of potenciometrically measured soil pH. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 15: 106-110.

DE BRUYN, P.L. y AGAR, G.E. 1962. Surface chemistry of flotation. *En:* Fuerstenau, D.W. (Ed.). Froth flotation. 50th. aniversary volume, p. 91-138. Amer. Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engeneers, Inc. New York, EE.UU.

FURKERT, R.J. y FIELDES, M. 1968. Allophane in New Zealand soils. 9th. Intern. Congress of Soil Sci. Trans., Adelaide, Australia, III: 113-141.

IIMURA, K. 1961. Acidic property and ion exchange in allophane, Clay Sci. 1: 28-32.

MARSHALL, C.E. 1964. The physical chemistry and mineralogy of soils. Vol. 1. Soil materials. John Wiley & Sons, Inc., New York, EE.UU.

MEKARU, T. y UEHARA, G. 1972. Anion adsorption in ferruginous tropical soils. Soil Sci. Amer. Proc. 36: 296-300.

PARKS, G.A. 1967. Aqueous surface chemistry of oxides and complex oxide minerals. *En:* Gould, R.F. (ed.). Advances in Chemistry Series. 67: 121-160.

PEECH, M.; OLSEN, R.A. y BOLT, G.H. 1953. The significance of potenciometric measurements involving liquid junction in clay and soil suspensions. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 17: 214-218.

SADZAWKA, M.A.; MELENDEZ, E. y AOMINE, S. 1972. The pH of Chilean volcanic ash soils "Trumaos". Soil Sci. Plant Nutr. 18: 191-197.

SCHALSCHA, E.; NIETO, C. y BINGHAM, F.T. 1973. Algunas características de la fijación de fosfatos en suelos alofánicos en Chile. Agric. Téc. 33: 81-86.

UEHARA, G.; SWINDALE, L.D. y JONES, R.C. 1972. Mineralogy and behavior of tropical soils. Paper presented at the Seminar on Tropical Soil Research at the Conference Centre. University of Ibadan, Nigeria.

VAN OLPHEN, H. 1963. An introduction to clay colloid chemistry. Interscience Publishers, New York, EE.UU.

VAN RAIJ, B. y PEECH, M. 1972. Electrochemical properties of some oxisols and alfisols of the tropics. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36: 587-593.

4.2. INTERCAMBIO IONICO

Por: M. Adriana Carrasco R. y M. Angélica Sadzawka R.

4.2.1. Introducción

El intercambio iónico es un proceso reversible mediante el cual los cationes y los aniones se intercambian entre las fases sólida y líquida del suelo.

La fase sólida del suelo responsable del intercambio iónico está constituida por su parte más activa, el material coloidal, formado por las arcillas, óxidos hidratados de Fe y Al, silicatos amorfos y materia orgánica.

En general, las fracciones del suelo activas en el intercambio iónico son las correspondientes a menos de 20 micrones (arcilla y limo), ya sean orgánicas o inorgánicas. Sin embargo, Barticevic, *et al.* (1976) han encontrado que la fracción arena en algunos suelos presenta sitios de intercambio catiónico, alcanzando esta capacidad de intercambio valores de hasta 20 meq/100 g [con el método del NaOAc 1N pH 7,0].

Las propiedades de intercambio iónico del suelo se deben a la presencia de cargas eléctricas, las que dan lugar al intercambio catiónico o aniónico, según éstas sean negativas o positivas.

En la mayoría de los suelos el intercambio catiónico es el más importante dentro del intercambio iónico dado el predominio de cargas negativas sobre los coloides y, además, por la influencia que tienen los cationes de cambio sobre la estructura, actividad biológica, el régimen hídrico y gaseoso, la reacción del suelo (pH) y los procesos genéticos y de formación del suelo.

4.2.2. Origen de las cargas eléctricas

Las cargas eléctricas se originan como resultado de la sustitución isomórfica y de la ionización o protonación de grupos funcionales de la superficie de los sólidos que conforman la matriz del suelo. Estos dos mecanismos dan lugar a la carga permanente y a la carga dependiente del pH, respectivamente.

4.2.2.1. CARGA PERMANENTE

Se origina por la sustitución isomórfica en los alúmino-silicatos presentes en la fracción arcilla. Este mecanismo puede generar carga positiva y negativa, sin embargo, es más común que origine carga negativa (Bohn *et al.*, 1979).

En su mayor parte la sustitución isomórfica se desarrolla durante la cristalización de los alúmino-silicatos minerales, por lo que, una vez formados, la carga originada es independiente del pH y de la concentración salina.

La sustitución isomórfica es la fuente principal de carga negativa para los alúmino-silicatos tipo 2:1 y 2:1:1, y es de poca importancia para los minerales del tipo 1:1.

4.2.2.2. CARGA DEPENDIENTE DEL pH

En cierto tipo de suelos si se determina la carga superficial a distintos valores de pH, midiendo la adsorción de un catión y de un anión determinados, se encuentra que al pasar de pH ácido a alcalino la adsorción del anión tiende a cero mientras que la del catión aumenta a medida que el pH se hace más alcalino.

La carga positiva desarrollada a pH ácido y el exceso de negativa a pH alcalino se llama carga dependiente del pH, la cual, además, depende de la concentración de electrolito presente en el medio.

La mayoría de los suelos tienen carga neta negativa debido a las cargas negativas que presentan los silicatos laminares y la materia orgánica. Sin embargo, algunos suelos altamente meteorizados y los con predominio de alúmino-silicatos amorfos a los rayos X y óxidos hidratados pueden de hecho tener carga neta positiva a pH bajo (Bohn *et al.*, 1979).

La fuente principal de carga dependiente del pH se considera que es la pérdida o ganancia de iones H^+ de grupos funcionales sobre la superficie de los sólidos del suelo.

La pérdida o ganancia de iones H^+ se puede producir por: ionización de los grupos silanol y aluminol, desprotonación o protonación de las superficies de los óxidos e hidróxidos de Fe y Al, la presencia de alofán, imogolita y para-alofán, y por la desprotonación de grupos orgánicos.

4.2.2.2.1. Ionización de grupos silanol ($\equiv$ SiOH) y aluminol ($>$ AlOH)

La ionización de estos grupos funcionales ocurre en las arcillas 1:1, debido a la ruptura de las uniones Si-O-Si y Al-O-Al, generando carga negativa a valores de pH superiores a 5-6.

Los grupos $\rightarrow$ SiOH son ácidos débiles ($pK_a = 9{,}50$-$9{,}85$) y sólo se disocian a SiO^- en condiciones de alcalinidad, presentando cargas de importancia en el intercambio catiónico. Estos grupos no aceptan protones a pH superior a 2 (Greenland y Hayes, 1978), que corresponde al punto de carga cero del SiO_2 (Parfitt, 1980) y, por lo tanto, no pueden desarrollar carga positiva al pH (3-10) encontrado normalmente en los suelos.

Dado el alto pK_a del $\rightarrow$ Si-OH, que indica que se desprotona sólo a pH alto, las variaciones en la carga dependiente del pH en los silicatos laminares están más asociadas con la protonación y desprotonación de los grupos AlOH expuestos.

La contribución de los grupos OH a la carga dependiente del pH se relaciona con la acidez de los grupos de los bordes y el área superficial de los mismos.

En los minerales tipo 2:1 los grupos funcionales aparentemente son débilmente acídicos y sólo se disocian a pH alto. En estos minerales la cantidad de área superficial de los bordes es pequeña en relación a la superficie basal, por lo tanto, la contribución de los bordes no es importante.

La caolinita, en cambio, tiende a apilarse en la dimensión-c aumentando el área relativa de los bordes en relación al área basal planar. Esto hace que la carga dependiente del pH sea más importante en la caolinita que en las arcillas tipo 2:1.

En general, se tiene que en los silicatos 2:1 un 5 a 10% de la carga negativa es dependiente del pH, mientras que en los minerales tipo 1:1 puede serlo en un 50% o más.

4.2.2.2.2. Desprotonación o protonación de las superficies de los óxidos e hidróxidos de Fe y Al

Estos óxidos son abundantes en los suelos fuertemente meteorizados y en los derivados de cenizas volcánicas. Los óxidos de Cr, Ti y Mn presentan un comportamiento similar.

Los óxidos tienen carácter anfótero:

$$FeOH_2\,]^{+1} \overset{H^+}{\rightleftharpoons} FeOH\,]^{0} \overset{OH^-}{\rightleftharpoons} FeO\,]^{-1} + H_2O$$

Los suelos que contienen grandes cantidades de óxidos de Fe y Al tienen una carga fuertemente dependiente del pH.

4.2.2.2.3. La presencia de alofán e imogolita

Tanto el alofán como la imogolita y para-alofanes son comunes en los suelos derivados de ceniza volcánica. Estos compuestos desarrollan cargas positivas y negativas en función del pH debido a la disociación anfotérica de los grupos Si-OH, o Fe-OH de la superficie o la adsorción de los iones H^+ y OH^- (Gast, 1977). El desarrollo de la carga, tanto en el alofán como en la imogolita, dependen, además, de la concentración de sales presentes y de la naturaleza del catión (Wada y Harada, 1969).

En el alofán se puede esperar que el Al en coordinación 4, junto con los grupos Si-OH, contribuyan al desarrollo de carga negativa (Wada, 1980).

4.2.2.2.4. Desprotonación de grupos orgánicos

El humus o materia orgánica descompuesta y resintetizada, que forma parte de los coloides del suelo, también presenta carga dependiente del pH. Esta carga normalmente es negativa debido que al subir el pH se disocian los iones H^+ de los grupos carboxílicos y fenólicos, que son los más abundantes.

Bajo condiciones fuertemente ácidas el ión H^+ está fuertemente unido y no es reemplazable, exhibiendo el coloide carga negativa baja.

Se ha estimado que entre el 85 y 90% de la carga negativa del humus se debe a los grupos funcionales carboxílicos y fenólicos (Bohn *et al.*, 1979).

4.2.2.2.5. Efecto de la concentración de electrolito

La carga dependiente del pH está en función, además, de la concentración del electrolito. Esto se debe a que al variar la fuerza iónica cambia el espesor de la doble capa eléctrica variando el potencial electrostático, y por lo tanto, el grado de repulsión del catión por la superficie cargada. El potencial electrostático varía según la ecuación dada por Van Olphen (1963):

$$\phi = \phi_o \exp\,(-Kx)$$

donde: ϕ es el potencial electrostático promedio, ϕ_o es el potencial electrostático cuando x = 0, x es la distancia a la superficie cargada y K es el inverso del espesor de la doble capa eléctrica. Así, si la concentración del electrolito aumenta, la doble capa eléctrica se comprime, se reduce el potencial electrostático, disminuye la repulsión del contraión y aumenta la adsorción (Bowden *et al.*, 1980). A la inversa, si la concentración de electrolito disminuye, aumentan el espesor de la doble capa eléctrica, el potencial electrostático y la repulsión del contraión, disminuyendo la adsorción.

4.2.3. Intercambio catiónico

La mayoría de las partículas coloidales del suelo presentan una superficie cargada negativamente que actúa como un intercambiador catiónico.

4.2.3.1. CATIONES DE INTERCAMBIO

Los cationes predominantes adsorbidos en el complejo de intercambio catiónico son Ca, Mg, Na, K, H y Al, los que se mantienen unidos a la superficie con distinta fuerza. De éstos, los cuatro primeros a veces son denominados bases de intercambio o cationes básicos, usando el término base no en el sentido estricto de la palabra, sino para diferenciarlos de H y Al que son de carácter ácido. Cuando los cationes están presentes en cantidades equivalentes, el orden de adsorción es: Al $\sim$ H $>$ Ca $>$ Mg $>$ K $>$ Na. El H, además de comportarse como ión trivalente, participa en otro tipo de reacciones como son las de generación de carga y solubilización, razón por la cual, en adelante, no se le considera en las comparaciones.

Según la secuencia de fuerza de adsorción de los cationes, se esperaría que el Al y el Ca fueran los cationes dominantes. Sin embargo, en los suelos derivados de cenizas volcánicas no se detecta Al intercambiable con KCl 1N, y el Ca pasa a ser el catión predominante. En los suelos chilenos de este tipo se observa algo similar: el Al de intercambio se encuentra sólo a nivel de trazas (Colmet Daage *et al.*, 1978) y el Ca es el catión dominante en el complejo de intercambio, como se discutirá más adelante.

En los suelos con carga dependiente del pH, Barrow *et al.* (1980), citado por Parfitt (1980) basado en un modelo mecanístico, sugiere que la fuerza de adsorción del Ca^{++} es diez veces mayor que la de los cationes monovalentes, explicándose así el predominio de Ca en el complejo de intercambio catiónico de estos suelos.

Schalscha *et al.* (1975), al investigar el equilibrio de intercambio K-Ca en suelos chilenos derivados de ceniza volcánica, establecieron que el Ca se adsorbe preferencialmente sobre el K. En otro estudio sobre intercambio catiónico homo y heterovalente en suelos similares, Galindo y Bingham (1977) encontraron que en el intercambio K-Na se adsorbe preferentemente el K, y en el intercambio Ca-Mg lo hace el Ca. En el intercambio heterovalente, los suelos presentan adsorción preferencial por los cationes bivalentes.

4.2.3.2. CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIONICO

La capacidad de intercambio catiónico (CIC) se define como la cantidad de especies catiónicas adsorbidas por el suelo a un valor de pH determinado. Se expresa en meq/100 g.

La CIC depende de la composición del suelo y de algunos factores experimentales en su medición. Los componentes del suelo que contribuyen al intercambio catiónico son:

a) La arcilla, de la cual interesa el tipo y la cantidad. Normalmente los minerales de tipo 2:1 y 2:2 presentan una mayor CIC que las del tipo 1:1. Esto explica por qué algunos suelos con altos contenidos de arcilla tienen una CIC baja.
b) La materia orgánica: a medida que su contenido aumenta la CIC del suelo es mayor.
c) Los óxidos de Fe y Al, los que dado su carácter anfótero presentan carga negativa a pH alcalino, y
d) El alofán e imogolita que tienen carga dependiente del pH y de la concentración de electrolito (Wada, 1977).

De los componentes indicados, la materia orgánica contribuye en forma importante a la CIC de los suelos de origen volcánico con predominio de alúmino-silicatos amorfos. Esta contribución se ha verificado a través de correlaciones estadísticas y al detectar la reducción en la CIC al eliminar la materia orgánica con H_2O_2. Kasaka (1964), obtuvo una reducción del 78% en el horizonte superficial y del 8,7% en el subsuperficial de un suelo japonés. Thomas (1964), en un estudio de la contribución de la materia orgánica a la CIC, en cinco suelos Trumaos del país, informa que la CIC se reduce un 44 a 53% en los horizontes superficiales y un 20 a 44% en los horizontes subsuperficiales.

La importancia de la contribución de los otros componentes del suelo resulta implícita al analizar la carga dependiente del pH (ver sección 4.2.2 de este capítulo).

4.2.3.3. FACTORES EXPERIMENTALES Y METODOS DE DETERMINACION

El método clásico para determinar la CIC consta de tres etapas:

1) Saturación del suelo con un catión dado,
2) eliminación del exceso del catión saturante por lavado, y
3) desplazamiento del catión adsorbido por otro.

Cuando se trabaja con suelos que tienen carga variable, como es el caso de los suelos formados a partir de material volcánico y dominados por alúmino-silicatos amorfos, entre los factores experimentales que es importante considerar están el pH, la concentración del electrolito y temperatura usados durante la determinación, la naturaleza de los cationes saturante y desplazante, y la preparación de la muestra.

En la mayoría de los casos la CIC aumenta con el pH. A valores de pH bajos participan sólo la carga permanente y una pequeña porción de las cargas del coloide orgánico. Sin embargo, al subir el pH se ioniza el resto del H del coloide orgánico y el H unido a los coloides inorgánicos (ver secciones 4.2.1 y 4.2.2 de este capítulo. Por ello, el pH es especialmente importante en los suelos con carga dependiente del pH. Ya en 1958, Birrel informó que la CIC de los suelos volcánicos con alofán es dependiente del pH. Thomas (1964) detectó diferencias en la CIC de 30 a 50 meq/100 g al comparar las CIC medidas a pH 7,0 y 8,2 en los suelos Arrayán, Santa Bárbara, Osorno, Corte Alto y Puerto Octay.

La concentración de electrolito es importante porque afecta el desarrollo de la carga, (ver sección 4.2.2 de este capítulo) por lo tanto, la etapa del lavado del exceso de sales es crítica ya que alterará los valores de la CIC. Según estudios realizados por Carrasco (1972), en el suelo Corte Alto y por Espinoza (1975) en el suelo Arrayán, una disminución en la concentración del electrolito va

acompañada de una reducción en la carga negativa. Para ambos suelos estos autores encontraron que en los horizontes superficiales la carga neta negativa a pH 7 disminuía de 60 a 23 meq/100 g de suelo al bajar la concentración del electrolito (NaCl) de 1N a 0,01N. Esta reducción en la carga negativa por efecto del lavado explicaría también por qué los valores de CIC informados por Besoain y Sepúlveda (1981), usando el método del NaOAc pH 8,2, son menores que los obtenidos por la suma de los cationes y de la acidez titulable.

La temperatura utilizada durante la medición de la CIC afecta su valor, el que aumenta al subir la temperatura. Wada y Harada (1971) encontraron que la razón de la CIC medida a 10-20°C respecto a aquella medida a 50-60°C fluctuaba de 0,36 a 0,59 para el alofán, la imogolita y/o humus, en cambio, para las esmectitas la razón era de 0,90 a 0,99 a pH 7,0.

En la determinación de la CIC es importante la naturaleza del catión reemplazante como la del inicialmente adsorbido (Ravina y Gurovich, 1977). La fuerza de adsorción de los cationes depende del tamaño y carga iónica y del radio de hidratación. Dentro de una misma serie de valencia, a menor radio iónico se tiene mayor densidad de carga y radio de hidratación y, por lo tanto, menor es la fuerza de adsorción (Bohn *et al.*, 1979).

Wada y Harada (1969) al investigar el efecto de la naturaleza del catión en la determinación de la CIC encontraron que para el alofán e imogolita con razones de SiO_2/Al_2O_3 cercanas a uno, la CIC depende de la naturaleza del catión cambiable y lo atribuyen al hecho que los sitios de intercambio varían con la naturaleza del ión debido a la selectividad iónica. Estos autores obtuvieron valores de la CIC que disminuyeron en el orden $Ba > Ca > Mg > NH_4$, Na. Yoshida (1956, 1961) y Kato (1970c), citados por Wada (1977), encontraron que los suelos que contienen alofán e imogolita con razones de SiO_2/Al_2O_3 probablemente bajas, muestran mayor afinidad por Ca que por NH_4, mientras que los suelos con alofán, con razones de SiO_2/Al_2O_3 probablemente altas, muestran afinidades casi iguales para ambos cationes.

En Chile, poco se ha hecho respecto al efecto de la naturaleza del catión sobre la CIC. Alvarado (1964) midió la CIC usando como catión saturante Ba y NH_4, pero las determinaciones las hizo a pH diferentes, alcanzando resultados difíciles de interpretar: para el suelo Santa Bárbara obtuvo una CIC de 47 meq/100 g, con $BaCl_2$-TEA a pH 8,1, y de 49,2 meq/100 g, con NH_4Cl a pH 4,6. Por efecto de pH la CIC medida a pH 8,1 debió ser más alta que la medida a pH 4,6.

Amar (1971), al estudiar el efecto del catión sobre la determinación de la CIC en cuatro suelos de origen volcánico (Trumaos), encontró que la CIC medida saturando el suelo con K, Ca, Mg, y Ba y luego, desplazando el catión saturante con ión NH_4, dependía de la naturaleza del catión. Además, señala que la secuencia de valores de la CIC variaba según el pH al cual se hace la medición, la naturaleza del suelo y si éste se presatura con un catión determinado antes de la determinación de la CIC.

El secado de la muestra durante su preparación es otro factor experimental que afecta la determinación de la CIC en los suelos derivados de material volcánico con predominio de alúmino-silicatos amorfos. Thomas (1964), Schalscha (1965) y Barticevic (1974) informan disminuciones de hasta un 40% en los valores de la CIC por efecto del secado de la muestra al aire, señalando, además, que tales variaciones dependen del suelo y horizonte analizado. En algunos casos hay mayor variación en los horizontes superficiales y, en otros, en los más profundos. Sin embargo, autores como Kubota (1973) y Harada y Wada (1974), citados por Wada (1977), han encontrado que el secado previo produce aumentos en la CIC de los suelos que contienen alofán e imogolita.

Dado que el secado al aire altera la determinación de la CIC y su efecto varía según el suelo y la profundidad de la muestra, se recomienda no secar la muestra totalmente al aire, sino lo suficiente para poder tamizarla y así evitar cambios en sus propiedades.

En relación a la forma de determinar la CIC en los suelos con carga variable, los métodos clásicos no son recomendables considerando que sus valores son altamente dependientes de los factores experimentales. Birrel (1964) propone calcular la CIC de estos suelos por la suma del hidrógeno, aluminio y bases intercambiables, por ser éste un método más práctico y útil. Chapman (1965) recomienda también como método más exacto para medir la CIC en los suelos ácidos, al de la suma de los cationes básicos de intercambio extraídos con NH_4OAC 1N a pH 7 y la acidez extraíble, determinada con $BaCl_2$-TEA a pH 8,2.

Los problemas de carga variable con el pH y la concentración de electrolito se obvian por el método de la suma propuesto por Chapman. Por ello, este método ha sido uno de los más recomendados para medir la CIC en los suelos volcánicos con carga variable y pH menor de 7, como es el caso de los de origen volcánico de la zona Centro-Sur del país.

El método de la suma mide la CIC total, la cual es mucho más alta que la CIC medida al pH del suelo; sin embargo, es importante conocerla porque junto a otras propiedades, como contenido de materia orgánica y pH, permite caracterizar a los suelos de origen volcánico con carga variable.

4.2.3.4. PORCENTAJE DE SATURACION BASICA

El porcentaje de saturación básica indica que porcentaje de los sitios de intercambio catiónico están ocupados por bases de intercambio (Ca, Mg, K, Na). Como a pH superior a 5,5 ni el aluminio e hidrógeno de intercambio son apreciables, el porcentaje de saturación básica a pH superior debiera ser de 100%. Sin embargo, entre pH 5,5 a 7 ú 8,2 se encuentran saturaciones básicas mucho menores del 100%. Estos resultados son una indicación de que estos suelos tienen una alta proporción de carga dependiente del pH.

El concepto de saturación básica se ha usado bastante en la génesis y clasificación de suelos, pero como sus valores están sujetos a imprecisión por la dependencia de la CIC del pH usado en su medición, especialmente en los suelos con carga variable, los valores de saturación básica deben interpretarse con cuidado al aplicar este concepto en el sistema de clasificación de los suelos según el "Soil Taxonomy" (Soil Survey Staff., 1975).

En general, en los suelos derivados de cenizas volcánicas, con predominio de alúmino-silicatos amorfos, los porcentajes de saturación básica son bajos, aunque los valores de pH indiquen sólo una acidez débil a moderada (Birrel, 1964 y Swindale, 1964).

En relación a los suelos del país, derivados de cenizas volcánicas, Urbina (1965) encontró que los porcentajes de saturación son bajos y rara vez sobrepasan el 50%, disminuyendo al aumentar las precipitaciones hacia el Sur.

La disminución de la saturación básica al aumentar las precipitaciones también ha sido informada para los suelos volcánicos de Hawaii (Swindale y Sherman, 1964) y de Nueva Zelandia (Birrel, 1964).

4.2.4. Intercambio Aniónico

Los coloides del suelo pueden presentar cargas positivas, las que dan lugar a procesos de intercambio aniónico.

Las cargas positivas se pueden generar por sustitución isomórfica (poco común) y por protonación de los componentes con carga dependiente del pH (ver secciones 4.2.2.1, 4.2.2.2 y 4.2.2.3 de este capítulo), cuando se encuentran a pH inferior a su punto de carga cero.

Hasta ahora, poco se ha hecho respecto a la capacidad de intercambio aniónico (CIA) en los suelos. Su estudio ha tomado importancia en aquellos con carga variable por la información que da respecto a la capacidad del suelo para retener nutrientes de tipo aniónico como es el NO_3^- que normalmente se pierde por lixiviación debido a la acción de las lluvias o del riego.

Wada (1977) y otros autores citados por él, han encontrado capacidades de intercambio aniónico de 5 a 30 meq/100 g de arcilla de suelos alofánicos, equilibrados con NH_4Cl 0,2 N a pH cercano a 7. Espinoza *et al.* (1975), en un estudio de adsorción de nitrato, demostraron que los suelos Santa Bárbara y Arrayán, muestreados de 0-25 cm, tienen carga positiva al pH del suelo, la que depende de la concentración de electrolito. La carga positiva en estos suelos aumenta al bajar el pH y usar un electrolito más concentrado. Tales variaciones son más marcadas en el suelo Santa Bárbara, en el cual el NO_3^- retenido aumenta de 4 a 20 meq/100 g de suelo al bajar de pH 6 a 2 en KNO_3 0,3 N; en el suelo Arrayán el aumento fue de 2,5 a 14 meq/100 g.

4.2.5. Algunos resultados experimentales en suelos volcánicos chilenos

El Servicio Agrícola y Ganadero (SAG) del Ministerio de Agricultura, en un estudio de caracterización de suelos formados a partir de material volcánico, analizó 34 perfiles con todos sus horizontes genéticos. En él se midió la capacidad de intercambio catiónico por el método de la suma (Chapman, 1965). Además, para interpretar los resultados de la CIC, se midió el carbono orgánico por el método de Walkley-Black (Black, 1965), la acidez extraíble por el método de $BaCl_2$-TEA a pH 8,2 (Peech, 1965) y la arcilla por el método de la pipeta (Ahmad y Prashad, 1970, modificado).

En las figuras 1-7 aparecen los resultados obtenidos graficados para los seis grupos de suelo establecidos según el material volcánico de origen. Además, en los Cuadros 1 y 2 se dan los rangos, promedios y coeficientes de variación de estas propiedades incluyendo a los cationes básicos de intercambio y la saturación básica para los dos primeros horizontes genéticos.

Dado que los factores determinantes de la CIC son la materia orgánica o contenido de carbono orgánico y el contenido de arcilla, en el Cuadro 3 se dan los coeficientes de correlación simple y de regresión múltiple de la CIC con estas dos propiedades, considerando, para cada grupo, todos los perfiles analizados con sus respectivos horizontes. La importancia de los óxidos de hierro en la CIC se discute en el subcapítulo 4.4, óxidos de hierro.

Los resultados obtenidos en este trabajo realizado por el SAG se analizan a continuación.

4.2.5.1. SUELOS PUMICITICOS

Son suelos formados sobre cenizas volcánicas intermedias bajo un clima xérico y que están en posición de lomaje.

En el suelo Alhué (Figura 1) la CIC es baja, menos de 12,3 meq/100 g de suelo, y sólo muestra una ligera tendencia a variar dentro del perfil. Esta variación se atribuye a la naturaleza de la arcilla ya que el contenido de carbono orgánico es menor del 1% y la CIC no muestra relación con su contenido.

En el complejo de intercambio la secuencia de abundancia de los cationes básicos cambiables es Ca > Mg > K > Na. La saturación básica es alta y aumenta con la profundidad del suelo, reflejando que el suelo se ha formado bajo condiciones de lixiviación débil. La acidez extraíble es baja, menor del 5,4% y muestra una variación en profundidad similar a la de la CIC, independiente del contenido de arcilla y materia orgánica.

4.2.5.2. SUELOS ARENOSO VOLCANICOS

Son suelos formados por arenas volcánicas, de depositación aluvial recientes y están en posición plana en la Depresión Intermedia (ver capítulo 1).

En la Figura 2 están graficados los resultados obtenidos para tres suelos de este grupo. Aunque los contenidos de arcilla en estos suelos son bastante menores que en el suelo Alhué, la CIC es más alta debido a la naturaleza predominantemente no-cristalina de las arcillas (Capítulo 2: Mineralogía de suelos). La CIC muestra relación con los contenidos de carbono orgánico en los suelos Arenales y Tijeral, y de arcilla en los tres suelos ($r = 0{,}817^{**}$). El análisis de regresión múltiple de la CIC con ambas variables dio un $R^2 = 0{,}728$ (Cuadro 3), resultando más significativa (al 5%) la contribución de la arcilla.

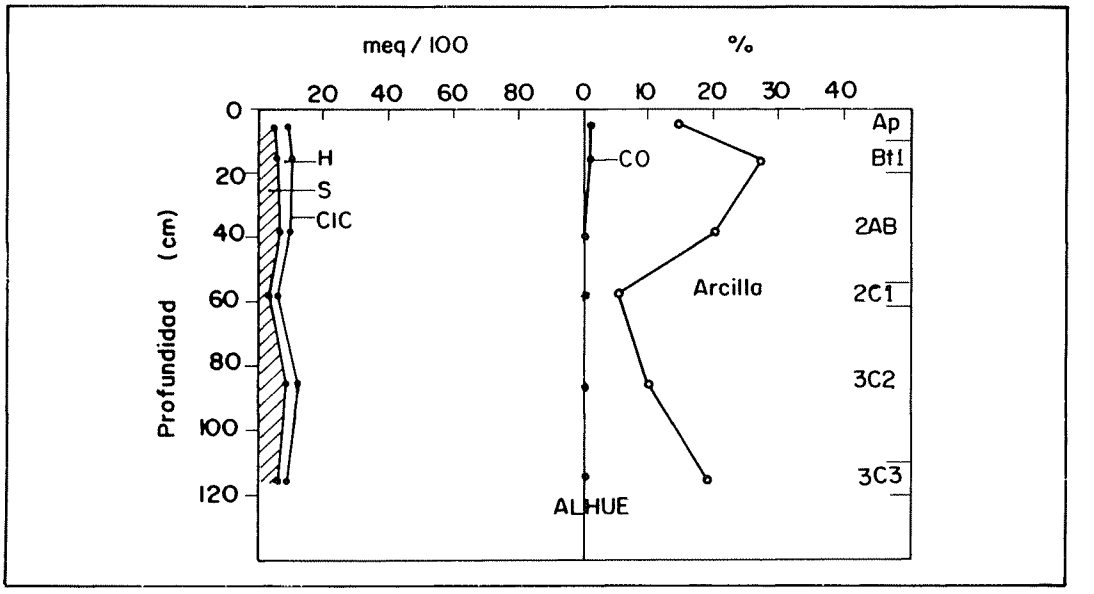


Figura 1. Suma de cationes básicos de intercambio (S), acidez extraíble (H), capacidad de intercambio catiónico (CIC), carbono orgánico (C.O.) y arcilla de los distintos horizontes de un suelo Pumicítico.

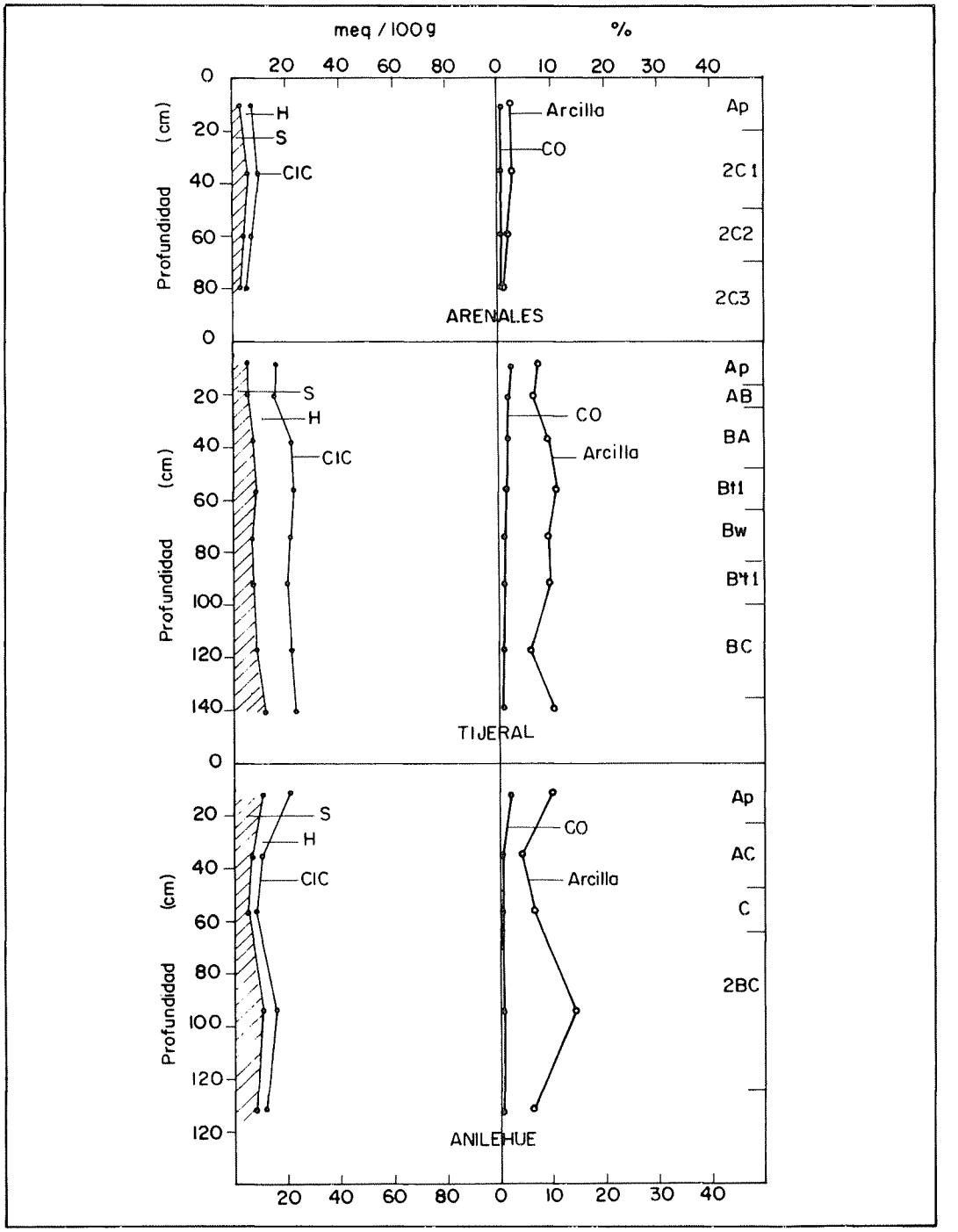


Figura 2. Suma de cationes básicos de intercambio (S), acidez extraíble (H), capacidad de intercambio catiónico (CIC), carbono orgánico (C.O.) y arcilla de los distintos horizontes de los suelos de arenas volcánicas.

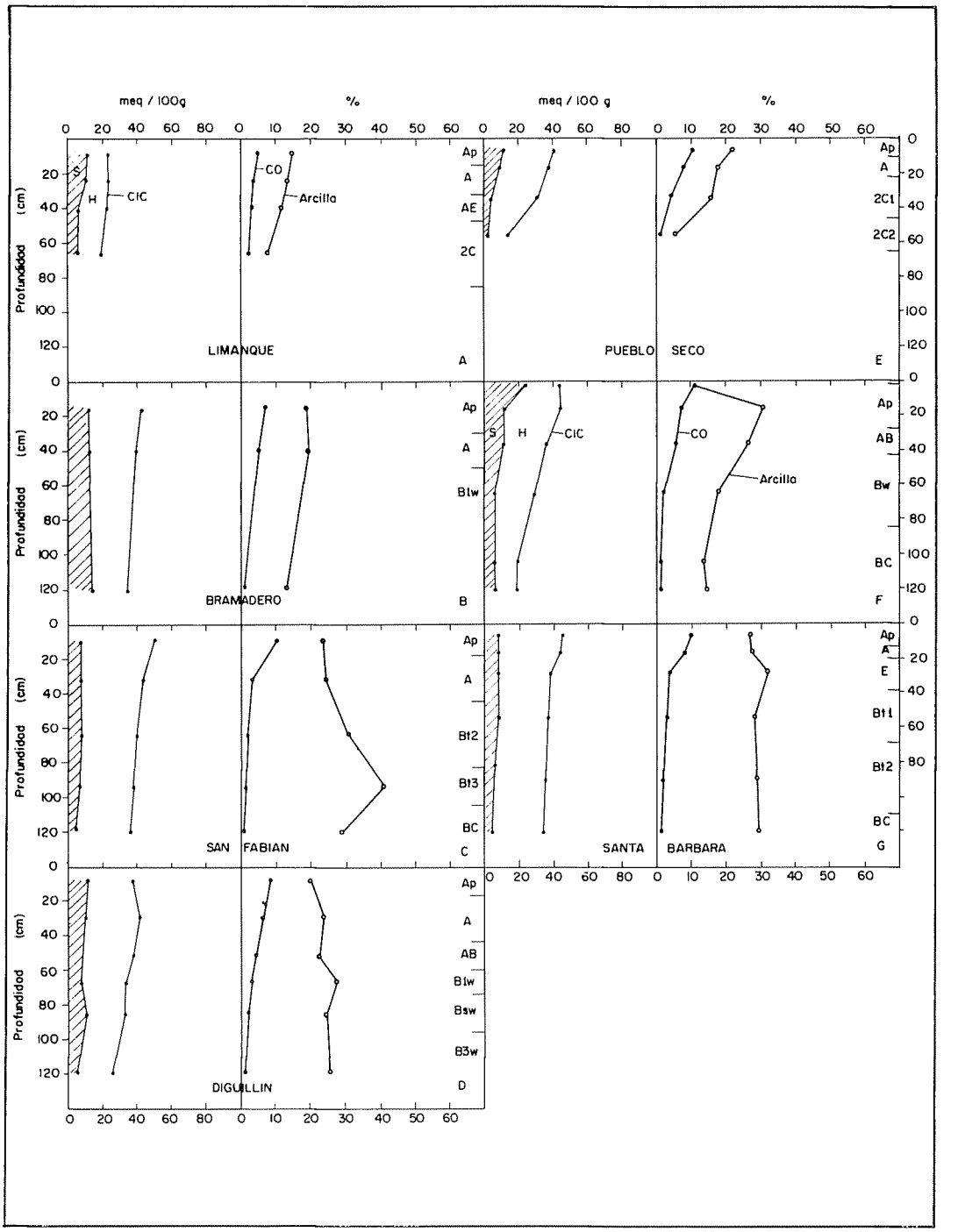


Figura 3-A a 3-G. Suma de cationes básicos de intercambio (S), acidez extraíble (H), capacidad de intercambio catiónico (CIC), carbono orgánico (C.O.) y arcillas de los distintos horizontes de los suelos Trumaos ubicados al norte del paralelo 38º lat. sur.

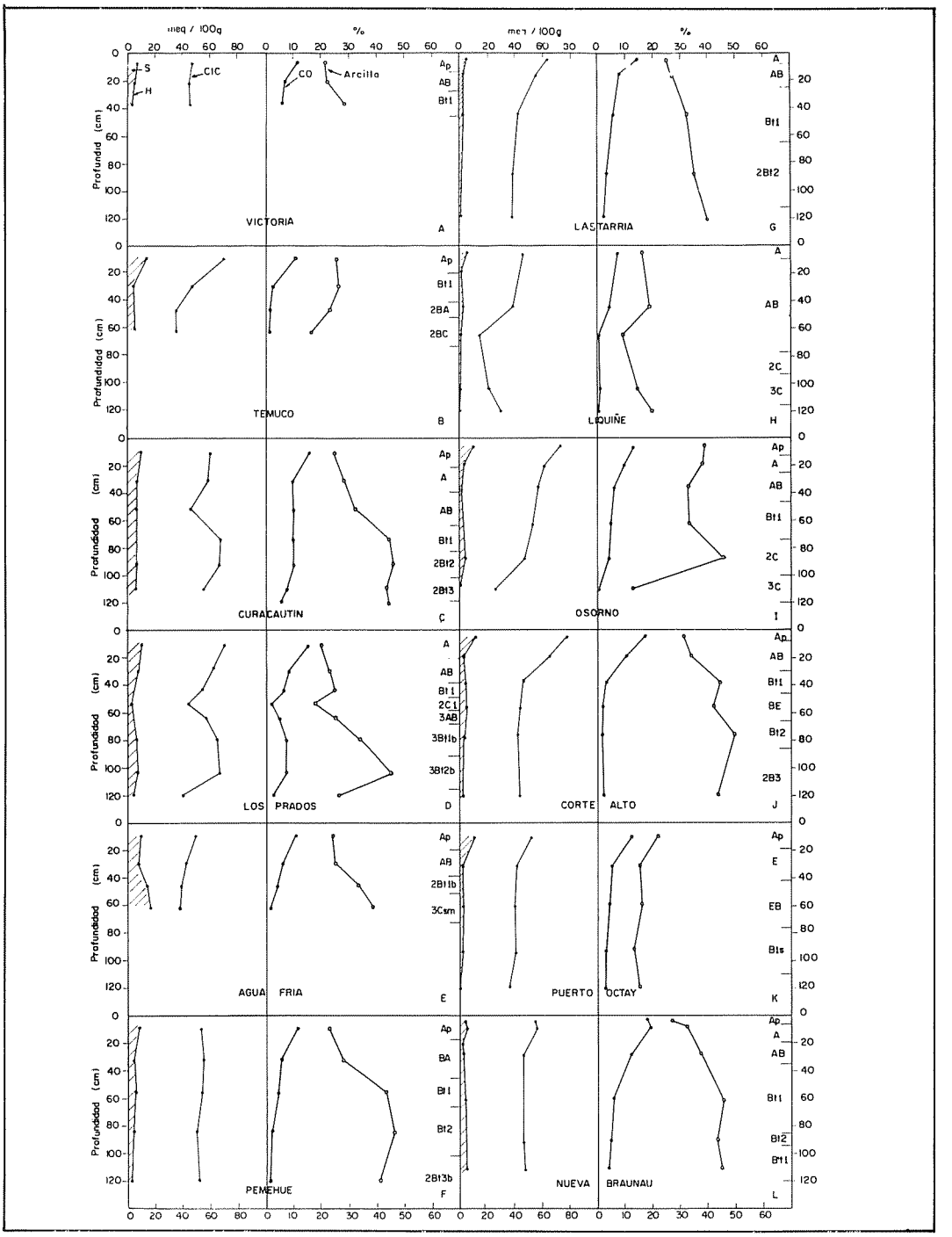


Figura 4-A a 4-L. Suma de cationes básicos de intercambio (S), acidez extraíble (H), capacidad de intercambio catiónico (CIC), carbono orgánico (C.O.) y arcilla de los distintos horizontes de los suelos Trumaos ubicados al sur del paralelo 38º lat. sur.

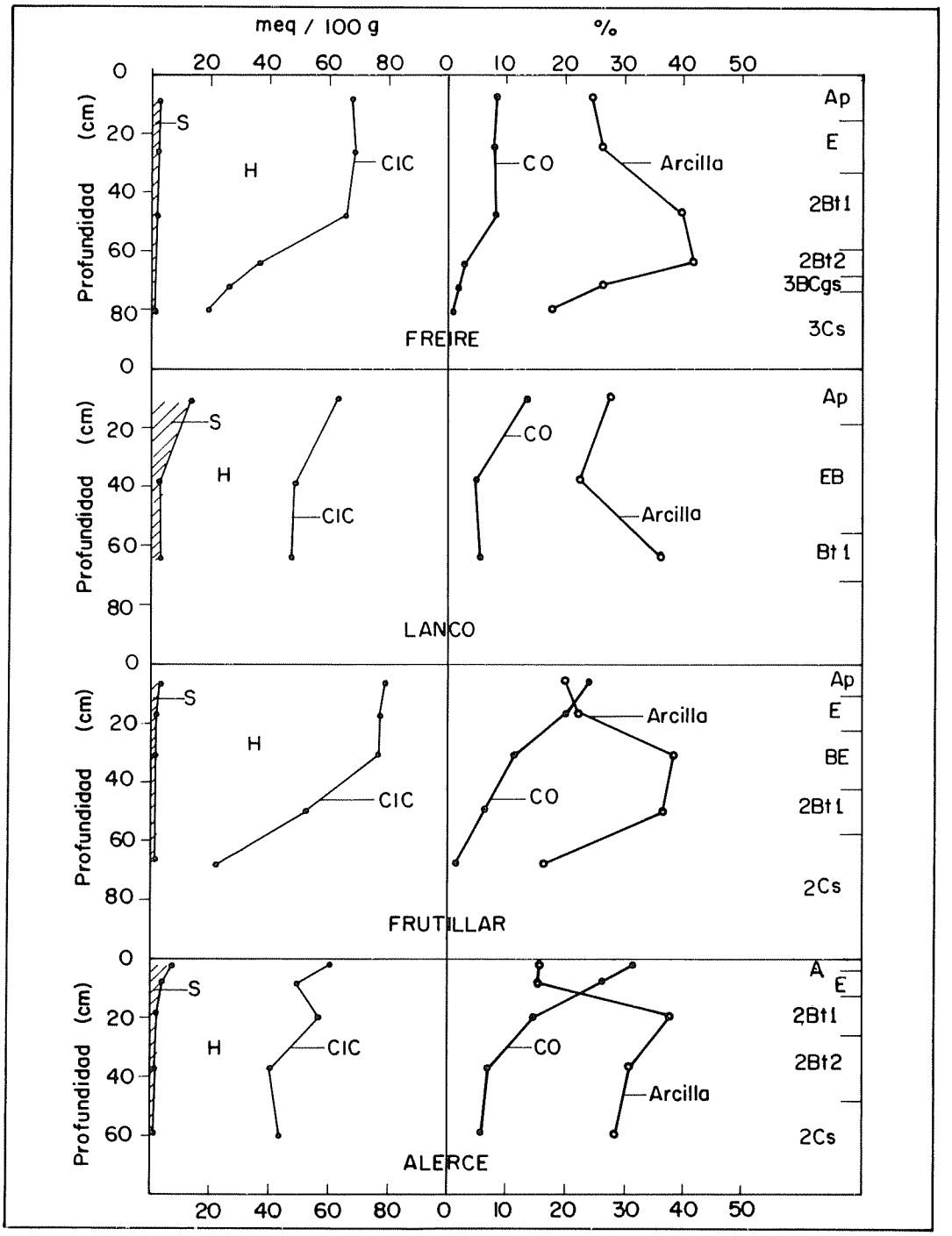


Figura 5. Suma de cationes básicos de intercambio (S), acidez extraíble (H), capacidad de intercambio catiónico (CIC), carbono orgánico (C.O.) y arcilla de los distintos horizontes de los suelos Ñadis.

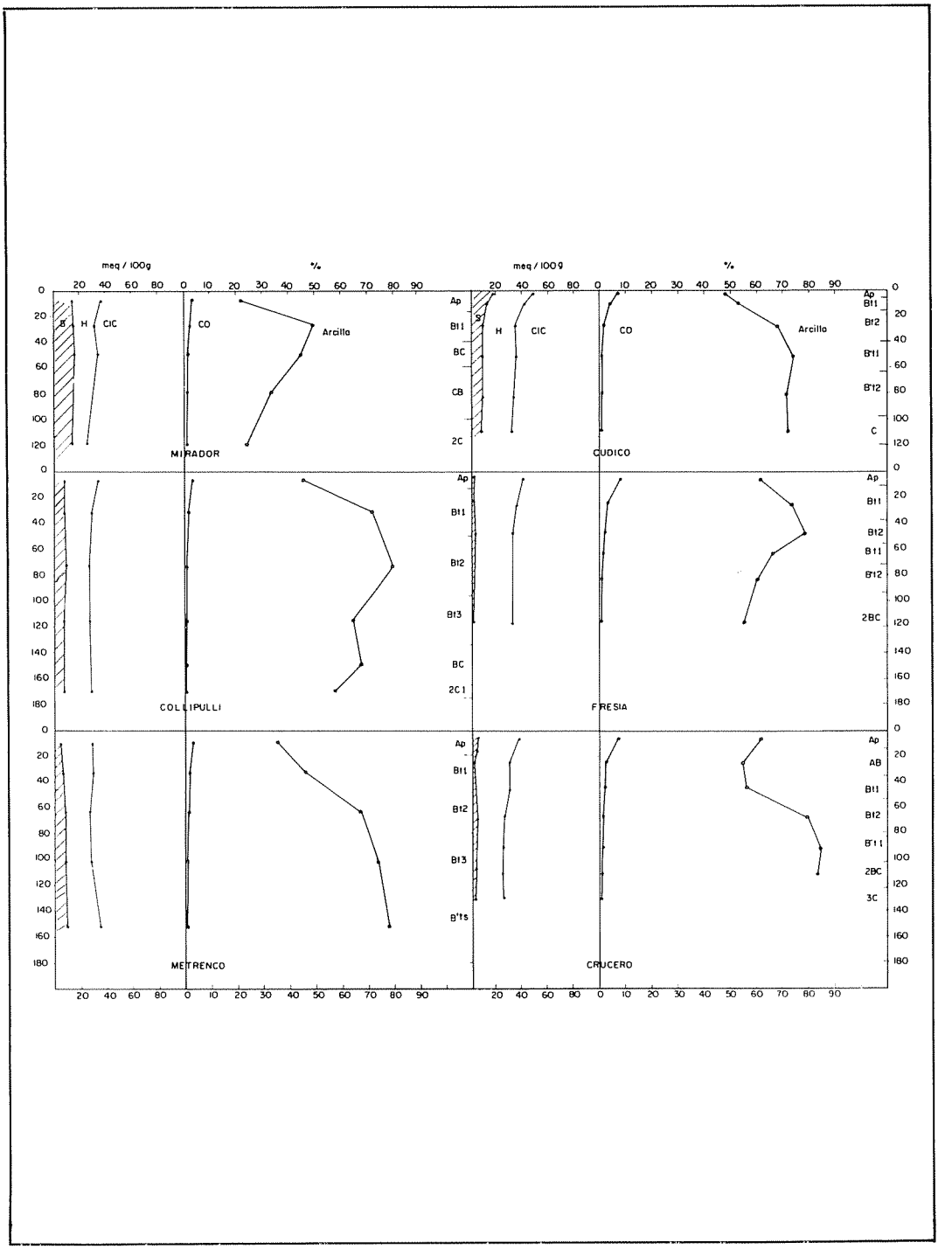


Figura 6. Suma de cationes básicos de intercambio (S), acidez extraíble (H), capacidad de intercambio catiónico (CIC), carbono orgánico (C.O.) y arcilla de los distintos horizontes de los suelos Rojo Arcillosos.

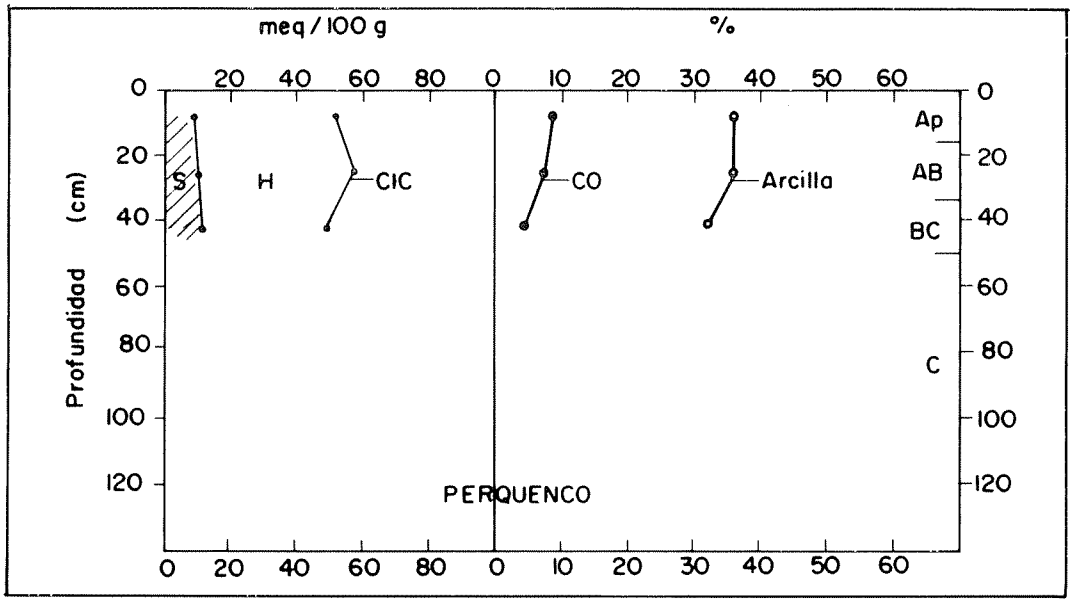


Figura 7. Suma de cationes básicos de intercambio (S), acidez extraíble (H), capacidad de intercambio catiónico (CIC), carbono orgánico (C.O.) y arcilla de los distintos horizontes de un suelo Pardo Arcilloso.

El orden de abundancia de los cationes básicos de intercambio es Ca > Mg > K > Na con excepción de serie Arenales, en el cual Ca es similar a Mg, y Anilehue en que K es similar a Na en algunos horizontes. La saturación básica es superior al 50%, con excepción del suelo Tijeral en el cual es menor debido a su acidez extraíble más alta en todo el perfil (9,5 a 14,6 meq/100 g). La acidez se relaciona con el contenido de arcilla (r = 0,649**) y en los suelos Arenales y Anilehue lo hace también con el contenido de carbono orgánico.

4.2.5.3. SUELOS TRUMAO

Son suelos formados sobre cenizas volcánicas modernas y se encuentran en posición ya sea plana, de lomaje o de cerro.

En las propiedades estudiadas en estos suelos, al igual como ocurrió con los valores absolutos de ΔpH (subcapítulo 4.1: El pH del suelo), se corrobora la separación propuesta por Aomine (1972) en torno al paralelo 38° Lat. Sur debido a un aumento de las precipitaciones y a una disminución de la temperatura hacia el sur.

4.2.5.3.1. Suelos ubicados al norte del paralelo 38° Lat. Sur

En estos suelos la CIC es mayor que en los grupos de suelos pumicítico y arenoso volcánico; fluctúa de 23,1 a 50,7 meq/100 g en el horizonte superficial y, en general, aumenta al acercarse por el Norte al paralelo 38° (Figura 3 A-G y Cuadro 1). Esto se atribuye a los mayores contenidos de arcilla y, muy especialmente al de materia orgánica, observados al aproximarse a este paralelo.

CUADRO 1. Rangos promedios ($\bar{X}$) y coeficientes de variación (C.V.) para la capacidad de intercambio catiónico (CIC), carbono orgánico (C.O.), arcilla (A), acidez extraíble (H) y saturación básica (S.B.) de los dos primeros horizontes genéticos de los distintos grupos de suelos

	1er Horizonte genético					2º Horizonte genético				
	CIC	C.O.	A	H	S.B.	CIC	C.O.	A	H	S.B.
	meq/100 g	%		meq/100 g	%	meq/100 g	%		meq/100 g	%
PUMICITICOS (n[1] = 1, VI Región)										
	8,9	0,9	14,2	4,5	49	11,0	0,4	27,6	5,4	50
ARENOSO VOLCANICOS (n = 3, VIII Región)										
Rango	7,4–20,7	0,7– 2,6	2,2–10,2	7,4–16,6	37–51	10,8–15,3	0,6– 1,4	2,7– 6,4	4,2– 9,5	38–63
$\bar{X}$	14,9	1,97	6,6	8,1	46	12,3	1,03	4,4	5,9	54
C.V. (%)	46	56	62	48	17	21	39	42	53	26
TRUMAOS al norte del paralelo 38º Lat. Sur (n = 7, Regiones VI – VIII)										
Rango	23,1–50,7	4,8–11,8	11,4–26,3	12,4–37,9	17–55	22,8–44,5	3,6– 8,1	13,1–30,6	12,4–36,1	16–46
$\bar{X}$	40,5	8,94	19,4	28,1	32	39,1	6,1	22,1	29,4	26
C.V. (%)	22	26	26	37	45	20	32	27	28	38
TRUMAOS al sur del paralelo 38º Lat. Sur (n = 12, Regiones IX – X)										
Rango	46,9–77,5	7,0–17,8	16,0–39,1	40,0–65,3	6–21	39,7–65,3	2,9–10,9	15,6–38,6	34,8–61,0	3–19
$\bar{X}$	59,8	13,1	24,9	51,0	15	52,5	8,2	26,6	48,2	8
C.V. (%)	18	25	24	19	30	17	53	24	18	49
ÑADIS (n = 4, Regiones IX – X)										
Rango	60,9–79,0	8,1–31,3	16,0–27,5	49,7–75,9	3–28	48,7–76,7	4,8–26,6	15,7–26,7	45,8–74,5	2–11
$\bar{X}$	67,4	19,1	21,9	61,2	14	61,1	14,9	21,6	58,6	5,5
C.V. (%)	12	55	23	19	89	23	71	21	26	73
ROJO ARCILLOSOS (n = 6, Regiones VIII – IX)										
Rango	29,2–49,9	3,1– 8,4	22,2–61,3	21,3–39,1	6–42	29,0–42,9	1,7– 4,7	46,0–73,6	16,2–34,3	6–49
$\bar{X}$	38,5	5,5	45,6	28,8	25	33,5	2,8	58,1	25,6	23,3
C.V. (%)	18	45	33	22	57	16	39	20	26	70
PARDO ARCILLOSO (n = 1, IX Región)										
	51,7	8,6	36,6	41,9	19	58,0	7,1	35,9	47,1	19

(1) n = Número de perfiles analizados.

CUADRO 2. Rangos, promedios ($\bar{X}$) y coeficientes de variación (C.V.) de los cationes básicos de intercambio para los dos primeros horizontes genéticos de los distintos grupos de suelos

	1er Horizonte genético				2º Horizonte genético			
	Ca	Mg	Na	K	Ca	Mg	Na	K
	meq/100 g				meq/100 g			
PUMICITICOS (n[1] = 1, VI Región)								
	3,0	0,7	0,0	0,7	3,5	1,0	0,1	1,0
ARENOSO VOLCANICOS (n = 3, VIII Región)								
Rango	1,5– 7,7	0,5–2,0	0,1–0,2	0,2–0,8	3,9– 5,0	0,5–2,6	0,1–0,2	0,2–0,5
$\bar{X}$	4,7	1,5	0,1	0,6	4,5	1,4	0,1	0,3
C.V. (%)	66	57	100	57	12	75	43	58
TRUMAOS al norte paralelo 38º Lat. Sur (n = 7, Regiones VI – VII)								
Rango	6,5–18,9	0,6–3,2	0,1–0,5	0,3–2,0	6,3– 9,0	0,4–3,9	0,1–0,3	0,1–1,1
$\bar{X}$	9,8	1,6	0,2	0,7	7,5	1,6	0,2	0,4
C.V. (%)	43	60	68	81	16	72	57	78
TRUMAOS al sur paralelo 38º Lat. Sur (n = 12, Regiones IX – X)								
Rango	2,7–11,4	0,4–2,7	0,1–0,4	0,2–1,7	1,1– 7,1	0,1–1,3	0,1–0,4	0,1–0,6
$\bar{X}$	6,8	1,3	0,2	0,5	3,3	0,6	0,2	0,3
C.V. (%)	36	59	50	91	53	65	57	56
ÑADIS (n = 4, Regiones IX – X)								
Rango	1,5–12,2	0,3–3,6	0,1–1,0	0,1–2,6	0,6– 5,3	0,3–0,6	0,1–0,4	0,0–0,3
$\bar{X}$	6,7	1,5	0,4	0,9	2,4	0,5	0,2	0,2
C.V. (%)	83	101	95	116	36	32	71	86
ROJO ARCILLOSOS (n = 6, Regiones VIII – IX)								
Rango	1,1–14,2	0,6–3,2	0,2–0,4	0,3–1,7	0,9–11,0	0,3–3,3	0,1–0,4	0,1–1,2
$\bar{X}$	6,7	1,6	0,2	0,9	5,4	1,6	0,2	0,6
C.V. (%)	75	66	35	58	79	68	55	79
PARDO ARCILLOSO (n = 1, IX Región)								
	7,6	1,0	0,3	0,9	8,5	1,2	0,2	1,0

(1) n = Número de perfiles analizados.

CUADRO 3. Coeficientes de correlacion simple y de regresión múltiple de la capacidad de intercambio catiónico (CIC) con el carbono orgánico (C.O.) y la arcilla para todos los horizontes de cada grupo de suelos estudiados

	r		CIC=a (C.O.)+b (arcilla)+C				
Grupo de suelos	C.O.	Arcilla	a	b	c	R^2	F
Pumicíticos (n[1] = 6)	–0,058	0,507	–[2]	–	–	–	–
Arenoso volcánicos (n = 17)	0,642**	0,817**	2,507	1,080**	5,134	0,728	18,72**
Trumaos norte paralelo 38° Lat. Sur (n = 38)	0,638**	0,596**	1,823**	0,698**	11,12	0,787	64,6 **
Trumaos sur paralelo 38° Lat. Sur (n = 66)	0,724**	0,261*	1,976**	0,325**	25,86	0,609	49,07**
Ñadis (n = 19)	0,600**	0,151	1,563**	0,918*	10,76	0,524	8,81**
Rojo arcillosos (n = 34)	0,746**	–0,221	1,960**	–0,011	29,05	0,557	19,55**
Pardo arcillosos (n = 3)	0,602**	0,625	–	–	–	–	–

(1) n: Número de horizontes considerados.
(2) No calculados.
*, **: Significativos a los niveles 5 y 1%, respectivamente.

Según el análisis de correlación simple la CIC se relaciona significativamente con los contenidos de carbono orgánico ($r = 0,638^{**}$) y arcilla ($r = 0,596^{**}$). Aunque los coeficientes de correlación son significativos, el porcentaje de explicación alcanza sólo hasta un 40% debido a que las variaciones dentro de los perfiles son diferentes (Figura 3 A-G), incluso en los suelos Bramadero, San Fabián, Diguillín y Santa Bárbara, analizados por separado, se obtienen coeficientes de correlación negativa. El análisis de regresión múltiple (Cuadro 3) dio un $R^2 = 0,787$, es decir, un 78,7% de la variación se explica por las variaciones simultáneas del carbono orgánico y la arcilla, siendo más significativa (al 1%) la contribución del carbono orgánico.

El orden de abundancia de los cationes básicos de intercambio es Ca > Mg > K > Na (Cuadro 2), con excepción del suelo Diguillín en el cual Na es mayor que K. La saturación básica en el horizonte superficial disminuye hacia el Sur, bajando de 46 a 17%. También se observa una disminución en profundidad. El suelo Arrayán, con un 50% de saturación básica, hace excepción a esta tendencia. La menor saturación básica observada hacia el Sur se atribuye a una lixiviación más intensa producida por una mayor precipitación (1.032 mm anuales).

La acidez extraíble en estos suelos aumenta gradualmente hacia el sur al incrementarse aún más los contenidos de carbono orgánico y arcilla (Cuadro 1). Sin embargo, en algunos casos la acidez extraíble depende más del contenido de arcilla (suelos Pueblo Seco y Arrayán, Figuras 3 E-F) y en otros del carbono orgánico (suelos Bramadero, San Fabián y Santa Bárbara, Figuras 3 B, C y G). El aumento de la acidez con la arcilla se explica por su naturaleza alofánica o dominio de alúminosilicatos amorfos que hacen que la arcilla de estos suelos tenga carga dependiente del pH y pueda liberar iones H^+. Carrasco y Barticevic (1976) han encontrado que estos suelos tienen coloides con carga variable, la que es dependiente del pH y de la concentración de electrolito, y son capaces de desarrollar una carga de 10 a 50 meq/100 g al subir el pH del suelo a 7-8.

4.2.5.3.2. Suelos Trumao al sur del paralelo 38° Lat. Sur

En estos suelos las tendencias de las propiedades estudiadas son mucho más marcadas que las observadas para los suelos ubicados al norte del paralelo 38° (Figuras 4 A-L, Cuadro 1).

La CIC es más alta aún que al norte del paralelo 38° variando de 47,0 a 77,5 meq/100 g en el horizonte superficial. La CIC tiende a disminuir en profundidad siguiendo la misma tendencia de variación que la materia orgánica, con excepción de los suelos Curacautín y Pemehue. En los suelos Victoria, Los Prados, Liquiñe, Osorno y Puerto Octay la variación de la CIC se relaciona, además, con el contenido de arcilla. En las Figuras 4 A-L se observa que los suelos Agua Fría, Pemehue, Lastarria, Corte Alto y Nueva Braunau presentan una relación negativa entre la CIC y la arcilla, esto explica que al calcular la regresión múltiple de la CIC con carbono orgánico y arcilla se obtenga un $R^2 = 0,609$ aunque las contribuciones de ambas variables son significativas al 1%.

El orden de abundancia de los cationes básicos de intercambio es Ca > Mg > K > Na (Cuadro 2), se exceptúan de esta tendencia los suelos Curacautín que tiene Na > K, y Pemehue, Puerto Octay y Nueva Braunau, con niveles similares de Na y K. Los niveles de Ca y Mg son menores que los observados al Norte del paralelo 38°. Además, ambos cationes disminuyen marcadamente con la profundidad del suelo, notándose el cambio a partir del 2° horizonte genético (Cuadro 2). Los suelos Curacautín, Pemehue y Liquiñe tienen menos de 0,3 meq K/100 g (117 ppm de K) y pueden presentar deficiencias de K.

La saturación básica sigue disminuyendo hacia el sur, fluctuando entre 21 y 6% en los horizontes superficiales. En general, la saturación básica, decrece también en profundidad, sólo aumenta en los suelos Agua Fría y Nueva Braunau. La menor saturación básica se debe a que estos suelos están sujetos a una precipitación más intensa (1.775 mm anuales) que los suelos ubicados al norte del paralelo 38°, la que favorece la acumulación de materia orgánica y la acidez del suelo.

La acidez extraíble es más alta al sur del paralelo 38°, variando de 40,0 a 65,4 meq/100 g en los horizontes superficiales (Cuadro 1). La mayor acidez se atribuye a los mayores contenidos de materia orgánica y en algunos casos, además, al contenido de arcilla como ocurre con los suelos Victoria, Temuco, Curacautín, Liquiñe, Osorno y Puerto Octay. En los suelos Agua Fría, Pemehue, Lastarria, Corte Alto y Nueva Braunau se observa una relación inversa con el contenido de arcilla. Sin embargo, en todos los suelos se espera que haya una cierta contribución de la arcilla, dado que, al igual que en los suelos ubicados al norte del paralelo 38°, tienen la fracción arcilla dominada por alúmino-silicatos amorfos (ver capítulo 2: Mineralogía de suelos) que tienen carga variable dependiente del pH.

En un estudio realizado por Carrasco (1972) sobre distribución de cargas eléctricas se encontró que, para el suelo Corte Alto, un cambio de pH de 5 a 7 generaba una carga negativa de 16,8 meq/100 g, en presencia de NaCl 0,01N. Por lo tanto, al pH al cual se mide la acidez total (pH 8,2) se debe desarrollar una carga negativa más alta aún al liberarse más iones H^+. La presencia de estas arcillas explica entonces, que la acidez extraíble se mantenga alta en los horizontes más profundos, en los que el contenido de carbono orgánico es considerablemente más bajo que en los horizontes superficiales.

La presencia de coloides inorgánicos con carga variable explica, además, el hecho de que la CIC también se mantenga alta en los horizontes más profundos.

4.2.5.4. SUELOS ÑADIS

Los suelos Ñadis son suelos formados sobre cenizas volcánicas modernas, pero en condiciones de mal drenaje debido a que están en una topografía plana y tienen un horizontes cementado (fierrillo = horizonte plácico) que dificulta la penetración del agua y de las raíces (Urbina, 1965).

Por su posición topográfica y condiciones de mal drenaje estos suelos tienen mayor cantidad de materia orgánica y acidez total, y en consecuencia, una CIC más alta que los suelos trumaos ubicados en la misma región (Cuadro 1), pero en posición de lomaje en la mayoría de los casos.

La CIC fluctúa de 60,9 a 79,0 meq/100 g en los horizontes superficiales. Según se observa en la Figura 5, la CIC está relacionada tanto a la materia orgánica como a la arcilla. En los suelos Lanco y Alerce la CIC tiene una relación inversa con el contenido de arcilla. Por ello en el análisis de regresión múltiple de la CIC con los contenidos de carbono orgánico y arcilla se obtiene sólo un $R^2 = 0,524$ aunque las contribuciones de ambas variables resultan significativas al nivel 1% (Cuadro 3).

En el complejo de intercambio el orden de abundancia de los cationes básicos de intercambio es Ca > Mg > K > Na, con excepción del suelo Frutillar en el cual Na es más alto que K. En general, los niveles de cationes básicos de intercambio bajan bastante en los horizontes subsuperficiales y más profundos. Los suelos Freire y Frutillar presentaron niveles más bajos de K de intercambio resultando deficientes en K. La saturación básica es baja (Cuadro 1), siendo menor del 14% en todo el perfil de los suelos Freire y Frutillar.

La acidez extraíble es alta, con un valor promedio de 61,2 meq/100 g en los horizontes superficiales, y presenta una tendencia a disminuir ligeramente en profundidad con excepción de los suelos Freire y Frutillar en los que baja bruscamente pasados los 40 cm (Figura 5). Esta disminución se asocia a los menores contenidos de carbono orgánico. En los suelos Lanco y Alerce la acidez extraíble se mantiene sobre los 40 meq/100 g en los horizontes más profundos, lo cual indica que en estos suelos, al igual que en los trumaos, la arcilla contribuye a la acidez extraíble y por lo tanto a la CIC. En estos suelos el complejo coloidal también está dominado por alúminosilicatos amorfos.

De todos los suelos estudiados en este trabajo, los ñadis son los que tienen valores más altos de CIC, acidez extraíble y contenidos de carbono orgánico.

4.2.5.5. SUELOS ROJO ARCILLOSOS

Son suelos formados sobre cenizas volcánicas antiguas y se encuentran en posición de lomaje.

La CIC fluctúa de 29,2 a 49,9 meq/100 g en los horizontes superficiales, valores que son similares a los encontrados para los suelos Trumaos ubicados al norte del paralelo 38° Lat. Sur (Cuadro 1). Según la Figura 6, la CIC está relacionada sólo con el contenido de carbono orgánico, excepto en el suelo Metrenco. Aunque los contenidos de arcilla son altos no se observa que se relacionen con la CIC debido a que las arcillas están dominadas por haloisita (ver capítulo 2: Mineralogía de suelos), razón por la cual no presentan carga variable importante.

En el estudio realizado por Carrasco (1972) sobre distribución de carga eléctrica, se encontró que el suelo Metrenco tiene carga variable con el pH, pero ésta es mucho menor que en el caso de los suelos Trumao. Para un cambio de pH de 5 a 7 se obtuvo un aumento de carga negativa de 7,6 meq/100 g de suelo en presencia de NaCl 0,01 N en el suelo Metrenco, y para el suelo Corte Alto (Trumao) que sí tiene bastante carga variable, este aumento fue de 16,8 meq/100 g.

En el complejo de intercambio catiónico el orden de abundancia de los cationes básicos fue Ca > Mg > K > Na. En los suelos Fresia y Crucero los niveles de Ca y Mg son bajos, especialmente Mg que está en cantidades menores a 1 meq/100 g a partir del segundo horizonte genético. El suelo Collipulli tiene un nivel de K bajo el nivel crítico para los cultivos.

La saturación básica es variable, tiende a disminuir hacia el sur, fluctúa de 42 a 6% en el horizonte superficial (Cuadro 1) y no presenta gran variación con la profundidad del suelo. La saturación básica es menor que en los suelos Trumao ubicados al norte del paralelo 38° Lat. Sur, pero mayor que en los suelos Ñadis.

La acidez extraíble fluctúa de 21,3 a 29,1 meq H^+/100 g en los horizontes superficiales y su valor promedio es similar al de los suelos Trumao ubicados al norte del paralelo 38°. Como estos suelos en promedio tienen más carbono orgánico y menor cantidad de arcilla (Cuadro 1), parte de la acidez extraíble en los suelos Rojo arcillosos debe provenir de algunos componentes con carga variable presentes en el suelo, como se ha planteado al analizar la CIC.

4.2.5.6. SUELOS PARDO ARCILLOSOS

Son suelos formados sobre cenizas volcánicas de edad intermedia y en condiciones climáticas similares a la de los suelos Trumao y Rojo arcillosos.

Las propiedades del suelo Perquenco (Figura 7), único representante analizado de este grupo, son similares a las del suelo Victoria (Figura 4 A), diferenciándose por una CIC ligeramente más alta, un mayor contenido de arcilla y una saturación básica que aumenta con la profundidad del suelo.

4.2.6. Conclusiones

En los seis grupos de suelos derivados de material volcánico se observan diferencias definidas debido a factores climáticos y a la composición de los suelos.

Los suelos Pumicíticos formados bajo un clima de poca precipitación se caracterizan por tener contenidos bajos de carbono orgánico y acidez extraíble, baja capacidad de intercambio catiónico y alta saturación básica.

Los suelos arenoso volcánicos de la Depresión Intermedia dada su naturaleza arenosa también presentan contenidos de carbono orgánico y acidez extraíble y CIC bajos.

Los suelos Trumao y Ñadis, en general, presentan contenidos de carbono orgánico y acidez extraíble y CIC altos, aumentando de norte a sur; mientras su saturación básica, menor del 50% disminuye al aumentar las precipitaciones.

Basados en las tendencias de las propiedades consideradas, los suelos Trumao se pueden separar en dos grupos: unos ubicados al norte del paralelo 38° Lat. Sur y otros al sur. Los cambios en las propiedades analizadas son mucho más marcados al sur del paralelo 38°, reflejando claramente la influencia de factores climáticos. Los cationes básicos de intercambio disminuyen notoriamente a partir del segundo horizonte genético.

De los grupos estudiados, los suelos Ñadis se caracterizan por tener los niveles más altos de carbono orgánico y acidez extraíble junto con la mayor CIC y menor saturación básica. Estos suelos, además, presentan niveles de K bajo el nivel crítico para los cultivos.

Los suelos Rojo arcillosos se caracterizan por tener un contenido de arcilla alto y niveles de carbono orgánico y acidez extraíble bajos, en comparación a los suelos Trumao, Ñadis y Pardo arcillosos.

Los suelos Pardo arcillosos tienen propiedades similares a las de los suelos Trumao ubicados al sur del paralelo 38°, pero tienen un mayor contenido de arcilla y su saturación básica aumenta en profundidad.

En general, en el complejo de intercambio catiónico la secuencia de abundancia de los cationes básicos es Ca > Mg > K > Na.

En todos los grupos de suelos analizados, con excepción del pumicítico, la presencia de alúminosilicatos amorfos con carga dependiente del pH explicaría los altos valores de la CIC y acidez extraíble observados, aún cuando los contenidos de carbono orgánico son bajos.

En relación a la capacidad de intercambio aniónico, existe muy poca información. Sin embargo, como estos suelos se caracterizan por tener carga variable con el pH y la concentración de electrolito, se espera que presenten intercambio aniónico, como ya ha sido demostrado en algunos suelos.

4.2.7. Bibliografía

AHMAD, N. y PRASHAD, S. 1970. Dispersion, mechanical composition and fractionation of West Indies volcanic Yellow Earth soils (Andepts). J. Soil Sci. 21: 63-71.

AMAR, J. 1964. Factores que afectan la determinación de la capacidad de intercambio catiónico en suelos derivados de cenizas volcánicas. Tesis Quím. Farm. U. de Chile, Santiago, Chile.

AOMINE, S. 1972. Nitrogen fertility and humic matter of Chilean Andosols. Soil Sci. Plant. Nutr. 18: 105-113.

BARTICEVIC, E. 1974. Punto de carga cero y distribución de cargas eléctricas en suelos derivados de cenizas volcánicas. Tesis U. de Chile, Santiago, Chile.

BARTICEVIC, E.; GONZALEZ, S. y AOMINE, S. 1976. Cation-exchange capacity of the sand fraction of some Chilean soils. Soil Sci. Plant. Nutr., 22: 247-255.

BESOAIN, E. y SEPULVEDA, G. 1981. Características y propiedades de algunos Dystrandepts de la Región de los Lagos, sur de Chile. I. Mineralogía, génesis y propiedades de los suelos. Agric. Téc. 41: 197-220.

BIRREL, K.S. 1958. Reactions of amorphous soil colloids with ions in solution. N.Z. Soc. Soil. Sci. Proc. 3: 11-13.

BIRREL, K.S. 1964. Some properties of volcanic ash soils. *In:* Meeting on the Classification and Correlation of Soils from volcanic Ash (Tokyo, Japan). World Resources Report N° 14, 1965. FAO, Rome, 74-81.

BLACK, C.A. (Ed.). 1965). Methods of soil analysis. Part 2. Agronomy 9, Amer. Soc. Agron. Madison, Wis., EE.UU. 1372-1374.

BOHN, H.L.; Mc NEAL, B.L. y O'CONNOR, G.A. 1979. Soil Chemistry. John Wiley & Sons.

BOWDEN, J.W.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1980. Adsorption and charging phenomena in variable charge soils. *In:* Theng, B.K.G. Soils with variable charge. Soil Bureau DSIR, New Zealand, p. 147-166.

CARRASCO, M.A. 1972. Distribution of electric charges in some Chilean soils derived from volcanic ash. M.S. Thesis, Cornell University, EE.UU.

CARRASCO, M.A. y BARTICEVIC, E. 1978. Punto de carga cero y distribución de cargas eléctricas de algunos suelos de la zona central sur. Primer Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo. 1975. Departamento de Suelos Escuela de Agronomía, U. de Concepción, Chillán, Chile. Sección XVIII: 7.1-7.10.

COLMET DAAGE, F. *et al.* 1978. (Edición provisoria) 85-BIS, ORSTOM, centre des Antilles, Bureau, des Sols, Guadalupe.

CHAPMAN, H.D. 1965. Cation exchange capacity. *In:* Black C.A. (Ed.), Methods of soil analysis. Part 2, Agronomy 9. ASA, Madison, Wis., EE.UU. p. 891-901.

ESPINOZA, W.; GAST, R.G. y ADAMS, Jr. R.G. 1975. Charge characteristics and nitrate retention by two Andepts from South Central Chile. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39: 842-846.

GALINDO, G. y BINGHAM, F. 1977. Homovalent and heterovalent cation exchange equilibria in soils with variable surface charge. Soil Sci. Soc. Amer. J. 41: 883-886.

GAST, R.G. 1977. Surface and colloid chemistry. *In:* Dixon, J.B., and Weed S.B. (Ed.). Minerals in soil environments. SAA, Madison Wis., EE.UU. p. 27-74.

GREENLAND, D.J. y HAYES, W.H.B. 1978. The chemistry of soil constituents. John Wiley & Sons, N.Y. EE.UU.

KOBO, K. 1964. Propierties of volcanic ash soils. *In:* Meeting on the Classification and Correlation of Soils from Volcanic Ash (Tokyo, Japan). World Resources Report N° 14, FAO, Rome, p. 71-73.

PARFITT, R.L. 1980. Chemical properties of variable charge soils. *In:* Theng, B.K.G. (Ed.) Soils with variable charge. Soil Bureau DSIR, Lower Hutt, N. Zealand, p. 167-194.

PEECH, M. 1965. Exchange acidity. *In:* Black, C.A. (Ed.). Methods of soil analysis. Part. 2 Agronomy 9, Amer., Soc. Agron. Madison, Wis., EE.UU. p. 905-913.

RAVINA, I. y GUROVICH, E. 1977. Exchange capacity of calcium and sodium soils as determined by different replacing cations. Soil. Sci. Soc. Amer. J. 41: 319-322.

SCHALSCHA, E.B.; GONZALEZ, C.; VERGARA, I.; GALINDO, G. y SCHATZ, A. 1965. Effect of drying on volcanic ash soils in Chile. Soil Sci. Soc. Amerc. Proc. 29: 481-482.

SCHALSCHA, E.B.; PRATT, P.F. y DOMECQ, T.C. 1974. Nitrate adsorption by some volcanic ash soils of Southern Chile Soil Sci. Soc., Amer. Proc. 38: 44-45.

SOIL SURVEY STAFF. 1975. Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting Soil Surveys. U.S. Dept. Agr., Handbook Nº 436. 754 p.

SWINDALE, L.D. 1964. The properties of soils derived from volcanic ash. *In:* Meeting on the Classification and Correlation of soils from Volcanic Ash (Tokyo, Japan) World Resources Report Nº 14, FAO. Rome. p. 82-86.

SWINDALE, L.D. y SHERMAN, G.D. 1964. Hawaiian soils from volcanic ash. *In:* Meeting on the Classification and correlation of Soils from Volcanic Ash (Tokyo, Japan) World Resources Report Nº 14. p. 36-49.

THOMAS, C. 1964. Efecto de la desecación y rehidratación sobre la capacidad de intercambio catiónico de suelos derivados de cenizas volcánicas. Tesis Quím. Farm. U. de Chile. Santiago, Chile.

URBINA, A. 1965. Relaciones entre algunas características físicas y químicas de suelos derivados de cenizas volcánicas. Agric. Téc. 25(1): 9-18.

VAN OLPHEN, H. 1963. An introduction to clay colloid chemistry. Interscience Publishers, N.Y.

WADA, K. y HARADA, Y. 1969. Effects of salt concentration and cation species on the measured cation-exchange capacity of soils and clays. *In:* Heller, L. (Ed.) Proc. Int. Clay Conf. (Tokyo, Japan). 1: 561-571.

WADA, K. y HARADA, Y. 1971. Effects of temperature on the measured cation-exchange capacities of Ando Soils. J. Soil Sci. 22: 109-117.

WADA, K. 1977. Allophane and imogolite. *In:* Dixon J.B. y Weed, S.B. (Ed.) Minerals in soil environments. Soil Sci. Soc. of America. Madison, Wis., EE.UU. p. 603-638.

WADA, K. 1980. Mineralogical charasteristics of Andisols. *In:* Theng, B.K.G. (Ed.) Soils with variable charge. Soil Bureau DSIR, Lower Hutt, N. Zealand. p. 87-108.

4.3. FOSFORO

Por: M. Angélica Sadzawka R. y M. Adriana Carrasco R.

4.3.1. Introducción

El fósforo es un elemento biológico necesario para el desarrollo de las plantas, para el cual no hay sustituto y, aunque en parte se recicla en la naturaleza, el fósforo que se usa en la agricultura es esencialmente un recurso no renovable.

Las cantidades requeridas por los cultivos son muy inferiores a los contenidos totales de fósforo de los suelos. Sin embargo, a menudo, este elemento es un factor limitante del rendimiento, especialmente en los suelos de carga variable. Esto se debe a que sólo una pequeña proporción del fósforo del suelo está disponible para las plantas por lo que deben agregarse grandes cantidades de fertilizantes fosfatados a los suelos vírgenes para obtener buenos rendimientos.

La disponibilidad de fósforo para los vegetales está determinada fundamentalmente por sus reacciones con los constituyentes del suelo, por lo tanto, el conocimiento de estas reacciones puede permitir manipularlas para aumentar la eficiencia de la utilización de los fertilizantes fosfatados.

En este capítulo se ha tratado de resumir la información existente sobre las reacciones inorgánicas entre el fósforo y los constituyentes de los suelos de carga variable, incluyendo los estudios realizados en los suelos volcánicos chilenos.

4.3.2. Formas del fósforo en los suelos

El contenido total de fósforo en los suelos se encuentra generalmente en el rango de 0,02 a 0,5%, con un promedio de 0,06% de P (Lindsay, 1979). Los suelos volcánicos presentan cantidades elevadas de fósforo total, las que están sobre el promedio indicado (Egawa, 1980), hecho que también ha sido corroborado en los suelos volcánicos chilenos (Jara, 1964; Zambrano, 1966; Appelt y Schalscha, 1970; Zunino *et al.*, 1970; Weinberger, 1971; Vanderdeelen *et al.*, 1975).

El fósforo se encuentra en los suelos casi exclusivamente como ortofosfato, que es la forma natural estable en el cual el átomo central de fósforo está rodeado por 4 átomos de oxígeno (Hemwall, 1957; Novozamsky y Beek, 1976; Lindsay, 1979).

4.3.2.1. FOSFORO INORGANICO

De los 200 minerales fosfatados que se pueden encontrar en los suelos (Larsen, 1967), los más importantes son apatita ($Ca_{10}X_2(PO_4)_6$, donde X puede ser OH^- o F^-), estrengita ($FePO_4 \cdot 2H_2O$) y variscita ($AlPO_4 \cdot 2H_2O$). También tiene importancia el fósforo presente como constituyente menor de los alúmino-silicatos donde este elemento sustituye al silicio. Además, como resultado de la fertilización pueden existir temporalmente fosfatos de calcio más solubles que la apatita, como fosfato dicálcico ($CaHPO_4$ o $CaHPO_4 \cdot 2H_2O$), fosfato octocálcico ($Ca_4H(PO_4)_3 \cdot 2{,}5H_2O$),

al igual que formas amorfas o microcristalinas de fosfatos de Al y Fe más solubles que la variscita y la estrengita, respectivamente (Hemwall, 1957; Lindsay *et al.*, 1962; Novozamsky y Beek, 1976). 1976).

La identificación de los fosfatos inorgánicos del suelo por métodos físicos directos tales como análisis térmico diferencial, difracción de rayos X y difracción de electrones, generalmente no ha tenido éxito, debido probablemente al bajo contenido de fosfatos de los suelos ya que se encuentran mezclados con otros minerales, de los cuales es muy difícil separarlos por métodos físicos o químicos sin provocar cambios en las formas de fósforo (Beek y Van Riemsdijk, 1982).

Con el objeto de obviar el problema señalado se ha intentado caracterizar los fosfatos inorgánicos del suelo basándose en su distinta solubilidad en varios extractantes. Así se ha usado preferentemente el esquema de fraccionamiento de Chang y Jackson (1957), en su forma original o bien modificada. Sin embargo, la selectividad de los extrantantes para los diferentes compuestos es limitada, ya que el NaF 0,5 M; propuesto para disolver el Al del suelo y así liberar el fosfato unido al Al (P-Al), también libera algo de fosfato unido al Fe (P-Fe) y al Ca (P-Ca); además, parte del P-Al liberado es readsorbido por otros sitios (Larsen, 1967).

La solución de NaOH 0,1 M propuesta para desplazar el P-Fe también puede disolver algo de alúmino-silicatos y liberar el fósforo que forma parte de la red por sustitución del silicio (Parfitt, 1978). Por otra parte, estudios de recuperación realizados en suelos derivados de cenizas volcánicas de Japón por Sekiya y Egawa (en Egawa, 1980), mostraron que solamente alrededor del 20% del P, añadido en forma de $AlPO_4 \cdot 2H_2O$, se extraía con la solución de NH_4F 0,5 M; un 25% con una segunda extracción, un 40-50% con la solución de NaOH 0,1 N y finalmente un 7-9% con la solución de H_2SO_4 0,5 N.

En base a estas consideraciones, los resultados que se obtienen en suelos derivados de cenizas volcánicas, aplicando el método de fraccionamiento del fósforo propuesto por Chang y Jackson (1957), deben ser analizados con mucha precaución.

En Chile, los estudios de fraccionamiento del fósforo han sido realizados aplicando el método de Chang y Jackson y sus resultados muestran una tendencia al predominio de la fracción P-Fe en los horizontes superficiales, (Salgado, 1963; Appelt y Schalscha, 1970; Vanderdeelen *et al.*, 1975). Casado (1966), encontró que hay una relación directa entre la edad de los suelos y la fracción P-Fe. Thumann (1970), determinó que la fracción soluble en NaOH aumenta al incubar los suelos con P. Según González (1967), Appelt y Schalscha (1970), Salgado (1973), Vanderdeelen *et al.* (1975), la adición de P provoca inicialmente un aumento de la fracción P-Al que con el tiempo va cambiando a P-Fe.

4.3.2.2. FOSFORO ORGANICO

Se define como fósforo orgánico a todo compuesto de fósforo que está unido a un radical orgánico. Los compuestos de fósforo orgánico más comunes de los suelos son: fosfolípidos, ácidos nucleicos, inositol-fosfato y, en menores cantidades, fosfoproteínas y compuestos altamente lábiles como fosfato-azúcares, coenzimas y fosfógenos (Dean 1949; Hemwall, 1957; Etchevers, 1966).

El contenido de fósforo orgánico varía ampliamente dependiendo tanto de las características del suelo mismo como de la metodología empleada para determinarlo. Los estudios realizados en suelos volcánicos chilenos indican contenidos de fósforo orgánico que fluctúan entre 400 y 1.200 ppm (Casado, 1966), 800 y 1.600 ppm (Zambrano, 1966), 21 y 38% del P total (Etchevers, 1966), 20 y 40% del P total (Espinoza, 1975), 53 y 76% del P total (Borie y Barea, 1981).

4.3.3. Solubilidad de los fosfatos en los suelos

Los iones metálicos más importantes responsables de la unión de los fosfatos en los suelos son: Al, Fe y Ca. Los otros cationes parecen tener menor importancia en este aspecto debido a que sus sales fosfatadas, si están presentes, se encuentran probablemente siempre en equilibrio parcial con alguno de los minerales de fosfato más abundantes en el suelo. En el Cuadro 1 se encuentran las reacciones y constantes de solubilidad de los fosfatos más comunes. La actividad del ión fosfato en la solución de suelo en contacto con uno o más de los sólidos mencionados, depende de las actividades del Al^{+3}, Fe^{+3} o Ca^{+2} y del pH del sistema (debido a la protonación del ácido fosfórico, formación de hidroxi-complejos de cationes). La concentración de fosfato total puede ser posteriormente afectada por la formación de complejos metálicos con una o más especies de fosfatos como ligando (Novozamsky y Beek, 1976).

Considerando el pH como una variable independiente, los factores que controlan la actividad de los iones metálicos mencionados, según Novozamsky y Beek (1976) serían: $Fe(OH)_{3(s)}$ que puede considerarse como el sólido que regula la actividad del Fe^{+3}, $Al(OH)_{3(s)}$ o algún alúmino-silicato que pueda gobernar la actividad del Al^{+3}, y el $CaCO_{3(s)}$ que controla la actividad del Ca^{+2}. Por lo tanto las actividades de los iones metálicos dependerán, en último término, indirectamente del pH y del potencial de óxido-reducción (iones Fe^{+3}), del pH y/o actividad de alúmino-silicatos (iones Al^{+3}) y de la presión parcial de CO_2 (iones Ca^{+2}). La pureza de los sólidos mencionados, su tamaño de partícula y su grado de cristalinidad son algunos de los otros factores que influyen en el sistema total.

4.3.4. Fósforo en solución

El ortofosfato es la forma estable del fósforo en los suelos. Las reacciones de disociación del ácido ortofosfórico se encuentran en el Cuadro 2, mientras que en la Figura 1 se grafica el diagrama de fracción molar, en función del pH, en donde se indica la abundancia relativa de las diferentes especies del ácido ortofosfórico. Como los suelos derivados de cenizas volcánicas de Chile tienen valores de pH que van generalmente entre 4,5 y 6,5, en la solución de suelo pueden encontrarse solamente los iones $H_2PO_4^-$ y $HPO_4^=$.

Cuando el pH de la solución es numéricamente igual al logaritmo de la constante de disociación (log K) las especies reaccionantes tienen igual actividad, y su razón es uno. Por ejemplo:

$$H_2PO_4^- \longleftrightarrow HPO_4^= + H^+ \qquad \log K = -7{,}20$$

$$\log \frac{(HPO_4^=)\ (H^+)}{(H_2PO_4^-)} = \log K = -7{,}20$$

CUADRO 1. Constantes de equilibrio para las reacciones de algunos fosfatos (adaptado de Lindsay, 1979)

Reacción de equilibrio	Log K
Variscita $AlPO_4 \cdot 2H_2O + 2H^+ \longleftrightarrow Al^{+3} + H_2PO_4^- + 2H_2O$	-2,50
Estrengita $FePO_4 \cdot 2H_2O + 2H^+ \longleftrightarrow Fe^{+3} + H_2PO_4^- + 2H_2O$	-6,85
Hidroxiapatita $Ca_5(PO_4)_3OH + 7H^+ \longleftrightarrow 5Ca^{+2} + 3H_2PO_4^- + H_2O$	14,46
Fluoropatita $Ca_5(PO_4)_3F + 6H^+ \longleftrightarrow 5Ca^{+2} + 3H_2PO_4^- + F^-$	-0,21
Monetita $CaHPO_4 + H^+ \longleftrightarrow Ca^{+2} + H_2PO_4^-$	0,30
Brusita $CaHPO_4 \cdot 2H_2O + H^+ \longleftrightarrow Ca^{+2} + H_2PO_4^- + 2H_2O$	0,63
Fosfato octocálcico $Ca_4H(PO_4)_3 \cdot 2{,}5H_2O + 5H^+ \longleftrightarrow 4Ca^{+2} + 3H_2PO_4^- + 2{,}5H_2O$	11,76

CUADRO 2. Reacciones de disociación del ácido ortofosfórico (según Lindsay, 1979)

Reacción de equilibrio	Log K
$H_3PO_4^0 \longleftrightarrow H^+ + H_2PO_4^-$	-2,15
$H_2PO_4^- \longleftrightarrow H^+ + HPO_4^{-2}$	-7,20
$HPO_4^{-2} \longleftrightarrow H^+ + PO_4^{-3}$	-12,35
$H_2PO_4^- \longleftrightarrow 2H^+ + PO_4^{-3}$	-19,55
$2H_2PO_4^- \longleftrightarrow (H_2PO_4)_2^{-2}$	-0,35

$$\log \frac{(HPO_4^{=})}{(H_2PO_4^{-})} = pH - 7{,}20$$

Si pH = 7,20

$$\log \frac{(HPO_4^{=})}{(H_2PO_4^{-})} = 0$$

por lo tanto, $(HPO_4^{=}) = (H_2PO_4^{-})$.

Un aumento del pH en una unidad provoca un aumento de la razón $HPO_4^{=}/H_2PO_4^{-}$ de 10 veces, mientras que una disminución del pH en una unidad disminuye la razón 10 veces.

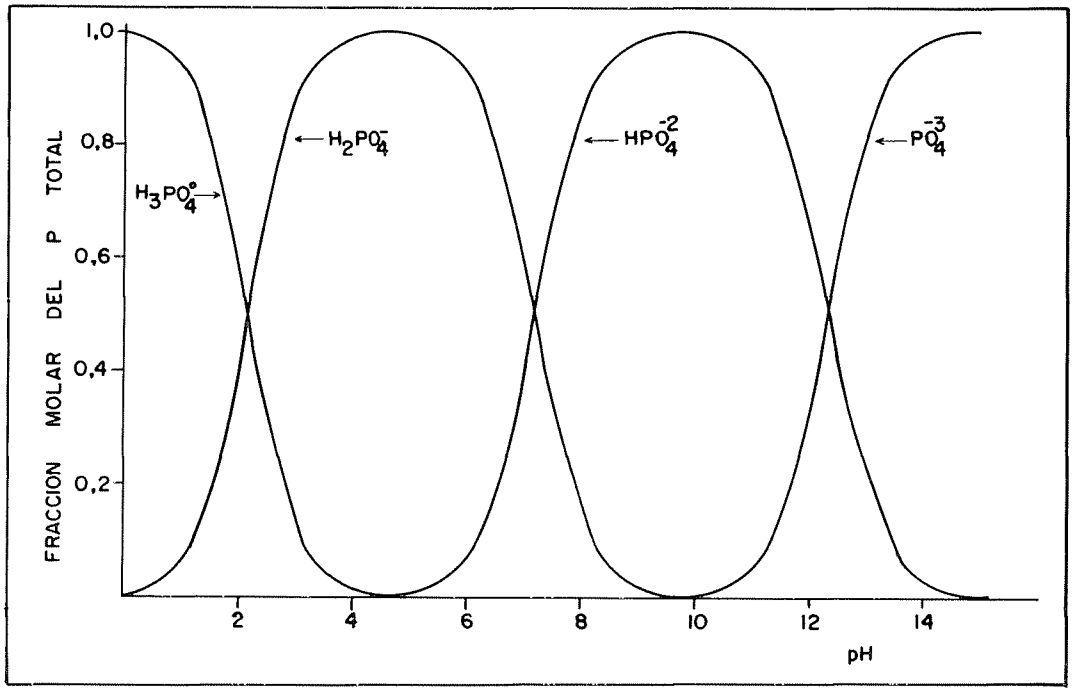


Figura 1. Efecto del pH en la distribución de los iones ortofosfato en solución.

4.3.5. Adsorción de fosfato

Los términos adsorción, sorción, retención y fijación de fosfato se usan indistintamente para indicar cualquier proceso en el cual estos iones en solución reaccionan con los átomos de las partículas del suelo. El estudio de esta propiedad se ha incrementado extensamente en los últimos años, especialmente en los suelos de carga variable, debido a las severas deficiencias de fósforo que se han observado en las plantas y a las grandes cantidades de fertilizante que deben agregarse a estos suelos para obtener buenos rendimientos de los cultivos.

4.3.5.1. PROCEDIMIENTOS PARA ESTUDIAR LA ADSORCION

La adsorción comúnmente se mide agitando muestras de suelo con soluciones de fosfato de concentraciones conocidas, determinando el cambio en su concentración y calculando el fosfato adsorbido. Cuando esta medición se efectúa agregando una sola concentración de fosfato se obtienen los "índices de adsorción" y las "curvas de adsorción", cuando se usan varias soluciones de distinta concentración.

4.3.5.1.1. Indices de adsorción

Son las cantidades de fosfato adsorbido por el suelo en condiciones estandarizadas, que se expresan en porcentaje de adsorción o en cantidad de P o de P_2O_5 adsorbido por unidad de peso de suelo. Para obtener estos índices en Chile se han usado varios métodos, aun cuando inicialmente se prefirió el de Demolon *et al.* (1953). Recientemente el ICOMAND (International Committee on the Classification of Andisols) ha recomendado el uso del método de Nueva Zelandia para obtener los índices de adsorción de los Andisoles.

4.3.5.1.2. Curvas de adsorción

Las curvas de adsorción se obtienen graficando la adsorción de fosfato calculada contra la concentración de fosfato de la solución en equilibrio. Estos gráficos se conocen también como curvas de cantidad/intensidad y como isotermas de adsorción. El término isoterma es cuestionable porque se aplica en los sistemas donde la adsorción depende sólo de la temperatura y de la concentración. Este no es el caso de la adsorción de fosfato por el suelo, o componentes del suelo, porque varios factores aparte de la naturaleza de los materiales pueden afectar la relación entre la adsorción y concentración, y el uso del término isoterma implica un grado de control que no existe (Barrow, 1978).

Las curvas de adsorción pueden usarse como tales para predecir por interpolación la cantidad de fosfato que tiene que agregarse al suelo para alcanzar una concentración dada en la solución. Este método ha sido usado por numerosos investigadores. Así por ejemplo, Ozanne y Shaw (1967), Holford (1979), consideraron adecuada una concentración de 0,3 ug P/ml en la solución de suelo; Fox y Kamprath (1970) y Barrow (1970), una de 0,2 ug P/ml. Sin embargo, este método ha sido criticado aduciendo que los distintos cultivos requieren diferentes cantidades de P en la solución de suelo para un crecimiento óptimo, y que los requerimientos disminuyen cuando aumenta la capacidad tamponante de fosfato del suelo (Barrow, 1978).

Otros investigadores han tratado de resumir la información que proporcionan las curvas de adsorción buscando métodos matemáticos que las describan. Según Barrow (1978) se pueden distinguir dos razones para describir las curvas de adsorción: una es usar números que puedan relacionarse con otras propiedades de los suelos, y la otra, es tratar de explicar los mecanismos de la adsorción.

4.3.5.1.2.1. ECUACION DE LANGMUIR

Esta ecuación puede escribirse como:

$$x = ax_m c/(1 + ac)$$

donde:

x = cantidad de fosfato adsorbido por unidad de masa de suelo.
a = coeficiente que refleja las velocidades relativas de adsorción y desorción en el equilibrio y es, por lo tanto, un término de afinidad.
x_m = máximo de adsorción.
c = concentración de fosfato en equilibrio en la solución.

Esta ecuación se ha usado ampliamente porque permite calcular un máximo de adsorción y puede transformarse en una ecuación lineal y así calcular los coeficientes por regresión lineal. Una forma lineal es:

$$c/x = 1/(ax_m) + c/x_m$$

Diversos investigadores han observado que en un amplio rango de concentraciones no hay linearidad entre c/x y c, por lo tanto, el máximo de adsorción calculado a bajas concentraciones es menor que el obtenido a altas. Para corregir esta curvatura se ha modificado la ecuación de Langmuir postulando que hay más de una superficie discreta, con energías de adsorción distintas pero constantes para cada superficie. Así se han usado ecuaciones con términos para 2 y 3 superficies que generalmente se ajustan mejor a los datos experimentales (Muljadi *et al.*, 1966; Syers *et al.*, 1973; Holford *et al.*, 1974; Rajan, 1975; Rajan y Fox 1975; Holford y Mattingly, 1976; Ryden *et al.*, 1977a, b; Holford 1979; Holford y Patrick, 1979). La ecuación para dos superficies puede escribirse:

$$x = a_1x_{m1}c/(1 + a_1c) + a_2x_{m2}c/(1 + a_2c)$$

donde los subíndices se refieren a las dos superficies postuladas.

El modelo de Langmuir, derivado de la adsorción de gases sobre superficies sólidas, se basa en que la energía de adsorción es constante e independiente del grado de cobertura de la superficie. Por lo tanto, los sitios de adsorción deben ser aislados y uniformes, y las moléculas adsorbidas no deben actuar unas con otras (Parfitt, 1978). Debido a estas consideraciones el modelo de Langmuir es inadecuado para describir la adsorción cuando las especies que lo hacen están cargadas, como es el caso del fosfato, ya que su adsorción cambia la carga de la superficie sobre la cual se adsorben disminuyendo la afinidad entre ésta y el ión que se adsorbe (Parfitt, 1980). Por lo tanto, el uso de esta ecuación, tanto en su forma simple como para dos y tres superficies, se justifica solamente cuando se quiere dar una descripción empírica aproximada de las curvas y poder resumirlas así en dos parámetros cada una que permitan una rápida comparación de las características de absorción entre los suelos (Posner y Bowden, 1980).

Las observaciones de que las curvas obtenidas con la ecuación linearizada de Langmuir no eran rectas, sino ligeramente curvadas, llevaron a Gunary (1970) a modificarla agregándole un término de raíz cuadrada para describir la curvatura. La ecuación de Gunary puede escribirse:

$$c/x = A + Bc + D\sqrt{c}$$

donde A, B y D son coeficientes. El autor explica la curvatura postulando que el suelo adsorbe firmemente una pequeña cantidad de fosfato, menos firmemente una cantidad un poco mayor y

así sucesivamente. En otras palabras, postula una disminución de la afinidad al aumentar la adsorción.

4.3.5.1.2.2. ECUACION DE TEMPKIN

El modelo de adsorción de esta ecuación incluye la condición de que la energía de adsorción disminuye linealmente con el aumento de la adsorción. La ecuación resultante es compleja, pero ignorando los valores muy altos y muy bajos de x, puede reducirse a (Barrow, 1978):

$$x = k_1 \ln(k_2 c)$$

donde k_1 y k_2 son coeficientes. Este modelo puede usarse en un amplio rango de concentraciones, pero los gráficos de x contra el ln c generalmente dan curvas en lugar de las líneas rectas requeridas por la ecuación. Aunque el método de graficar puede ser útil, la ecuación parece ser de valor limitado para describir la adsorción de fosfato (Barrow, 1978).

4.3.5.1.2.3. ECUACION DE FREUNDLICH

Aunque originalmente esta ecuación fue empírica, corresponde a un modelo de adsorción en el cual el término afinidad disminuye exponencialmente con el aumento de la saturación de la superficie. Puede escribirse:

$$x = kc^b$$

donde k y b son coeficientes. Esta ecuación a menudo describe bien la adsorción de fosfato en un limitado rango de concentraciones, especialmente en los suelos deficientes en fosfato como lo son los derivados de cenizas volcánicas.

Kuo y Lotse (1972) modificaron la ecuación de Freundlich para introducir el factor tiempo en la adsorción. Proponen que:

$$x = kc_o t^b$$

donde c_o es la concentración inicial de fosfato y t es el tiempo.

Fitter y Sutton (1975) proponen una extensión de la ecuación de Freundlich que incluye una constante D que da cuenta del fosfato ya presente en la solución de suelo:

$$x = kc^b - D$$

Sibbensen (1981) también propone una extensión de la ecuación de Freundlich reemplazando el exponente por el término (Bc - D) que gobierna la forma de la curva y disminuye con el aumento de la concentración de fosfato. La ecuación propuesta es:

$$x = kc^{Bc - D}$$

4.3.5.1.2.4. ECUACIONES MECANISTICAS

Estas ecuaciones han sido deducidas por Bowden *et al.* (1977), de un modelo complejo que considera que tanto la superficie como las especies que se adsorben tienen carga y que la carga de la superficie cambia cuando ocurre la adsorción iónica. Además trata de describir el efecto que tiene la concentración del ión, el pH y la concentración de electrolito soporte sobre la adsorción.

El modelo consiste en una serie de ecuaciones simultáneas que necesitan varios parámetros. Así, por ejemplo, en el caso del fosfato se necesitan siete parámetros, de los cuales tres describen las características de la carga de la superficie y pueden obtenerse de las curvas de titulación, uno es un término de capacitancia eléctrica y tres son específicos para el fosfato. Los tres parámetros del fosfato son: un máximo de adsorción y dos constantes de afinidad para las dos especies iónicas normalmente presentes a los valores de pH de los suelos (Barrow, 1978). Barrow *et al.* (1980a) desarrollaron e incorporaron en un programa de computación un método para resolver estas ecuaciones.

Posteriormente Bowden *et al.* (1980b) encontraron que el ión divalente da cuenta de la mayor parte de la variación observada y que agregando las constantes de enlace para los otros iones fosfatos no mejoraba el ajuste de los datos. Según estos autores, la ecuación que define la adsorción de fosfato sobre la goethita puede escribirse:

$$s = \frac{N_T K_p C \exp(-zF\psi_a/RT)}{1 + K_p C \exp(-zF\psi_a/RT)}$$

donde:

s = Fosfato adsorbido.
N_T = Máximo de adsorción (en las mismas unidades de s).
K_p = Constante de enlace del ión divalente ($HPO_4^{=}$).
z = Valencia del ión divalente ($HPO_4^{=}$).
C = Concentración de $HPO_4^{=}$ en la solución.
ψ_a = Potencial en el plano de adsorción.
F = Constante de Faraday.
R = Constante de los gases.
T = Temperatura absoluta, en ^oK.

Esta ecuación difiere de la ecuación de Langmuir en que se indica la concentración del ión divalente en lugar del total de fosfato en la solución y en que incluye un término exponencial que contiene un potencial (Barrow *et al.*, 1980a).

El modelo describe la adsorción de iones sobre superficies cargadas en el equilibrio. Barrow *et al.* (1981), lo extendieron para tratar de describir la velocidad de la reacción, presentando un modelo parcial que se ajusta bastante bien a las velocidades de adsorción de fosfato sobre goethita por períodos de hasta una hora, pero que no describe la adsorción lenta de períodos más largos, por lo que los autores sugieren que el mecanismo sería distinto.

Recientemente Posner y Barrow (1982) simplificaron el modelo de manera de describir la adsorción, a pH constante, con solo tres parámetros, según la ecuación:

$$\log \frac{A}{(N_T - A)\,C} = \log K + MA$$

donde A es el fosfato adsorbido en moles/cm^2, C es la concentración de fosfato en la solución en moles/litro y N_T, K y M son los tres parámetros. N_T es el máximo de adsorción. K es el producto de tres características que son: la constante de enlace para el ión que se adsorbe, la proporción de adsorbato presente como ión y el potencial electrostático en el plano de adsorción antes de que ésta empiece. M indica la velocidad con que el potencial electrostático en el plano de adsorción cambia cuando aumenta la adsorción. La ecuación propuesta está linearizada, de manera que si se grafica log $A/(N_T - A)\,C$ contra A se obtiene una línea recta con un intercepto de log K y una pendiente de M.

4.3.5.2. MECANISMOS DE ADSORCION

Debido a la complejidad de los sistemas de los suelos, especialmente los de carga variable, los estudios sobre mecanismos de adsorción de fosfato y de iones en general, se han realizado en sistemas más simples que contienen grupos Al,Fe-OH,OH_2^+ activos. Así se han usado goethita, gibbsita, óxidos amorfos hidratados de Fe y Al, alúmino-silicatos naturales y sintéticos amorfos a los rayos X y alúmino-silicatos cristalinos.

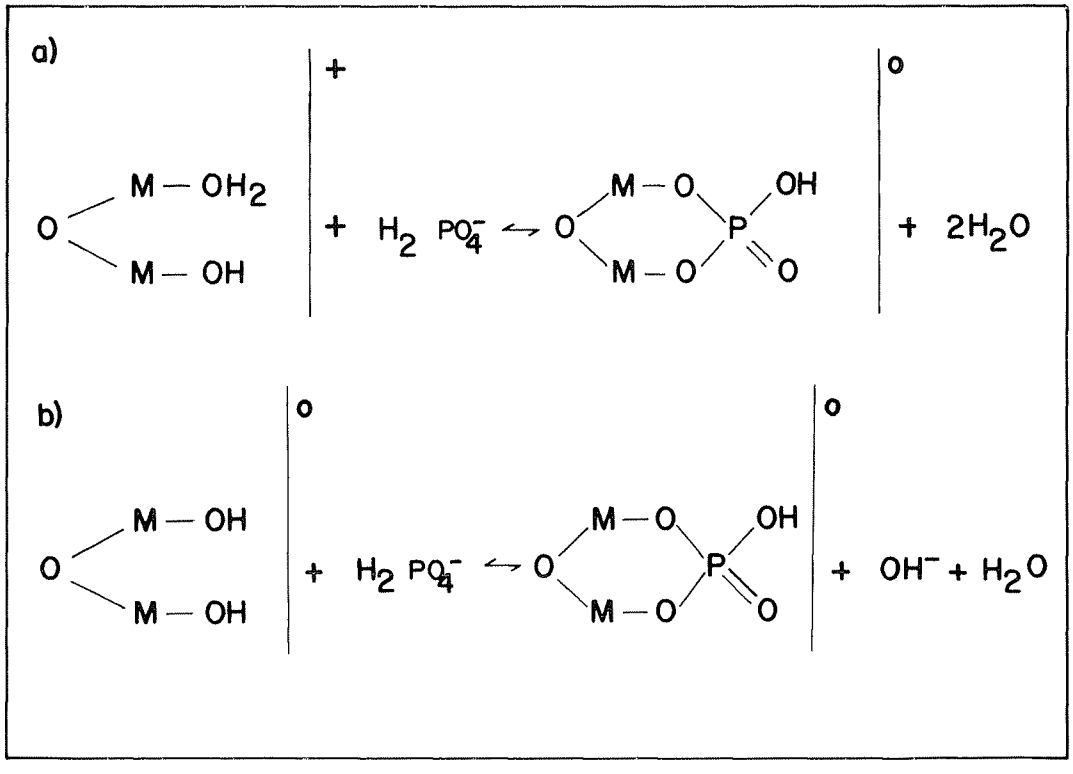


Figura 2. Esquema de reacción del H_2PO_4 con los ligandos OH_2 (a) y OH (b) de la superficie de un óxido metálico.

4.3.5.2.1. Adsorción por óxidos metálicos hidratados

El mecanismo de adsorción de fosfato por óxidos metálicos hidratados más ampliamente aceptado, se basa en una reacción específica de intercambio de los ligandos OH y OH_2^+ de los grupos Fe,Al-OH,OH_2^+ superficiales de los óxidos (Hingston *et al.*, 1967, 1968, 1972; Atkinson *et al.*, 1974; Rajan *et al.*, 1974; Ryden y Syers, 1975a; Parfitt y Russell, 1977; Bowden *et al.*, 1977). En esta reacción llamada también quimisorción, cuando el anión se adsorbe en los sitios positivos Al,Fe-OH_2^+, se desplaza el agua coordinada con neutralización de la carga positiva, y cuando el anión se adsorbe en los sitios neutros Al,Fe-OH, se desplazan iones OH^- sin modificación de la carga de la superficie (Figura 2).

Los grupos OH y OH_2^+ superficiales que toman parte en la reacción de intercambio de ligandos son los que están unidos a un sólo ión Fe o Al (grupos OH tipo A, de coordinación 1); los grupos OH que se encuentran unidos a 2 ó 3 iones Fe o Al (grupos OH tipo C y B, respectivamente) parecen ser menos reactivos (Parfitt *et al.*, 1976, 1977; Parfitt, 1978). Sin embargo, Rajan *et al.* (1974) sugieren que el fosfato puede reaccionar con los grupos OH de coordinación 2 del $Al(OH)_3$ amorfo a altas concentraciones de fosfato.

En relación con el tipo de compuesto que se forma sobre la superficie del óxido, se postula que cada ión fosfato se intercambia por dos grupos OH tipo A y se forma un complejo binuclear a cualquier nivel de cobertura de la superficie (Atkinson *et al.*, 1974; Parfitt y Atkinson, 1976; Parfitt *et al.*, 1975, 1976, 1977; Parfitt y Russell, 1977; Parfitt, 1979a, 1980; Yekini, 1980; Nanzyo y Watanabe, 1982). Por otra parte, Rajan (1979) indica que sobre la alúmina hidratada, los iones monovalentes se adsorben como monodentados y los iones divalentes forman complejos binucleares con desplazamiento de 1 y 2 ligandos, respectivamente.

La adsorción de fosfato aumenta con la concentración inicial de fosfato en la solución, pero este aumento no es lineal sino que va decreciendo a medida que aumenta la adsorción, debido a que la probabilidad de encontrar un sitio vacante va disminuyendo y la superficie se hace más negativa a medida que ocurre la adsorción (Bowden *et al.*, 1980a).

El efecto del pH de la solución sobre la adsorción de fosfato se refleja, en general, en una mayor adsorción a valores de pH más ácidos (Parfitt, 1978; Nanzyo y Watanabe, 1981). Yekini (1980) informa que la adsorción de fosfato por goethita, entre pH 2 y 12, disminuye casi linealmente con el aumento del pH. Hingston *et al.* (1968, 1972) atribuyen el efecto del pH al pK del ácido conjugado. Ryden *et al.* (1977a) sugieren que al bajar el pH, a fuerza iónica constante, aumenta la proporción de sitios positivos OH_2^+ y, por lo tanto, aumenta la adsorción por intercambio de estos grupos. Bowden *et al.* (1980a,b) explican el efecto del pH por un cambio en la actividad del ión que se adsorbe y en el potencial electrostático en el plano de la adsorción. Por otra parte, Parfitt (1979a, 1980), Parfitt y Henmi (1980) consideran que la adsorción de fosfato en presencia de $CaCl_2$ es menos dependiente del pH que en presencia de NaCl o KNO_3.

Durante la adsorción de fosfato, el pH de la solución en equilibrio aumenta debido a la liberación de iones OH^-, sin embargo, las cantidades de OH^- determinadas por titulación son menores que las esperadas debido en parte a que el OH^- liberado promueve la disociación del fosfato remanente en la solución (Nanzyo y Watanabe, 1981).

La adsorción de aniones produce disminución del punto de carga cero de las superficies de los óxidos hacia valores de pH más ácidos, en otras palabras, la superficie se hace menos positiva o más negativa (Hingston *et al.*, 1968, 1972; Brewsma y Lyklema, 1973; Ryden y Syers, 1975a; El-Swaify y Sayegh, 1975; Rajan 1976a; Beek y Van Riemsdijk, 1982). La disminución en la carga positiva se explica por la neutralización de los sitios positivos $Al,Fe\text{-}OH_2^+$ cuando ocurre la adsorción. Sin embargo, los resultados indican que, además, se produce un aumento de la carga negativa. Hingston *et al.* (1968, 1972) explican este efecto por una disociación del agua coordinada al fosfato adsorbido. Parfitt y Atkinson (1976) lo atribuyen a que el complejo binuclear formado sobre la superficie se ioniza a pH alto y se protona a pH bajo. Nanzyo y Watanabe (1982) muestran que a pH 3,3 el fosfato adsorbido por la goethita se encuentra en forma protonada, a pH 6,7 alrededor de la mitad está en forma disociada y a valores de pH mayores que 10 se encuentra en forma completamente disociada. Por otra parte, Rajan (1976b, 1979) postula que, una vez saturados los sitios de adsorción, se produce un rompimiento de los polímeros de óxidos hidratados en unidades más pequeñas, con un aumento concomitante de los sitios de adsorción, que se hacen más negativos al adsorber fosfato.

La adsorción máxima de los aniones por reacciones de intercambio de ligandos ocurre, según Hingston *et al.* (1968, 1972), a valores de pH cercanos al pK del ácido conjugado. Sin embargo, el modelo mecanístico predice que el máximo de adsorción es común a todos los valores de pH, pero que se necesitan concentraciones muy altas de fosfato para alcanzarlo (Bowden *et al.*, 1980b). Por otra parte, Rajan *et al.* (1974); Rajan (1975a, 1976a, b, 1979) postulan que la adsorción de fosfato sobre alúmina hidratada no presenta un máximo definido debido a la creación de nuevos sitios de adsorción cuando se rompen los polímeros. Por lo tanto, la estabilidad relativa de Al-OH-Al contra Al-A (siendo A el anión adsorbido), a una concentración dada del anión sobre la superficie adsorbente y en solución, determinaría si los iones tienen o no un máximo de adsorción definido.

La adsorción de fosfato también depende de la concentración y naturaleza del electrolito soporte (Helyar *et al.*, 1976a, b; Parfitt, 1978, 1979a). Entre las explicaciones que se han dado, está la de Ryden y Syers (1975b) quienes sugieren que los efectos son transitorios y desaparecen después de largos períodos de equilibrio. Por otra parte, Madrid y Posner (1979), Barrow *et al.* (1980b), Posner y Bowden (1980) postulan que los efectos se deben a cambios en la disposición de los iones del electrolito cerca de la superficie. Cuando la superficie tiene carga positiva (pH bajo el pcc*), el aumento de la fuerza iónica produce disminución del potencial positivo de la capa difusa, lo que reduce la atracción entre el anión y la superficie, y, por lo tanto, disminuye la adsorción. Cuando la superficie tiene carga negativa (pH sobre el pcc), el aumento de la fuerza iónica produce disminución del potencial negativo de la capa difusa, lo que reduce la repulsión entre la superficie negativa y el anión, aumentando así la adsorción. Según esta explicación, en el pcc no debe haber efecto de la fuerza iónica sobre la adsorción de aniones.

Según Parfitt (1979a), la mayor adsorción de fosfato observada con $CaCl_2$ comparada con NaCl o KCl se debe al aumento de la carga positiva que se produce por la adsorción de Ca; mientras que Barrow *et al.* (1980b) lo atribuyen parcialmente a la mayor valencia del catión y en parte a una afinidad específica de los iones Ca por la superficie.

---

* pcc: Punto de carga cero.

Con respecto al tipo de ión fosfato que se adsorbe, generalmente se asume que es el que domina al pH de la solución (Bowden *et al.*, 1980a). Sin embargo, las observaciones de Rajan (1979), que concuerdan con las predicciones del modelo mecanístico de Bowden *et al.* (1977, 1980a), indican que la especie que se adsorbe depende más de la carga de la superficie que de la relación de las especies en solución. Así, si la carga es altamente positiva, se adsorbe preferentemente el ión divalente formando un complejo binuclear.

Ryden *et al.* (1977a) sugieren que la adsorción de fosfato se produce por tres mecanismos que corresponden a tres regiones (I, II, III) de las curvas de adsorción. Los mecanismos de las regiones I y II serían por quimisorción o intercambio de los ligandos de los grupos positivos y neutros superficiales, respectivamente. El mecanismo de la región III no sería una quimisorción sino una adsorción física, más débil, tal como la de los iones determinantes del potencial. Sin embargo, Parfitt (1979a) señala que en la goethita no hay evidencias para esta adsorción física, ni para la formación de una unión que no sea la de un complejo binuclear superficial, el cual se forma muy rápidamente.

Los estudios de cinética de la adsorción de fosfato sobre óxidos establecen que la reacción procede en dos etapas con diferente velocidad. Yekini (1980) informa que en la primera etapa en la goethita demora alrededor de 3 horas y la segunda, más lenta, entre 3 y 18 horas, aun cuando el tiempo requerido para alcanzar el equilibrio aumenta con la concentración inicial de fosfato. Ryden *et al.* (1977c) explican el efecto del tiempo sobre la adsorción de fosfato, postulando una reacción rápida de adsorción más física (región III) que va cambiando a quimisorción (regiones I y II) y una reacción mucho más lenta que se debería a una difusión de fosfato en los poros estructurales de los minerales de orden de corto rango.

Por último, otro mecanismo responsable de la disminución de la concentración de fosfato en solución que puede operar con los sistemas de óxidos metálicos hidratados es la precipitación (Dean, 1949; Hemwall, 1957). Aparentemente la formación de nuevas fases se producen con concentraciones muy altas de fosfato (Wada, 1959).

4.3.5.2.2. Adsorción por alúmino-silicatos

4.3.5.2.2.1. ADSORCION POR ALUMINO-SILICATOS PARACRISTALINOS Y AMORFOS A LOS RAYOS X

Los estudios de adsorción de fosfato por arcillas alofánicas y alúmino-silicatos sintéticos indican que la adsorción se produce por tres mecanismos fundamentalmente. En primer lugar por una reacción específica de intercambio de ligandos, tal como ocurre en los sistemas de óxidos hidratados puros; en segundo lugar por desplazamiento de silicio estructural de las arcillas y en tercero, por precipitación de compuestos fosfatados (Wada, 1959; Rajan y Perrott, 1975; Rajan, 1975b, c, 1976b; Rajan y Watkinson, 1976; Parfitt, 1978).

El mecanismo de adsorción de fosfato por desplazamiento de silicio estructural de los alúmino-silicatos ha sido propuesto por Rajan (1975c), Rajan y Watkinson (1976). Aparentemente el fosfato sustituye al tetraedro de silicio alterando la unión en la red de la arcilla de Si-O-Al a P-O-Al, en un proceso idéntico a la sustitución isomórfica. Esta reacción parece ocurrir a cualquier porcentaje de saturación de la superficie, pero se favorece cuando los sitios de adsorción están saturados. La sustitución debilita la estructura de la arcilla favoreciendo su descomposición y la precipitación de compuestos fosfatados de aluminio (Rajan, 1976b).

Imai *et al.* (1981) estudiaron la cinética de la reacción entre fosfatos y arcillas de suelos alofánicos y observaron que a concentraciones bajas de fosfato (5-25 x 10^{-4}M) se producían tres reacciones de distinta velocidad, una adsorción inicial instantánea asociada con sitios expuestos y, simultáneamente, dos reacciones de adsorción sobre sitios internos y externos recién formados, respectivamente. Las distintas velocidades fueron atribuidas a cambios en la microestructura del alofán y a la desorción de materia orgánica unida a las superficies alofánicas.

La adsorción de fosfato por la imogolita probablemente ocurre por los mismos mecanismos que operan en el alofán, aunque en menor extensión (Parfitt, 1978). Theng *et al.* (1982) determinaron que el alofán adsorbe más de 200 μmoles P/g, lo que atribuyeron al tamaño pequeño de las partículas, su alta superficie específica (800 m^2/g) y a la presencia en la superficie de grupos Al-OH-Al y de sitios defectuosos. En cambio, encontraron que la imogolita adsorbe solamente 120 μmoles P/g, aún cuando tiene el mismo tipo de superficie Al-OH-Al y su área superficial (1.450 m^2/g) es mayor que la del alofán. Los autores explican esta diferencia en la adsorción de fosfato suponiendo que la imogolita tiene comparativamente pocos sitios defectuosos donde puede adsorberse el fosfato.

4.3.5.2.2.2. ADSORCION POR ALUMINO-SILICATOS CRISTALINOS

El fosfato también puede adsorberse sobre los minerales cristalinos, por una reacción específica de intercambio de ligandos de grupos Al-OH,OH_2^+ expuestos en los bordes rotos de los cristales, formando un complejo binuclear (Parfitt, 1978; Bolt, 1976; Beek y Van Riemsdijk, 1982). La haloisita adsorbe entre 5-10 μmoles de P/g dependiendo de la morfología de las partículas y del número de sitios activos en los bordes. La forma esferoidal adsorbe 5 μmoles de P/g mientras que la forma tubular de superficie similar lo hace con 7-10 μmoles de P/g, a la misma concentración (Theng *et al.*, 1982).

En los alúmino-silicatos cristalinos también se ha sugerido el desplazamiento de silicio estructural cuando la saturación de la superficie con fosfato es alta, tal como en los alúmino-silicatos amorfos a los rayos X (Rajan, 1976b).

4.3.5.2.3. Adsorción por suelos alofánicos

Los Andisoles normalmente adsorben grandes cantidades de fosfato. Los mecanismos propuestos para explicar esta adsorción son lógicamente los mismos que se han postulado para los distintos componentes de estos suelos, es decir, intercambio de ligandos, desplazamiento de silicio estructural y precipitación de compuestos fosfatados (Wada 1959; Obihara y Russell, 1972; Ryden y Syers 1975a,b, 1976, 1977a,b; Ryden *et al.*, 1977a,b,c; Rajan y Fox 1975; Rajan 1976b; Parfitt, 1978; Barrow, 1970, 1979a, 1980; Barrow y Shaw, 1979; Wada, 1980). Aparentemente el que ocurra uno u otro mecanismo depende de la concentración de fosfato en la solución y del tiempo de reacción. Así, con concentraciones menores de 10 mM ocurre el intercambio de ligandos, en cambio con concentraciones mayores se produce desplazamiento de silicio estructural y una reacción lenta de precipitación de compuestos fosfatados (Rajan, 1975b, 1976b). Sin embargo, cuando la concentración de fosfato en la solución es muy alta, como la que se encuentra en la vecindad del gránulo de fertilizante, que puede alcanzar valores de algunos moles por litro, y donde el pH puede ser tan bajo que solubiliza minerales del suelo, la formación de compuestos fosfatados puede proceder en forma más rápida (Beek y Van Riemsdijk, 1982).

Originalmente se pensó que los grupos Al,Fe-OH,OH_2^+ activos de los Andisoles se debían al alofán y a los óxidos amorfos de Fe y Al asociados (Saunders, 1959a, b). Sin embargo, Ryden y Syers (1975a), estudiando la adsorción de fosfato por suelos de diferente composición mineralógica, encontraron que las curvas de adsorción indicaban mecanismos similares para este proceso, por lo que concluyeron que la adsorción se debía, además de los grupos Al,Fe-OH de la superficie de los óxidos metálicos hidratados y de los alúmino-silicatos de orden de corto rango, a los grupos activos de los bordes de los alúmino-silicatos cristalinos y de los complejos Al,Fe-humus. Appelt *et al.* (1975), Miyake (1979) también destacan la importancia de los complejos del humus con Al y Fe en la adsorción de fosfato. Mizota (1977) observó una gran adsorción de fosfato en horizontes A_1 que carecían o tenían muy poca cantidad de alofán o imogolita y que la adsorción se reducía al tratar las muestras con H_2O_2 o ditionito. Estos resultados le sugirieron que en la adsorción de fosfato eran importantes los compuestos para-alofánicos, además de los complejos de Al,Fe-humus.

Wada y Gunjigake (1979), Wada (1980), consideran que el Al activo se encuentra en: complejos con humus; constituyentes para-alofánicos, alofán e imogolita; hidroxi-Al interlaminar en los silicatos; y Al intercambiable de los silicatos 2:1; 2:1:1. Estos mismos autores señalan que el Fe se presenta en: complejos con humus, óxidos de Fe, y silicatos no cristalinos. Además, estudiaron la contribución de las distintas formas de Al activo y Fe en la adsorción de fosfato y encontraron que, en los horizontes A, la adsorción estaba gobernada por el Al seguido de Fe unidos ambos al humus, mientras que, en los horizontes B, la mayor contribución se debía al Al activo de los constituyentes para-alofánicos, alofán e imogolita.

Gunjigake y Wada (1981), estudiaron el efecto del pH y de la concentración de fosfato sobre la adsorción encontrando que las reacciones entre el fosfato y el Al-humus dependían poco del pH, pero marcadamente de la concentración de fosfato; mientras que las del fosfato con el Al y Fe presentes en el alofán lo eran en forma marcada del pH y moderada de la concentración de fosfato. El Al y Fe de los constituyentes para-alofánicos mostraron dependencias similares a las del Al-humus, lo que les sugiere una similitud en los mecanismos de adsorción. Basados en estos resultados, los autores sugieren que la reacción de intercambio de ligandos se produce entre los sitios positivos de los complejos Al-humus y los iones $H_2PO_4^-$ y $HPO_4^=$, y entre los sitios positivos y neutros del alofán e imogolita y el ión $H_2PO_4^-$ solamente.

McLaughlin *et al.* (1981) al estudiar la habilidad para adsorber fosfato de los distintos componentes de Fe y Al que se encuentran en los suelos, observaron grandes diferencias en la extensión de la adsorción de fosfato, aún cuando las formas de las curvas de adsorción fueron similares. Además, determinaron que el gel de Fe, cuando se encontraba recubriendo partículas de arcilla, tenía una capacidad de adsorción de fosfato de más del doble de la que tenía el gel de Fe solo. Le Mare (1982), al investigar las características de adsorción de fosfato por oxisoles de Colombia y Brasil, encontró que el fosfato adsorbido, que era isotópicamente intercambiable, estaba asociado con Al de óxidos poco cristalinos y de complejos orgánicos; en cambio, el fosfato adsorbido que no era isotópicamente intercambiable estaba relacionado con Al de complejos orgánicos.

Al igual que lo que ocurre con los componentes del suelo, la fosfatación de los Andisoles aumenta la carga negativa. Galindo y Bingham (1977) observaron que al aumentar la adsorción de fosfato la carga positiva disminuía a cero, mientras que la negativa aumentaba en un promedio de 0,8 meq/mmol de P adsorbido. Schalscha *et al.* (1972b, 1974, 1981) determinaron un aumento de la CIC en un promedio de 0,5 a 0,6 meq/mmol de P adsorbido. Explican estos resultados postulando que,

además de la reacción del $H_2PO_4^-$ con los polímeros de hidroxi-Al y con complejos de Al-humus, otras reacciones podrían aumentar la carga negativa. Estas serían:

(i) adsorción de $H_2PO_4^-$ en sitios positivos balanceados previamente por sitios negativos internos de la partícula de suelo o que estaban balanceados previamente por contactos partícula-partícula, es decir, cargas positivas de una partícula neutralizadas por cargas negativas de otra, y
(ii) una reacción de neutralización en la cual el OH de la superficie reacciona con el $H_2PO_4^-$ para producir agua más $HPO_4^=$ adsorbido.

4.3.5.3. ADSORCION DE FOSFATO POR LOS SUELOS VOLCANICOS CHILENOS

4.3.5.3.1. Indices de adsorción

Los índices de adsorción de fosfato de los suelos volcánicos chilenos se han determinado usando diversos métodos cuyos resultados (Cuadro 3), aún cuando son difíciles de comparar por los variados factores que los afectan, indican una gran adsorción de fosfato (Jara, 1964; Alcayaga, 1964; Volke, 1964; Bleinholder, 1965; Urbina, 1965; Schenkel y Bleinholder, 1967; Silva, 1968, Riquelme, 1972; Weinberger, 1971; Schalscha *et al.*, 1973; Bezama y Aomine, 1977).

La magnitud de la adsorción es mayor mientras más al sur se ubican los suelos (Jara, 1964; Urbina, 1965; Schalscha *et al.*, 1973). En los horizontes superficiales, la mayor fijación de fosfato está relacionada con el contenido de materia orgánica y el Al extraíble con NaOAc a pH 4,8 (Urbina, 1965; Silva, 1968).

CUADRO 3. Indices de adsorción de fosfato de los suelos volcánicos chilenos

Suelos	Indice de adsorción %	Fuente
Trumaos	39 – 98	Binsack (1964), Jara (1964), Volke (1964), Schenkel y Bleiholder (1967), Silva (1968), Valdés (1969), Letelier (1969), Espinoza y Riquelme (1976), Bezama y Aomine (1977), Rojas (1978), Etchevers y Farías (1979).
Ñadis	57 – 100	Alcayaga (1964), Binsack (1964), Volke (1964), Schenkel y Bleiholder (1967), Silva (1968), Valdés (1969).
Rojo arcillosos	16 – 76	Binsack (1964), Letelier (1969), Valdés (1969), Bezama y Aomine (1977).
Arenosos	38 – 70	Binsack (1964), Schenkel y Bleiholder (1967).

El índice de adsorción de fosfato aumenta con la profundidad de la muestra de suelo (Urbina, 1965; Schalscha *et al.,* 1973; Vanderdeelen *et al.,* 1975), esta tendencia se ha atribuido al hecho de que al disminuir la cantidad de materia orgánica se produce un aumento relativo simultáneo de los materiales amorfos.

Weinberger (1971) y Bezama y Aomine (1977) indican que los suelos trumaos presentan índices de adsorción de fosfato mayores que los rojo arcillosos. Bezama y Aomine lo atribuyen a que la adsorción disminuye con la cristalización de los materiales inorgánicos amorfos.

4.3.5.3.2. Factores experimentales que afectan la adsorción

El tratamiento previo del suelo, en cuanto a la temperatura de secado, afecta la adsorción de fosfato. Este efecto se manifiesta en que la fijación es menor mientras más baja sea la temperatura de secado de la muestra antes de la reacción (Bleinholder, 1965; Schenkel y Bleinholder, 1967).

La concentración inicial de fosfato de la solución agregada influye directamente en la adsorción de fosfato por el suelo, de manera que a concentración inicial más alta, mayor es la cantidad adsorbida, pero menor el porcentaje de adsorción (Bleinholder, 1965; Schenkel y Bleinholder, 1967; Schalscha *et al.,* 1973).

El efecto del tiempo de contacto entre la solución y el suelo fue estudiado por Alamos *et al.* (1967), quienes encontraron que al aumentar el tiempo de contacto se incrementa la adsorción. Bleinholder (1965) y Schenkel y Bleinholder (1967) observaron una estabilización de la reacción a las 48 horas.

Schalscha *et al.* (1973) proponen que la adsorción transcurre a través de dos reacciones; una rápida que finaliza en aproximadamente 4 horas y otra lenta que se hace asintótica después de alrededor de las 6 horas. Sugieren que la primera reacción se debe a una adsorción sobre los sitios reactivos y la segunda a una precipitación. Además, determinaron que más del 90% del fosfato se fijaba en las primeras 2-4 horas, del cual un 50-60% lo hacía en los primeros 15 minutos de contacto.

Volke (1964) informa que pequeñas variaciones del tiempo de contacto entre la solución y el suelo se traducen en grandes variaciones de los valores de fijación de fosfato.

Vanderdeelen *et al.* (1973), estudiando la cinética de la adsorción de fosfato por el suelo Santa Bárbara postularon que la reacción se producía en dos etapas diferentes: una reacción inicial de quimisorción seguida por una difusión intraparticular.

El efecto del pH sobre la adsorción de fosfato por los suelos volcánicos chilenos ha sido estudiado por varios investigadores. Así, Alamos *et al.* (1967) encontraron que a valores de pH menores que 7, al disminuir el pH, aumentaba la adsorción hasta cierto valor de pH crítico, bajo el cual la adsorción disminuía. Gutnik *et al.* (1967) determinaron la adsorción de fosfato entre pH 4,5 y 9,5 señalando que al subir el pH sobre 7 disminuía marcadamente la adsorción. Por su parte, Schalscha *et al.* (1973) estudiaron la reacción entre pH 4 y 8 estableciendo que el aumento de la adsorción al hacerse más ácido el medio (Figura 3) se debía a un aumento de la especie iónica $H_2PO_4^-$ en solución y a una mayor disociación de los grupos Al-OH superficiales.

4.3.5.3.3. Curvas de adsorción

Las curvas de adsorción de fosfato por los suelos volcánicos chilenos indican un aumento de la fijación con la profundidad de la muestra (Figura 4), y este aumento tiende a hacerse mayor mientras más al sur se encuentren los suelos (Schalscha *et al.*, 1973).

La adsorción de fosfato ha sido estudiada ajustando los resultados a distintos tipos de ecuaciones de adsorción. Así, Zunino *et al.* (1970, 1971) usaron la ecuación de Langmuir, logrando buenos resultados mientras que Schalscha *et al.* (1973) encontraron un buen ajuste a la ecuación de Langmuir solamente hasta concentraciones de 4mM, pero que sí se podía describir bien por la

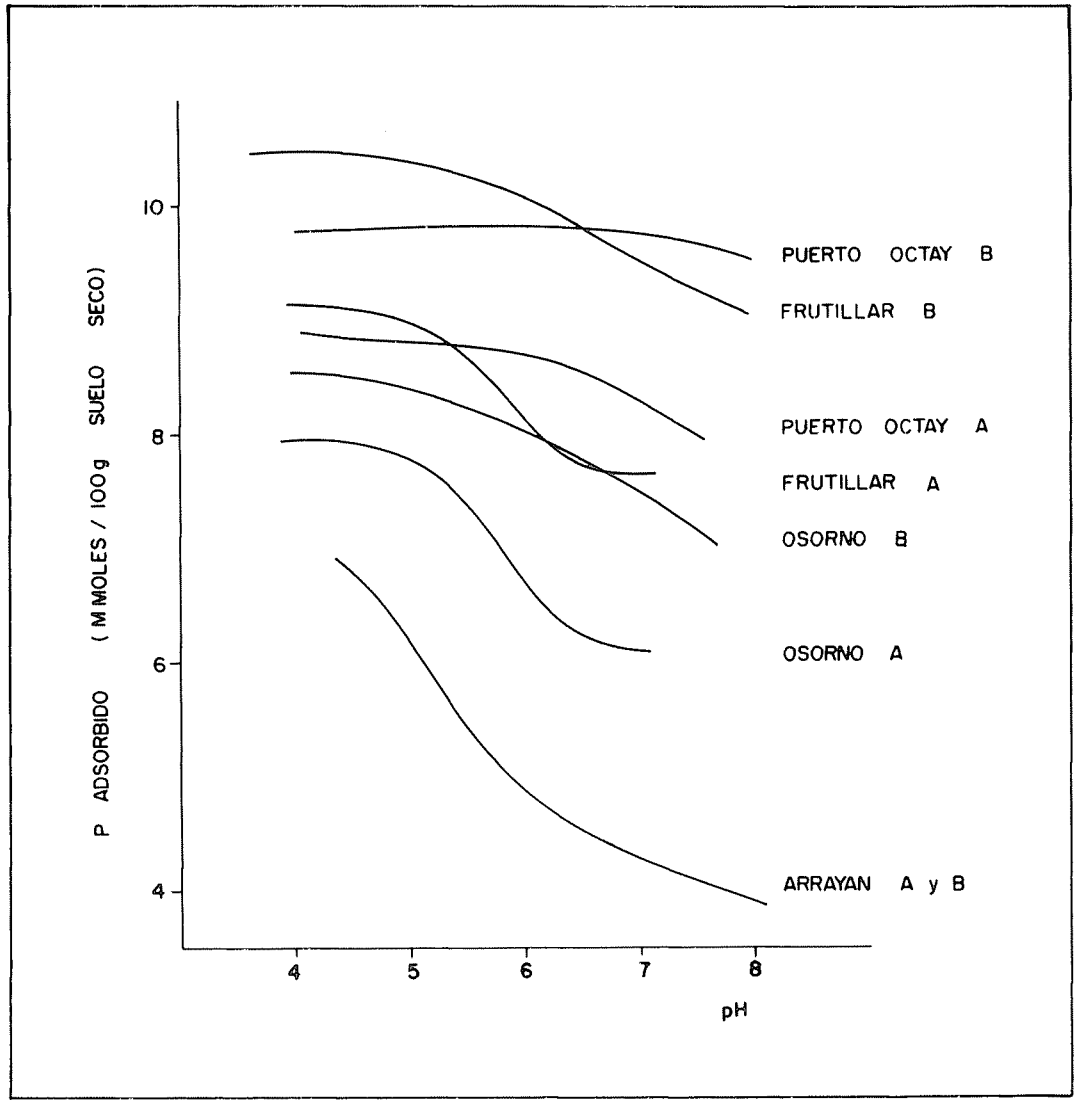


Figura 3. Efecto del pH en la cantidad de fosfato adsorbido por el suelo (adaptado de Schalscha et al., *1973).*

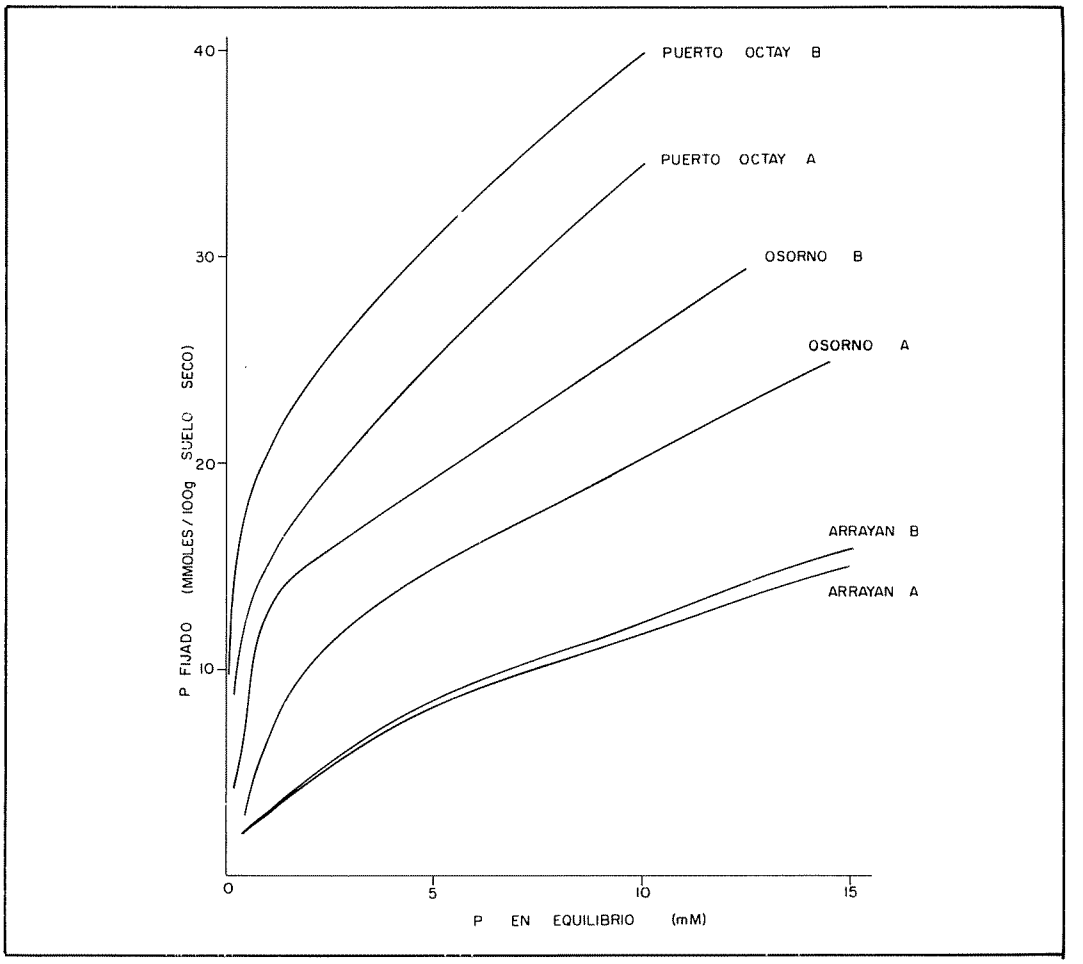


Figura 4. Curvas de adsorción de fosfato para algunos suelos Trumaos (adaptado de Schalscha et al., *1973).*

ecuación de Freundlich. Obtuvieron curvas con dos pendientes diferentes, una mayor y otra menor, que atribuyeron a la adsorción sobre sitios activos de Al y/o Fe y a precipitación, respectivamente. Sadzawka y Porte (no publicado) ajustaron los valores de adsorción de fosfato por suelos volcánicos a las ecuaciones de Langmuir, Tempkin y Freundlich (Figura 5) encontrando que esta última se ajustaba mejor a los datos experimentales (Cuadro 4).

4.3.5.3.4. Sitios activos para la adsorción

Con el objeto de identificar los sitios activos para la adsorción de fosfato por los suelos volcánicos chilenos, varios investigadores han correlacionado la adsorción de fosfato con otros factores del suelo. Es así como se ha encontrado buena correlación con el Al extraíble a pH 4,8 (Alamos *et al.,* 1967; Gutnik *et al.,* 1967; Silva, 1968), pero no con el Fe intercambiable (Silva, 1968). Jara (1964) atribuye la gran fijación de fosfato por los suelos volcánicos chilenos al alto contenido de sesquióxidos de Fe y Al. Jarpa (1970) encuentra relación con el contenido de alofán y sesquióxidos.

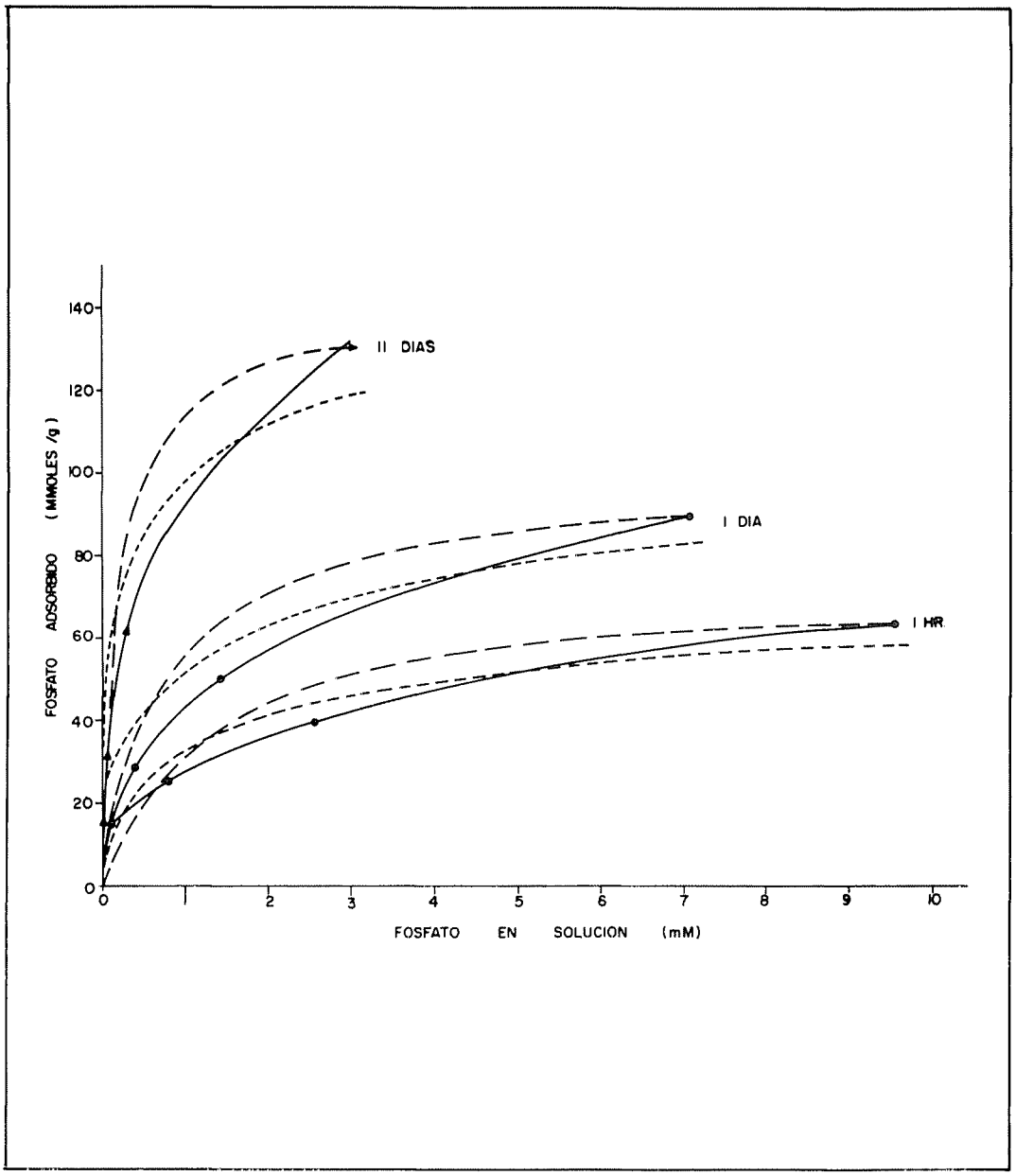


Figura 5. Comparación entre la adsorción de fosfato experimental (puntos) y calculada (curvas), según las ecuaciones de Langmuir (---), Tempkin (...) y Freundlich (—), para el suelo Bramadero (0-19 cm) a los tiempos de contacto indicados.

Zunino *et al.* (1970) adicionaron a los suelos una resina de intercambio catiónica y observaron una reducción en la fijación de fosfato. Atribuyeron este efecto a que la resina capta el Ca de intercambio del suelo, disminuyendo así la fijación que se produce por mecanismos de enlace con el Ca.

CUADRO 4. Parámetros y coeficientes de determinación de la adsorción de fosfato por las ecuaciones de Langmuir, Tempkin y Freundlich, para el suelo Bramadero (0-19 cm), a distintos tiempos de contacto entre el suelo y la solución (Sadzawka y Porte, no publicado)

Parámetro	Tiempo de contacto			
	1 hora	1 día	2 días	11 días
Ecuación de Langmuir: $c/x = 1/(ax_m) + c/x_m$				
a	0,77	1,29	1,97	5,92
x_m	73	99	114	137
R^2	0,98	0,98	0,98	0,99
Ecuación de Tempkin: $x = k_1 Ln(k_2 c)$				
k_1	11,8	15,2	16,6	18,4
k_2	17,0	33,1	59,0	219,4
R^2	0,93	0,93	0,93	0,93
Ecuación de Freundlich: $x = kc^b$				
k	28,8	44,5	57,5	92,2
b	0,35	0,36	0,35	0,34
R^2	1,00	1,00	1,00	1,00

c: concentración de fosfato en la solución en equilibrio (mM).
x: fosfato adsorbido (μmoles/g de suelo).

Galindo *et al.* (1971) encontraron que la fracción arcilla de los suelos volcánicos tiene una alta capacidad de sorción de fosfato y que los compuestos amorfos de Si y Al eran responsables de una adsorción relativamente mayor que la de los óxidos de Fe. En una revisión bibliográfica hecha por Espinoza (1975) se informa que los óxidos de Fe y Al libres y el alofán son importantes en la fijación de fosfato y que la eliminación de los óxidos de Fe y Al libres produce una disminución del 40-60% mientras que la remoción del alofán produce una disminución del 60-66% de la fijación de fosfato.

Schalscha *et al.* (1972a) encontraron una alta correlación entre el Al reactivo y la fijación de fosfato, pero no con el contenido de materia orgánica, por lo que sugieren que la parte mineral del suelo es el factor dominante en el control del Al reactivo. Este Al se determina por la formación de un hidróxido doble Mg y Al, según un método propuesto por los mismos autores.

4.3.5.3.5. Iones Competitivos

Con el objeto de disminuir la adsorción de fosfato por los suelos volcánicos chilenos se ha estudiado el efecto de otros aniones que puedan competir con el fosfato por los sitios de adsorción.

Schalscha *et al.* (1973) estudiaron la acción de los iones cloruro y sulfato sobre la adsorción de fosfato encontrando que no disminuía la adsorción y que, incluso al aumentar la concentración de cloruro la adsorción de fosfato se hacía mayor.

Zunino *et al.* (1971) al estudiar el efecto de algas marinas sobre la fijación de fosfato por el suelo Arrayán encontraron que cuando agregaban alga y fosfato simultáneamente al suelo la adsorción de fosfato se reducía. Atribuyeron este efecto a la presencia de alginatos y ácido algínico en el alga, los cuales pueden unirse al Ca intercambiable del suelo y así disminuir la fijación de fosfato producida por mecanismos de enlace con el Ca. Por otra parte, Cid (1972) incubó suelos con algas por períodos de hasta 120 días y determinó que la adición de algas no modificaba la adsorción máxima de fosfato.

Passalaqua (1974) estudió el efecto de los ácidos fúlvicos extraídos de los suelos Santa Bárbara y Pemehue sobre la fijación de fosfato concluyendo que éstos bloquean la fijación, pero en forma ineficiente.

Appelt *et al.* (1975) estudiaron el efecto de compuestos orgánicos (benzoato, p-OH benzoato, salicilato, ftalato y ácidos húmicos y fúlvicos del suelo) sobre la adsorción de fosfato, pero no encontraron efectos competitivos. Los autores explican estos resultados en base a los conceptos de Hingston *et al.* (1968) que dicen:

(i) el anión que se adsorbe preferentemente es aquel que, cuando está presente solo, aumenta la carga negativa en una mayor extensión, y
(ii) los efectos de los iones que se adsorben específicamente son más bien complementarios que aditivos.

Grimalt (1973) estudió el efecto del ácido monosilícico sobre la adsorción de fosfato, pero no encontró disminución de la adsorción.

4.3.6. Desorción de Fosfato

La desorción de fosfato se estudia, generalmente mezclando muestras de suelo, al que se le ha hecho adsorber fosfato, con un gran volumen de agua o con una solución exenta de fosfato. También se han usado resinas de intercambio.

Los estudios de desorción han mostrado que la mayor parte del fosfato adsorbido por los suelos con carga variable y por sus componentes es irreversible a la desorción en condiciones de pH constante y en ausencia de aniones competitivos (Muljadi *et al.*, 1966; Hingston *et al.*, 1974). Por lo

tanto, las pendientes de las curvas de adsorción y desorción generalmente son diferentes y esta diferencia, denominada histéresis, es mayor mientras menor es el efecto residual (Uehara y Gillman, 1981).

La irreversibilidad de la reacción de adsorción de fosfato fue estudiada por Madrid y Posner (1979) en goethita, quienes sugieren que se debe a una reacción de adsorción lenta precedida de una inicial muy rápida, con una conducta similar cuando el fosfato es desorbido. Postulan que cuando el tiempo total de la adsorción y de la desorción es suficientemente largo, los puntos de la adsorción como de la desorción tienden a caer sobre una misma curva, la que corresponde a la calculada de acuerdo con la teoría de la doble capa de Stern. Barrow (1979b) señala que cuando el fosfato ha sido recientemente agregado al suelo, la cantidad de fosfato desorbido aumenta rápidamente al principio y después disminuye debido a una readsorción neta. Hingston *et al.* (1974) observaron una conducta similar en la desorción de aniones de goethita y gibbsita. Sin embargo, Barrow (1979b) encontró que cuando el período de incubación entre el suelo y el fosfato, antes de la desorción, era largo, la desorción era menor y no se producía readsorción.

La desorción de fosfato fue descrita por Barrow (1979b) por una ecuación, cuya forma más simple es:

$$P_d = K - ac^b$$

donde:

P_d = Fosfato desorbido.
c = Concentración de fosfato en la solución.
K, a y b = Parámetros.

K sería la cantidad de fosfato desorbido cuando la relación solución: suelo es muy alta y por lo tanto c se aproxima a cero; mientras que "a" puede considerarse como el coeficiente lineal de la ecuación de Freundlich que relaciona el fosfato retenido ($K-P_d$) con la concentración en la solución.

Ryden *et al.* (1976), Ryden y Syers (1977a, b) estudiaron la desorción y el intercambio isotópico del fosfato en suelos. Concluyeron que el fosfato adsorbido en forma más física (Región III) era desorbido con soluciones a pH constante y carentes de aniones competitivos, y que la intecambiabilidad isotópica era, al menos, diez veces mayor para el fosfato adsorbido en forma más física que para el fosfato quimisorbido (Regiones I y II). En cambio, cuando usaron una solución de un ión competitivo como el HCO_3^- y a un pH mayor que el de la fase acuosa de los suelos, se desorbía parte del fosfato quimisorbido. Además, observaron que en la desorción la carga negativa de la superficie disminuía en 1 equivalente por mol de P desorbido. Estos autores recomiendan usar agua destilada para extraer el fosfato intercambiable, que sería el fosfato adsorbido en forma más física.

Aravena (1973) estudió la desorción de fosfato por elución a través de columnas de suelos con agua destilada saturada con CO_2, NH_4Cl 0,1 N, agua destilada y $NaHCO_3$ 0,01 N. Observó una desorción mayor de fosfato con los eluyentes más básicos, $NaHCO_3$ 0,01 N y agua destilada.

Acevedo (1967) en un estudio de la velocidad del intercambio isotópico de fosfato en suelos volcánicos chilenos concluye que a medida que aumenta el poder de retención de fosfato por el suelo disminuye el porcentaje susceptible de intercambiarse, como así mismo, disminuye la velocidad con que se produce el intercambio.

Parfitt (1979b) estudió la desorción de fosfato de goethita fosfatada con varios reactivos y aniones orgánicos y la comparó con la absorción por *lolium perenne.* Encontró que el reactivo de Olsen ($NaHCO_3$ 0,5 M) fue el que mejor predijo la absorción por las plantas. Considera que, en la adsorción a medida que la superficie se va saturando con fosfato, la energía de adsorción disminuye y el fosfato es más disponible para las plantas. Así explica entonces por qué, en los suelos alofánicos vírgenes, es necesario aplicar inicialmente grandes cantidades de fertilizantes fosfatados para obtener los rendimientos máximos. En cuanto a los aniones orgánicos, la desorción generalmente aumentó con el número de grupos carboxilatos de la molécula. Así, el citrato resultó especialmente efectivo en desplazar fosfato a valores de pH neutro. El autor propone una reacción de intercambio de ligandos para explicar la desorción de fosfato por aniones orgánicos porque al final del experimento los encontró adsorbidos sobre la superficie de la goethita. Resultados similares encontraron López y Flores (1979) en suelos de Venezuela. Nagarajah *et al.* (1970) encontraron que los aniones orgánicos que disminuían efectivamente la adsorción de fosfato por goethita, gibbsita y caolinita eran aquellos que formaban quelatos con los metales.

Parfitt (1982) propone agregar el fertilizante fosfatado junto con sulfato, el cual, aún cuando reduce ligeramente la adsorción de P, aumentaría el fosfato en solución a niveles que podrían ser suficientes para satisfacer las necesidades de las plantas.

Barrow y Shaw (1979) al estudiar el efecto de la fuerza iónica y la naturaleza del catión en la desorción de fosfato del suelo encontraron que la velocidad de desorción en $CaCl_2$ era inversamente proporcional a la concentración de Ca. Para los cationes monovalentes, la velocidad de desorción fue $Li^+ > Na^+ > NH_4^+ > K^+$, $Rb^+ > Cs^+$, es decir, es menor a medida que aumenta el número atómico del catión. La naturaleza y concentración del catión tuvo mayor efecto sobre la concentración del fosfato en solución cuando la relación suelo: solución fue pequeña y uno mayor sobre la desorción de fosfato cuando la relación suelo: solución fue grande. Sugieren que la tendencia del fosfato a salir disminuye cuando los cationes que balancean la carga negativa del fosfato adsorbido se ubican más cerca de la superficie.

Bache e Ireland (1980), al estudiar la desorción de fosfato de los suelos usando resinas de intercambio aniónico, concluyen que el fosfato liberado de los suelos está controlado por el OH^- y por la disolución de fosfatos de calcio.

4.3.7. Conclusiones

1. El contenido total de fósforo en los suelos volcánicos es en general alto, del cual el fósforo orgánico es una fracción importante.

2. El fósforo se encuentra como ortofosfato en la solución suelo. En los suelos volcánicos chilenos, debido a sus valores de pH, sólo pueden existir los iones mono y divalentes ($H_2PO_4^-$ y $HPO_4^{=}$).

3. La elección de procedimientos para estudiar la adsorción de fosfato por los suelos depende del propósito del estudio. Si se quiere clasificar los suelos con respecto a sus características de adsorción pueden usarse los índices de adsorción o las ecuaciones como las de Langmuir, Tempkin o Freundlich. Sin embargo, si el objetivo es predecir respuestas o deducir mecanismos deben utilizarse las ecuaciones mecanísticas.

4. Los mecanismos de adsorción de fosfato por los suelos derivados de cenizas volcánicas propuestos están relacionados con: una reacción específica de intercambio de ligandos, desplazamiento de silicio estructural y precipitación de compuestos fosfatados.

5. Los sitios activos para la adsorción de fosfato por reacciones de intercambio de ligandos son los grupos Al,Fe-OH y Al,Fe-OH_2^+ superficiales de los componentes del suelo. Estos sitios activos parecen estar controlados, en los horizontes superficiales, por los complejos de Al,Fe-humus y, en los horizontes B, por los componentes para-alofánicos, alofán e imogolita.

6. La adsorción de fosfato es muy alta en los suelos volcánicos chilenos, siendo mayor en los Ñadis y Trumaos que en los Rojo arcillosos y arenosos.

7. La determinación de la adsorción de fosfato, es afectada por varios factores experimentales tales como temperatura de secado previo del suelo, tipo y concentración de fosfato agregado, pH de la solución, tiempo de contacto entre el suelo y la solución.

8. Los estudios de competencia aniónica realizados en Chile usando sulfato, ácido monosilícico y aniones orgánicos, hechos en áreas reducidas, no han dado resultados satisfactorios en cuanto a disminuir significativamente la adsorción de fosfato.

9. La escasa información existente sobre desorción de fosfato en Chile no permite sacar conclusiones definitivas.

4.3.8. Bibliografía

ACEVEDO, E. 1964. Determinación radioquímica de la fijación e intercambio de fosfato en el horizonte Ap de la serie Trumao Osorno. Mesa Redonda de Suelos Volcánicos. Valdivia (Chile), 43.

ALAMOS, P.O.; BEHRENS, H.; ACEVEDO, E.; LOPEZ, A. y PALMA, T. 1967. Relaciones suelo-fósforo en suelos derivados de cenizas volcánicas. Agric. Téc. 27: 120-129.

ALCAYAGA, S. 1964. Características generales de los suelos Ñadis. Mesa Redonda de Suelos Volcánicos. Valdivia (Chile), 2-13.

APPELT, H. y SCHALSCHA, E.B. 1970. Effect of added phosphate on the inorganic phosphorus fractions of soils derived from volcanic ash. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 34: 599-602.

APPELT, H.; COLEMAN, N.T. y PRATT, P.F. 1975. Interaction between organic compounds, minerals and ions in volcanic-ash-derived soils. II. Effects of organic compounds on the adsorption of phosphate. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39: 628-630.

ARAVENA, A.M. 1973. Desorción de fosfatos en suelos Trumao. Anales Facultad Ciencias Químicas, U. de Chile, 203.

ATKINSON, R.S.; PARFITT, R.L. y SMART, R.ST.C. 1974. Infrared study of phosphate adsorption in goethite. J. Chem. Soc. Faraday Trans. I, 70: 1472-1479.

BACHE, B.W. e IRELAND, C. 1980. Desorption of phosphate from soils using anion exchange resins. J. Soil Sci. 31: 297-306.

BARROW, N.J. 1970. Comparison of the adsorption of molybdate, sulphate and phosphate by soils. Soil Sci. 109: 282-288.

BARROW, N.J. 1978. The description of phosphate adsorption curves, J. Soil Sci. 29: 447-462.

BARROW, N.J. 1979a. Three effects of temperature on the reactions between inorganic phosphate and soil. J. Soil Sci. 30: 271-279.

BARROW, N.J. 1979b. The description of desorption of phosphate from soil. J. Soil Sci. 30: 259-270.

BARROW, N.J. 1980. Differences amongst a wide ranging collection of soils in the rate of reactions with phosphate. Aust. J. Soil Res. 18: 215-224.

BARROW, N.J. y SHAW, T.C. 1979a. Effects of ionic strength and nature of the cation on desorption of phosphate from soil. J. Soil Sci. 30: 53-65.

BARROW, N.J. y SHAW, T.C. 1979b. Effects of solution: soil ratio and vigour of shaking on the rate of phosphate adsorption by soil. J. Soil Sci. 30: 67-76.

BARROW, N.J.; BOWDEN, J.W.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1980a. An objective method for fitting models of ion adsorption on variable charge surfaces. Aust. J. Soil Res. 18: 37-47.

BARROW, N.J.; BOWDEN, J.W.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1980b. Describing the effects of electrolite on the adsorption of phosphate by a variable charge surface. Aust. J. Soil Res. 18: 395-404.

BARROW, N.J.; MADRID, L. y POSNER, A.M. 1981. A partial model for the rate of adsorption and desorption of phosphate by goethite. J. Soil. Sci. 32: 399-407.

BEEK, J. y VAN RIEMSDIJK, W.H. 1982. Interaction of orthophosphate ions with soil. *En:* Bolt, G.H. (Ed.). Soil Chemistry. B. Physico-chemical models. Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 259-284.

BEZAMA, N. y AOMINE, S. 1977. Phosphate retention on soils in the central valley of Chile. Soil Sci. Plant Nutr. 23: 427-435.

BINSACK, R. 1964. Problemas de la fertilidad de los suelos en el sur de Chile. Mesa Redonda de Suelos Volcánicos, Valdivia (Chile), 96-102.

BLEIHOLDER, H.E. 1965. Factores que afectan a la determinación de la fijación de fósforo en algunos suelos chilenos. Tesis Ing. Agr., U. de Concepción, 108 p.

BOLT, G.H. 1976. Adsorption of anions by soils. *En:* Bolt, G.H. y Bruggenwert, G.M. (Ed.). Soil Chemistry. A. Basic Elements. Elsevier, Amsterdam, 91-96.

BORIE, F. y BAREA, J.M. 1981. Fósforo residual en suelos derivados de cenizas volcánicas del sur de Chile. III Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo, 73.

BOWDEN, J.W.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1977. Ionic adsorption on variable charge mineral surfaces. Theoretical-charge development and titrations curves. Aust. J. Soil Res. 15: 121-136.

BOWDEN, J.W.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1980a. Adsorption and charging phenomena in variable charge soils. *En:* Theng, B.K.G. (Ed.). Soils with variable charge. Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research. Lower Hutt, New Zealand, 147-166.

BOWDEN, J.W.; NAGARAJAH, S.; BARROW, N.J.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1980b. Describing the adsorption of phosphate, citrate and selenite on a variable charge mineral surface. Aust. J. Soil Res. 18: 49-60.

BREEWSMA, A. y LYKLEMA, J. 1973. Physical and chemical adsorption of ions in the electrical double layer on hematite (α-Fe_2O_3). J. Coll. Interface Sci. 43: 437-448.

CASADO, B. 1966. Fijación y fraccionamiento de fósforo en suelos derivados de cenizas volcánicas. Tesis Quím. Farm., Facultad de Química y Farmacia, U. de Chile.

CID, R. 1972. Fijación de fósforo en suelos derivados de cenizas volcánicas, efectos de la adición de algas en suelos incubados. Anales Facultad Ciencias Químicas, U. de Chile, 162.

CHANG, S.C. y JACKSON, M.L. 1957. Fractionation of soil phosphorus. Soil Sci. 84: 133-144.

DEAN, L.A. 1949. Fixation of soil phosphorus. Adv. Agron. 1: 391-411.

DEMOLON, A.; BOISCHOT, P. y LAJON, J. 1953. Réaction of divers sols a l'apport des engrais phosphatés solubles, son importance dans l'établissement des fumures. Aun. Inst. National de la Reserche Agronomique. Serie A: Annales Agronomiques 4: 291-330.

EGAWA, T. 1980. Propiedades de los suelos derivados de cenizas volcánicas. *En:* Ishizuka, Y. y Black, C.A. (Ed.). Suelos derivados de cenizas volcánicas de Japón. CIMMYT, México, 14-67.

EL-SWAIFY, S.A. y SAYEGH, A.H. 1975. Charge characteristics of an oxisol and inceptisol from Hawaii. Soil Sci. 120: 49-56.

ESPINOZA, W.G. 1975. Análisis de las investigaciones sobre fósforo en suelos volcánicos chilenos (1953-1973). U. de Concepción, Boletín Técnico Nº 56.

ESPINOZA, W. y RIQUELME, E. 1976. Caracterización químicas de dos andepts (trumaos) de la provincia de Ñuble (Chile): Arrayán y Santa Bárbara. Agric. Téc. 36: 45-58.

ETCHEVERS, J.B. 1966. Determinación de fósforo orgánico en suelos trumaos fertilizados con fosfatos. U. de Concepción, Circular Informativa Nº 6.

ETCHEVERS, J. y FARIAS, A. 1979. Características químicas de los principales suelos cultivados de Ñuble. Agric. Téc. 39: 29-34.

FITTER, A.H. y SUTTON, C.D. 1975. The use of the Freundlich isotherm for soil phosphate sorption data. J. Soil Sci. 26: 241-246.

FOX, R.L. y KAMPRATH, E.J. 1970. Phosphate sorption isotherms for evaluating the phosphate requirements of soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 34: 902-907.

GALINDO, G. y BINGHAM, F.T. 1977. Homovalent and heterovalent cation exchange equilibria in soils with variable charge. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 41: 883-886.

GALINDO, G.; OLGUIN, C. y SCHALSCHA, E.B. 1971. Phosphate-sorption capacity of clay fractions of soils derived from volcanic ash. Geoderma 7: 225-232.

GONZALEZ, G. 1967. Dinámica del fósforo en suelos trumaos: relación entre sus fracciones y su disponibilidad. Tesis Quím. Farm. U. de Chile.

GRIMALT, M.I. 1973. Silicatación y desilicatación de suelos derivados de cenizas volcánicas y su influencia en la fijación de fosfato. Anales Facultad Ciencias Químicas, U. de Chile, 215.

GUNARY, D. 1970. A new adsorption isotherm for phosphate in soil. J. Soil Sci. 21: 72-77.

GUNJIGAKE, N. y WADA, K. 1981. Effects of phosphorus concentration and pH on phosphate retention by active aluminum and iron of ando soils. Soil Sci. 132: 347-352.

GUTNIK, V.; BALCAR, J.; BEHRENS, H. y ACEVEDO, E. 1967. Influencia del pH sobre la fijación de fósforo en suelos derivados de cenizas volcánicas. Agric. Téc. 27: 141-143.

HELYAR, K.R.; MUNNS, D.N. y BURAU, R.G. 1976a. Adsorption of phosphate by gibbsite. I. Effects of neutral chloride salts of calcium, magnesium, sodium, and potasium. J. Soil Sci. 27: 307-314.

HELYAR, K.R.; MUNNS, D.N. y BURAU, R.G. 1976b. Adsorption of phosphate by gibbsite. II. Formation of surface complex involving divalent cations. J. Soil. Sci. 27: 315-323.

HEMWALL, J.B. 1957. The fixation of phosphorus by soils. Adv. Agron. 9: 95-112.

HINGSTON, F.J.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1967. Specific adsorption of anions. Nature 215: 1459-1461.

HINGSTON, F.J.; ATKINSON, R.J.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1968. Specific adsorptions of anions on goethite. Trans. 9th. Congr. Soil Sci. 1: 669-678.

HINGSTON, F.J.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1972. Anion adsorption by goethite and gibbsite. I. The role of the proton in determining adsorption envelopes. J. Soil Sci. 23: 177-192.

HINGSTON, F.J.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1974. Anion adsorption by goethite and gibbsite. II. Desorption of anions from hydrous oxide surfaces. J. Soil. Sci. 25: 16-26.

HOLFORD, I.C.R. 1979. Evaluation of soil phosphate buffering capacity. Aust. J. Soil. Res. 17: 495-504.

HOLFORD, I.C.R. y MATTINGLY, G.E.G. 1976. Phosphate adsorption and plant availability of phosphate. Plant Soil 44: 377-389.

HOLFORD, I.C.R. y PATRICK, W.H. 1979. Effects of reduction and pH changes on phosphate sorption and mobility in an acid soil. Soil. Sci. Soc. Am. J. 43: 292-297.

HOLFORD, I.C.R.; NEDDERBURM, R.W.M. y MATTINGLY, G.E.G. 1974. A Langmuir two surface equation as a modification for phosphate adsorption by soils. J. Soil. Sci. 25: 242-256.

IMAI, H.; GOULDING, K.W.T. y TALIBUDEEN, O. 1981. Phosphate adsorption in allophanic soils. J. Soil Sci. 32: 555-570.

JARA, F. 1964. La fijación de fósforo en los suelos trumaos de Chile y la respuesta a la fertilización fosfatada, en remolacha azucarera *(beta vulgaris).* Mesa Redonda de Suelos Volcánicos Valdivia (Chile), 104-107.

JARPA, J.M. 1970. Fijación de fosfato en suelos trumaos. Tesis Quím. Farm., U. de Chile.

KUO, S. y LOTSE, E.G. 1972. Kinetics of phosphate adsorption by Ca-carbonate and Ca-kaolinite. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36: 725-729.

LARSEN, S. 1967. Soil phosphorus. Adv. Agron. 19: 151-210.

LE MARE, P.H. 1982. Sorption of isotopically exchangeable and non-exchangeable phosphate by some soils of Colombia and Brazil, and comparisons with soils of southern Nigeria. J. Soil. Sci. 33: 691-707.

LETELIER, E. 1969. The response of volcanic ash soils in Chile (Trumaos) to fertilizers, in field experiments. Panel on Volcanic Ash Soils in Latin America, Turrialba, Costa Rica, C3: 1-14.

LINDSAY, W.L. 1979. Chemical equilibria in soils. Wiley-Interscience, New York.

LINDSAY, W.L.; FRAZIER, A.W. y STEPHENSON, H.F. 1962. Identification of reaction products from phosphate fertilizers in soils. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc. 19: 446-452.

LOPEZ, D.H. y FLORES, D.A. 1979. La desorción de fosfato en suelos. Implicaciones fisioecológicas en el proceso. Acta Cient. Venezolana 30: 23-35.

MADRID, L. y POSNER, A.M. 1979. Desorption of phosphate from goethite. J. Soil. Sci. 30: 697-707.

McLAUGHLIN, J.R.; RYDEN, J.C. y SYERS, J.K. 1981. Sorption of organic phosphate by iron-and aluminium-containing components. J. Soil Sci. 32: 365-377.

MIYAKE, M. 1979. Phosphate sorption by Indonesian paddy soils. JARQ 13: 145-148.

MIZOTA, C. 1977. Phosphate fixation by ando soils different in their clay mineral composition. Soil. Sci. Plant Nutr. 23: 311-318.

MULJADI, D.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1966. The mechanism of phosphate adsorption by kaolinite, gibbsite and pseudoboehmite. I. The isotherms and the effect of pH on adsorption. J. Soil Sci. 17: 212-229.

NAGARAJAH, S.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1970. Competitive adsorption of phosphate with polygalacturonate and other organic anions on kaolinite and oxide surfaces. Nature 228: 83-85.

NANZYO, M. y WATANABE, Y. 1981. Material balance associated with phosphate sorption by amorphous clays, silica-alumina gel and synthetic goethite. Soil Sci. Plant. Nutr. 27: 329-337.

NANZYO, M. y WATANABE, Y. 1982. Diffuse reflectance infrared spectra and ion-adsorption properties of the phosphate surface complex on goethite. Soil Sci. Plant Nutr. 28: 359-368.

NOVOZAMSKY, I. y BEEK, J. 1976. Common solubility equilibria in soils. *En:* Bolt, G.H. y Bruggenwert, G.M. (Ed.). Soil Chemistry A. Basic Elements. Elsevier, Amsterdam, 96-125.

OBIHARA, C.H. y RUSSELL, E.W. 1972. Specific adsorption of silicate and phosphate by soils. J. Soil Sci. 23: 105-117.

OZANNE, P.G. y SHAW, T.C. 1967. Phosphate sorption by soils as a measure of the phosphate requirements for pasture growth. Aust. J. Agric. Res. 18: 601-612.

PARFITT, R.L. 1978. Anion adsorption by soils and soil materials. Adv. Agron. 30: 1-50.

PARFITT, R.L. 1979a. The nature of the phosphate goethite (α-FeOOH) complex formed with $Ca(H_2PO_4)_2$ at different surface coverage. Soil Sci. Soc. Am. J. 43: 623-625.

PARFITT, R.L. 1979b. The availability of P from phosphate-goethite bridging complexes. Desorption and uptake by ryegrass. Plant Soil 53: 55-65.

PARFITT, R.L. 1980. Chemical properties of variable charge soils. *En:* Theng, B.K.G. (Ed.). Soil with variable charge. Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand, 167-194.

PARFITT, R.L. 1982. Competitive adsorption of phosphate and sulphate on goethite (α-FeOOH): a note. N.Z.J. Sci. 25: 147-148.

PARFITT, R.L. y ATKINSON, R.J. 1976. Phosphate adsorption on goethite (α-FeOOH). Nature 264: 740-742.

PARFITT, R.L. y RUSSELL, J.D. 1977. Adsorption on hydrous oxides. IV. Mechanisms of adsorption of various ions on goethite. J. Soil. Sci. 28: 297-305.

PARFITT, R.L. y HEMNI, T. 1980. Structure of some allophanes from New Zealand. Clays and Clay Minerals 28: 285-294.

PARFITT, R.L.; ATKINSON, R.J. y SMART, R.S.C. 1975. The mechanism of phosphate fixation by iron oxides. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39: 837-841.

PARFITT, R.L.; RUSSELL, J.D. y FARMER, V.C. 1976. Confirmation of the surface structure of goethite (α-FeOOH) and phosphate goethite by infrared spectroscopy. J. Chem. Soc. Faraday Trans I. 72: 1082-1087.

PARFITT, R.L.; FRASER, A.R.; RUSSELL, J.D. y FARMER, V.C. 1977. Adsorption on hydrous oxides. II. Oxalate, benzoate and phosphate on gibbsite. J. Soil. Sci. 28: 40-47.

PASSALAQUA, P.Q. 1974. Acidos fúlvicos y fijación de fósforo en dos suelos de trumao. Tesis Ing. Agron., U. Católica de Valparaíso, Quillota, Chile.

POSNER, A.M. y BARROW, N.J. 1982. Simplication of a model for ion adsorption on oxide surfaces. J. Soil. Sci. 33: 211-217.

POSNER, A.M. y BOWDEN, J.W. 1980. Adsorption isotherms: should they be split? J. Soil. Sci. 31: 1-10.

RAJAN, S.S.S. 1975a. Adsorption of divalent phosphate on hydrous aluminium oxide. Nature 253: 434-436.

RAJAN, S.S.S. 1975b. Mechanism of phosphate adsorption by allophane clays. N.Z. J. Sci. 18: 93-101.

RAJAN, S.S.S. 1975c. Phosphate adsorption and the displacement of structural silicon in an allophane clay. J. Soil. Sci. 26: 250-256.

RAJAN, S.S.S. 1976a. Changes in net surface charge of hydrous alumina with phosphate adsorption. Nature 262: 45-46.

RAJAN, S.S.S. 1976b. Phosphate reactions with soil constituents and prospects for manipulation. *En:* Blair, G.J. (Ed.). Prospects for improving eficiency of phosphorus utilization. Reviews in Rural Science, N^{O} III, University of New England, Armidale, N.S.W. Australia.

RAJAN, S.S.S. 1979. Adsorption of selenite, phosphate and sulphate on hydrous alumina. J. Soil. Sci. 30: 709-718.

RAJAN, S.S.S. y FOX, R.L. 1975. Phosphate adsorption by soils. II. Reactions in tropical acid soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39: 846-851.

RAJAN, S.S.S. y PERROTT, K.W. 1975. Phosphate adsorption by synthetic amorphous aluminosilicates. J. Soil. Sci. 26: 257-266.

RAJAN, S.S.S. y WATKINSON, J.H. 1976. Adsorption of selenite and phosphate on an allophane clay. Soil. Sci. Soc. Amer. J. 40: 51-54.

RAJAN, S.S.S.; PERROTT, K.W. y SAUNDERS, W.M.H. 1974. Identification of phosphate reactive sites of hydrous alumina from proton consumption during phosphate adsorption at constant pH values. J. Soil. Sci. 25: 438-447.

RIQUELME, M.E. 1972. Fijación de aniones en la fracción inorgánica de suelos cineríticos del centro sur de Chile. Anales Facultad Ciencias Químicas, U. de Chile, 163.

ROJAS, O.U. 1978. Uso de fosfato diamónico en remolacha azucarera en Chile (*beta vulgaris* var. sacarina). II. Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo, I: 81-104.

RYDEN, J.C. y SYERS, J.K. 1975a. Charge relationships of phosphate sorption. Nature 255: 51-53.

RYDEN, J.C. y SYERS, J.K. 1975b. Rationalization of ionic strength and cation effects on phosphate sorption by soils. J. Soil. Sci. 26: 395-406.

RYDEN, J.C. y SYERS, J.K. 1976. Calcium retention in response to phosphate sorption by soils. Soil. Sci. Soc. Am. J. 40: 845-846.

RYDEN, J.C. y SYERS, J.K. 1977a. Desorption and isotopic exchange relationships of phosphate sorbed by soils and hydrous ferric oxide gel. J. Soil. Sci. 28: 596-609.

RYDEN, J.C. y SYERS, J.K. 1977b. Origin of the labile phosphate pool in soils. Soil. Sci. 123: 353-361.

RYDEN, J.C.; SYERS, J.K. y GREGG, P.E.H. 1976. A new understanding of the nature and persistence of labile phosphate in soils: implications to soil testing. *En:* Blair, G.J. (Ed.). Prospects for improving eficiency of phosphorus utilization. Reviews in Rural Science, N^{O} III, University of New England Armidale, N.S.W. Australia.

RYDEN, J.C.; McLAUGHLIN, J.R. y SYERS, J.K. 1977a. Mechanisms of phosphate sorption by soils and hydrous ferric oxide gel. J. Soil Sci. 28: 72-92.

RYDEN, J.C.; SYERS, J.K. y McLAUGHLIN, J.R. 1977b. Effects of ionic strength on chemisorption and potential-determining sorption of phosphate by soils. J. Soil Sci. 28: 62-71.

RYDEN, J.C.; McLAUGHLIN, J.R. y SYERS, J.K. 1977c. Time-dependent sorption of phosphate by soils and hydrous ferric oxides. J. Soil Sci. 28: 585-595.

SALGADO, M.J. 1963. Fracciones de fósforo presentes en cuatro suelos empleados para ensayos de maceteros en alfalfa, con dosis creciente de fosfato. Tesis Ing. Agr. U. de Concepción, Chillán, Chile.

SAUNDERS, W.M.H. 1959a. Effect of phosphate topdressing on a soil from andesitic volcanic ash. II. Effect on distribution of phosphorus and on related chemical properties. N.Z.J. Agric. Res. 2: 445-462.

SAUNDERS, W.M.H. 1959b. Effect of phosphate topdressing on a soil from andesitic volcanic ash. III. Phosphate retention and pH. N.Z.J. Agric. Res. 2: 659-665.

SCHALSCHA, E.B.; PRATT, P.F. y GONZALEZ, O.M. 1972a. Reactive aluminium estimated from the formation of magnesium-aluminium double hidroxide. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36: 752-755.

SCHALSCHA, E.B.; PRATT, P.F.; KINJO, T. y AMAR, J. 1972b. Effect of phosphate salts as saturing solution in cation exchange capacity determination. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36: 912-914.

SCHALSCHA, E.B.; NIETO, C. y BINGHAM, F.T. 1973. Algunas características de la fijación de fosfatos en suelos alofánicos de Chile. Agric. Téc. 33: 81-86.

SCHALSCHA, E.B.; PRATT, P.F. y SOTO, D. 1974. Effect of phosphate adsorption on the exchange capacity of volcanic ash soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 38: 539-540.

SCHALSCHA, E.B.; AHUMADA, I. y PRATT, P.F. 1981. Effects of time and leaching on phosphate-induced increase in cation exchange capacity in volcanic ash soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 45: 1237-1238.

SCHENKEL, G.S. y BLEIHOLDER, H.E. 1967. Factores que afectan la determinación de la fijación de fósforo en algunos suelos chilenos. U. de Concepción, Circular Informativa N° 15.

SIBBENSEN, E. 1981. Some new equations to describe phosphate sorption by soils. J. Soil Sci. 32: 67-74.

SILVA, B.N. 1968. Capacidad de retención de fósforo de los suelos de la provincia de Valdivia. U. Austral de Chile, Boletín N° 7.

SYERS, J.K.; BRAUMAN, M.G.; SMILLIE, G.W. y COREY, R.B. 1973. Phosphate sorption by soils evaluated by the Langmuir adsorption equation. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 37: 358-364.

THENG, B.K.G.; RUSSELL, M.; CHURCHMAN, G.J. y PARFITT, R.L. 1982. Surface properties of allophane, halloysite and imogolite. Clays and Clay Minerals 30: 143-149.

THUMANN, W.C. 1970. Fósforo orgánico y fracciones de fósforo en suelos derivados de cenizas volcánicas. Tesis Quím. Farm., U. de Chile.

UEHARA, G. y GILLMAN, G. 1981. The mineralogy, chemistry and physics of tropical soils with variable charge clays. Westview Tropical Agriculture, Series N° 4, Westview Press, Inc. Boulder, Colorado, EE.UU.

URBINA, A. 1965. Relaciones entre algunas características físicas y químicas de suelos derivados de cenizas volcánicas. Agric. Téc. 25: 9-18.

VALDES, A.F. 1969. Geographical distribution and characteristics of soils derived from volcanic ash in Chile. Panel on Volcanic Ash Soils in Latin America, Turrialba, Costa Rica, A.1: 1-15.

VANDERDEELEN, J.; PINO, I. y BAERT, L. 1973. Kinetics of phosphate adsorption in a soil derived from volcanic ash. Turrialba 23: 291-296.

VANDERDEELEN, J.; PINO, I. y BAERT, L. 1975. Distribución del fosfato agregado al suelo en un perfil de la asociación Santa Bárbara. Agric. Téc. 35: 129-133.

VOLKE, V. 1964. Análisis químicos de muestras de suelos de Osorno y Llanquihue. Mesa Redonda de Suelos Volcánicos, Valdivia, Chile, 68-84.

WADA, K. 1959. Reaction of phosphate with allophane and halloysite. Soil Sci. 87: 325-330.

WADA, K. 1980. Mineralogical characteristics of andisols. *En:* Theng, B.K.G. (Ed.). Soils with variable charge. Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research. Lower Hutt, New Zealand, 87-107.

WADA, K. y GUNJIGAKE, N. 1979. Active aluminum and iron and phosphate adsorption in ando soils. Soil Sci., 128: 331-336.

WEINBERGER, P. 1971. Charakteristische Eigenschaften und die Fruchtbarkeit südchileniscer Graslandböden auf vulkanischen. Der Tropenlandwirt 72: 51-71.

YEKINI, B. 1970. Interactions of orthophosphate with iron-oxy-hidroxide minerals found in soils. Ph.D. Thesis, University of Florida, EE.UU.

ZAMBRANO, L. 1966. Determinación de fósforo total, fraccionamiento de fósforo inorgánico en cinco suelos derivados de cenizas volcánicas. Campo Agropecuario. 2: 19-27.

ZUNINO, H.; CAIOZZI, M.; PEIRANO, P. y AGUILERA, M. 1970. Phosphate fixation in acidic soils derived from volcanic ash in Chile as influenced by the naturally occurring exchangeable cations. Agrochimica 14: 557-564.

ZUNINO, H.; PEIRANO, P.; AGUILERA, M.; GONZALEZ, R. y CAIOZZI, M. 1971. Effect of seaweed on phosphorus availability of a soil derived from volcanic ash. Agron. J. 63: 116-119.

4.4. OXIDOS DE HIERRO

Por: M. Adriana Carrasco R.

4.4.1. Introducción

Una parte del hierro total del suelo se presenta como óxidos, los que son generalmente productos de la meteorización de minerales de hierro (Barshad, 1964). Estos óxidos son muy resistentes a una posterior meteorización química, tendiendo a acumularse en las regiones de temperaturas anuales altas y con suficiente humedad, como ocurre en las regiones tropicales húmedas (Buckman y Brady, 1969).

Según Schwertmann y Taylor (1977), durante la meteorización de una roca primaria (magmática), el hierro, unido predominantemente en los silicatos en el estado reducido (bivalente), se liberaría a través de una reacción hidrolítica-oxidativa combinada del tipo siguiente:

$$-Fe^{+2}-O-Si + H_2O \longleftrightarrow Fe^{+3}-OH + HO-Si + \bar{e}$$

en la cual el oxígeno atmosférico toma el electrón

$$(O_2 + 4\,\bar{e} \longleftrightarrow 2\,O^{-2})$$

Debido a la solubilidad extremadamente baja de los óxidos de Fe^{+3} (término usado, por Schwertmann y Taylor (1977), para denominar en forma breve el grupo de los óxidos, oxihidróxidos e hidróxidos de Fe), en el rango de pH normal de los suelos, el hierro liberado por meteorización precipitará como óxido o hidróxido. Del hierro oxidado, sólo una parte pequeña será incorporado generalmente en los filosilicatos secundarios y/o complejado por la materia orgánica.

Los óxidos de hierro son constituyentes casi universales de las arcillas del suelo y se encuentran en diversas formas mineralógicas, como partículas discretas, agentes cementantes entre las partículas minerales, o asociados con las superficies de otros minerales (Olson, 1965; Buol *et al.,* 1973; Greenland y Hayes, 1978).

Aun a bajas concentraciones los óxidos de Fe tienen un alto poder de pigmentación y determinan el color de muchos suelos. Así, el color del suelo determinado por el tipo y distribución de los óxidos de hierro dentro de un perfil es útil para explicar su génesis y también como criterio importante en la denominación y clasificación de suelos (Barshad, 1964; Buol *et al.,* 1973; Schwertmann y Taylor, 1977; Greenland y Hayes, 1978).

Los óxidos de hierro tienen efectos importantes en la agregación y floculación, en el pH del suelo y en la carga superficial de sus partículas. Los revestimientos de las partículas de suelo con óxidos de hierro, generalmente amorfos, les imparten características más propias de los óxidos, como la de poseer carga eléctrica variable con el pH y la concentración de electrolito. Sin embargo, según Carrasco y Bezama (1978), la incidencia de los óxidos de hierro en la distribución de carga eléctrica en los suelos volcánicos con alúmino-silicatos amorfos resulta difícil de cuantificar, debido

a que durante el procedimiento de extracción o eliminación de los óxidos con citrato-ditionito-bicarbonato se produce una gran generación de carga negativa por efecto del pH alcalino de la solución extractora (pH 7,3) y adsorción de bicarbonato y citrato.

En relación al rol de los óxidos de hierro en la fijación de fosfato, éstos reaccionan con el fosfato agregado modificando así su disponibilidad para las plantas (Greenland y Hayes, 1978). La naturaleza química y la superficie específica generalmente alta de los óxidos de hierro ya sea en partículas o como recubrimiento, los convierten en fuentes eficientes para la sorción de aniones tales como fosfato, molibdato y silicato, y también elementos trazas como Cu, Pb, V, Zn, Co, Cr y Ni, algunos de los cuales son esenciales para el crecimiento de las plantas (Schwertmann y Taylor, 1977). Galindo *et al.* (1971) encontraron que la eliminación de los óxidos de hierro, por el método del citrato-ditionito-bicarbonato, en cuatro suelos Andepts del país, redujo la sorción de fosfato del 41 al 54%.

Los óxidos de hierro se determinan tratando el suelo con un agente reductor y otro quelante. Mehra y Jackson (1960) propusieron el uso de ditionito como reductor, citrato como quelante y bicarbonato para mantener el pH alcalino. Según Wada (1977), este método es adecuado para los suelos volcánicos con carga variable ya que el tratamiento con los reactivos indicados permite una disolución selectiva del hierro y aluminio en complejos orgánicos y óxidos hidratados no cristalinos y cristalinos.

Dada la importancia de los óxidos de hierro en las propiedades químicas de los suelos, en este capítulo se analizan sus contenidos, determinados por el método de Mehra y Jackson, en relación a su posible incidencia en las propiedades de intercambio catiónico en algunos grupos de suelos del país derivados de material piroclástico.

4.4.2. Contenidos de óxidos de hierro extraíbles con DCB en algunos grupos de suelos chilenos derivados de material piroclástico

Del estudio de caracterización de suelos formados a partir de material volcánico, realizado por el Servicio Agrícola y Ganadero (SAG) del Ministerio de Agricultura, mencionado en el subcapítulo de Intercambio Iónico (4.2.) de este libro, se separaron 28 perfiles para el análisis de óxidos de hierro. Estos se extrajeron por el método de Mehra y Jackson (1960), aplicando extracciones sucesivas hasta descoloración de las muestras, y luego el hierro se determinó por absorción atómica.

Los resultados obtenidos aparecen graficados junto a los de arcilla y coeficientes de correlación entre ambas variables, en las Figuras 1-6, para cinco grupos de suelos definidos según su material volcánico de origen, cuyas características más generales se dan en el capítulo de Intercambio Iónico y más en detalle en el de Mineralogía (capítulos 4 y 2 respectivamente).

Se hizo además, un análisis de correlación lineal simple considerando la capacidad de intercambio catiónico (CIC) con respecto a carbono orgánico, carbono orgánico más arcilla y carbono orgánico más óxidos de hierro, cuyos resultados aparecen en el Cuadro 1, a fin de establecer cuál o cuáles de las variables mencionadas se asocian mejor con la CIC. Al tratar el intercambio iónico se estableció una alta correlación entre la CIC y el carbono orgánico. Ahora se determinará si la adición de los óxidos mejora dicha correlación.

4.4.2.1. SUELOS PUMICITICOS

El contenido de óxidos de hierro en el suelo Alhué (Figura 1), único analizado de este grupo, es de 0,3% en el horizonte superficial y disminuye en profundidad; no muestra relación alguna con ninguna de las propiedades químicas y físicas estudiadas.

4.4.2.2. SUELOS TRUMAOS

Estos suelos, tal como lo propusiera Aomine (1972) y como se hizo en el capítulo de Intercambio Iónico, se han separado en torno al paralelo 38° lat. sur de acuerdo a sus propiedades químicas que varían debido a un aumento de las precipitaciones y a una disminución de la temperatura.

4.4.2.2.1. Suelos Trumaos ubicados al norte del paralelo 38° Lat. Sur

Los contenidos de óxidos de hierro son variables (Figura 2), fluctúan de 3,1 a 5,2% en los horizontes superficiales y tienden a disminuir en profundidad, con excepción de los suelos San Fabián, Diguillín y Santa Bárbara en los que se observa que aumenta en los horizontes B. Sin embargo, en estos últimos tres suelos el coeficiente de correlación entre los contenidos de óxidos de hierro y arcilla fue menor o igual a 0,578; es decir, no hay una buena asociación entre ambas variables. La mayor acumulación de óxidos en profundidad indicaría condiciones diferentes de meteorización o un cierto grado de percolación de los óxidos de hierro desde los horizontes superficiales, favorecida por el pH moderadamente ácido (5,1-6,5) de tales horizontes.

En los otros suelos los coeficientes de correlación indican que la variación de los óxidos está sujeta a la de la arcilla en un porcentaje superior o igual al 53,4%.

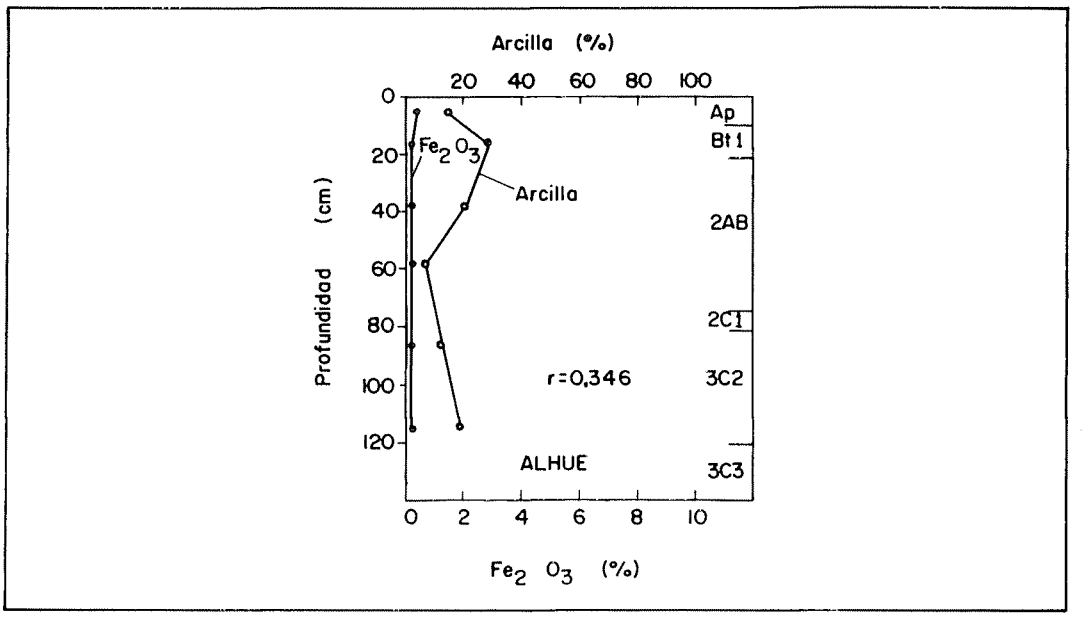


Figura 1. Contenidos de óxidos de hierro y arcilla de los distintos horizontes de un suelo Pumicítico.

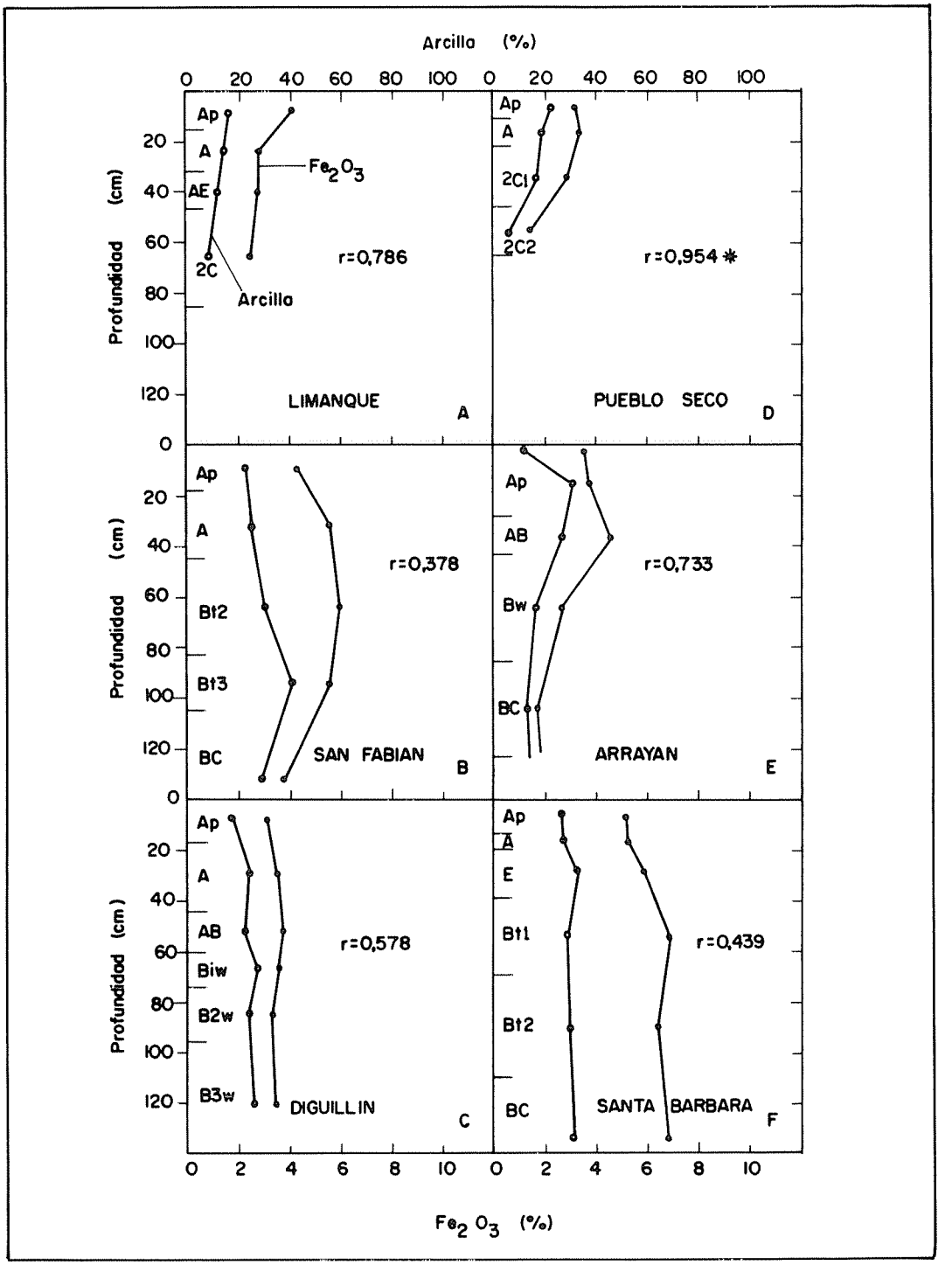


Figura 2-A a 2-F. Contenidos de óxidos de hierro y arcilla de los distintos horizontes de los suelos Trumaos ubicados al norte del paralelo 38° lat. sur.

En relación al efecto que puedan tener los óxidos de hierro en la CIC de estos suelos, los resultados del Cuadro 1 muestran que la adición de los óxidos de hierro al carbono orgánico mejora los coeficientes de correlación en un porcentaje menor o igual al 5,1%. Sin embargo, al adicionar la arcilla se produce un descenso importante, que va del 6,2 a 111%, exceptuando los suelos Limanque y Pueblo Seco. Tales resultados indican que entre los factores que influyen en la CIC de los suelos trumaos al norte del paralelo 38°, aparte del carbono orgánico, estarían los óxidos de hierro más que la arcilla misma. Sólo en el suelo Limanque la arcilla tendría un efecto más significativo que los óxidos de hierro. En el suelo Pueblo Seco ambas variables inciden positivamente en la CIC.

4.4.2.2.2. Suelos Trumaos ubicados al sur del paralelo 38° Lat. Sur

Los contenidos de óxidos de hierro fluctúan entre 2,8 y 6,4% en los horizontes superficiales y tienden a aumentar en profundidad (Figura 3), con excepción de los suelos Victoria, Temuco, Agua Fría y Liquiñe, en los que disminuyen después de los primeros 22 a 42 cm.

En los suelos Victoria y Agua Fría se observa una alta correlación negativa de los óxidos con la arcilla, por lo tanto, los contenidos mayores observados en los horizontes superficiales indicarían que ha ocurrido una meteorización más intensa, facilitando su acumulación, o bien el material parental de dichos horizontes es más rico en compuestos de hierro meteorizables. En cambio, en los suelos Temuco y Liquiñe la disminución de los óxidos estaría asociada a la disminución en el contenido de arcilla (Figura 3).

En el resto de los suelos la tendencia de los óxidos de hierro es la de aumentar junto con la arcilla y en la medida que estén ubicados más al sur. Dicha tendencia sería reflejo de una mayor meteorización de los minerales de hierro presentes en los suelos debido al aumento de las precipitaciones que favorecen el proceso. El suelo Liquiñe no sigue la tendencia en cuanto a ubicación geográfica por su menor contenido de arcilla en profundidad y la estrecha relación que éste presenta con los óxidos de hierro ($r = 0{,}965^{**}$).

El suelo Puerto Octay si bien sigue la tendencia en cuanto a ubicación geográfica, se diferencia de los otros suelos por dar un coeficiente de correlación negativo entre los óxidos y la arcilla ($r = -0{,}944^{*}$), lo cual indicaría que en este caso los óxidos de hierro han estado sujetos a percolación. Algo similar ocurriría con el suelo Nueva Braunau a partir de los 60 cm.

En general, el menor contenido de óxidos de hierro en superficie se asocia al pH más ácido observado en esa zona (menor de 5,8-6,0) y el contenido más alto de carbono orgánico (superior al 15-20%).

En cuanto al efecto de los óxidos de hierro sobre la CIC, éste no es tan claro como en el caso de los suelos Trumaos ubicados al norte del paralelo 38°. Al adicionar los óxidos de hierro al carbono orgánico, los coeficientes de correlación disminuyen entre un 0,5 y 16,8% en seis suelos y en los restantes aumenta entre un 0,5 y 51,8%. En cambio, la adición de la arcilla al carbono orgánico produce una disminución notoria en los coeficientes de correlación en la mayoría de los casos y, además, cambia el signo en cinco de ellas. Los suelos Curacautín y Pemehue (Cuadro 1) son una excepción puesto que sus coeficientes de correlación mejoran aunque en el suelo Pemehue se torna negativo. Por lo tanto, se puede concluir que entre los factores que determinan la CIC en los suelos ubicados al sur del paralelo 38°, al igual que para los ubicados al norte, aparte del carbono orgánico, están principalmente los óxidos de hierro; la arcilla por si sola no es un buen factor de explicación para las variaciones de la CIC en dichos suelos.

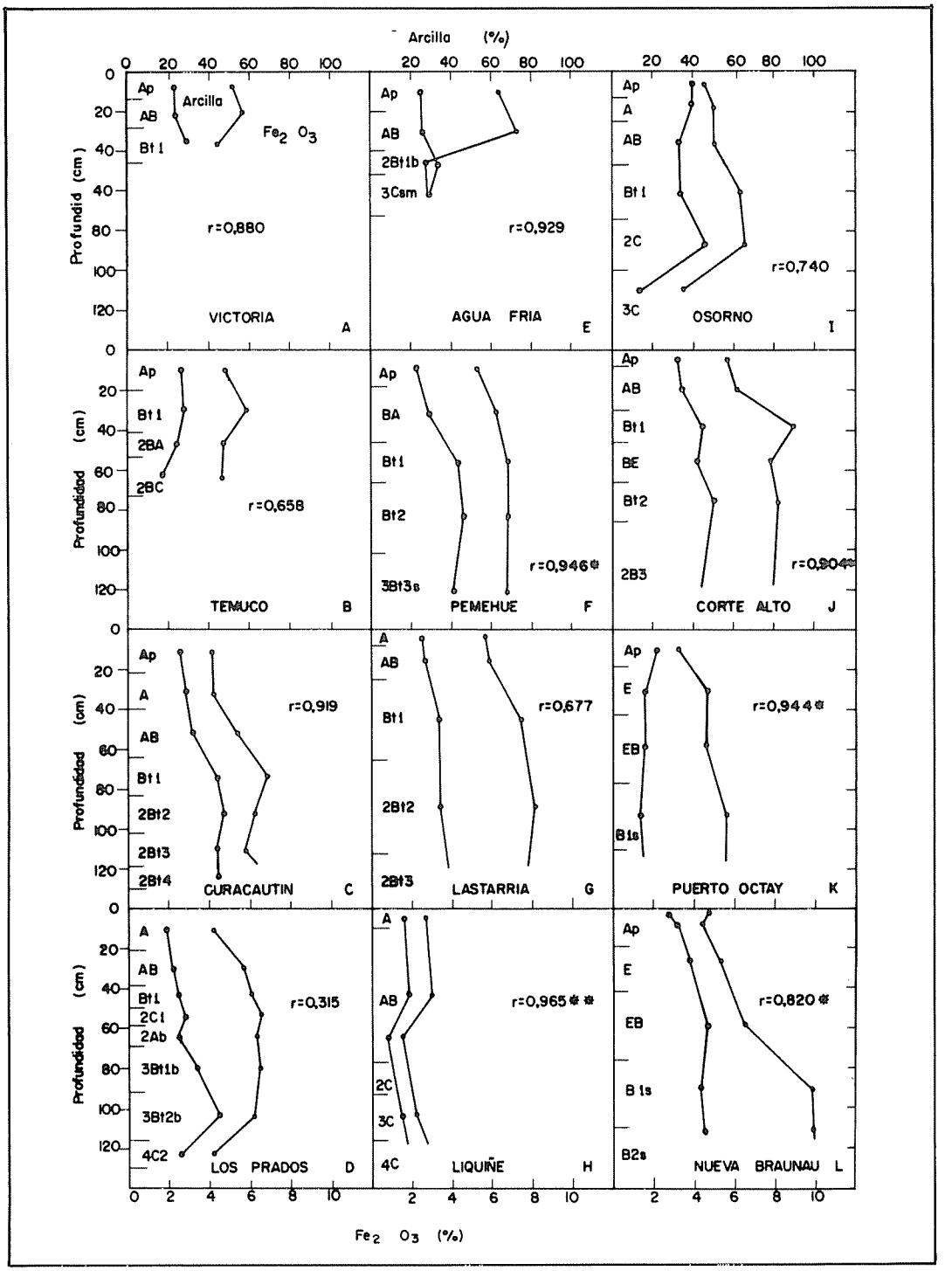


Figura 3-A a 3-L. Contenidos de óxidos de hierro y arcilla de los distintos horizontes de los suelos Trumaos ubicados al sur del paralelo 38º lat. sur.

4.4.2.3. SUELOS ÑADIS

Los contenidos de óxidos de hierro son bastante variables en los horizontes superficiales (Figura 4), fluctúan entre 0,6 y 5,2% y tienden a aumentar en profundidad alcanzando valores más constantes después de los primeros 25 a 50 cm.

La baja asociación observada entre los óxidos de hierro y la arcilla indicaría que la acumulación de los óxidos en los horizontes más profundos se debe a un proceso de percolación y/o mayor meteorización en dichos horizontes.

Los bajos contenidos de óxidos en los primeros horizontes de los suelos Frutillar y Alerce se asocian a altos contenidos de carbono orgánico (24,0 y 31,3%) y a un pH más ácido (4,7 y 5,0), los que favorecen la movilización del hierro hacia los horizontes más profundos donde precipita al encontrar pH menos ácido (5,5-5,7).

Con respecto al efecto de los óxidos de hierro sobre la CIC, la adición de los óxidos al carbono orgánico no produce variaciones significativas; en cambio, sí ocurren al adicionar la arcilla (Cuadro 1), ya sea disminuyendo su valor o bien cambiándolo de signo. En definitiva, la adición de los óxidos de hierro tendría un efecto más positivo que la arcilla para explicar la CIC de estos suelos.

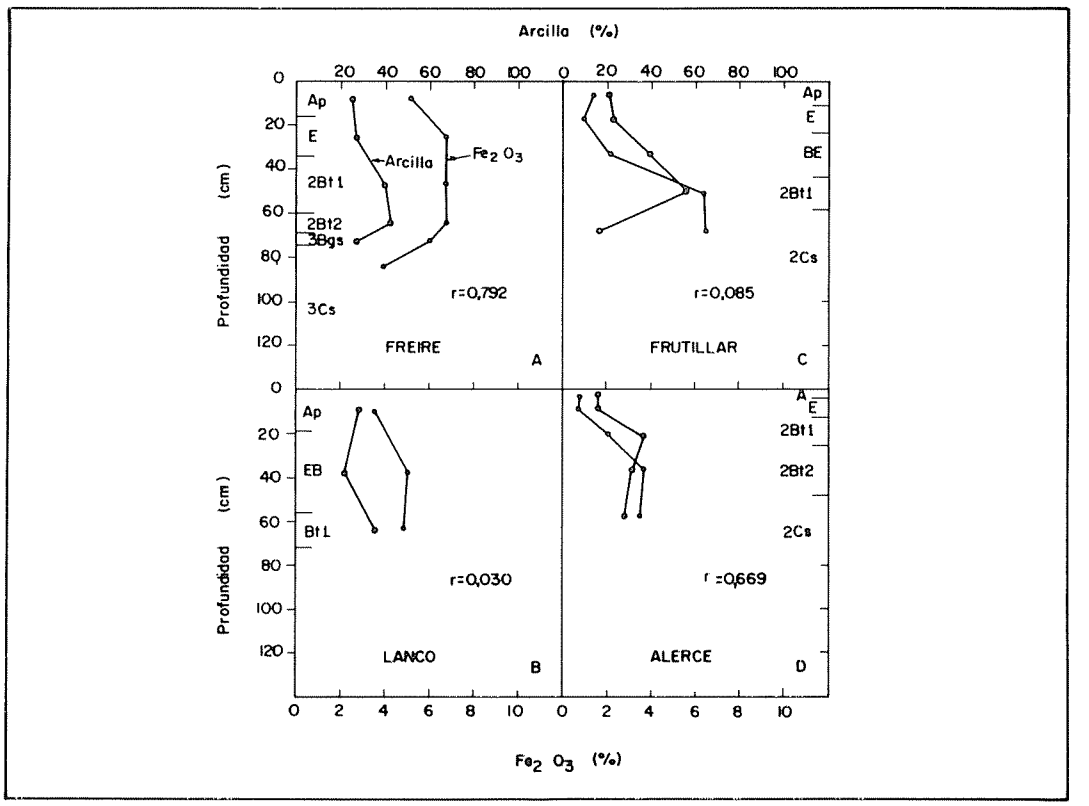


Figura 4-A a 4-D. Contenidos de óxidos de hierro y arcilla de los distintos horizontes de los suelos Ñadis.

4.4.2.4. SUELOS ROJO ARCILLOSOS

Es el grupo que presenta los contenidos de óxidos de hierro más altos, fluctúan entre 5,4 y 9,3% en superficie (Figura 5). Los altos contenidos de óxidos se asocian a un material parental más antiguo y mucho más meteorizado. Los contenidos menores de carbono orgánico, en comparación con los suelos Trumaos y Ñadis (Figura 3-6 capítulo Intercambio Iónico), y los valores de pH (Figura 3 subcapítulo El pH del suelo) no tienen un efecto aparente en la distribución de los óxidos dentro de los perfiles, la que estaría más relacionada con los contenidos de arcilla.

En relación al efecto de los óxidos de hierro sobre la CIC, la adición de los óxidos tiende a bajar los coeficientes de correlación entre un 1,8 y 19,5%, con excepción del suelo Metrenco cuyo r sube de -0,067 a 0,781. La adición de la arcilla produce bajas muy significativas e incluso cambio de signo en los coeficientes de los suelos Cudico y Crucero. Por lo tanto, los óxidos de hierro, aparte del carbono orgánico, constituyen un factor más importante que la arcilla para explicar la CIC de los suelos Rojo Arcillosos.

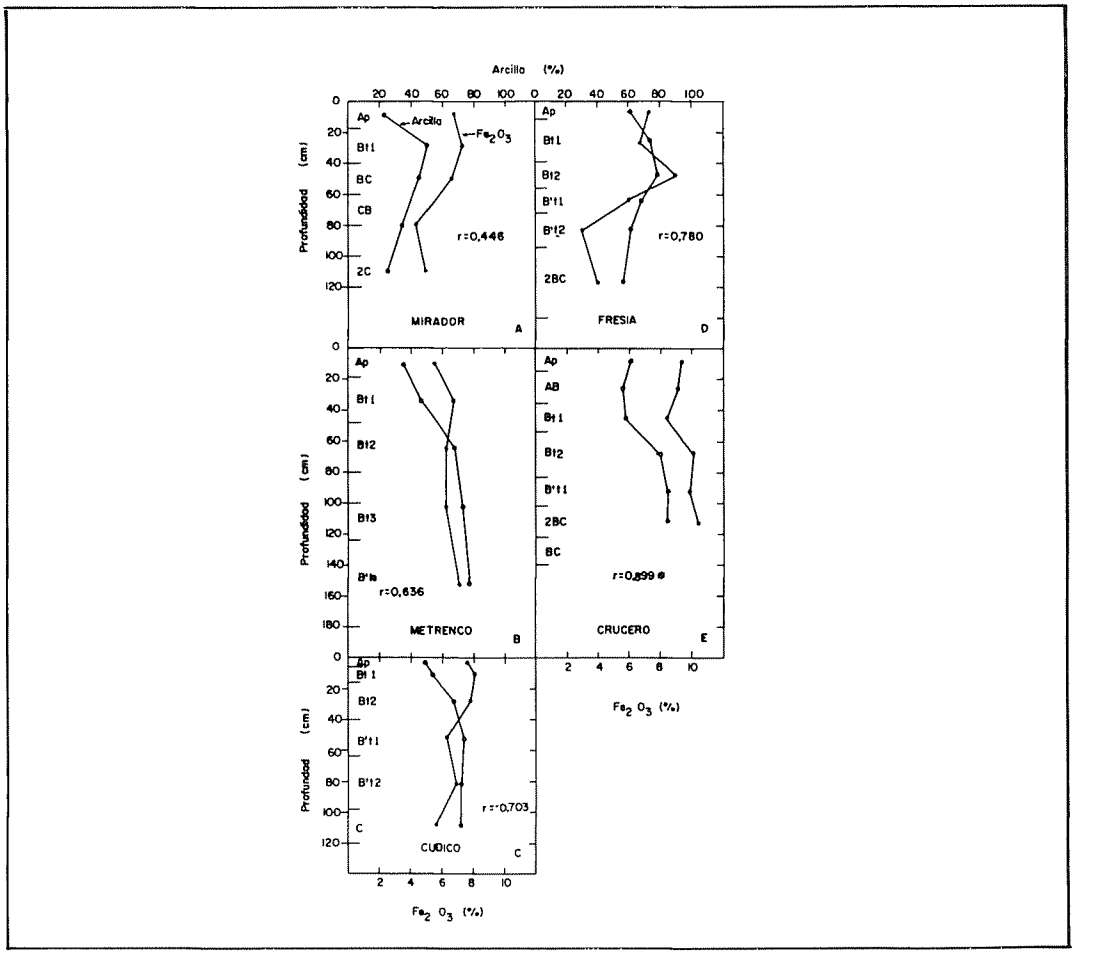


Figura 5-A a 5-E. Contenidos de óxidos de hierro y arcilla de los distintos horizontes de los suelos Rojo Arcillosos.

tanto, las pendientes de las curvas de adsorción y desorción generalmente son diferentes y esta diferencia, denominada histéresis, es mayor mientras menor es el efecto residual (Uehara y Gillman, 1981).

La irreversibilidad de la reacción de adsorción de fosfato fue estudiada por Madrid y Posner (1979) en goethita, quienes sugieren que se debe a una reacción de adsorción lenta precedida de una inicial muy rápida, con una conducta similar cuando el fosfato es desorbido. Postulan que cuando el tiempo total de la adsorción y de la desorción es suficientemente largo, los puntos de la adsorción como de la desorción tienden a caer sobre una misma curva, la que corresponde a la calculada de acuerdo con la teoría de la doble capa de Stern. Barrow (1979b) señala que cuando el fosfato ha sido recientemente agregado al suelo, la cantidad de fosfato desorbido aumenta rápidamente al principio y después disminuye debido a una readsorción neta. Hingston *et al.* (1974) observaron una conducta similar en la desorción de aniones de goethita y gibbsita. Sin embargo, Barrow (1979b) encontró que cuando el período de incubación entre el suelo y el fosfato, antes de la desorción, era largo, la desorción era menor y no se producía readsorción.

La desorción de fosfato fue descrita por Barrow (1979b) por una ecuación, cuya forma más simple es:

$$P_d = K - ac^b$$

donde:

P_d = Fosfato desorbido.
c = Concentración de fosfato en la solución.
K, a y b = Parámetros.

K sería la cantidad de fosfato desorbido cuando la relación solución: suelo es muy alta y por lo tanto c se aproxima a cero; mientras que "a" puede considerarse como el coeficiente lineal de la ecuación de Freundlich que relaciona el fosfato retenido ($K-P_d$) con la concentración en la solución.

Ryden *et al.* (1976), Ryden y Syers (1977a, b) estudiaron la desorción y el intercambio isotópico del fosfato en suelos. Concluyeron que el fosfato adsorbido en forma más física (Región III) era desorbido con soluciones a pH constante y carentes de aniones competitivos, y que la intecambiabilidad isotópica era, al menos, diez veces mayor para el fosfato adsorbido en forma más física que para el fosfato quimisorbido (Regiones I y II). En cambio, cuando usaron una solución de un ión competitivo como el HCO_3^- y a un pH mayor que el de la fase acuosa de los suelos, se desorbía parte del fosfato quimisorbido. Además, observaron que en la desorción la carga negativa de la superficie disminuía en 1 equivalente por mol de P desorbido. Estos autores recomiendan usar agua destilada para extraer el fosfato intercambiable, que sería el fosfato adsorbido en forma más física.

Aravena (1973) estudió la desorción de fosfato por elución a través de columnas de suelos con agua destilada saturada con CO_2, NH_4Cl 0,1 N, agua destilada y $NaHCO_3$ 0,01 N. Observó una desorción mayor de fosfato con los eluyentes más básicos, $NaHCO_3$ 0,01 N y agua destilada.

Acevedo (1967) en un estudio de la velocidad del intercambio isotópico de fosfato en suelos volcánicos chilenos concluye que a medida que aumenta el poder de retención de fosfato por el suelo disminuye el porcentaje susceptible de intercambiarse, como así mismo, disminuye la velocidad con que se produce el intercambio.

Parfitt (1979b) estudió la desorción de fosfato de goethita fosfatada con varios reactivos y aniones orgánicos y la comparó con la absorción por *lolium perenne.* Encontró que el reactivo de Olsen ($NaHCO_3$ 0,5 M) fue el que mejor predijo la absorción por las plantas. Considera que, en la adsorción a medida que la superficie se va saturando con fosfato, la energía de adsorción disminuye y el fosfato es más disponible para las plantas. Así explica entonces por qué, en los suelos alofánicos vírgenes, es necesario aplicar inicialmente grandes cantidades de fertilizantes fosfatados para obtener los rendimientos máximos. En cuanto a los aniones orgánicos, la desorción generalmente aumentó con el número de grupos carboxilatos de la molécula. Así, el citrato resultó especialmente efectivo en desplazar fosfato a valores de pH neutro. El autor propone una reacción de intercambio de ligandos para explicar la desorción de fosfato por aniones orgánicos porque al final del experimento los encontró adsorbidos sobre la superficie de la goethita. Resultados similares encontraron López y Flores (1979) en suelos de Venezuela. Nagarajah *et al.* (1970) encontraron que los aniones orgánicos que disminuían efectivamente la adsorción de fosfato por goethita, gibbsita y caolinita eran aquellos que formaban quelatos con los metales.

Parfitt (1982) propone agregar el fertilizante fosfatado junto con sulfato, el cual, aún cuando reduce ligeramente la adsorción de P, aumentaría el fosfato en solución a niveles que podrían ser suficientes para satisfacer las necesidades de las plantas.

Barrow y Shaw (1979) al estudiar el efecto de la fuerza iónica y la naturaleza del catión en la desorción de fosfato del suelo encontraron que la velocidad de desorción en $CaCl_2$ era inversamente proporcional a la concentración de Ca. Para los cationes monovalentes, la velocidad de desorción fue $Li^+ > Na^+ > NH_4^+ > K^+$, $Rb^+ > Cs^+$, es decir, es menor a medida que aumenta el número atómico del catión. La naturaleza y concentración del catión tuvo mayor efecto sobre la concentración del fosfato en solución cuando la relación suelo: solución fue pequeña y uno mayor sobre la desorción de fosfato cuando la relación suelo: solución fue grande. Sugieren que la tendencia del fosfato a salir disminuye cuando los cationes que balancean la carga negativa del fosfato adsorbido se ubican más cerca de la superficie.

Bache e Ireland (1980), al estudiar la desorción de fosfato de los suelos usando resinas de intercambio aniónico, concluyen que el fosfato liberado de los suelos está controlado por el OH^- y por la disolución de fosfatos de calcio.

4.3.7. Conclusiones

1. El contenido total de fósforo en los suelos volcánicos es en general alto, del cual el fósforo orgánico es una fracción importante.

2. El fósforo se encuentra como ortofosfato en la solución suelo. En los suelos volcánicos chilenos, debido a sus valores de pH, sólo pueden existir los iones mono y divalentes ($H_2PO_4^-$ y $HPO_4^=$).

3. La elección de procedimientos para estudiar la adsorción de fosfato por los suelos depende del propósito del estudio. Si se quiere clasificar los suelos con respecto a sus características de adsorción pueden usarse los índices de adsorción o las ecuaciones como las de Langmuir, Tempkin o Freundlich. Sin embargo, si el objetivo es predecir respuestas o deducir mecanismos deben utilizarse las ecuaciones mecanísticas.

4. Los mecanismos de adsorción de fosfato por los suelos derivados de cenizas volcánicas propuestos están relacionados con: una reacción específica de intercambio de ligandos, desplazamiento de silicio estructural y precipitación de compuestos fosfatados.

5. Los sitios activos para la adsorción de fosfato por reacciones de intercambio de ligandos son los grupos Al,Fe-OH y Al,Fe-OH_2^+ superficiales de los componentes del suelo. Estos sitios activos parecen estar controlados, en los horizontes superficiales, por los complejos de Al,Fe-humus y, en los horizontes B, por los componentes para-alofánicos, alofán e imogolita.

6. La adsorción de fosfato es muy alta en los suelos volcánicos chilenos, siendo mayor en los Ñadis y Trumaos que en los Rojo arcillosos y arenosos.

7. La determinación de la adsorción de fosfato, es afectada por varios factores experimentales tales como temperatura de secado previo del suelo, tipo y concentración de fosfato agregado, pH de la solución, tiempo de contacto entre el suelo y la solución.

8. Los estudios de competencia aniónica realizados en Chile usando sulfato, ácido monosilícico y aniones orgánicos, hechos en áreas reducidas, no han dado resultados satisfactorios en cuanto a disminuir significativamente la adsorción de fosfato.

9. La escasa información existente sobre desorción de fosfato en Chile no permite sacar conclusiones definitivas.

4.3.8. Bibliografía

ACEVEDO, E. 1964. Determinación radioquímica de la fijación e intercambio de fosfato en el horizonte Ap de la serie Trumao Osorno. Mesa Redonda de Suelos Volcánicos. Valdivia (Chile), 43.

ALAMOS, P.O.; BEHRENS, H.; ACEVEDO, E.; LOPEZ, A. y PALMA, T. 1967. Relaciones suelo-fósforo en suelos derivados de cenizas volcánicas. Agric. Téc. 27: 120-129.

ALCAYAGA, S. 1964. Características generales de los suelos Ñadis. Mesa Redonda de Suelos Volcánicos. Valdivia (Chile), 2-13.

APPELT, H. y SCHALSCHA, E.B. 1970. Effect of added phosphate on the inorganic phosphorus fractions of soils derived from volcanic ash. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 34: 599-602.

APPELT, H.; COLEMAN, N.T. y PRATT, P.F. 1975. Interaction between organic compounds, minerals and ions in volcanic-ash-derived soils. II. Effects of organic compounds on the adsorption of phosphate. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39: 628-630.

ARAVENA, A.M. 1973. Desorción de fosfatos en suelos Trumao. Anales Facultad Ciencias Químicas, U. de Chile, 203.

ATKINSON, R.S.; PARFITT, R.L. y SMART, R.ST.C. 1974. Infrared study of phosphate adsorption in goethite. J. Chem. Soc. Faraday Trans. I, 70: 1472-1479.

BACHE, B.W. e IRELAND, C. 1980. Desorption of phosphate from soils using anion exchange resins. J. Soil Sci. 31: 297-306.

BARROW, N.J. 1970. Comparison of the adsorption of molybdate, sulphate and phosphate by soils. Soil Sci. 109: 282-288.

BARROW, N.J. 1978. The description of phosphate adsorption curves, J. Soil Sci. 29: 447-462.

BARROW, N.J. 1979a. Three effects of temperature on the reactions between inorganic phosphate and soil. J. Soil Sci. 30: 271-279.

BARROW, N.J. 1979b. The description of desorption of phosphate from soil. J. Soil Sci. 30: 259-270.

BARROW, N.J. 1980. Differences amongst a wide ranging collection of soils in the rate of reactions with phosphate. Aust. J. Soil Res. 18: 215-224.

BARROW, N.J. y SHAW, T.C. 1979a. Effects of ionic strength and nature of the cation on desorption of phosphate from soil. J. Soil Sci. 30: 53-65.

BARROW, N.J. y SHAW, T.C. 1979b. Effects of solution: soil ratio and vigour of shaking on the rate of phosphate adsorption by soil. J. Soil Sci. 30: 67-76.

BARROW, N.J.; BOWDEN, J.W.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1980a. An objective method for fitting models of ion adsorption on variable charge surfaces. Aust. J. Soil Res. 18: 37-47.

BARROW, N.J.; BOWDEN, J.W.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1980b. Describing the effects of electrolite on the adsorption of phosphate by a variable charge surface. Aust. J. Soil Res. 18: 395-404.

BARROW, N.J.; MADRID, L. y POSNER, A.M. 1981. A partial model for the rate of adsorption and desorption of phosphate by goethite. J. Soil. Sci. 32: 399-407.

BEEK, J. y VAN RIEMSDIJK, W.H. 1982. Interaction of orthophosphate ions with soil. *En:* Bolt, G.H. (Ed.). Soil Chemistry. B. Physico-chemical models. Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 259-284.

BEZAMA, N. y AOMINE, S. 1977. Phosphate retention on soils in the central valley of Chile. Soil Sci. Plant Nutr. 23: 427-435.

BINSACK, R. 1964. Problemas de la fertilidad de los suelos en el sur de Chile. Mesa Redonda de Suelos Volcánicos, Valdivia (Chile), 96-102.

BLEIHOLDER, H.E. 1965. Factores que afectan a la determinación de la fijación de fósforo en algunos suelos chilenos. Tesis Ing. Agr., U. de Concepción, 108 p.

BOLT, G.H. 1976. Adsorption of anions by soils. *En:* Bolt, G.H. y Bruggenwert, G.M. (Ed.). Soil Chemistry. A. Basic Elements. Elsevier, Amsterdam, 91-96.

BORIE, F. y BAREA, J.M. 1981. Fósforo residual en suelos derivados de cenizas volcánicas del sur de Chile. III Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo, 73.

BOWDEN, J.W.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1977. Ionic adsorption on variable charge mineral surfaces. Theoretical-charge development and titrations curves. Aust. J. Soil Res. 15: 121-136.

BOWDEN, J.W.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1980a. Adsorption and charging phenomena in variable charge soils. *En:* Theng, B.K.G. (Ed.). Soils with variable charge. Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research. Lower Hutt, New Zealand, 147-166.

BOWDEN, J.W.; NAGARAJAH, S.; BARROW, N.J.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1980b. Describing the adsorption of phosphate, citrate and selenite on a variable charge mineral surface. Aust. J. Soil Res. 18: 49-60.

BREEWSMA, A. y LYKLEMA, J. 1973. Physical and chemical adsorption of ions in the electrical double layer on hematite (α-Fe_2O_3). J. Coll. Interface Sci. 43: 437-448.

CASADO, B. 1966. Fijación y fraccionamiento de fósforo en suelos derivados de cenizas volcánicas. Tesis Quím. Farm., Facultad de Química y Farmacia, U. de Chile.

CID, R. 1972. Fijación de fósforo en suelos derivados de cenizas volcánicas, efectos de la adición de algas en suelos incubados. Anales Facultad Ciencias Químicas, U. de Chile, 162.

CHANG, S.C. y JACKSON, M.L. 1957. Fractionation of soil phosphorus. Soil Sci. 84: 133-144.

DEAN, L.A. 1949. Fixation of soil phosphorus. Adv. Agron. 1: 391-411.

DEMOLON, A.; BOISCHOT, P. y LAJON, J. 1953. Réaction of divers sols a l'apport des engrais phosphatés solubles, son importance dans l'établissement des fumures. Aun. Inst. National de la Reserche Agronomique. Serie A: Annales Agronomiques 4: 291-330.

EGAWA, T. 1980. Propiedades de los suelos derivados de cenizas volcánicas. *En:* Ishizuka, Y. y Black, C.A. (Ed.). Suelos derivados de cenizas volcánicas de Japón. CIMMYT, México, 14-67.

EL-SWAIFY, S.A. y SAYEGH, A.H. 1975. Charge characteristics of an oxisol and inceptisol from Hawaii. Soil Sci. 120: 49-56.

ESPINOZA, W.G. 1975. Análisis de las investigaciones sobre fósforo en suelos volcánicos chilenos (1953-1973). U. de Concepción, Boletín Técnico Nº 56.

ESPINOZA, W. y RIQUELME, E. 1976. Caracterización químicas de dos andepts (trumaos) de la provincia de Ñuble (Chile): Arrayán y Santa Bárbara. Agric. Téc. 36: 45-58.

ETCHEVERS, J.B. 1966. Determinación de fósforo orgánico en suelos trumaos fertilizados con fosfatos. U. de Concepción, Circular Informativa Nº 6.

ETCHEVERS, J. y FARIAS, A. 1979. Características químicas de los principales suelos cultivados de Ñuble. Agric. Téc. 39: 29-34.

FITTER, A.H. y SUTTON, C.D. 1975. The use of the Freundlich isotherm for soil phosphate sorption data. J. Soil Sci. 26: 241-246.

FOX, R.L. y KAMPRATH, E.J. 1970. Phosphate sorption isotherms for evaluating the phosphate requirements of soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 34: 902-907.

GALINDO, G. y BINGHAM, F.T. 1977. Homovalent and heterovalent cation exchange equilibria in soils with variable charge. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 41: 883-886.

GALINDO, G.; OLGUIN, C. y SCHALSCHA, E.B. 1971. Phosphate-sorption capacity of clay fractions of soils derived from volcanic ash. Geoderma 7: 225-232.

GONZALEZ, G. 1967. Dinámica del fósforo en suelos trumaos: relación entre sus fracciones y su disponibilidad. Tesis Quím. Farm. U. de Chile.

GRIMALT, M.I. 1973. Silicatación y desilicatación de suelos derivados de cenizas volcánicas y su influencia en la fijación de fosfato. Anales Facultad Ciencias Químicas, U. de Chile, 215.

GUNARY, D. 1970. A new adsorption isotherm for phosphate in soil. J. Soil Sci. 21: 72-77.

GUNJIGAKE, N. y WADA, K. 1981. Effects of phosphorus concentration and pH on phosphate retention by active aluminum and iron of ando soils. Soil Sci. 132: 347-352.

GUTNIK, V.; BALCAR, J.; BEHRENS, H. y ACEVEDO, E. 1967. Influencia del pH sobre la fijación de fósforo en suelos derivados de cenizas volcánicas. Agric. Téc. 27: 141-143.

HELYAR, K.R.; MUNNS, D.N. y BURAU, R.G. 1976a. Adsorption of phosphate by gibbsite. I. Effects of neutral chloride salts of calcium, magnesium, sodium, and potasium. J. Soil Sci. 27: 307-314.

HELYAR, K.R.; MUNNS, D.N. y BURAU, R.G. 1976b. Adsorption of phosphate by gibbsite. II. Formation of surface complex involving divalent cations. J. Soil. Sci. 27: 315-323.

HEMWALL, J.B. 1957. The fixation of phosphorus by soils. Adv. Agron. 9: 95-112.

HINGSTON, F.J.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1967. Specific adsorption of anions. Nature 215: 1459-1461.

HINGSTON, F.J.; ATKINSON, R.J.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1968. Specific adsorptions of anions on goethite. Trans. 9th. Congr. Soil Sci. 1: 669-678.

HINGSTON, F.J.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1972. Anion adsorption by goethite and gibbsite. I. The role of the proton in determining adsorption envelopes. J. Soil Sci. 23: 177-192.

HINGSTON, F.J.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1974. Anion adsorption by goethite and gibbsite. II. Desorption of anions from hydrous oxide surfaces. J. Soil. Sci. 25: 16-26.

HOLFORD, I.C.R. 1979. Evaluation of soil phosphate buffering capacity. Aust. J. Soil. Res. 17: 495-504.

HOLFORD, I.C.R. y MATTINGLY, G.E.G. 1976. Phosphate adsorption and plant availability of phosphate. Plant Soil 44: 377-389.

HOLFORD, I.C.R. y PATRICK, W.H. 1979. Effects of reduction and pH changes on phosphate sorption and mobility in an acid soil. Soil. Sci. Soc. Am. J. 43: 292-297.

HOLFORD, I.C.R.; NEDDERBURM, R.W.M. y MATTINGLY, G.E.G. 1974. A Langmuir two surface equation as a modification for phosphate adsorption by soils. J. Soil. Sci. 25: 242-256.

IMAI, H.; GOULDING, K.W.T. y TALIBUDEEN, O. 1981. Phosphate adsorption in allophanic soils. J. Soil Sci. 32: 555-570.

JARA, F. 1964. La fijación de fósforo en los suelos trumaos de Chile y la respuesta a la fertilización fosfatada, en remolacha azucarera *(beta vulgaris).* Mesa Redonda de Suelos Volcánicos Valdivia (Chile), 104-107.

JARPA, J.M. 1970. Fijación de fosfato en suelos trumaos. Tesis Quím. Farm., U. de Chile.

KUO, S. y LOTSE, E.G. 1972. Kinetics of phosphate adsorption by Ca-carbonate and Ca-kaolinite. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36: 725-729.

LARSEN, S. 1967. Soil phosphorus. Adv. Agron. 19: 151-210.

LE MARE, P.H. 1982. Sorption of isotopically exchangeable and non-exchangeable phosphate by some soils of Colombia and Brazil, and comparisons with soils of southern Nigeria. J. Soil. Sci. 33: 691-707.

LETELIER, E. 1969. The response of volcanic ash soils in Chile (Trumaos) to fertilizers, in field experiments. Panel on Volcanic Ash Soils in Latin America, Turrialba, Costa Rica, C3: 1-14.

LINDSAY, W.L. 1979. Chemical equilibria in soils. Wiley-Interscience, New York.

LINDSAY, W.L.; FRAZIER, A.W. y STEPHENSON, H.F. 1962. Identification of reaction products from phosphate fertilizers in soils. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc. 19: 446-452.

LOPEZ, D.H. y FLORES, D.A. 1979. La desorción de fosfato en suelos. Implicaciones fisioecológicas en el proceso. Acta Cient. Venezolana 30: 23-35.

MADRID, L. y POSNER, A.M. 1979. Desorption of phosphate from goethite. J. Soil. Sci. 30: 697-707.

McLAUGHLIN, J.R.; RYDEN, J.C. y SYERS, J.K. 1981. Sorption of organic phosphate by iron-and aluminium-containing components. J. Soil Sci. 32: 365-377.

MIYAKE, M. 1979. Phosphate sorption by Indonesian paddy soils. JARQ 13: 145-148.

MIZOTA, C. 1977. Phosphate fixation by ando soils different in their clay mineral composition. Soil. Sci. Plant Nutr. 23: 311-318.

MULJADI, D.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1966. The mechanism of phosphate adsorption by kaolinite, gibbsite and pseudoboehmite. I. The isotherms and the effect of pH on adsorption. J. Soil Sci. 17: 212-229.

NAGARAJAH, S.; POSNER, A.M. y QUIRK, J.P. 1970. Competitive adsorption of phosphate with polygalacturonate and other organic anions on kaolinite and oxide surfaces. Nature 228: 83-85.

NANZYO, M. y WATANABE, Y. 1981. Material balance associated with phosphate sorption by amorphous clays, silica-alumina gel and synthetic goethite. Soil Sci. Plant. Nutr. 27: 329-337.

NANZYO, M. y WATANABE, Y. 1982. Diffuse reflectance infrared spectra and ion-adsorption properties of the phosphate surface complex on goethite. Soil Sci. Plant Nutr. 28: 359-368.

NOVOZAMSKY, I. y BEEK, J. 1976. Common solubility equilibria in soils. *En:* Bolt, G.H. y Bruggenwert, G.M. (Ed.). Soil Chemistry A. Basic Elements. Elsevier, Amsterdam, 96-125.

OBIHARA, C.H. y RUSSELL, E.W. 1972. Specific adsorption of silicate and phosphate by soils. J. Soil Sci. 23: 105-117.

OZANNE, P.G. y SHAW, T.C. 1967. Phosphate sorption by soils as a measure of the phosphate requirements for pasture growth. Aust. J. Agric. Res. 18: 601-612.

PARFITT, R.L. 1978. Anion adsorption by soils and soil materials. Adv. Agron. 30: 1-50.

PARFITT, R.L. 1979a. The nature of the phosphate goethite (α-FeOOH) complex formed with $Ca(H_2PO_4)_2$ at different surface coverage. Soil Sci. Soc. Am. J. 43: 623-625.

PARFITT, R.L. 1979b. The availability of P from phosphate-goethite bridging complexes. Desorption and uptake by ryegrass. Plant Soil 53: 55-65.

PARFITT, R.L. 1980. Chemical properties of variable charge soils. *En:* Theng, B.K.G. (Ed.). Soil with variable charge. Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New Zealand, 167-194.

PARFITT, R.L. 1982. Competitive adsorption of phosphate and sulphate on goethite (α-FeOOH): a note. N.Z.J. Sci. 25: 147-148.

PARFITT, R.L. y ATKINSON, R.J. 1976. Phosphate adsorption on goethite (α-FeOOH). Nature 264: 740-742.

PARFITT, R.L. y RUSSELL, J.D. 1977. Adsorption on hydrous oxides. IV. Mechanisms of adsorption of various ions on goethite. J. Soil. Sci. 28: 297-305.

PARFITT, R.L. y HEMNI, T. 1980. Structure of some allophanes from New Zealand. Clays and Clay Minerals 28: 285-294.

PARFITT, R.L.; ATKINSON, R.J. y SMART, R.S.C. 1975. The mechanism of phosphate fixation by iron oxides. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39: 837-841.

PARFITT, R.L.; RUSSELL, J.D. y FARMER, V.C. 1976. Confirmation of the surface structure of goethite (α-FeOOH) and phosphate goethite by infrared spectroscopy. J. Chem. Soc. Faraday Trans I. 72: 1082-1087.

PARFITT, R.L.; FRASER, A.R.; RUSSELL, J.D. y FARMER, V.C. 1977. Adsorption on hydrous oxides. II. Oxalate, benzoate and phosphate on gibbsite. J. Soil. Sci. 28: 40-47.

PASSALAQUA, P.Q. 1974. Acidos fúlvicos y fijación de fósforo en dos suelos de trumao. Tesis Ing. Agron., U. Católica de Valparaíso, Quillota, Chile.

POSNER, A.M. y BARROW, N.J. 1982. Simplication of a model for ion adsorption on oxide surfaces. J. Soil. Sci. 33: 211-217.

POSNER, A.M. y BOWDEN, J.W. 1980. Adsorption isotherms: should they be split? J. Soil. Sci. 31: 1-10.

RAJAN, S.S.S. 1975a. Adsorption of divalent phosphate on hydrous aluminium oxide. Nature 253: 434-436.

RAJAN, S.S.S. 1975b. Mechanism of phosphate adsorption by allophane clays. N.Z. J. Sci. 18: 93-101.

RAJAN, S.S.S. 1975c. Phosphate adsorption and the displacement of structural silicon in an allophane clay. J. Soil. Sci. 26: 250-256.

RAJAN, S.S.S. 1976a. Changes in net surface charge of hydrous alumina with phosphate adsorption. Nature 262: 45-46.

RAJAN, S.S.S. 1976b. Phosphate reactions with soil constituents and prospects for manipulation. *En:* Blair, G.J. (Ed.). Prospects for improving eficiency of phosphorus utilization. Reviews in Rural Science, N^{O} III, University of New England, Armidale, N.S.W. Australia.

RAJAN, S.S.S. 1979. Adsorption of selenite, phosphate and sulphate on hydrous alumina. J. Soil. Sci. 30: 709-718.

RAJAN, S.S.S. y FOX, R.L. 1975. Phosphate adsorption by soils. II. Reactions in tropical acid soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 39: 846-851.

RAJAN, S.S.S. y PERROTT, K.W. 1975. Phosphate adsorption by synthetic amorphous aluminosilicates. J. Soil. Sci. 26: 257-266.

RAJAN, S.S.S. y WATKINSON, J.H. 1976. Adsorption of selenite and phosphate on an allophane clay. Soil. Sci. Soc. Amer. J. 40: 51-54.

RAJAN, S.S.S.; PERROTT, K.W. y SAUNDERS, W.M.H. 1974. Identification of phosphate reactive sites of hydrous alumina from proton consumption during phosphate adsorption at constant pH values. J. Soil. Sci. 25: 438-447.

RIQUELME, M.E. 1972. Fijación de aniones en la fracción inorgánica de suelos cineríticos del centro sur de Chile. Anales Facultad Ciencias Químicas, U. de Chile, 163.

ROJAS, O.U. 1978. Uso de fosfato diamónico en remolacha azucarera en Chile (*beta vulgaris* var. sacarina). II. Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo, I: 81-104.

RYDEN, J.C. y SYERS, J.K. 1975a. Charge relationships of phosphate sorption. Nature 255: 51-53.

RYDEN, J.C. y SYERS, J.K. 1975b. Rationalization of ionic strength and cation effects on phosphate sorption by soils. J. Soil. Sci. 26: 395-406.

RYDEN, J.C. y SYERS, J.K. 1976. Calcium retention in response to phosphate sorption by soils. Soil. Sci. Soc. Am. J. 40: 845-846.

RYDEN, J.C. y SYERS, J.K. 1977a. Desorption and isotopic exchange relationships of phosphate sorbed by soils and hydrous ferric oxide gel. J. Soil. Sci. 28: 596-609.

RYDEN, J.C. y SYERS, J.K. 1977b. Origin of the labile phosphate pool in soils. Soil. Sci. 123: 353-361.

RYDEN, J.C.; SYERS, J.K. y GREGG, P.E.H. 1976. A new understanding of the nature and persistence of labile phosphate in soils: implications to soil testing. *En:* Blair, G.J. (Ed.). Prospects for improving eficiency of phosphorus utilization. Reviews in Rural Science, N^{O} III, University of New England Armidale, N.S.W. Australia.

RYDEN, J.C.; McLAUGHLIN, J.R. y SYERS, J.K. 1977a. Mechanisms of phosphate sorption by soils and hydrous ferric oxide gel. J. Soil Sci. 28: 72-92.

RYDEN, J.C.; SYERS, J.K. y McLAUGHLIN, J.R. 1977b. Effects of ionic strength on chemisorption and potential-determining sorption of phosphate by soils. J. Soil Sci. 28: 62-71.

RYDEN, J.C.; McLAUGHLIN, J.R. y SYERS, J.K. 1977c. Time-dependent sorption of phosphate by soils and hydrous ferric oxides. J. Soil Sci. 28: 585-595.

SALGADO, M.J. 1963. Fracciones de fósforo presentes en cuatro suelos empleados para ensayos de maceteros en alfalfa, con dosis creciente de fosfato. Tesis Ing. Agr. U. de Concepción, Chillán, Chile.

SAUNDERS, W.M.H. 1959a. Effect of phosphate topdressing on a soil from andesitic volcanic ash. II. Effect on distribution of phosphorus and on related chemical properties. N.Z.J. Agric. Res. 2: 445-462.

SAUNDERS, W.M.H. 1959b. Effect of phosphate topdressing on a soil from andesitic volcanic ash. III. Phosphate retention and pH. N.Z.J. Agric. Res. 2: 659-665.

SCHALSCHA, E.B.; PRATT, P.F. y GONZALEZ, O.M. 1972a. Reactive aluminium estimated from the formation of magnesium-aluminium double hidroxide. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36: 752-755.

SCHALSCHA, E.B.; PRATT, P.F.; KINJO, T. y AMAR, J. 1972b. Effect of phosphate salts as saturing solution in cation exchange capacity determination. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36: 912-914.

SCHALSCHA, E.B.; NIETO, C. y BINGHAM, F.T. 1973. Algunas características de la fijación de fosfatos en suelos alofánicos de Chile. Agric. Téc. 33: 81-86.

SCHALSCHA, E.B.; PRATT, P.F. y SOTO, D. 1974. Effect of phosphate adsorption on the exchange capacity of volcanic ash soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 38: 539-540.

SCHALSCHA, E.B.; AHUMADA, I. y PRATT, P.F. 1981. Effects of time and leaching on phosphate-induced increase in cation exchange capacity in volcanic ash soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 45: 1237-1238.

SCHENKEL, G.S. y BLEIHOLDER, H.E. 1967. Factores que afectan la determinación de la fijación de fósforo en algunos suelos chilenos. U. de Concepción, Circular Informativa N° 15.

SIBBENSEN, E. 1981. Some new equations to describe phosphate sorption by soils. J. Soil Sci. 32: 67-74.

SILVA, B.N. 1968. Capacidad de retención de fósforo de los suelos de la provincia de Valdivia. U. Austral de Chile, Boletín N° 7.

SYERS, J.K.; BRAUMAN, M.G.; SMILLIE, G.W. y COREY, R.B. 1973. Phosphate sorption by soils evaluated by the Langmuir adsorption equation. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 37: 358-364.

THENG, B.K.G.; RUSSELL, M.; CHURCHMAN, G.J. y PARFITT, R.L. 1982. Surface properties of allophane, halloysite and imogolite. Clays and Clay Minerals 30: 143-149.

THUMANN, W.C. 1970. Fósforo orgánico y fracciones de fósforo en suelos derivados de cenizas volcánicas. Tesis Quím. Farm., U. de Chile.

UEHARA, G. y GILLMAN, G. 1981. The mineralogy, chemistry and physics of tropical soils with variable charge clays. Westview Tropical Agriculture, Series N° 4, Westview Press, Inc. Boulder, Colorado, EE.UU.

URBINA, A. 1965. Relaciones entre algunas características físicas y químicas de suelos derivados de cenizas volcánicas. Agric. Téc. 25: 9-18.

VALDES, A.F. 1969. Geographical distribution and characteristics of soils derived from volcanic ash in Chile. Panel on Volcanic Ash Soils in Latin America, Turrialba, Costa Rica, A.1: 1-15.

VANDERDEELEN, J.; PINO, I. y BAERT, L. 1973. Kinetics of phosphate adsorption in a soil derived from volcanic ash. Turrialba 23: 291-296.

VANDERDEELEN, J.; PINO, I. y BAERT, L. 1975. Distribución del fosfato agregado al suelo en un perfil de la asociación Santa Bárbara. Agric. Téc. 35: 129-133.

VOLKE, V. 1964. Análisis químicos de muestras de suelos de Osorno y Llanquihue. Mesa Redonda de Suelos Volcánicos, Valdivia, Chile, 68-84.

WADA, K. 1959. Reaction of phosphate with allophane and halloysite. Soil Sci. 87: 325-330.

WADA, K. 1980. Mineralogical characteristics of andisols. *En:* Theng, B.K.G. (Ed.). Soils with variable charge. Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research. Lower Hutt, New Zealand, 87-107.

WADA, K. y GUNJIGAKE, N. 1979. Active aluminum and iron and phosphate adsorption in ando soils. Soil Sci., 128: 331-336.

WEINBERGER, P. 1971. Charakteristische Eigenschaften und die Fruchtbarkeit südchileniscer Graslandböden auf vulkanischen. Der Tropenlandwirt 72: 51-71.

YEKINI, B. 1970. Interactions of orthophosphate with iron-oxy-hidroxide minerals found in soils. Ph.D. Thesis, University of Florida, EE.UU.

ZAMBRANO, L. 1966. Determinación de fósforo total, fraccionamiento de fósforo inorgánico en cinco suelos derivados de cenizas volcánicas. Campo Agropecuario. 2: 19-27.

ZUNINO, H.; CAIOZZI, M.; PEIRANO, P. y AGUILERA, M. 1970. Phosphate fixation in acidic soils derived from volcanic ash in Chile as influenced by the naturally occurring exchangeable cations. Agrochimica 14: 557-564.

ZUNINO, H.; PEIRANO, P.; AGUILERA, M.; GONZALEZ, R. y CAIOZZI, M. 1971. Effect of seaweed on phosphorus availability of a soil derived from volcanic ash. Agron. J. 63: 116-119.

4.4. OXIDOS DE HIERRO

Por: M. Adriana Carrasco R.

4.4.1. Introducción

Una parte del hierro total del suelo se presenta como óxidos, los que son generalmente productos de la meteorización de minerales de hierro (Barshad, 1964). Estos óxidos son muy resistentes a una posterior meteorización química, tendiendo a acumularse en las regiones de temperaturas anuales altas y con suficiente humedad, como ocurre en las regiones tropicales húmedas (Buckman y Brady, 1969).

Según Schwertmann y Taylor (1977), durante la meteorización de una roca primaria (magmática), el hierro, unido predominantemente en los silicatos en el estado reducido (bivalente), se liberaría a través de una reacción hidrolítica-oxidativa combinada del tipo siguiente:

$$-Fe^{+2}-O-Si + H_2O \longleftrightarrow Fe^{+3}-OH + HO-Si + \bar{e}$$

en la cual el oxígeno atmosférico toma el electrón

$$(O_2 + 4\,\bar{e} \longleftrightarrow 2\,O^{-2})$$

Debido a la solubilidad extremadamente baja de los óxidos de Fe^{+3} (término usado, por Schwertmann y Taylor (1977), para denominar en forma breve el grupo de los óxidos, oxihidróxidos e hidróxidos de Fe), en el rango de pH normal de los suelos, el hierro liberado por meteorización precipitará como óxido o hidróxido. Del hierro oxidado, sólo una parte pequeña será incorporado generalmente en los filosilicatos secundarios y/o complejado por la materia orgánica.

Los óxidos de hierro son constituyentes casi universales de las arcillas del suelo y se encuentran en diversas formas mineralógicas, como partículas discretas, agentes cementantes entre las partículas minerales, o asociados con las superficies de otros minerales (Olson, 1965; Buol *et al.,* 1973; Greenland y Hayes, 1978).

Aun a bajas concentraciones los óxidos de Fe tienen un alto poder de pigmentación y determinan el color de muchos suelos. Así, el color del suelo determinado por el tipo y distribución de los óxidos de hierro dentro de un perfil es útil para explicar su génesis y también como criterio importante en la denominación y clasificación de suelos (Barshad, 1964; Buol *et al.,* 1973; Schwertmann y Taylor, 1977; Greenland y Hayes, 1978).

Los óxidos de hierro tienen efectos importantes en la agregación y floculación, en el pH del suelo y en la carga superficial de sus partículas. Los revestimientos de las partículas de suelo con óxidos de hierro, generalmente amorfos, les imparten características más propias de los óxidos, como la de poseer carga eléctrica variable con el pH y la concentración de electrolito. Sin embargo, según Carrasco y Bezama (1978), la incidencia de los óxidos de hierro en la distribución de carga eléctrica en los suelos volcánicos con alúmino-silicatos amorfos resulta difícil de cuantificar, debido

a que durante el procedimiento de extracción o eliminación de los óxidos con citrato-ditionito-bicarbonato se produce una gran generación de carga negativa por efecto del pH alcalino de la solución extractora (pH 7,3) y adsorción de bicarbonato y citrato.

En relación al rol de los óxidos de hierro en la fijación de fosfato, éstos reaccionan con el fosfato agregado modificando así su disponibilidad para las plantas (Greenland y Hayes, 1978). La naturaleza química y la superficie específica generalmente alta de los óxidos de hierro ya sea en partículas o como recubrimiento, los convierten en fuentes eficientes para la sorción de aniones tales como fosfato, molibdato y silicato, y también elementos trazas como Cu, Pb, V, Zn, Co, Cr y Ni, algunos de los cuales son esenciales para el crecimiento de las plantas (Schwertmann y Taylor, 1977). Galindo *et al.* (1971) encontraron que la eliminación de los óxidos de hierro, por el método del citrato-ditionito-bicarbonato, en cuatro suelos Andepts del país, redujo la sorción de fosfato del 41 al 54%.

Los óxidos de hierro se determinan tratando el suelo con un agente reductor y otro quelante. Mehra y Jackson (1960) propusieron el uso de ditionito como reductor, citrato como quelante y bicarbonato para mantener el pH alcalino. Según Wada (1977), este método es adecuado para los suelos volcánicos con carga variable ya que el tratamiento con los reactivos indicados permite una disolución selectiva del hierro y aluminio en complejos orgánicos y óxidos hidratados no cristalinos y cristalinos.

Dada la importancia de los óxidos de hierro en las propiedades químicas de los suelos, en este capítulo se analizan sus contenidos, determinados por el método de Mehra y Jackson, en relación a su posible incidencia en las propiedades de intercambio catiónico en algunos grupos de suelos del país derivados de material piroclástico.

4.4.2. Contenidos de óxidos de hierro extraíbles con DCB en algunos grupos de suelos chilenos derivados de material piroclástico

Del estudio de caracterización de suelos formados a partir de material volcánico, realizado por el Servicio Agrícola y Ganadero (SAG) del Ministerio de Agricultura, mencionado en el subcapítulo de Intercambio Iónico (4.2.) de este libro, se separaron 28 perfiles para el análisis de óxidos de hierro. Estos se extrajeron por el método de Mehra y Jackson (1960), aplicando extracciones sucesivas hasta descoloración de las muestras, y luego el hierro se determinó por absorción atómica.

Los resultados obtenidos aparecen graficados junto a los de arcilla y coeficientes de correlación entre ambas variables, en las Figuras 1-6, para cinco grupos de suelos definidos según su material volcánico de origen, cuyas características más generales se dan en el capítulo de Intercambio Iónico y más en detalle en el de Mineralogía (capítulos 4 y 2 respectivamente).

Se hizo además, un análisis de correlación lineal simple considerando la capacidad de intercambio catiónico (CIC) con respecto a carbono orgánico, carbono orgánico más arcilla y carbono orgánico más óxidos de hierro, cuyos resultados aparecen en el Cuadro 1, a fin de establecer cuál o cuáles de las variables mencionadas se asocian mejor con la CIC. Al tratar el intercambio iónico se estableció una alta correlación entre la CIC y el carbono orgánico. Ahora se determinará si la adición de los óxidos mejora dicha correlación.

4.4.2.1. SUELOS PUMICITICOS

El contenido de óxidos de hierro en el suelo Alhué (Figura 1), único analizado de este grupo, es de 0,3% en el horizonte superficial y disminuye en profundidad; no muestra relación alguna con ninguna de las propiedades químicas y físicas estudiadas.

4.4.2.2. SUELOS TRUMAOS

Estos suelos, tal como lo propusiera Aomine (1972) y como se hizo en el capítulo de Intercambio Iónico, se han separado en torno al paralelo 38° lat. sur de acuerdo a sus propiedades químicas que varían debido a un aumento de las precipitaciones y a una disminución de la temperatura.

4.4.2.2.1. Suelos Trumaos ubicados al norte del paralelo 38° Lat. Sur

Los contenidos de óxidos de hierro son variables (Figura 2), fluctúan de 3,1 a 5,2% en los horizontes superficiales y tienden a disminuir en profundidad, con excepción de los suelos San Fabián, Diguillín y Santa Bárbara en los que se observa que aumenta en los horizontes B. Sin embargo, en estos últimos tres suelos el coeficiente de correlación entre los contenidos de óxidos de hierro y arcilla fue menor o igual a 0,578; es decir, no hay una buena asociación entre ambas variables. La mayor acumulación de óxidos en profundidad indicaría condiciones diferentes de meteorización o un cierto grado de percolación de los óxidos de hierro desde los horizontes superficiales, favorecida por el pH moderadamente ácido (5,1-6,5) de tales horizontes.

En los otros suelos los coeficientes de correlación indican que la variación de los óxidos está sujeta a la de la arcilla en un porcentaje superior o igual al 53,4%.

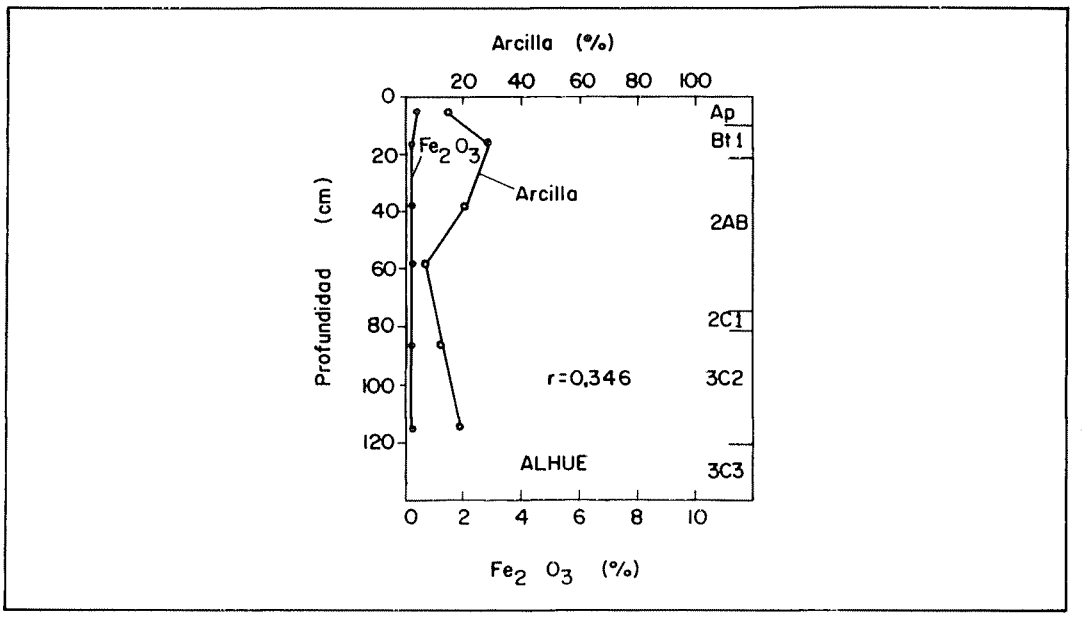


Figura 1. Contenidos de óxidos de hierro y arcilla de los distintos horizontes de un suelo Pumicítico.

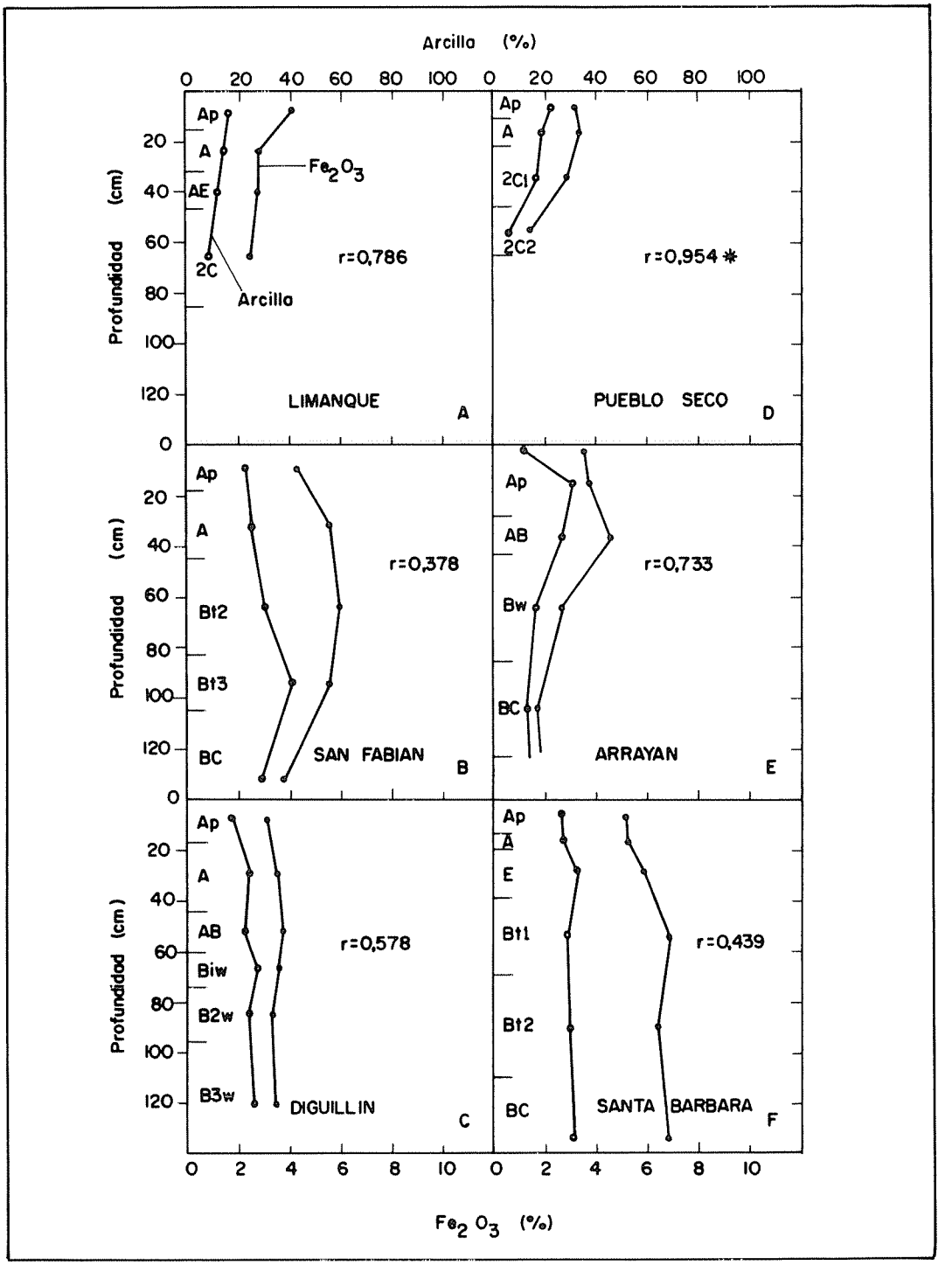


Figura 2-A a 2-F. Contenidos de óxidos de hierro y arcilla de los distintos horizontes de los suelos Trumaos ubicados al norte del paralelo 38° lat. sur.

En relación al efecto que puedan tener los óxidos de hierro en la CIC de estos suelos, los resultados del Cuadro 1 muestran que la adición de los óxidos de hierro al carbono orgánico mejora los coeficientes de correlación en un porcentaje menor o igual al 5,1%. Sin embargo, al adicionar la arcilla se produce un descenso importante, que va del 6,2 a 111%, exceptuando los suelos Limanque y Pueblo Seco. Tales resultados indican que entre los factores que influyen en la CIC de los suelos trumaos al norte del paralelo 38°, aparte del carbono orgánico, estarían los óxidos de hierro más que la arcilla misma. Sólo en el suelo Limanque la arcilla tendría un efecto más significativo que los óxidos de hierro. En el suelo Pueblo Seco ambas variables inciden positivamente en la CIC.

4.4.2.2.2. Suelos Trumaos ubicados al sur del paralelo 38° Lat. Sur

Los contenidos de óxidos de hierro fluctúan entre 2,8 y 6,4% en los horizontes superficiales y tienden a aumentar en profundidad (Figura 3), con excepción de los suelos Victoria, Temuco, Agua Fría y Liquiñe, en los que disminuyen después de los primeros 22 a 42 cm.

En los suelos Victoria y Agua Fría se observa una alta correlación negativa de los óxidos con la arcilla, por lo tanto, los contenidos mayores observados en los horizontes superficiales indicarían que ha ocurrido una meteorización más intensa, facilitando su acumulación, o bien el material parental de dichos horizontes es más rico en compuestos de hierro meteorizables. En cambio, en los suelos Temuco y Liquiñe la disminución de los óxidos estaría asociada a la disminución en el contenido de arcilla (Figura 3).

En el resto de los suelos la tendencia de los óxidos de hierro es la de aumentar junto con la arcilla y en la medida que estén ubicados más al sur. Dicha tendencia sería reflejo de una mayor meteorización de los minerales de hierro presentes en los suelos debido al aumento de las precipitaciones que favorecen el proceso. El suelo Liquiñe no sigue la tendencia en cuanto a ubicación geográfica por su menor contenido de arcilla en profundidad y la estrecha relación que éste presenta con los óxidos de hierro ($r = 0{,}965^{**}$).

El suelo Puerto Octay si bien sigue la tendencia en cuanto a ubicación geográfica, se diferencia de los otros suelos por dar un coeficiente de correlación negativo entre los óxidos y la arcilla ($r = -0{,}944^{*}$), lo cual indicaría que en este caso los óxidos de hierro han estado sujetos a percolación. Algo similar ocurriría con el suelo Nueva Braunau a partir de los 60 cm.

En general, el menor contenido de óxidos de hierro en superficie se asocia al pH más ácido observado en esa zona (menor de 5,8-6,0) y el contenido más alto de carbono orgánico (superior al 15-20%).

En cuanto al efecto de los óxidos de hierro sobre la CIC, éste no es tan claro como en el caso de los suelos Trumaos ubicados al norte del paralelo 38°. Al adicionar los óxidos de hierro al carbono orgánico, los coeficientes de correlación disminuyen entre un 0,5 y 16,8% en seis suelos y en los restantes aumenta entre un 0,5 y 51,8%. En cambio, la adición de la arcilla al carbono orgánico produce una disminución notoria en los coeficientes de correlación en la mayoría de los casos y, además, cambia el signo en cinco de ellas. Los suelos Curacautín y Pemehue (Cuadro 1) son una excepción puesto que sus coeficientes de correlación mejoran aunque en el suelo Pemehue se torna negativo. Por lo tanto, se puede concluir que entre los factores que determinan la CIC en los suelos ubicados al sur del paralelo 38°, al igual que para los ubicados al norte, aparte del carbono orgánico, están principalmente los óxidos de hierro; la arcilla por si sola no es un buen factor de explicación para las variaciones de la CIC en dichos suelos.

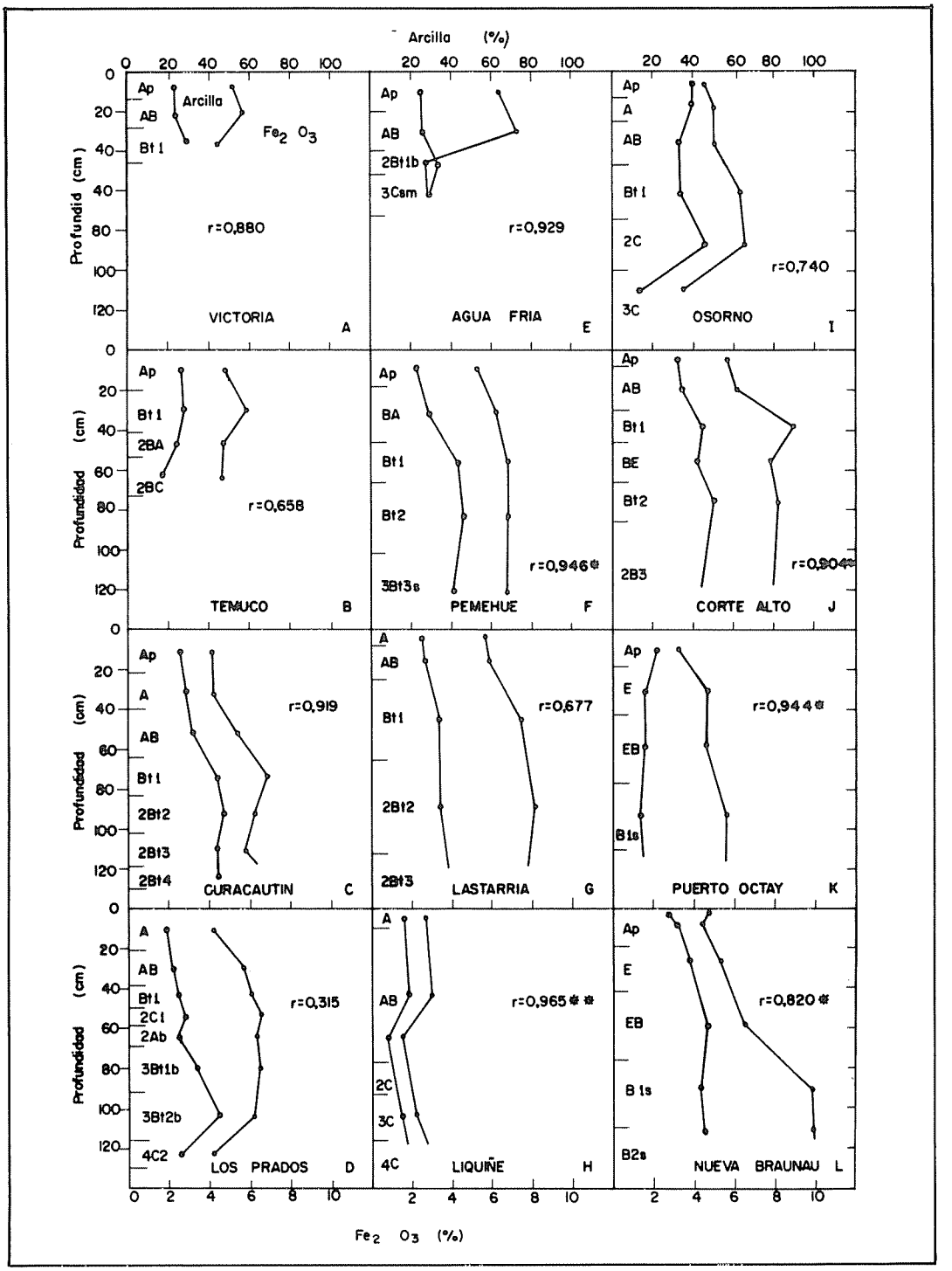


Figura 3-A a 3-L. Contenidos de óxidos de hierro y arcilla de los distintos horizontes de los suelos Trumaos ubicados al sur del paralelo 38º lat. sur.

4.4.2.3. SUELOS ÑADIS

Los contenidos de óxidos de hierro son bastante variables en los horizontes superficiales (Figura 4), fluctúan entre 0,6 y 5,2% y tienden a aumentar en profundidad alcanzando valores más constantes después de los primeros 25 a 50 cm.

La baja asociación observada entre los óxidos de hierro y la arcilla indicaría que la acumulación de los óxidos en los horizontes más profundos se debe a un proceso de percolación y/o mayor meteorización en dichos horizontes.

Los bajos contenidos de óxidos en los primeros horizontes de los suelos Frutillar y Alerce se asocian a altos contenidos de carbono orgánico (24,0 y 31,3%) y a un pH más ácido (4,7 y 5,0), los que favorecen la movilización del hierro hacia los horizontes más profundos donde precipita al encontrar pH menos ácido (5,5-5,7).

Con respecto al efecto de los óxidos de hierro sobre la CIC, la adición de los óxidos al carbono orgánico no produce variaciones significativas; en cambio, sí ocurren al adicionar la arcilla (Cuadro 1), ya sea disminuyendo su valor o bien cambiándolo de signo. En definitiva, la adición de los óxidos de hierro tendría un efecto más positivo que la arcilla para explicar la CIC de estos suelos.

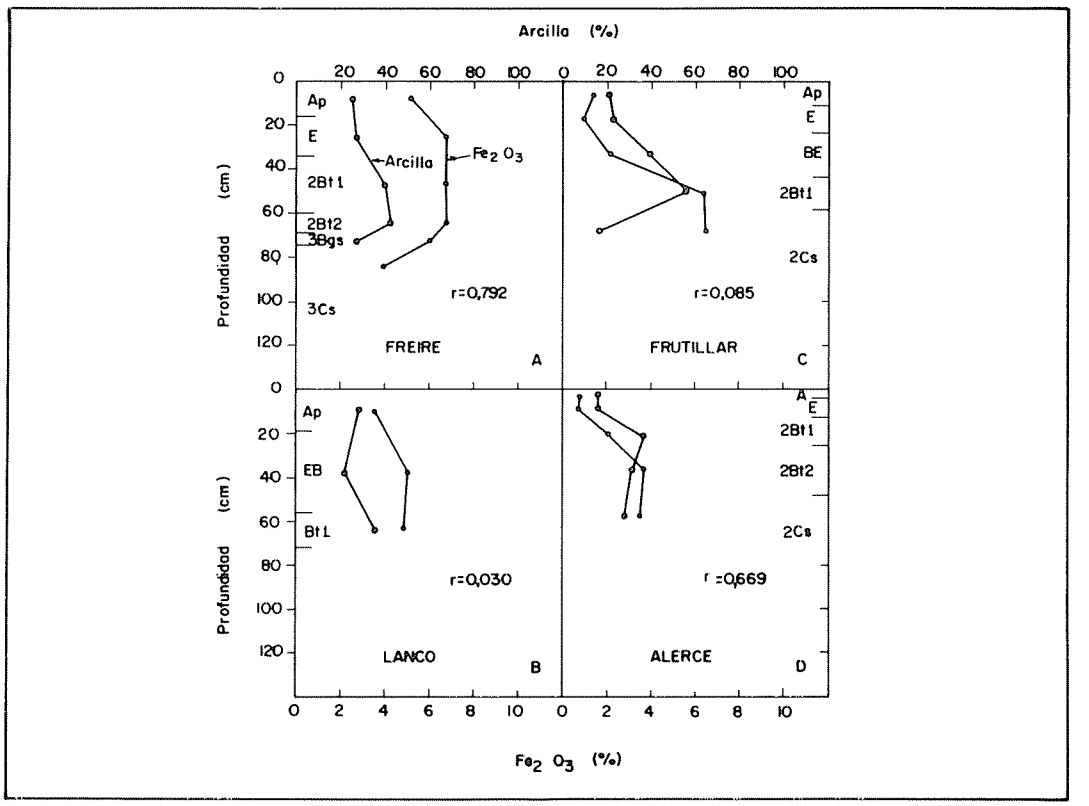


Figura 4-A a 4-D. Contenidos de óxidos de hierro y arcilla de los distintos horizontes de los suelos Ñadis.

4.4.2.4. SUELOS ROJO ARCILLOSOS

Es el grupo que presenta los contenidos de óxidos de hierro más altos, fluctúan entre 5,4 y 9,3% en superficie (Figura 5). Los altos contenidos de óxidos se asocian a un material parental más antiguo y mucho más meteorizado. Los contenidos menores de carbono orgánico, en comparación con los suelos Trumaos y Ñadis (Figura 3-6 capítulo Intercambio Iónico), y los valores de pH (Figura 3 subcapítulo El pH del suelo) no tienen un efecto aparente en la distribución de los óxidos dentro de los perfiles, la que estaría más relacionada con los contenidos de arcilla.

En relación al efecto de los óxidos de hierro sobre la CIC, la adición de los óxidos tiende a bajar los coeficientes de correlación entre un 1,8 y 19,5%, con excepción del suelo Metrenco cuyo r sube de -0,067 a 0,781. La adición de la arcilla produce bajas muy significativas e incluso cambio de signo en los coeficientes de los suelos Cudico y Crucero. Por lo tanto, los óxidos de hierro, aparte del carbono orgánico, constituyen un factor más importante que la arcilla para explicar la CIC de los suelos Rojo Arcillosos.

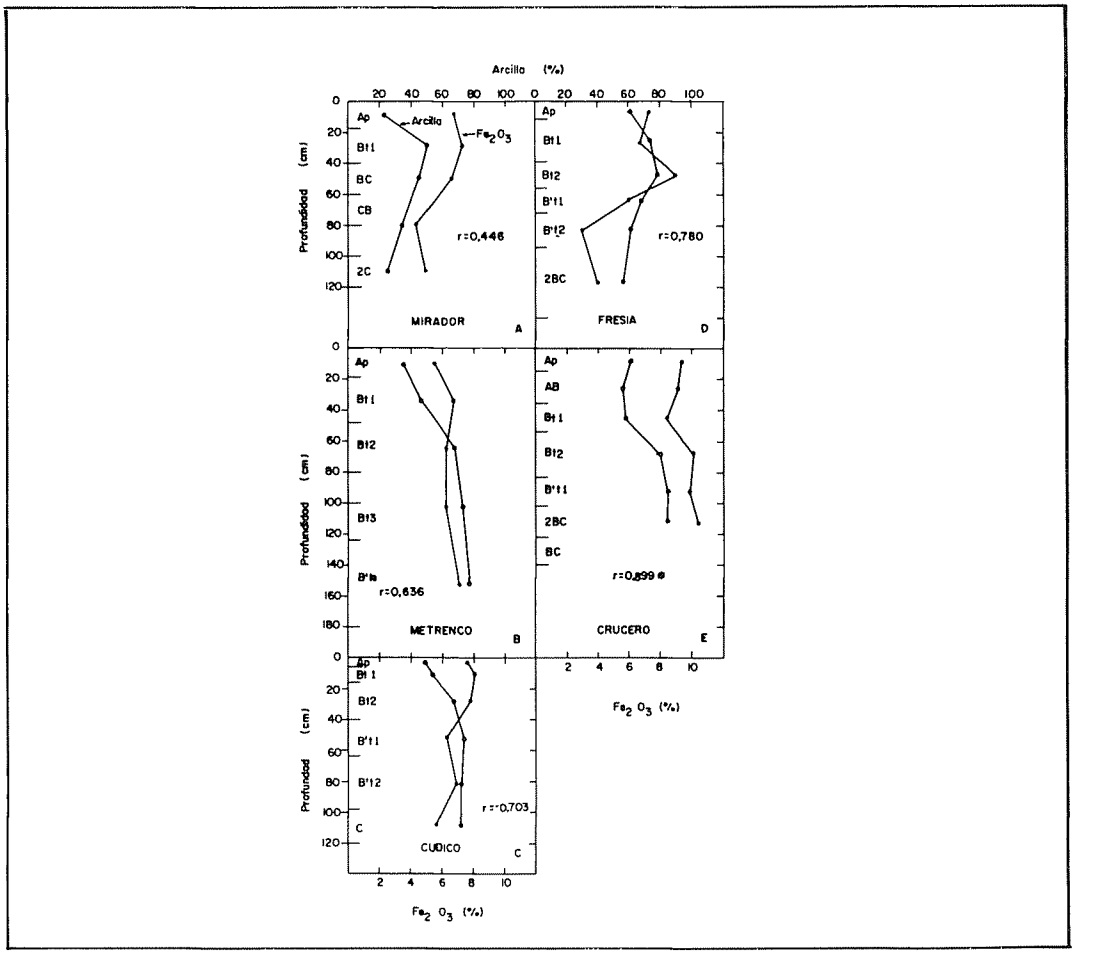


Figura 5-A a 5-E. Contenidos de óxidos de hierro y arcilla de los distintos horizontes de los suelos Rojo Arcillosos.

Capítulo 5:

Materia orgánica y procesos biológicos en suelos alofánicos.

POR: HUGO ZUNINO V. Y FERNANDO BORIE B.

5.1. INTRODUCCION

La presencia de compuestos orgánicos y organismos vivos distingue a un suelo de una simple acumulación de materiales inorgánicos inertes, de composición semejante a los encontrados en él. La materia orgánica estabilizada de suelos (conocida con el término genérico de "humus") es la consecuencia no sólo de la actividad degradativa microbiana sobre compuestos orgánicos que se depositan en el suelo, sino también de la actividad de síntesis de la misma. En efecto, numerosas especies de microorganismos del suelo poseen la capacidad de promover la síntesis de macromoléculas orgánicas polifuncionales a partir de precursores sencillos surgidos por degradación de materiales más complejos. Por ejemplo, se ha demostrado que el *Eppiccocum nigrum* es capaz de sintetizar macromoléculas a partir de ácido acético.

Es conocido que el humus del suelo es un factor determinante de la fertilidad de él. Ya en tiempos remotos el hombre reconocía intuitivamente el valor agrícola del humus, al seleccionar los suelos más oscuros para el laboreo. Lo anterior puede ilustrarse con numerosos ejemplos dramáticos de destrucción de tierras fértiles a través de la historia del hombre. Un caso de alto contenido didáctico lo constituye lo sucedido a la antigua Mesopotamia. En los tiempos de Hamurabi (18 siglos antes de Cristo) los valles del Tigris y Eufrates soportaban una agricultura floreciente, la más avanzada del mundo en aquella época. Esto permitió el desarrollo impresionante de la cultura y de la sociedad humana en ese país, llegando la población de ella a aproximadamente 25 millones de habitantes. Sin embargo, el abandono irracional de prácticas agrícolas inteligentes convirtió esa antigua tierra de "miel y leche" en una vasta superficie de la cual la erosión ha removido el suelo desde millones de hectáreas (Allison, 1973). Este ejemplo muestra, además, cuan dependiente es el hombre del suelo fértil, pues a medida que desaparece el suelo también lo hace el hombre: el Iraq moderno, hacia 1953, no albergaba a más de 4 millones de personas.

El efecto positivo del humus sobre la fertilidad del suelo deriva de sus propiedades físico-químicas. El humus es un coloide amorfo de estructura esponjosa y posee una extensa superficie específica cargada con numerosos grupos funcionales (especialmente COOH, OH fenólicos, OH alcohólicos, NH_2, NH, SH) que le confieren propiedades notables de adsorción, principalmente por mecanismos de coordinación, de un número muy diversificado de especies químicas tales como iones metálicos y compuestos orgánicos, por ejemplo pesticidas, enzimas, antibióticos, etc. También el humus interactúa con superficies activas inorgánicas coloidales como las arcillas y, en suelos volcánicos, especialmente con alofanes y compuestos afines. De esta manera el nivel de microelementos disponibles para los sistemas biológicos (raíces, microorganismos) y el nivel de nitrógeno, fósforo y azufre, potencialmente disponibles, son regulados en gran medida por la acción del coloide húmico. Además, algunas propiedades físicas del suelo importantes para el establecimiento de las raíces y sobrevivencia de la microflora, como lo son la agregación y capacidad de retención de agua, son influenciadas por el contenido y calidad del humus.

La materia orgánica del suelo es muy sensible a las acciones del hombre que impliquen un mal manejo agrícola. El humus es la fracción del suelo que más rápidamente puede alterarse y perderse, a diferencia de la relativa estabilidad que presentan los componentes mineralógicos de la fracción arcilla. Por esta razón, el uso racional del suelo exige un conocimiento acabado de sus componentes orgánicos, sin el cual se corre el serio riesgo de erosionar el sistema, con las desastrosas consecuencias de todos conocidas.

El contenido del humus de los suelos alofánicos es alto. Puede fluctuar aproximadamente entre 2 a 3% hasta 18 a 20% de carbono orgánico y es una característica importante que contribuye a diferenciarlos, en cuanto a morfología y propiedades, con respecto a los suelos no alofánicos. Las causas de esta aparente estabilización del humus en estos suelos son muy complejas y aún no se conocen en toda su magnitud. Sin embargo, es un hecho que el alofán participa muy activamente en este contexto. Específicamente en suelos volcánicos chilenos existiría una interrelación muy íntima y multidireccional entre los constituyentes alofánicos, húmicos y bióticos del sistema. Estas interacciones conferirían a estos suelos el carácter de ecosistemas maduros en los cuales, desde el punto de vista microbiológico, predominan especies de actinomicetes y hongos, los que presentan una actividad bioquímica muy marcada, especialmente enzimática y productora de humus.

Se hace necesario estudiar y entender los ecosistemas de naturaleza alofánica para conservarlos durante su uso agrícola. No puede ignorarse el hecho que otrora estos suelos estaban cubiertos en alta proporción por espesos bosques que, sin duda, participaban estrechamente en el mantenimiento del ecosistema. Es imperativo entonces establecer, en las actuales condiciones agrícolas, el nuevo estado de los equilibrios existentes entre sus componentes bióticos y abióticos. Entre los componentes bióticos del sistema merece especial atención las micorrizas, organismos simbiontes que prácticamente se originaron con las plantas, han permitido su evolución y con ellas se han perpetuado. En la actualidad está fuera de discusión que las simbiosis mutualísticas microbio-planta desempeñan un rol importantísimo en el crecimiento y nutrición de los vegetales, y en forma especial, en suelos de baja o moderada fertilidad.

Existen numerosas obras importantes referidas a la materia orgánica de suelos y sus interacciones con otros componentes del sistema. Sin embargo, son escasas las revisiones del tema en relación específica a suelos alofánicos. El presente capítulo representa un esfuerzo para contribuir a sistematizar y ordenar los conocimientos logrados hasta ahora sobre los componentes húmicos en el entorno del sistema suelo alofánico. Especial referencia se hace de los estudios realizados en suelos chilenos y sus proyecciones en el futuro próximo.

5.2. NATURALEZA Y FORMACION DE LA MATERIA ORGANICA DE SUELOS

Los compuestos orgánicos del suelo (M.O.) consisten de residuos de plantas, animales y microbios frescos, en diferentes grados de descomposición, y de humus. El humus constituye aproximadamente 85% del total de M.O. y es un producto natural del ambiente edáfico que se forma durante la descomposición biológica de los residuos orgánicos que se depositan en él. Generalmente 15 a 30% del carbón de los residuos permanece en el suelo después de 1 año; el residuo es metabolizado hasta CO_2 a través del metabolismo microbiano, principalmente de especies heterotróficas que utilizan los residuos como fuente de C. Una pequeña parte del C estable se encontrará al cabo de un año formando parte de estructuras celulares de los organismos del suelo pero la mayor parte se concentrará en el material húmico joven.

La velocidad de descomposición de los residuos orgánicos en suelos es variable. Depende de las propiedades intrínsecas del suelo como por ejemplo: estructura y porosidad, pH, actividad microbiana, característica de la fracción arcilla, etc. (Haider, Martin y Filip, 1975) y de factores ambientales como temperatura, humedad, aireación, etc. Sin embargo, la constitución química de tales residuos es la que determina mayoritariamente la velocidad de descomposición. Así, residuos altamente lignificados o con contenidos importantes de melanina se descomponen lentamente, mientras que residuos protéicos o ricos en carbohidratos lo hacen a mayor velocidad. La Figura N° 1 entregada por Linhares (1977) muestra el porcentaje de descomposición de residuos marcados con ^{14}C de distinto origen y composición, a través del tiempo. Por otra parte, el tamaño de partícula del residuo incide también en forma importante, como puede apreciarse en la Figura N° 2 (Martin y Focht, 1977); el material más fino se descompone a mayor velocidad por presentar mayor superficie susceptible de ser atacada.

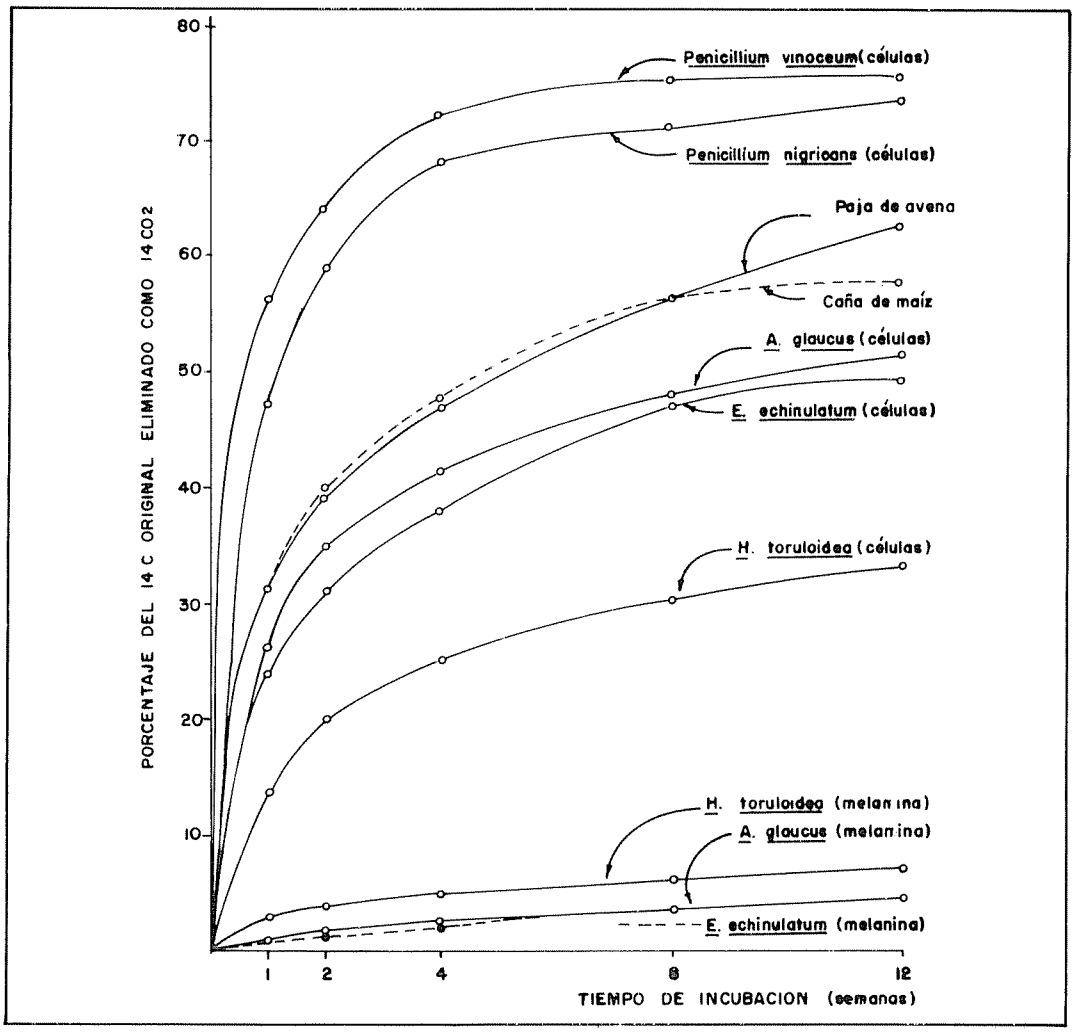


Figura 1. Velocidad de descomposición en suelos de materiales biológicos, de diferente composición y marcados con ^{14}C (adaptada de Linhares, 1977).

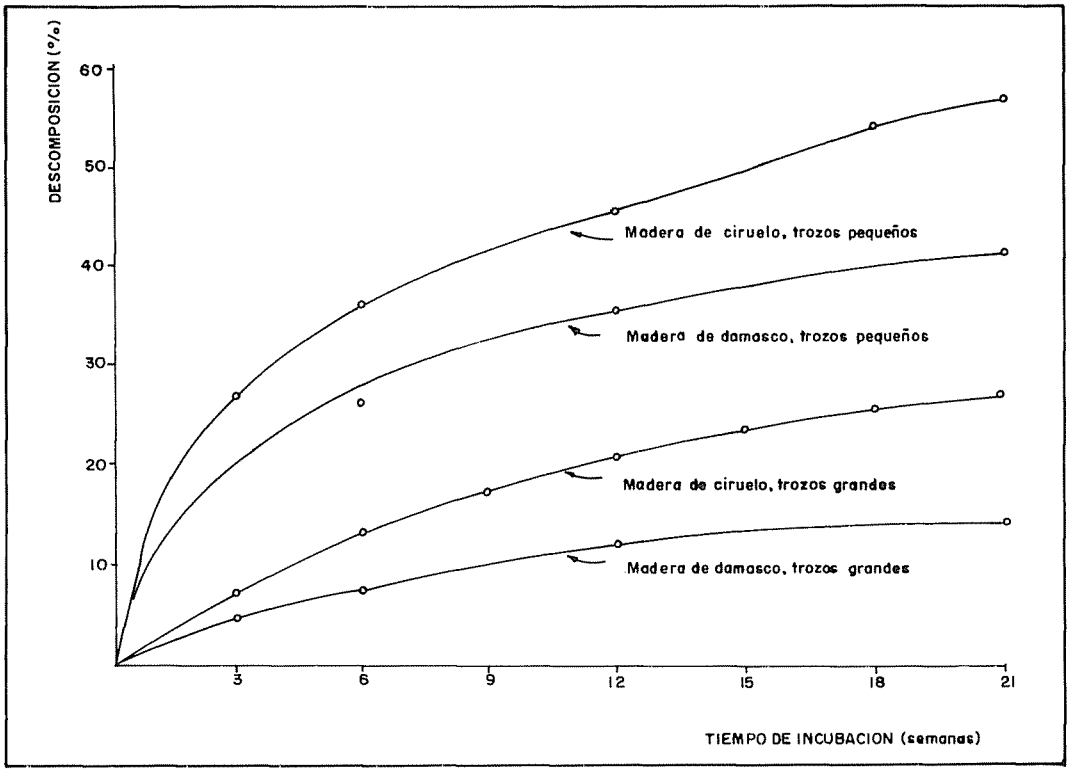


Figura 2. Efecto del tamaño de partícula sobre la velocidad de descomposición de residuos vegetales, en suelos (adaptada de Martin y Focht, 1977).

El nivel de humus no se incrementa en suelos bajo condiciones naturales puesto que existe un balance entre el humus joven formado y aquel degradado. Es decir, existe un equilibrio dinámico que mantiene una cantidad constante de materia orgánica y que es particular del tipo de suelo, bajo determinadas condiciones ambientales. El humus en suelos se descompone a una velocidad aproximada de 2 a 5% anual dependiendo de las condiciones climáticas. Estas cifras evidentemente dependen del tipo de suelos, especialmente de la constitución de la fracción arcilla, como será más adelante discutido en detalle. En general las arcillas aumentan la tasa de multiplicación microbiana, puesto que la utilización del C es más eficiente; además los productos intermedios de descomposición o síntesis (como por ejemplo moléculas húmicas) pueden estabilizarse por adsorción sobre la superficie activa de las arcillas.

Basándose en la solubilidad en ácidos y en álcalis el humus puede separarse en tres fracciones principales: ácidos húmicos, ácidos fúlvicos y huminas. Las huminas no son solubles en álcalis ni ácidos diluidos (0,1 a 0,5 N), los ácidos húmicos son solubles en álcalis pero precipitan con ácidos (pH 1,0 a 2,0) y los ácidos fúlvicos son solubles tanto en álcalis como en ácidos. Esta es una separación puramente empírica y se usa sólo por convención. Aparentemente sus solubilidades son determinadas por los pesos moleculares y los grupos funcionales que presentan sus constituyentes macromoleculares individuales (Greenland y Hayes, 1978); los ácidos fúlvicos agrupan los constituyentes de menor peso molecular, mientras que los húmicos agrupan a los polímeros de alto peso molecular.

Químicamente existen muchas evidencias experimentales que demuestran que las macromoléculas que componen el humus son polímeros muy complejos por monómeros fenólicos y otras unidades aromáticas; péptidos, carbohidratos y compuestos orgánicos alifáticos se unen al polímero húmico central, conformando partículas que presentan forma de discos amorfos y de estructura esponjosa (Van Dijk, 1971; Orlov y Glebova, 1972). Los ácidos húmicos pueden considerarse como soluciones de macroiones o coloides hidrofílicos cargados positivamente y que presentan las propiedades típicas atribuidas a ellos. Una de las principales características es la coagulación por diferentes electrolitos que sigue fielmente la regla de Schulze-Hardy, por ejemplo, se ha informado que a pH 7 los iones trivalentes son más efectivos en coagular humus que los iones divalentes (Ling Ong y Bisque, 1968).

Las unidades fenólicas que sirven de precursores para la síntesis del humus, pueden formarse a través de degradaciones microbianas de lignina u otros polímeros fenólicos vegetales y también a través de síntesis directa por los microbios del suelo. Los compuestos fenólicos son transformados mediante oxidación de sus cadenas laterales, introducción de grupos OH adicionales, oxidación de grupos metilos y decarboxilación de grupos COOH (Figura N^{o} 3). Así se forman en el hábitat edáfico numerosos compuestos fenólicos, los cuales a través de reacciones enzimáticas (fenolasas) y/o autooxidación son oxidados a radicales o quinonas. Estos radicales muy activos se estabilizan por unión química de ellos. En la Figura N^{o} 4 se muestra un ejemplo de este tipo de proceso. Las quinonas se unen a otros fenoles y compuestos aromáticos a través de los grupos NH_2 y SH de péptidos y amino azúcares, por mecanismos de adición nucleofílica; los productos pueden ahora reoxidarse continuando el proceso de polimerización.

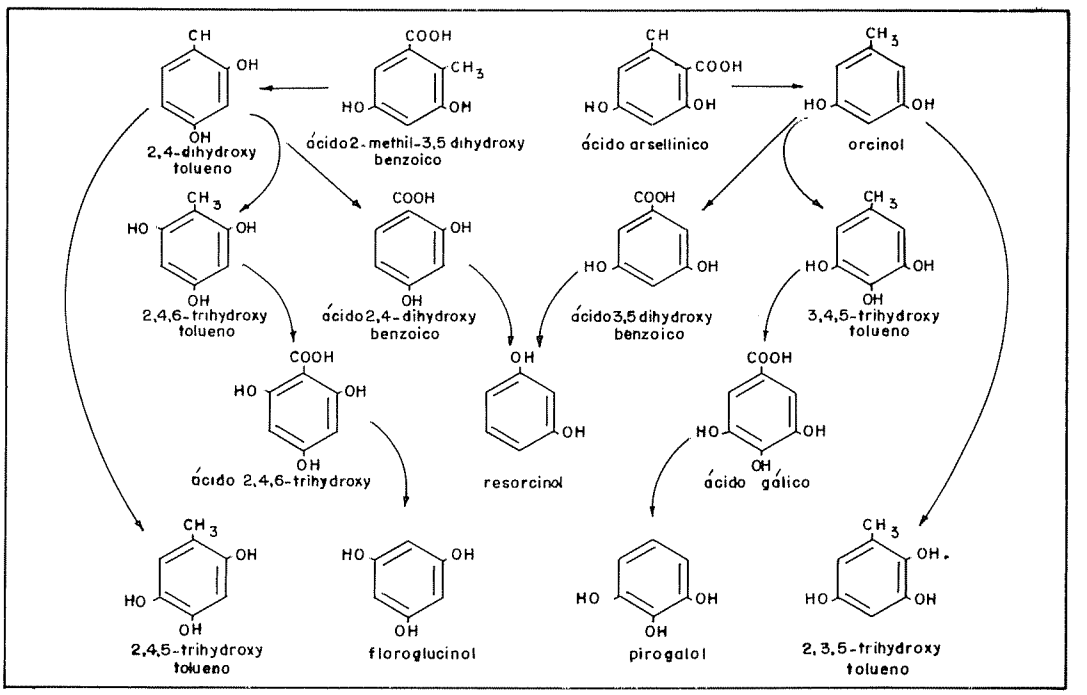


Figura 3. Algunas de las posibles transformaciones químicas microbianas de los ácidos orselínico y creso-orselínico en suelos. Estos dos ácidos orgánicos son sintetizados por varios hongos del suelo y pueden dar lugar a la existencia de todos los compuestos señalados en el esquema (adaptada de Martin y Focht, 1977).

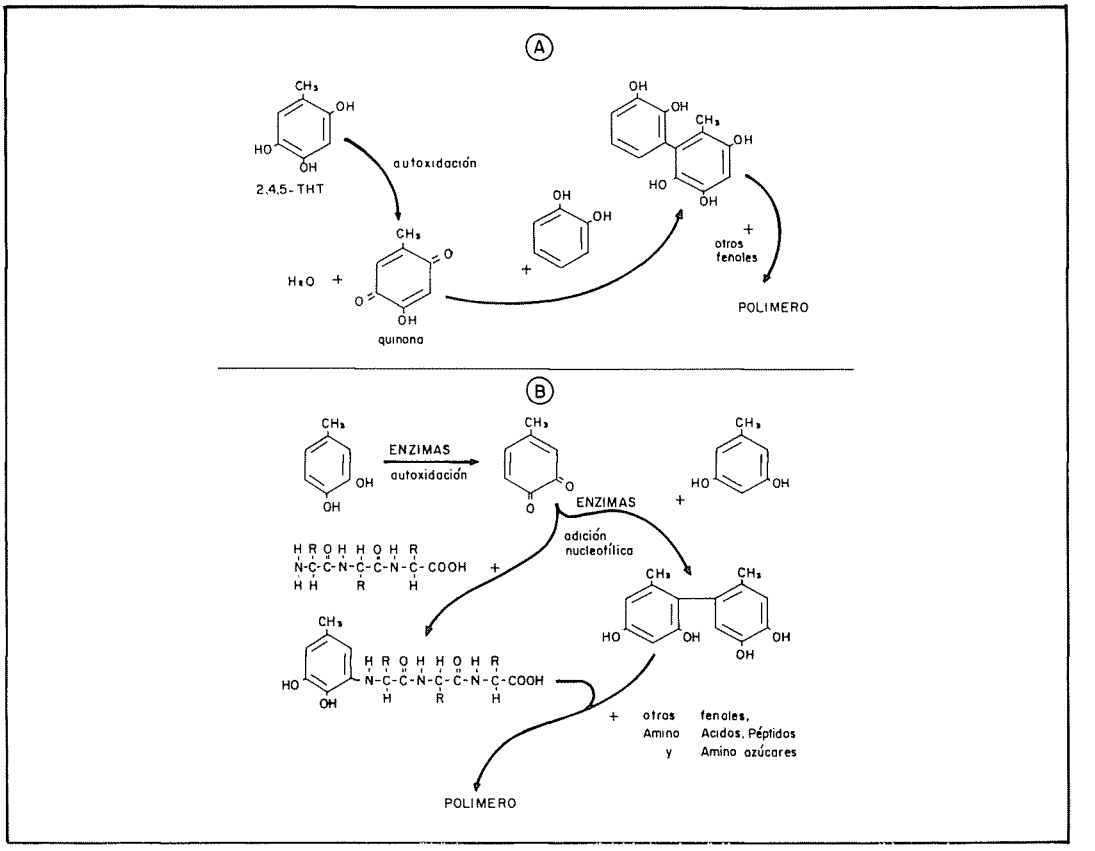


Figura 4. Algunas reacciones de polimerización involucradas en la formación de polímeros húmicos. A: reacciones de tipo auto-oxidativo. B: reacciones de tipo mixto auto-oxidativo-enzimático (adaptada de Martin y Focht, 1977).

Los precursores fenólicos disponibles para los procesos químicos indicados pueden ser de muy distinta naturaleza dependiendo del tipo de residuos, suelos, microflora, condiciones ambientales, etc. Por lo tanto, las macromoléculas húmicas también pueden variar considerablemente en su composisión. Sin embargo, las propiedades químicas y físico-químicas de ellas son similares y están relacionadas a la presencia de grupos funcionales, especialmente COOH y OH fenólicos. Al respecto, los esfuerzos de algunos investigadores orientados a definir, o adscribir, una fórmula general estándar al humus parecen poco afortunados (Schnitzer y Khan, 1972). Los compuestos polisacáridos de la materia orgánica son polímeros complejos compuestos de 10 o más unidades de azúcares y representan entre el 10 y el 30% del total del humus del suelo. A esta fracción se le adscribe un papel muy importante en la estabilidad de agregados de suelo (Martin, Ervin y Sheperd, 1965).

En los últimos años se han acumulado muchas evidencias experimentales que demuestran que la actividad sintética microbiana contribuye en forma importante a la formación de humus. Muchas especies de hongos, actinomicetes y algunas bacterias son capaces de sintetizar pigmentos coloreados (tipo melaninas) a partir de precursores simples, y que son muy similares a los ácidos húmicos. Estos son formados en el medio de cultivo, en las células o en ambos, y son polímeros fenólicos que poseen péptidos y otras sustancias unidas a su estructura. El contenido de fenoles y péptidos varía según la especie y el medio de cultivo ensayado.

Los polímeros producidos por hongos son similares a los ácidos húmicos de suelos en cuanto a su capacidad de intercambio catiónico, acidez total, contenido de carbón, contenido de grupos OH y COOH, tipos de fenoles recuperados después de degradaciones reductivas con amalgama de sodio, resistencia a la biodegradación, liberación de aminoácidos por hidrólisis con HCl 6N, etc. (Haider, Martin y Filip, 1975). Todo esto indica que, evidentemente, las especies fúngicas de suelos juegan un importante papel en la síntesis y mantenimiento del pool de humus del suelo.

La introducción de sustratos orgánicos marcados con ^{14}C hizo posible seguir los procesos de la humificación y medir cualitativa y cuantitativamente cambios en la composición del humus, aun en suelos con contenidos altos de materia orgánica. En esta forma, en la actualidad se cuenta con información bastante exacta sobre los procesos de descomposición y posterior síntesis que sufren en suelos compuestos tan complejos como lignina o tan simples como glucosa; esto ha permitido en los últimos tiempos conocer con bastante certeza los parámetros experimentales o ambientales más importantes que influyen en la síntesis y degradación de humus (Jenkinson, 1971).

5.3. ECOLOGIA DE LA HUMIFICACION DE RESIDUOS VEGETALES EN SUELOS

Los residuos vegetales y animales que se depositan sobre la superficie del suelo constituyen, indudablemente, la fuente de carbono orgánico más importante para los procesos de formación de humus en suelos. Para ello es necesario que el tejido muerto sufra un proceso de descomposición total, desde el punto de vista de su estructura química macromolecular, para así proveer al medio de precursores orgánicos simples que contribuyan a la arquitectura de las moléculas húmicas estables.

La degradación de los tejidos muertos en el suelo es un complejo proceso en el cual participan activamente todos los componentes bióticos del suelo. En la naturaleza este proceso está basado en la acción combinada y secuencial de diversas especies de animales y microorganismos de distribución muy amplia. El ataque del tejido comienza normalmente por parte de una miríada de insectos que habitan en el suelo; los más destacados pertenecen a especies de collembolas y ácaros (Kühnelt, 1961). La acción de estos pequeños animales determina que el material se fraccione en pequeños trozos, los que presentarán una mayor superficie para el posterior ataque microbiano del sustrato. Paralelamente a esta acción mecánica, el material en degradación se mezcla con enzimas y con microorganismos existentes en el tracto digestivo de los pequeños animales, los cuales presentan actividades y funciones muy específicas. En su conjunto, estos efectos facilitarán en forma global la prosecución del proceso a niveles inferiores.

El ataque microbiano propiamente tal comienza con la acción de especies activas de hongos, que son los primeros microorganismos en participar en esta cadena ecológica de naturaleza trófica. Los hongos ejercitan su acción degradativa principalmente a través de sus hifas, las cuales penetran el tejido vegetal o animal en degradación. Estas ramificaciones fúngicas presentan una elevada actividad física, posiblemente de naturaleza enzimática, especialmente en sus ápices. En esta forma se consolida el rompimiento del tejido no sólo mecánico, sino estructural. En la Figura N° 5 (adaptada de Olah, Reisinger y Kilbertus, 1978) se esquematizan las relaciones cronológicas existentes entre estas sucesivas etapas bióticas de los procesos de degradación.

Durante la etapa de degradación fúngica la población bacteriana se mantiene relativamente inactiva, pero una vez que los hongos superan la etapa máxima de desarrollo y multiplicación, las bacterias comienzan a experimentar una multiplicación explosiva en base, primariamente, al material

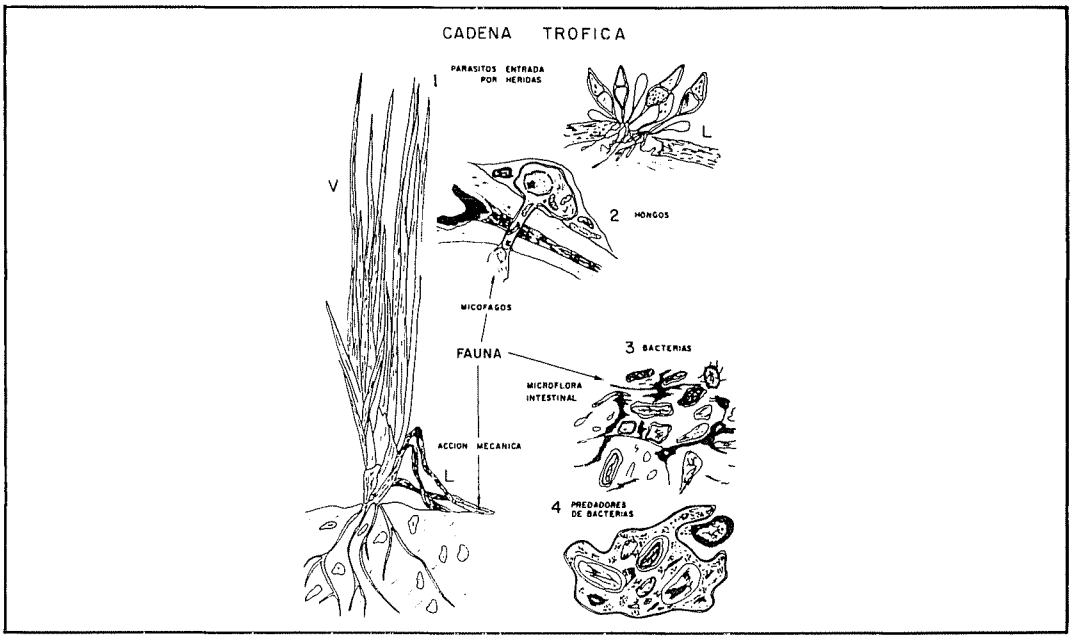


Figura 5. Bio-descomposición de material vegetal: (1) los parásitos debilitan irreversiblemente el tejido vegetal huésped (V); (2) los hongos saprófitos penetran los tejidos muertos (L) a través de lesiones, perforaciones o estomas del material vegetal multiplicándose rápidamente; las bacterias de número limitado en este estado, comienzan a multiplicarse a expensas de los metabolitos fúngicos; (3) al disminuir la actividad fúngica se produce un explosivo desarrollo de las bacterias. Estos microorganismos procarióticos descomponen con facilidad la pared celular fúngica eucariótica y los residuos vegetales que no se habían afectado en 2; (4) aparecen los predadores de bacterias, las que comienzan a disminuir en número.
La fauna del suelo puede acelerar la descomposición en todos los niveles, a través de medios mecánicos (rompimiento del tejido vegetal) y por intermedio de enzimas y aporte de microflora intestinal (adaptada de Olah et al., *1978).*

celular fúngico de alta biomasa y en decaimiento. La población microbiana, a través de su intensa actividad física, produce la degradación final del tejido, parte del cual es metabolizado completamente hasta CO_2 y agua, mientras que otra constituida por moléculas orgánicas más resistentes servirá de substrato para los procesos de humificación.

El proceso de humificación es de alta complejidad. En él participan todos los organismos vivos dentro de un hábitat, el suelo, que provee un sostén con propiedades peculiares como intercambio iónico, superficie coloidal de alta actividad adsortiva, carga eléctrica permanente o variable, etc. El humus representa así un material orgánico terminal caracterizado por su alto peso molecular, en cuya estructura han confluido una amplia gama de moléculas orgánicas precursoras entre las cuales las más importantes son de naturaleza fenólica, como ya ha sido discutido con anterioridad.

En síntesis, la humificación de residuos vegetales y animales representa una acción integrada y sucesiva de insectos, hongos, actinomicetes y bacterias. Esta cadena ecológica presenta numerosos antagonismos y sinergismos entre sus especies y constituye el principal mecanismo para obtener la degradación de los tejidos muertos en el suelo, a través de cuyas moléculas simples liberadas al medio se promueven reacciones químicas de síntesis o polimerización que constituyen la base de la formación del humus. Los diversos sistemas enzimáticos, basados tanto en exo como endo-enzimas, y su asociación con los grupos activos del humus y de los constituyentes inorgánicos de la fracción arcilla, representa el motor de todos los procesos degradativos y de síntesis paralela de material húmico en suelos.

5.4. FERTILIDAD Y MATERIA ORGANICA EN SUELOS CHILENOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS

El alto contenido de materia orgánica de los suelos chilenos derivados de cenizas volcánicas es una característica de ellos detectada ya en los inicios de los estudios pertinentes. La recopilación sobre investigaciones agrícolas del período 1940-1947 entregada por M. Rodríguez así lo demuestra (1950). Este mismo autor, en 1945 planteaba ya la necesidad de conservar la M.O. mediante manejos agrícolas adecuados (Rodríguez, 1945).

La acumulación de C orgánico en suelos volcánicos es un factor determinante de muchas de sus propiedades y características químicas y físicas. Al respecto es preciso destacar los trabajos pioneros de A. Urbina (1965). Esta investigadora estableció que en suelos alofánicos el contenido de materia orgánica está directamente relacionada a las siguientes propiedades:

a) pH bajo y, consecuentemente, altos niveles de H intercambiable;
b) alta capacidad de fijación de fosfato que determina baja disponibilidad de P;
c) alta capacidad total de cambio de cationes;
d) bajas densidades aparentes de los suelos.

El contenido de M.O. aumenta a mayor latitud y a medida que disminuye la temperatura media. En su conjunto los resultados de este trabajo señalan en forma inequívoca la influencia de la M.O. sobre las propiedades de los suelos derivados de cenizas volcánicas (Tabla 1).

La adición a suelos trumaos de materiales orgánicos fácilmente descomponibles, resulta en un aumento del P disponible o, lo que es similar, en disminución de la capacidad de fijación de este elemento. Así, se ha demostrado que la adición de estiércol junto con abonadura mineral disminuye la capacidad de fijación de P, (Goic, 1968), mientras otros investigadores han señalado que

TABLA 1. Promedios por provincias de las determinaciones del pH, materia orgánica, aluminio extractable al Morgan y fijación de fósforo en suelos superficiales, (extractada de Urbina, 1965)

	Agua		Cloruro de Calcio		Materia Orgánica		Aluminio extractable al Morgan		Fijación P_2O_5	
Provincia	Nº muestras promediadas	pH	Nº muestras promediadas	pH	Nº muestras promediadas	%	Nº muestras promediadas	p.p.m.	Nº muestras promediadas	kg/ha
Talca	4	6,2	4	5,2	4	2,6	4	20,3	4	13.320
Linares	59	5,7	29	5,2	59	3,8	35	66,6	59	14.209
Bío-Bío	86	6,1	41	5,7	87	10,0	58	208,0	87	16.867
Osorno	6	5,7	6	5,1	6	14,7	6	353,0	6	18.800
Llanquihue	77	5,5	71	4,9	75	17,1	56	502,0	81	19.359
Chiloé	23	4,7	—	—	24	20,6	23	497	25	19.250

la adición de algas marinas modifica positivamente la disponibilidad de P disminuyendo también la capacidad de fijación de este elemento desde superficies activas (Zunino, *et al.,* 1971). Probablemente el pool de P orgánico pueda haber jugado un rol importante en estos resultados experimentales, pero ese factor no se consideró en esos estudios.

La actividad biológica de los suelos derivados de cenizas volcánicas fueron primeramente investigadas por Urbina *et al.* (1969). Estos estudios señalan que una fracción alta de C incorporado al suelo como sustrato fácilmente degradable es inmovilizada biológicamente o tal vez fijada en forma de un complejo organomineral. El P, agregado al sistema en formas inorgánicas, tendría una acción indirecta de activación de la actividad biocenótica. La mineralización del C y N orgánico de los suelos "ñadis", *in situ,* también estaría directamente relacionada con la actividad microbiana, pues presentan una variación estacional que coincide con las curvas de los promedios térmicos mensuales, presentando un máximo avanzada la primavera y un mínimo en invierno. Además, la mineralización del C es continua, pero lenta (ver Tabla 2).

En estudios de comparación de métodos para determinar disponiblidad de N realizados por Tejeda y Gogan (1970) en suelos de Ñuble, se ha encontrado que los suelos trumaos requieren un porcentaje mayor de N total para producir la misma cantidad de N disponible que en otros suelos no volcánicos. Este hecho debe explicarse por la mayor actividad microbiana desarrollada en los suelos volcánicos, la que estaría favoreciendo la inmovilización del N bajo formas orgánicas. R. Raggi *et al.* (1974), por otra parte, también sostiene que son regulaciones biológicas las principales que influyen las transformaciones del N en estos suelos. Estos datos experimentales y otros que surgen en la literatura específica sobre N, (Urbina, 1982), demuestran inequívocamente, que la actividad microbiológica en suelos volcánicos de Chile constituye uno de los factores fundamentales que afectan las transformaciones del N, hecho que concuerda absolutamente con la literatura internacional al respecto. Posiblemente, una de las acciones más importantes de la M.O. en suelos lo constituye su intervención en la regulación de los procesos de bio-disponibilidad del N. Siendo las formas disponibles de N principalmente NO_3^- y NH_4^+, altamente solubles, su pérdida por lixiviación es obvia especialmente en regiones de alta pluviometría. La mantención de un pool de N bajo normas orgánicas, no lixiviables, garantiza entonces una entrega lenta y gradual de este nutriente esencial. Este tema se desarrolla "in extenso" en otro capítulo.

V. Volke (1975) ha entregado datos que muestran una correlación positiva entre el contenido de M.O. de suelos volcánicos y el rendimiento de trigo. Esto puede ser explicado por una mayor disponibilidad de P en el sistema, al estar bloqueados sitios de fijación de P por compuestos orgánicos. El efecto positivo que presenta sobre la absorción de P por el trigo la adición de algas marinas (Zunino *et al.,* 1975a) puede también incluirse dentro de ese mecanismo de bloqueo. Aparentemente, cuando se agrega fósforo junto con alga al suelo, se produce una interacción positiva entre ellos que inhibiría parcialmente los mecanismos de fijación sobre superficies activas, o bien, puede estar involucrada la formación de compuestos órgano-fosforados menos susceptibles de ser fijados. Esto produce una mayor absorción de P por el trigo, lo que se traduce en un mejor aprovechamiento del fertilizante fosfatado (ver Figura N^{o} 6). Por otra parte W. Espinoza y E. Riquelme, (1976), en una caracterización química de dos suelos andepts de Ñuble, demostraron que la fijación de P disminuye a medida que crece el contenido de materia orgánica.

La importancia del efecto de agregación de partículas de suelos que posee la M.O. y los mecanismos orgánicos agregados al suelo, queda de manifiesto con los resultados obtenidos por L. Peña (1978). Este autor midió el grado de protección contra la erosión que otorga la práctica de "mane-

jo de residuos" en trumaos de lomaje dedicados a cereales y otros cultivos. Se confirmó la eficacia de la aplicación de residuos como un medio para controlar la erosión hídrica. El mecanismo invo-

TABLA 2. Desprendimiento de CO_2 de suelos incubados a 28°C durante 30 días, expresado en mg/100 g de suelo (extractada de Urbina *et al.*, 1969)

	Serie I*			Serie II**			Serie III***		
	Profundidad del suelo en cm								
Tratamientos	0-10	15-25	25-40	0-10	15-25	25-40	0-10	15-25	25-40
Testigo	475	205	106	475	205	106	429	320	214
Piruvato (1.800 ppm)	–	–	–	726	485	469	–	657	568
N mineral (700 ppm)	337	165	142	736	446	416	696	535	488
Fósforo (400 ppm)	353	165	145	805	643	505	640	686	508
Fósforo (4.000 ppm)	442	356	218	772	874	673	805	894	726
Fósforo (16.000 ppm)	1.129	841	650	1.227	1.261	977	1.363	1.369	1.013
Alanina (35 ppm)	353	172	175	–	–	–	–	–	–
Alanina (350 ppm)	442	343	247	–	–	–	–	–	–
Alanina (700 ppm)	518	396	337	812	799	845	1.086	861	746
Alanina (700 ppm) y Fósforo (400 ppm)	676	498	340	1.069	775	749	660	815	591
Alanina (700 ppm) y Fósforo (4.000 ppm)	795	498	478	1.129	1.053	1.056	1.079	1.171	1.030
Alanina (700 ppm) y Fósforo (16.000 ppm)	.244	1.191	983	1.277	1.426	1.251	1.303	1.548	1.016
Alanina (700 ppm) y Aluminio (1.000 ppm)	403	409	376	–	–	–	–	–	–

* Suelos con los tratamientos indicados en la primera columna.

** Suelos con una aplicación de piruvato de sodio correspondiente a 1.800 ppm de carbono asimilable y con los tratamientos de la serie I.

*** Igual a la serie II pero con períodos alternados de congelación a -15°C y 28°C.

lucrado sin duda debe estar relacionado a un mayor poder de agregación conferido por los compuestos orgánicos creados en el suelo a partir de los residuos incorporados.

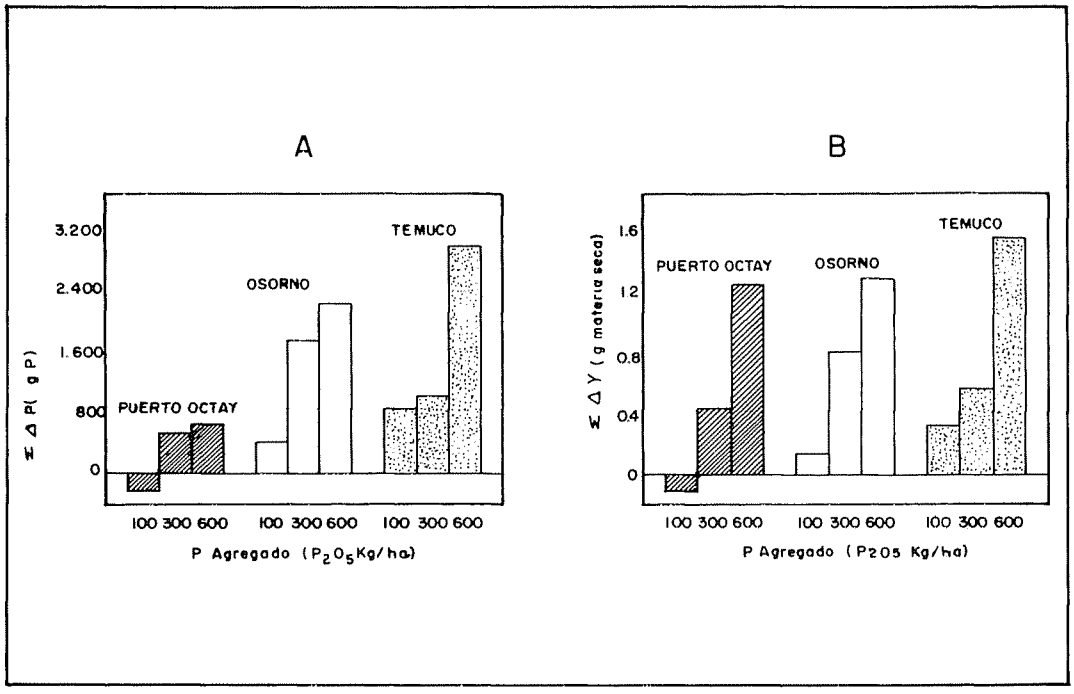


Figura 6. Efecto integrado, a través de 180 días, de la interacción alga-fósforo-trigo sobre: (A): la absorción de P por el trigo, y (B): el crecimiento de trigo (extractada de Zunino et al., *1976).*

5.5. INTERRELACIONES ALOFAN - MATERIA ORGANICA EN SUELOS VOLCANICOS

Los suelos chilenos derivados de cenizas volcánicas representan ecosistemas edáficos soportados básicamente en dos componentes activos muy característicos:

1) un componente de naturaleza inorgánica, el alofán, que corresponde a alúmino-silicato de razón $SiO_2 : Al_2O_3$ variable y de origen volcánico; se caracteriza principalmente por poseer estructura cristalina pobre, elevada superficie específica y carga superficial variable; y

2) un componente orgánico que comprende una fracción abiótica: la materia orgánica coloidal en distinto grado de humificación y una fracción biótica: la flora microbiana, dominada en estos sistemas por especies muy diversificadas de hongos y actinomicetes (ver Tabla 3).

Los componentes activos en suelos alofánicos se encuentran estrechamente interrelacionados entre sí, de tal manera que como consecuencia existe un complejo coloidal humus-alofán de gran estabilidad que da origen, entre otros factores, a un nivel alto de carbono orgánico (Zunino *et al.*, 1982a).

TABLA 3. Población microbiana de algunos suelos volcánicos y no-volcánicos. Muestras recolectadas en octubre de 1976 (extractada de Zunino *et al.*, 1982)

Suelo	Nº de microorganismos/g suelo (x 10^5)			Relación a/b + c
	Bacterias a	Hongos b	Actinomicetes c	
Arrayán	300	3,0	120	2,4
Chapo (bosque)	10	3,5	5	1,2
Calafquén (bosque)	100	0,5	100	1,0
Frutillar	100	2,0	15	5,9
Reumén	200	1,0	300	0,7
Puerto Octay	50	20,0	10	1,0
Purulén	100	0,5	50	2,0
Santa Bárbara	80	0,5	100	0,8
Osorno	100	0,1	50	2,0
Paraguay	100	8,0	200	0,5
Padre Las Casas	150	1,2	100	1,5
Lastarria (bosque)	100	1,5	50	1,9
Calafquén (corte c.)	200	1,5	100	2,0
Corte Alto	300	9,0	100	3,0
Collipulli	3	0,3	10	0,3
Metrenco	100	2,5	200	2,5
Liray (no volcánico)	30	0,2	5	6,0

Nota: Para verificar el efecto de las condiciones de humedad de almacenamiento sobre la población microbiana, 2 muestras (Osorno y Puerto Octay) se guardaron húmedas y después de 2 meses se hizo el recuento microbiológico. Los resultados fueron muy similares a los tabulados aquí.

Paralelamente, la actividad bioquímica elevada de las especies microbianas dominantes encuentra un "hábitat" muy adecuado para su establecimiento; así algunos importantes productos del metabolismo microbiano, especialmente enzimas, antibióticos, componentes orgánicos simples de propiedades coordinantes de iones metálicos, etc. consiguen estabilizarse al interactuar con las superficies alofánicas activas protegiéndose de posteriores degradaciones biológicas. El equilibrio dinámico de estos componentes, confiere a estos suelos, en su estado nativo, el carácter de ecosistemas maduros (Zunino *et al.*, 1982a).

Appelt (1974) ha investigado en profundidad los mecanismos y características de la unión humus-alofán en suelos volcánicos chilenos. El modelo experimental empleado por este autor consistió simplemente en extraer los componentes húmicos del horizonte superficial del suelo volcánico en estudio, y medir el grado de adsorción de esos componentes en muestras de subhorizontes del mismo suelo (serie Puerto Octay). En las Figuras Nº 7 y 8 se presentan los resultados más significativos obtenidos.

En la Figura N° 7 es posible observar que mientras a pH 4,0 y 5,5 la adsorción de ácidos húmicos (AH) puede describirse mediante una típica isoterma de Langmuir, la adsorción a pH 8,0 resultó ser prácticamente nula a independiente de la concentración de AH en la solución en equilibrio. Por otra parte, los datos de la Figura N° 8 muestran claramente que se obtiene mayor adsorción de AH cuando el suelo se dispersa previamente con ultrasonido o bien es pretratado con H_2O_2 para remover la materia orgánica; la alta capacidad de fijación del AH sobre el alofán prácticamente desaparece cuando se introduce fosfato antes del equilibrio AH-suelo. Estos resultados indudablemente están demostrando que los sitios activos del alofán presentan capacidad de adsorción físico-química tanto en coloides húmicos como de aniones activos, aunque los mecanismos involucrados en cada caso pueden diferir, dado el carácter coloidal de los componentes húmicos del suelo.

Termodinámicamente la acumulación de materia orgánica en suelos volcánicos, producida por las fuertes interacciones entre los coloides húmicos y alofánicos, es el resultado de una tendencia a alcanzar el menor nivel de energía, a través de la aglomeración o coagulación de ambos coloides (Appelt, 1974). En este sentido el pH del sistema juega un papel fundamental. A pH 4,0 las moléculas de AH tienen menos cargas negativas que a pH superiores (baja disociación de sus grupos funcionales, especialmente COOH), mientras que el coloide inorgánico (constituido principalmente por alofán y sesquióxidos) incrementa su carga positiva neta, a medida que el pH decrece; esto determina un balance eléctrico tal entre estos coloides de cargas opuestas que favorecen su unión.

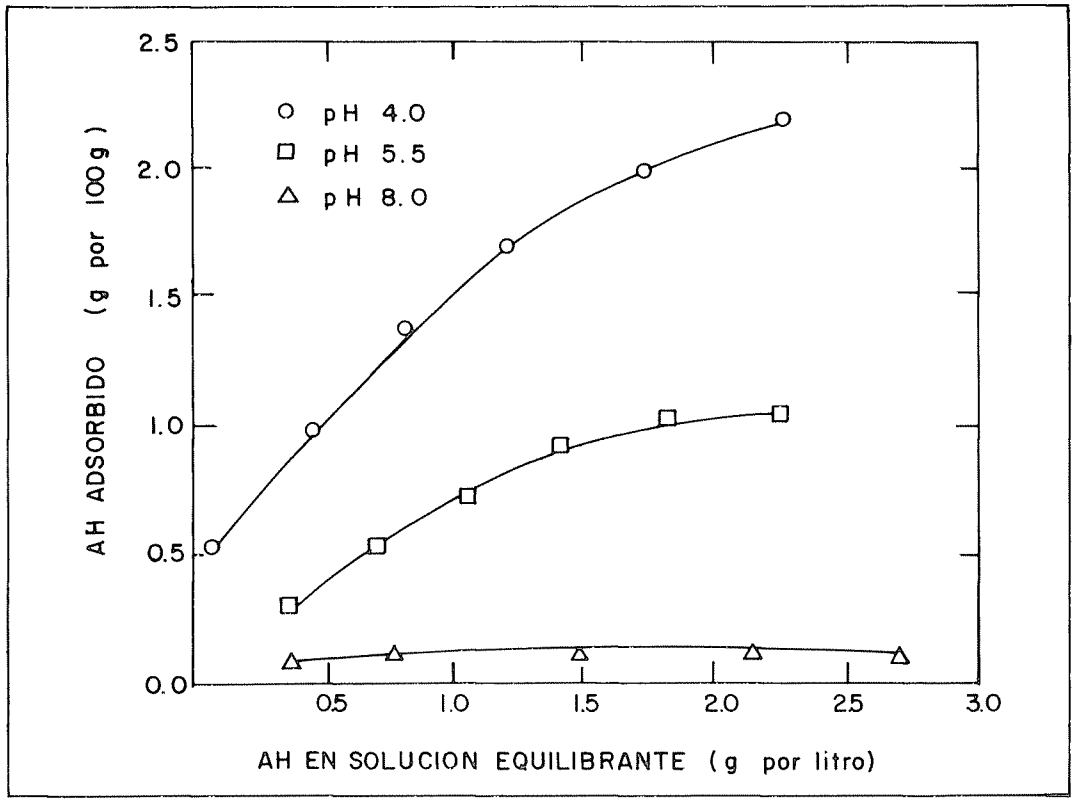


Figura 7. Efecto del pH sobre la adsorción de ácido húmico (AH) por el suelo Puerto Octay (horizonte B), (adaptada de Appelt, 1974).

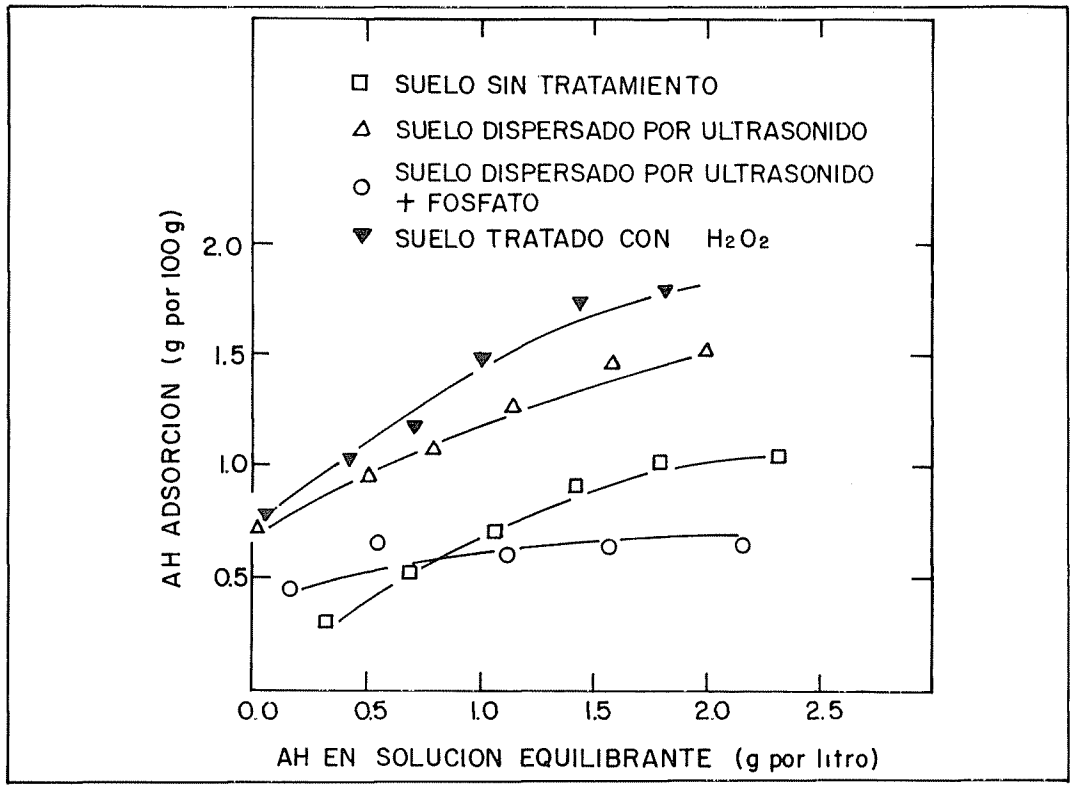


Figura 8. Efecto de la dispersión con ultrasonido, remoción de materia orgánica y competencia del fosfato, sobre la adsorción de ácido húmico a pH 5,5 por el suelo Puerto Octay (horizonte B), (adaptada de Appelt, 1974).

A pH 8,0 las moléculas de AH tienen casi todos sus grupos COOH ionizados, presentando así una elevada carga negativa neta, mientras que el alofán también posee, a ese pH, carga negativa (pH sobre el PCC); en esta forma, ambos coloides tienden a repelerse y en consecuencia la adsorción de AH sobre alofán es prácticamente nula. Los datos experimentales obtenidos a pH 5,5 por Appelt (1974) son particularmente relevantes en suelos volcánicos chilenos porque corresponden en forma muy cercana al pH natural de ellos. A ese pH la coagulación se produciría por atracción de cargas (adsorción de tipo no específica), fuerzas de Van de Waals, intercambio de ligando (adsorción específica) y puentes de hidrógeno. En el capítulo 3 puede encontrarse un tratamiento físico-químico más riguroso sobre este tipo de interacciones, así como en los trabajos originales de Appelt *et al.* (1975a, b).

5.6. DESCOMPOSICION Y ESTABILIZACION DE MATERIALES ORGANICOS EN SUELOS ALOFANICOS

La presencia de alofán, que crea en el suelo un medio físico-químico de carga eléctrica variable y alta capacidad de adsorción de aniones, favorece la estabilización de polímeros orgánicos y productos de biodegradación y biosíntesis de macromoléculas húmicas. Recientemente, se ha desarrollado

en Chile un Programa de Investigación acerca de la dinámica de descomposición de materiales y compuestos orgánicos, marcados con 14-C, en suelos alofánicos. En la Tabla 4 y Figura N° 9 se resumen los principales resultados obtenidos en el curso de esa investigación (Zunino *et al.*, 1982b; Martin *et al.*, 1982).

Los datos de la Figura N° 9 indican claramente que en suelos alofánicos la degradación de los sustratos marcados ensayados (medida por evolución de 14-CO_2) es significativamente menor que en suelos no-alofánicos. Este hecho señala que los sustratos, o sus productos de degradación, son estabilizados muy eficientemente (o retenidos) en un sistema de constitución alofánica. Esto se confirma fehacientemente por los resultados observados en muestras de suelos no alofánicos, los cuales adquieren un notable efecto estabilizante en presencia de concentrado de alofán. El mayor efecto estabilizante relativo del alofán se observó con celulosa y paja de trigo, en tanto que los mayores niveles de degradación se obtuvieron frente a glucosa y celulosa, comportamiento que era esperado; la paja de trigo presentó una velocidad intermedia, mientras que las menores velocidades corresponden a células microbianas; la mayor resistencia de las células de H *toruloidea* se explica por su mayor contenido en melaninas.

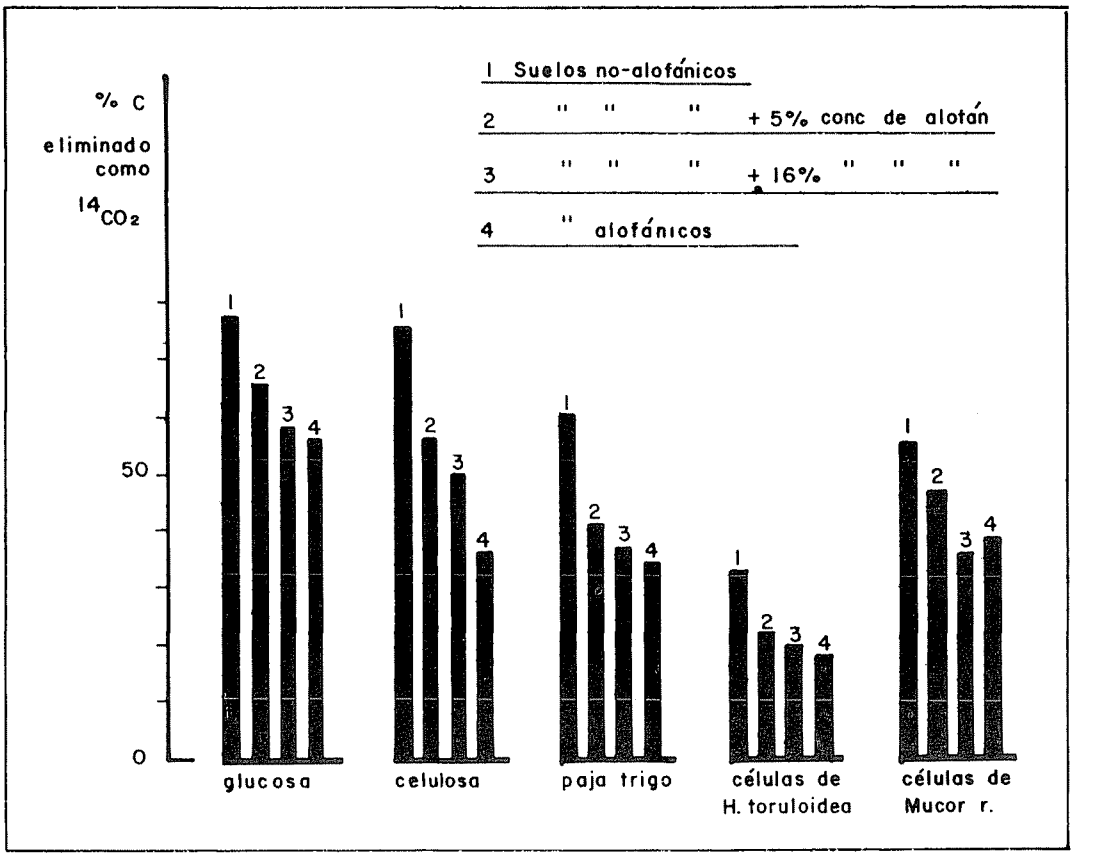


Figura 9. Porcentaje de descomposición de materiales y compuestos marcados con 14-C, después de 16 semanas de incubación, en suelos alofánicos y no-alofánicos. Nótese el efecto producido por la adición de un concentrado de alofán a suelos no-alofánicos (adaptada de Zunino et al., *1982b).*

TABLA 4. Descomposición de compuestos orgánicos marcados con ^{14}C, después de un año de incubación (adaptada de Martin *et al.*, 1982)

Compuesto agregado	Porcentaje de descomposición ($^{14}CO_2$ evolucionado)		
	Suelos no alofánicos (loam)	Suelos alofánicos	Forma agregada del compuesto
U-^{14}C-proteína	17	10	Unida a polímero húmico
3-^{14}C-cisteína	18	6	"
U-^{14}C-lisina	23	8	"
U-^{14}C-glucosamina	22	9	"
Melanina (A. *glaucus*)	13	2	Libre
Melanina *(H. toruloidea)*	9	4	"

Los datos de la Tabla 4 muestran el grado de degradación de algunos sustratos húmicos, de difícil ataque microbiano, cuyo estudio se prolongó a doce meses. En primer lugar, es preciso destacar el bajo porcentaje de descomposición de los compuestos nitrogenados al estar unido a macromoléculas húmicas. En trabajos anteriores se ha observado que esos mismos compuestos nitrogenados al ser agregados libres al suelo se descomponen rápidamente (Martin y Focht, 1977); el efecto estabilizante de su sola unión a un polímero húmico es notable, lo que es de gran importancia desde el punto de vista de fertilidad de suelos, en lo referente a los procesos de mineralización y pérdida de nitrógeno por lixiviación. Los datos consignados en la tabla indican que la presencia de alofán retarda en forma importante la velocidad de descomposición para todos los sustratos ensayados, incluidas las melaninas de origen microbiano que presentaron velocidades de degradación del orden de 2-4% anual.

Los resultados obtenidos hasta el momento, indican claramente que una variedad de productos vegetales y microbianos y células microbianas, son estabilizadas en alto grado en suelos alofánicos de Chile, al compararlos con suelos no-alofánicos de Chile, California y otras áreas del mundo. Es muy probable que el factor más importante involucrado en ese mayor poder de estabilización de materiales orgánicos, sea una fuerte interacción de los grupos activos de las moléculas orgánicas con grupos correspondientes alojados en la superficie alofánica. La interacción podría ser una adsorción directa de los coloides orgánicos sobre la superficie o, más probablemente, podría ocurrir mediante la formación de un complejo mixto a través de puentes de hidrógeno, aluminio e incluso hierro, como ha sido anteriormente discutido. Estos mecanismos deben ser los responsables de la alta estabilidad del humus en estos suelos; según datos de Wada y Aomine (1973) el tiempo de residencia medio del humus en suelos derivados de cenizas volcánicas es del orden de 2 a 5 mil años.

5.7. FOSFORO EN SUELOS ALOFANICOS Y SU RELACION CON LA MATERIA ORGANICA

En Chile los suelos alofánicos representan una alta proporción, aproximadamente el 50 por ciento de la superficie arable del territorio. Pese a sus excelentes propiedades físicas (porcentaje de agregación, capacidad de retención de agua, color, densidad aparente, etc.) el uso agrícola de estos suelos se ve seriamente limitado por la carencia de fósforo disponible, producida por la alta capacidad de fijación de sus coloides inorgánicos. A pesar de las intensas investigaciones realizadas, aún no se ha encontrado el camino óptimo para obtener altos rendimientos con un gasto razonable de fertilizantes fosfatados; muy por el contrario, se necesitan fuertes aplicaciones anuales de fosfatos para obtener rendimientos agrícolas adecuados. El efecto residual del P aplicado es limitado.

En general, los mecanismos de fijación de P en suelos alofánicos han sido investigados en detalle. Estos estudios se han basado experimentalmente en equilibrios heterogéneos entre suelo y soluciones de fosfato (frecuentemente ^{32}P). Se ha concluido, con bastante certeza, que la retención de fosfato en suelos alofánicos se produce principalmente a través de mecanismos de adsorción fosfato-superficie activa del alofán, basados en intercambio específico de ligando (Galindo, 1974; Appelt, 1974) representándose el proceso de fijación cinéticamente mediante isotermas de adsorción, especialmente tipo Langmuir.

A nivel de aplicación agrícola, se ha comprobado que el uso continuo de fertilizantes fosfatados aumenta el contenido de P orgánico, fracción que estaría contribuyendo al pool de P disponible. Sin embargo, existen pocos estudios en suelos alofánicos acerca de las transformaciones biológicas que pueda sufrir el P inicialmente adsorbido sobre la superficie del alofán, y las consecuencias inherentes a su disponibilidad. Sin duda que los componentes orgánicos, bióticos y abióticos, que en conjunto determinan en suelos alofáncios una actividad bioquímica elevada, como ya fue comentada, deben afectar a través del tiempo la forma química del P-fertilizante adsorbido sobre el alofán, modificando así su disponibilidad. El conocimiento de estos cambios dinámicos adquiere así una dimensión práctica muy importante.

Algunos resultados de estudios recientes (Borie, 1981) se han resumido en la Figura N^{o} 10. Estos datos muestran el efecto de la fertilización fosfatada prolongada sobre las fracciones de P y contenido de carbono orgánico en suelos alofánicos. Existe una clara tendencia al incremento de los niveles de C orgánico en los suelos estudiados. Este incremento puede adscribirse a la mayor actividad bioquímica de las especies microbianas nativas, que se ha estimulado como consecuencia del aumento del P disponible, aireación por laboreo y principalmente, incorporación de residuos orgánicos. La mayor actividad bioquímica debe traducirse en estos suelos, necesariamente, en una mayor velocidad de síntesis de humus (Zunino, 1982a, Zunino *et al.*, 1982c). Afortunadamente entonces,el manejo agrícola de estos suelos, pese a su empirismo, no ha causado deterioro en los componentes orgánicos de ellos por lo menos hasta el momento y en los suelos estudiados.

Como era de esperar, los niveles de P total en suelos fertilizados son mayores que en los mismos sin fertilizar, lo que es una manifestación de la escasa movilidad del fosfato a través del perfil alofánico. Aproximadamente el 60% del P-total corresponde a P asociado a la materia orgánica en ambos tipos de muestras. En suelos fertilizados, sin embargo, el 75% (promedio) del incremento en P-total corresponde a formas de P asociadas a la materia orgánica. Estos resultados indican que el P-fertilizante agregado al sistema, después de ser rápidamente adsorbido por la superficie alofánica, está reaccionando subsecuentemente con compuestos orgánicos o microorganismos del

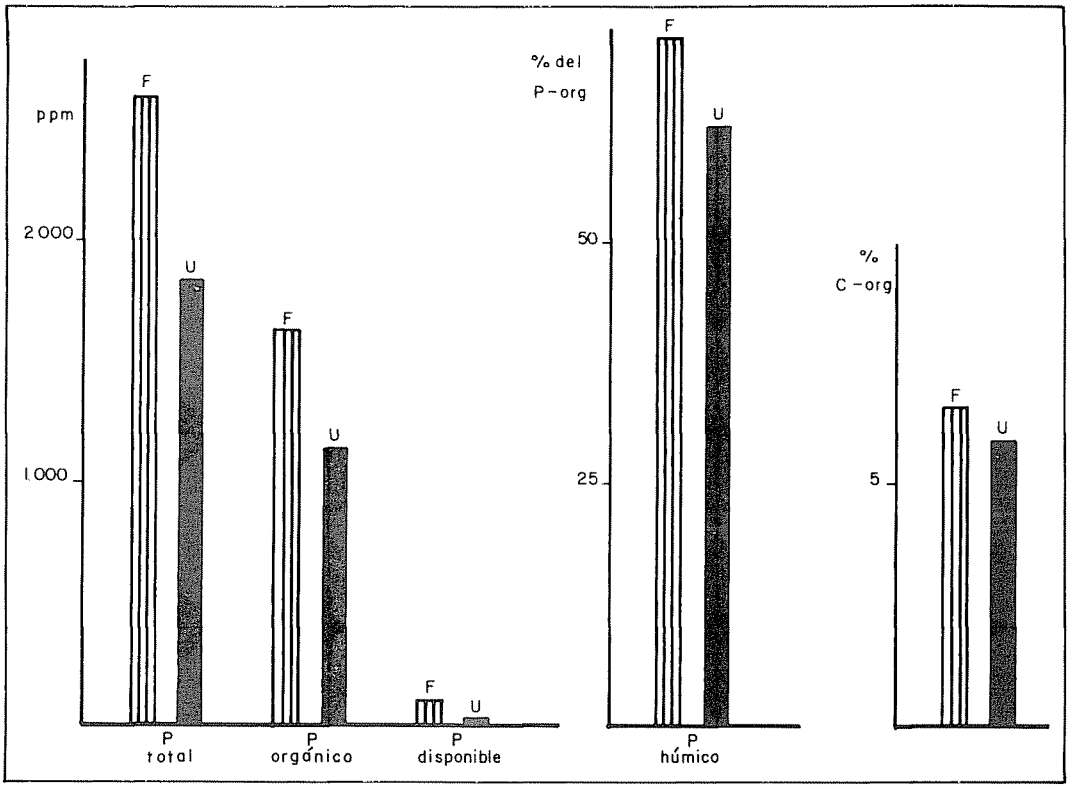


Figura 10. Contenido y distribución de P y contenido de C orgánico en suelos alofánicos sometidos a fertilización prolongada (F) y en los mismos sin fertilizar (U), (adaptada de Borie, 1981).

suelo formando asociaciones estables. El hecho que la incidencia del P-húmico, dentro de la fracción P-materia orgánica, aumente como consecuencia de la fertilización ayuda a sostener esa idea. Es indudable que en la formación de las asociaciones P-M.O. debe colaborar muy eficientemente el alto nivel de Al activo que poseen estos suelos, a través de puentes para unir el P a las moléculas orgánicas (Appelt, 1974).

Recientemente se ha publicado una hipótesis que interpreta el efecto de la actividad microbiana, a través de su capacidad de sintetizar polímeros húmicos, sobre el ciclo del P en suelos alofánicos (Borie y Zunino, 1983). En la Figura N^{o} 11 se encuentran, esquematizados, los cambios químicos que sufriría el P de los fertilizantes incorporados a suelos alofánicos. Como puede apreciarse en ella el fosfato, después de ser adsorbido sobre la superficie activa del alofán (Centro I) puede unirse a moléculas húmicas a través de puentes de Al (y probablemente también a través de Fe) formando una asociación P-Al-AH. Estas asociaciones al envejecer, pueden desprenderse de la superficie alofánica, al igual que algunas formas inorgánicas de P-Al tipo variscitas, formando nuevas entidades discretas en el suelo. Por otra parte, el Centro activo II (Biomasa microbiana) es capaz de sintetizar directamente asociaciones P-humus (P-AH) las que son liberadas continuamente al medio después de la lisis celular de los microbios, (Borie y Zunino: datos sin publicar). Todas estas formas de P en conjunto (P-Al, P-Al-AH y P-AH) constituyen las formas terminales más importantes en suelos alofánicos. Evidentemente, en algunos suelos y circunstancias, también el Fe puede participar en estos mecanismos, especialmente en aquellas partículas alofánicas recubiertas con óxidos de hierro (Escudey, 1978).

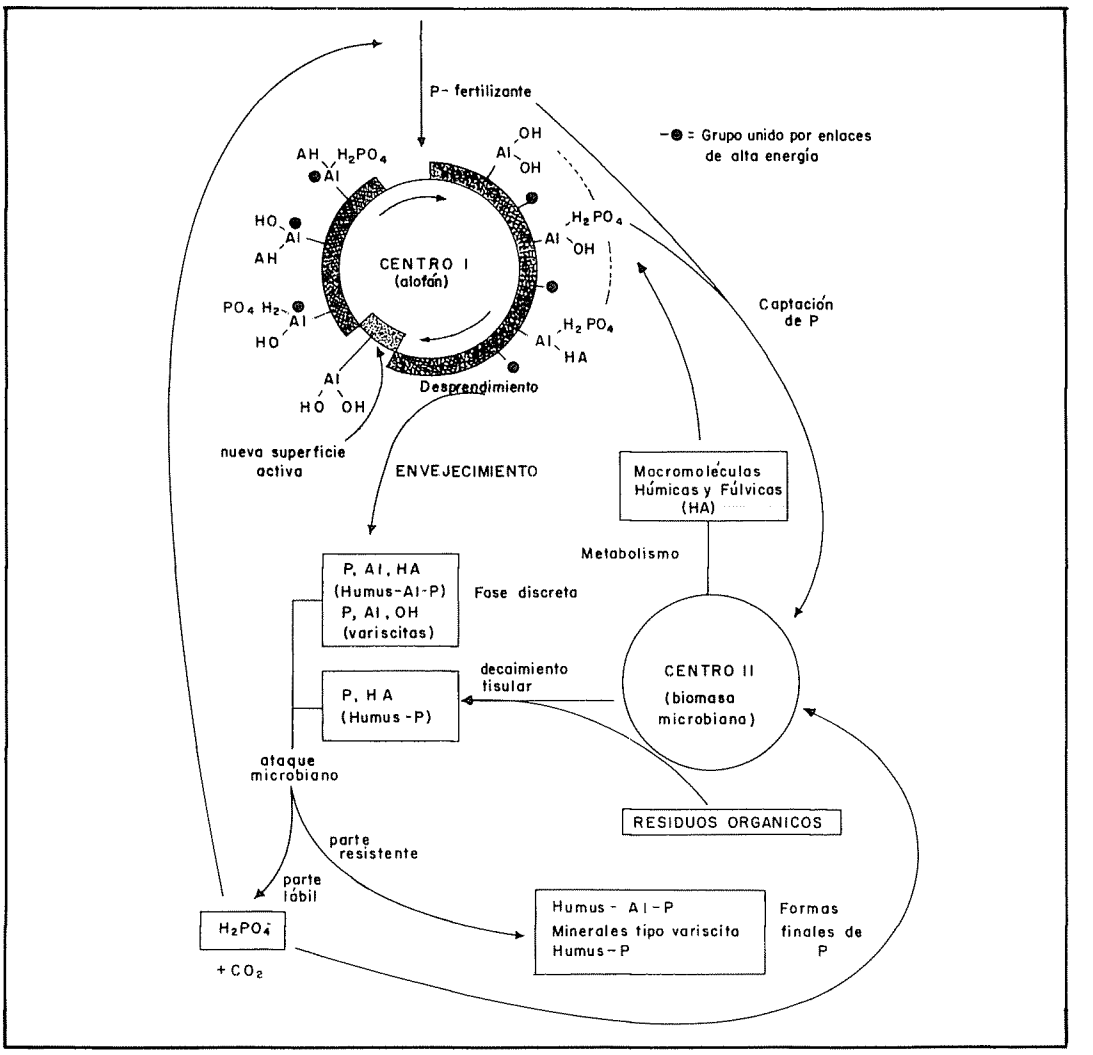


Figura 11. Esquema hipotético que interpreta la influencia de la actividad microbiana sobre el ciclo del P en suelos alofánicos. Nótese la acumulación de formas de P asociadas a la M.O. En este esquema se han considerado sólo superficies del alofán derivadas de aluminio activo. En ciertos casos y condiciones también el Fe(II) y Fe(III) pueden participar en forma similar al Al.

La alta capacidad de fijación de P de estos suelos, mantenida a pesar de las continuas fertilizaciones, también puede explicarse en base a la Figura N^{o} 11. Observamos en ella que, al formarse las nuevas partículas discretas que se mencionaban en el párrafo anterior, se producirá un consiguiente desprendimiento de la capa más externa del alofán. Esto determinaría la creación de nuevas superficies vírgenes, activas físico-químicamente y no saturadas en P, las cuales deben poseer capacidad de fijar fosfato con semejante avidez que las capas originales. En esta forma, después de cierto período de envejecimiento, las partículas del alofán recuperarían nuevamente su anterior capacidad de adsorción de aniones; esto explica por qué estos suelos mantienen su capacidad de fijar P, a pesar de ser sometidos a repetidos programas anuales de fertilización fosfatada.

El conocimiento del destino del P-fertilizante en suelos de alta capacidad de fijación es fundamental para entender la disponibilidad de este elemento para las plantas. En general, siendo todas las formas de P potencialmente disponibles, el grado de disponibilidad para las raíces dependerá de la tenacidad con la cual el P está retenido a la fuente. En el caso de los suelos alofánicos las fuentes permanentes más importantes son las asociaciones P-alofán, P-M.O., P-Al-M.O. y partículas discretas de minerales tipo variscitas. En consecuencia, en este ambiente las raíces deben competir simultáneamente con el alofán y con la biomasa por el P. Dado el alto grado de tenacidad que presentan el alofán y los componentes orgánicos por el P, se establecerá una deficiencia generalizada de P para las plantas que se cultiven en estos suelos alofánicos.

Existen varios caminos para incrementar la disponibilidad de P en suelos. Los tradicionales incluyen el uso de formas de fertilizante de entrega lenta, aplicación foliar, colocación del fertilizante en bandas, etc. Aun cuando algunos de estos procesos mejoran la efectividad de los fertilizantes en suelos alofánicos, ninguno de ellos resuelve adecuadamente el problema de la fijación del P. Para ello, se hace imprescindible conocer la composición del P residual y el medio ambiente tan especial de estos suelos. Por ejemplo, la actividad fosfatásica es alta (ver Tabla 5) y probablemente los sistemas enzimáticos involucrados están estabilizados mediante interacciones con el alofán y el humus (Skujins, 1976). Esto debe estar relacionado al alto número de microorganismos solubilizadores de fosfatos orgánicos, lo que permite afirmar que estos mecanismos constituyen una buena alternativa de investigación aplicada (Borie *et al.*, 1983). Sin embargo, el camino más atractivo y práctico de explorar, en relación a la nutrición vegetal de P, parecen ser la simbiosis hongo-raíz, comúnmente denominadas micorrizas. Las perspectivas prácticas de las micorrizas en suelos alofánicos merecen especial atención, dado el hecho que la estructura morfológica de las hifas del hongo simbionte es un sistema exploratorio de suelo muy efectivo, que además se ve reforzado por la alta actividad bioquímica del hongo. Estos aspectos se analizan en detalle, más adelante, en este mismo capítulo.

TABLA 5. Actividad enzimática de suelos volcánicos (extractada de Borie, 1981; Borie y Fuentealba, 1982)

Suelo	Ureasa (ug de urea hidrolizada g^{-1} h^{-1})	Fosfatasa (mg de p-nitrofenol liberado g^{-1} h^{-1})
Arrayán	70,1	1,4
Victoria	93,7	2,2
Metrenco	87,6	2,4
Puerto Octay	168,9	3,3
Lastarria	263,2	4,7
Lican Ray	330,0	5,1
Río Bueno	156,7	5,5
Purranque	189,5	5,5
Corte Alto	183,0	6,0

5.8. EFECTO DEL HUMUS SOBRE LA DISPONIBILIDAD DE MICRONUTRIENTES EN SUELOS

Característicamente, la mayoría de los micronutrientes presentan alto pK de hidrólisis que determina que en un sistema suelo de pH cercano a la neutralidad, sus formas iónicas y aquo-complejos, no pueden existir como tales pues precipitan formando fases discretas de baja solubilidad, y por ende de baja disponibilidad para las raíces (Stumm y Morgan, 1972). Necesariamente entonces, la movilidad de elementos trazas en suelos depende directamente de la capacidad química de coordinación de los componentes húmicos del suelo y de la solución del suelo (Cameron, 1911). A este respecto, los constituyentes inorgánicos de la fracción arcilla (verdaderos intercambiadores catiónicos) no representan una buena alternativa para estos elementos químicos, dado que sus grupos intercambiadores son ocupados por macronutrientes, K, Ca, Mg; el intercambio catiónico es muy favorable a estos últimos elementos debido a la elevada actividad de ellos en la solución del suelo y al menor tamaño iónico hidratado (Zunino, 1975).

Por largo tiempo se ha relacionado la disponibilidad de elementos trazas en suelos a la presencia de material orgánico humificado. El estado actual del conocimiento del sistema suelo, permite definir en forma precisa el papel que les corresponde a los coloides fundamentales del suelo, humus y arcillas, en la movilización y bio-disponibilidad de elementos metálicos esenciales. En la Figura N^{o} 12, puede encontrarse esquematizado el comportamiento de dichos coloides en relación a las combinaciones químicas y movimientos experimentados por dichos elementos, desde la roca madre hasta su absorción por los sistemas vivos. Los elementos metálicos que los organismos requieren en cantidades trazas (Cu, Mn, Zn, Fe,...) se movilizan preferentemente a través del sistema orgánico en suelos, mientras que los macro-elementos (K, Ca, Mg,...) lo hacen a través del sistema inorgánico. En esa figura están señaladas las propiedades químicas principalmente que, a juicio de los autores, determinan el comportamiento físico-químico tanto de los componentes coloidales como de los elementos metálicos involucrados.

A medida que se conocía con mayor exactitud la estructura polimérica del humus y sus grupos funcionales activos, se planteó por parte de los químicos de suelo que las uniones microelementos metálicos con los grupos funcionales, se producían por formación de enlaces coordinados tipo complejo o quelato. De esta manera, los investigadores del campo de la materia orgánica pensaron que el mejor camino para estudiar y comprobar experimentalmente el rol de estas interacciones químicas en los procesos de génesis de suelos y nutrición mineral de los vegetales, era la determinación de las constantes de estabilidad de los complejos metálicos de la materia orgánica de suelos (Zunino, *et al.*, 1975a). Así, durante la década del 60, se publicaron numerosos trabajos en este contexto (Schnitzer y Khan, 1978) en los cuales se aplicaba básicamente el método de laboratorio del intercambio iónico para determinar las constantes de estabilidad de los complejos metálicos que se formaban al mezclar extractos de materia orgánica con iones metálicos, a un pH fijo. Simplemente mientras más elevado era el valor de la constante, mayor era la capacidad que se le asignaba al material orgánico para participar en los procesos antes mencionados.

A fines de la década del 60 y comienzos del 70 se plantearon algunas dudas básicas sobre la validez del enfoque químico aplicado por Schnitzer y otros investigadores. Ellas se referían primero a la aplicación del método de intercambio iónico (Clark y Turner, 1969) y después al desarrollo mismo original del método (Zunino *et al.*, 1972). Otro punto que contribuía a complicar la interpretación de los datos de laboratorio en función de la situación real en el suelo, lo constituía el hecho que la estructura de los polímeros orgánicos extraídos del suelo se alteraba notablemente durante el proceso mismo de extracción con la solución extractiva (Zunino *et al.*, 1975a).

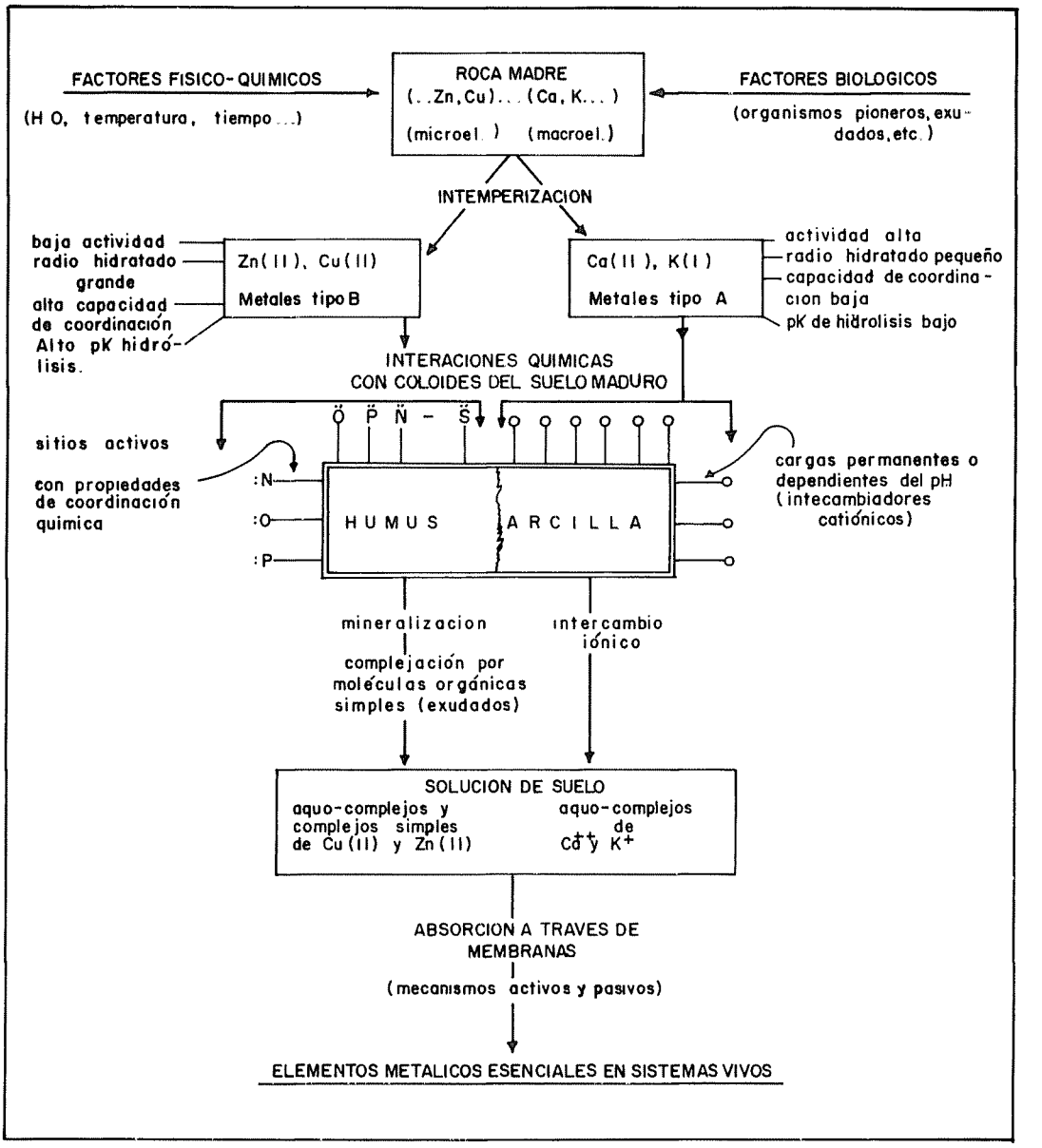


Figura 12. Esquema que ilustra los mecanismos y rutas fundamentales mediante los cuales, los elementos metálicos esenciales se movilizan desde la roca madre a un sistema biológico a través del suelo (adaptado de Zunino y Martin, 1977a).

Las especies químicas que se formarán al hacer interactuar polímeros de naturaleza húmica con iones metálicos tendrá como grupo central a la macromolécula y no al ión, por razones de tamaño molecular e impedimento estérico (Clark y Turner, 1969). De este modo, un número dado de iones metálicos coordinará a través de los numerosos grupos funcionales del grupo central, formando complejos de tipo M_aCh, donde M representa el ión metálico, Ch la macromolécula y a el número de iones coordinados. Los equilibrios químicos involucrados en estas interacciones pueden representarse a través de las siguientes ecuaciones (Zunino *et al.*, 1975a; Zunino y Martin, 1977a):

$$Ch + M \overset{K_1}{\rightleftharpoons} MCh \qquad \beta_1 = \frac{(MCh)}{(M)\,(Ch)} = K_1$$

$$MCh + M \overset{K_2}{\rightleftharpoons} M_2Ch \qquad \beta_2 = K_1K_2$$

$$M_2Ch + M \overset{K_2}{\rightleftharpoons} M_2Ch \qquad \beta_3 = K_1K_2K_3$$

$$\cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \qquad \cdot \qquad \cdot$$

$$\cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \qquad \cdot \qquad \cdot$$

$$\cdot \quad \cdot \quad \cdot \quad \cdot \qquad \cdot \qquad \cdot$$

$$M_{a-1}Ch + M \overset{K_a}{\rightleftharpoons} M_aCh \qquad \beta_a = K_1K_2K_3 \ldots K_a = K$$

La constante totalizadora K representará la ecuación simplificada:

$$a\,M + Ch \rightleftharpoons M_aCh$$

De estas ecuaciones se desprende que el porcentaje relativo de cada especie compleja en una solución particular será función de la razón molar ión metálico/complejante orgánico existente en la solución particular en equilibrio. Este punto puede aclararse examinando algunos datos experimentales entregados por otros autores (Schnitzer, 1965; Schnitzer y Hansen, 1970) que fueron posteriormente criticados en función de las ecuaciones anteriormente explicitadas (Zunino *et al.*, 1975a). Schnitzer (1965), usando técnicas de espectroscopía infrarroja señaló que una molécula de ácido fúlvico, extraído del podzol típico que él usaba como modelo en su metodología experimental, era capaz de aceptar hasta 6 átomos de Fe^{+3}. Estos se unirían a través de seis correspondientes grupos COOH, presentes en las moléculas de ácido fúlvico, formando el complejo Fe_6FA (correspondiente a un complejo tipo M_aCh). Sin embargo, en 1970 este mismo autor (Schnitzer y Hansen, 1970) planteó que el complejo férrico del mismo ácido fúlvico, tenía una relación molar Fe^{+3}/FA de 1 (correspondiente a un complejo tipo MCh).

La aparente contradicción de los datos experimentales de Schnitzer y colaboradores pueden reexaminarse usando los criterios químicos anteriormente explicitados en relación a las ecuaciones planteadas. En el primer caso (Schnitzer, 1965), se usaron varias soluciones de Fe (III) de concentraciones crecientes y mucho mayores que la concentración de FA, la cual se mantuvo constante en todos los ensayos. De esta manera el complejo Fe_6FA se pudo formar con toda facilidad puesto que la disponibilidad de Fe (III) era suficientemente alta como para saturar los 6 COOH de las moléculas de FA. En el segundo trabajo (Schnitzer y Hansen, 1970), se usaron condiciones opuestas, ya que en la solución en equilibrio existían aproximadamente 1.000 moléculas de FA por cada Fe (III). Debido a este alto número de grupos aniónicos activos, 6 por cada molécula sin considerar grupos diferentes al COOH, cada ión metálico se coordinó a distintas moléculas de FA; esto porque la probabilidad termodinámica que un segundo Fe (III) se uniera a una misma molécula de FA es muy remota, puesto que este segundo enlace necesitaría un gasto de energía mucho mayor que el que se requiere para el primer enlace (Zunino *et al.*, 1975a).

Todos los métodos disponibles en la actualidad para determinar la constante K de complejos metálicos de macromoléculas, por ejemplo: intercambio iónico, extracción por solvente, variaciones continuas, etc. se basan en obtener el complejo mezclando soluciones de ión y de macromo-

léculas en una razón dada y particular, dentro de rangos estrechos. Por lo tanto, no existe certeza que el complejo, cuya estabilidad se está midiendo, sea el mismo en cada caso (Zunino *et al.*, 1975a). Para obtener la formación del complejo tipo M_aCh es evidente que las condiciones experimentales a emplear deben diferir bastantes de los métodos tradicionales empleados originalmente, con las cuales se lograban formar exclusivamente complejos de tipo MCh.

Recientemente se ha desarrollado una metodología para determinar la capacidad máxima de adsorción (CMA) de iones metálicos que poseen polímeros orgánicos polifuncionales (Zunino y Martin, 1977b). Esta capacidad es evidentemente función de la constante de estabilidad totalizadora del complejo metálico saturado. Al cuantificar CMA se elimina la necesidad de medir K en forma directa, para lo cual no existen métodos racionales en la actualidad. CMA es una propiedad integrada y representa el efecto global de coordinación de metales que poseen el conjunto de grupos funcionales activos de las macromoléculas. El método está basado en equilibrios sucesivos de diálisis y es muy simple de montar experimentalmente; los detalles del método pueden encontrarse en el trabajo de Zunino y Martin (1977b). Esta metodología presenta la ventaja de su simplicidad e interpretación racional.

Para obviar el problema de la alteración estructural de los polímeros orgánicos por efecto de extracciones drásticas, se ha planteado su sustitución por polímeros microbianos, de indiscutible semejanza con los polímeros húmicos del suelo, y por polímeros modelos obtenidos por autooxidación enzimática de precursores simples. Así, los resultados experimentales obtenidos con estos materiales podrían ser extrapolados a suelos evitando los problemas de alteración anteriormente mencionados (Zunino, 1975).

Con el enfoque renovado se ha elaborado una hipótesis denominada *modelo en cascada* que interpreta el papel de las macromoléculas orgánicas polifuncionales en los procesos de movilización, adsorción y bio-disponibilidad de micronutrientes para las plantas (Zunino y Martin, 1977a). Esta hipótesis permite explicar el status de los microelementos en suelos, tanto desde el punto de vista de nutrición vegetal, como de contaminación de suelos y aguas con metales pesados. De acuerdo al modelo, las asociaciones microelementos-polímero existen en suelos en formas que presentan distintos grados de energía de enlace, de manera tal que la concentración de los micronutrientes en la solución de suelo, desde donde ellos son adsorbidos por las raíces, es una resultante de la competencia que se establece entre la tenacidad con que los metales son retenidos por los polímeros y la actividad complejante o quelante de los constituyentes orgánicos simples que existen en la solución de suelo. Ha sido ampliamente demostrado que en la solución del suelo los microelementos se encuentran al estado de complejos metálicos simples (Hodgson, 1969). En la Figura N^{o} 13 se encuentran esquematizados los aspectos más relevantes del modelo en cascada.

Otro mecanismo que puede potencializar la interacción de moléculas húmicas con micronutrientes, puede basarse en la presencia en las macromoléculas de configuraciones espaciales de grupos funcionales que sean específicas para determinado ión metálico. Así, por ejemplo, se ha demostrado que ciertos polímeros modelos presentan configuraciones altamente específicas para Zn (II) que están relacionadas a la presencia de grupos NH_2 y SH_2. Este es un campo de investigación aún muy poco explorado en Química de Suelos, (Zunino *et al.*, 1979).

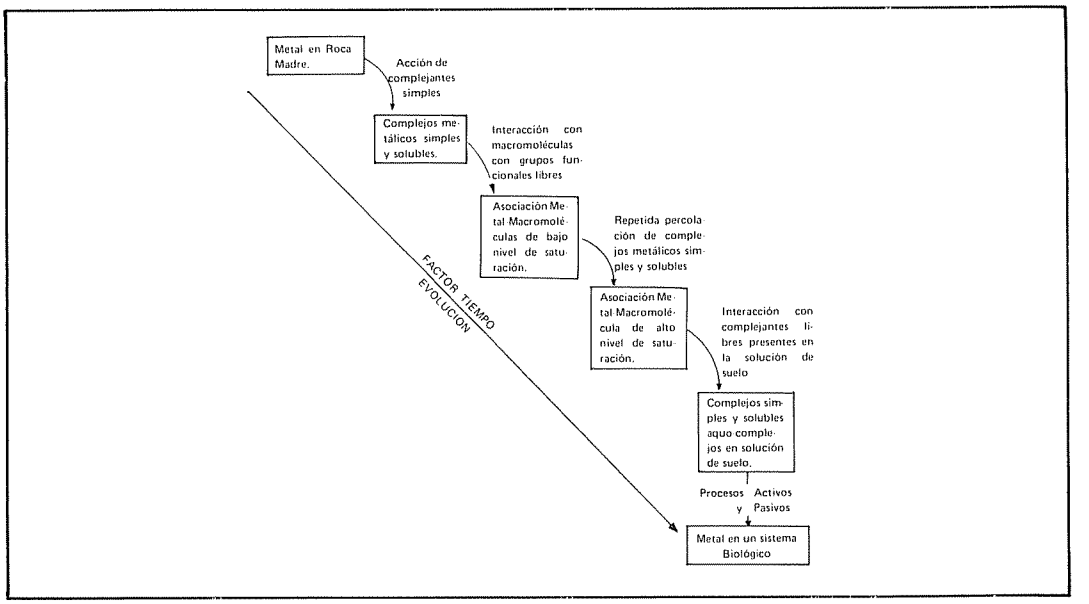


Figura 13. Modelo en cascada de la translocación de micronutrientes desde la roca madre a sistemas biológicos a través del suelo (adaptado de Zunino, 1979).

5.9. BIO-DISPONIBILIDAD DE MICROELEMENTOS EN SUELOS ALOFANICOS CHILENOS

En suelos de alto contenido de C orgánico, como los suelos alofánicos, es indudable que la bio-disponibilidad de micronutrientes deberá estar asociada al grado de saturación en esos elementos que presentan los polímeros orgánicos. Polímeros de bajo grado de saturación presentarán niveles bajos de bio-disponibilidad y viceversa. Esto explicaría entonces la ocurrencia limitada, y en cierto modo paradojal, de signos de deficiencias que ocurren a nivel agrícola en estos suelos.

Los suelos alofánicos chilenos presentan, en general, niveles apropiados de Cu, Fe y Zn disponible. Sin embargo, la carencia de Mn ha sido informada repetidamente, pese al bajo número de trabajos sobre el tema (Zunino, 1982a). El molibdeno disponible está cercano a niveles de deficiencia, probablemente debido a la capacidad de adsorción del anión molibdato que presenta el alofán (González *et al.,* 1974). Los mayores niveles de Mn activo se encuentran en el horizonte superficial, correlacionando positivamente con el contenido de materia orgánica, lo que señala una alta afinidad de este elemento con los polímeros húmicos. Al incubar suelos alofánicos con EDTA y salicilato de sodio se observa mayor disponibilidad de Cu, Mn y B pero no de Mo, mientras que la incubación con fosfato de calcio disminuye la disponibilidad de Mn y no afecta al Cu ni Mo (Galindo, 1982).

Mediante la metodología de Zunino y Martin (1977b) adaptada a muestras de suelos, se ha demostrado en varios suelos volcánicos chilenos que la fracción orgánica es la que presenta la mayor afinidad para Zn (II). Tales métodos consultan el fraccionamiento del suelo mediante ultrasonido, aislándose en forma no destructiva fracciones enriquecidas en materia orgánica que constituyen un excelente sustrato para investigar las relaciones microelementos-materia orgánica (Zunino y Cargill, 1981).

Las deficiencias de microelementos son difíciles de corregir a nivel agronómico; debido a que el rango de efectividad es muy estrecho, existe el riesgo de caer fácilmente en niveles de toxicidad, por lo que se requiere la aplicación de técnicas muy elaboradas dentro de las cuales la aplicación foliar aparece muy promisoria. Por esta razón, se han intentado otros medios para corregir las deficiencias de Mn en suelos alofánicos chilenos. En este aspecto, cabe destacar algunas investigaciones desarrolladas a nivel de invernadero en las cuales se han usado algas marinas como agente aportador y movilizador de microelementos (M. Caiozzi; comunicación personal). Los resultados preliminares han demostrado que la absorción de Mn por el trigo aumenta notoriamente en presencia de algas; por otra parte se han ensayado también formas de algas enriquecidas en microelementos, las que elevan los niveles de disponibilidad en estos micronutrientes (M. Caiozzi; comunicación personal). Sin embargo, pese a la abundancia de algas en el litoral chileno, los aspectos tecnológicos y agronómicos aún no han sido explorados.

La elevada actividad bioquímica de los sistemas alofánicos determina una alta tasa de síntesis de polímeros de naturaleza húmica. Estos polímeros son entregados continuamente al medio y, obviamente, sus numerosos grupos funcionales deben estar prácticamente vírgenes de interacciones con iones metálicos, excepto de aquellas intrínsecas ocurridas en el metabolismo microbiano. Estos polímeros podemos calificarlos como de tipo A, es decir, de alto poder de adsorción, por coordinación, de iones metálicos de acuerdo al modelo en cascada (Zunino y Martin, 1977a). Estos polímeros evolucionan a través del tiempo hacia formas saturadas, tipo C, en las que el aluminio e hidrógeno serán sus principales cationes saturantes, dadas las condiciones de pH y concentración de aluminio activo imperantes en estos sistemas edáficos (Besoain y Sepúlveda, 1981); sin embargo, los microelementos provenientes de los procesos de intemperización de los materiales parentales deben necesariamente encontrarse en tipo de asociaciones C, considerando las propiedades químicas ventajosas que ellos presentan y que les permite unirse por coordinación a las macromoléculas centrales. La alta concentración que alcanzan los polímeros húmicos en suelos alofánicos, permite sostener un sistema bien balanceado, en el cual los microelementos se encuentran en un estado químico que permite su cesión lenta y gradual a la solución del suelo en equilibrio; así esta solución facilita la nutrición mineral de los vegetales que crecen en estos suelos, pues sus niveles de elementos trazas son adecuados. De esta manera, se observan pocos casos de deficiencias de microelementos en estos suelos, siendo en algunos casos el Mn el elemento que se ha informado con más frecuencia sobre su deficiencia, como ya ha sido anteriormente comentado.

La disponibilidad de micronutrientes para las plantas en suelos alofánicos debe estar relacionada a la edad de ellos; en suelos jóvenes, poco evolucionados, aumenta la posibilidad de encontrar complejos de bajo grado de saturación (tipo A y B) los que no proveen de niveles adecuados de microelementos a la solución del suelo, pues ellos aún presentan superficies activas con altas MCA. Por el contrario, los sistemas maduros deben proveer niveles adecuados de micronutrientes a la solución del suelo, pues en ellos deben predominar las formas saturadas (grado C) de asociaciones metal/materia orgánica, las que son capaces de regular su cesión al entrar en competencia con los complejantes simples presentes en la solución del suelo y que provienen del metabolismo microbiano y de los exudados radiculares (Cameron, 1911; Zunino, 1979).

5.10. DETERMINACION DE CARBONO ORGANICO EN SUELOS VOLCANICOS

Para determinar materia orgánica en suelos volcánicos se pueden emplear los métodos de óxido-reducción que utilizan la capacidad oxidante del ácido crómico (dicromato de potasio en presencia

de ácido sulfúrico). Tanto en el método de Schollenberger (1916, 1927, 1945) que se realiza con aplicación de calor externo, como en el de Walkley y Black (1934) que utiliza el calor de disolución producido por la mezcla rápida del ácido sulfúrico concentrado con la solución acuosa del dicromato de potasio, se agrega un exceso medido del reactivo oxidante y se valora este exceso con solución de sulfato ferroso en presencia de un indicador adecuado (O-fenantrolina y difenilamina respectivamente); en cambio en el método propuesto por Graham (1948) como modificación al de Walkley y Black, se determina espectrofotométricamente el ión cromo generado por la acción reductora de la materia orgánica sobre el ácido crómico.

El método de Walkley y Black es sin duda uno de los métodos más universalmente empleado y en nuestros suelos su aplicación es simple y rápida. La muestra puede obtenerse tamizando el suelo por malla no ferrosa de 2 mm sin alterar mayormente la precisión de los resultados, comparados con los que se obtienen al tamizar por malla de 0,2 mm, y para una mejor visualización del punto final de la valoración se recomienda iluminar el matraz por debajo con una lámpara.

Para la expresión final de los resultados que entrega este método que, al igual que otros de titulación rápida, no logran la oxidación total del carbono del suelo, es necesario introducir un factor que corrija el grado de recuperación del mismo. Walkley (1935, 1947) encontró y propuso el factor 0,77. Además, si se desea expresar los resultados como contenido de materia orgánica de suelos se aplica el factor 1,724 que supone que el contenido de C de la M.O. es de 58%. A este respecto cabe hacer notar que Graham utiliza la sacarosa como reactivo para elaborar una curva de calibración de materia orgánica en la modificación espectrofotométrica que propone y ésta contiene un porcentaje de carbono bastante inferior al 58%.

En cuanto a la aplicación de los métodos de combustión en estos suelos para valorar en su contenido en materia orgánica, la principal limitante práctica es el disponer del equipo adecuado. Por eso resulta interesante el poder utilizar un equipo de uso frecuente en laboratorios de análisis químico, preferentemente en control de alimentos, forrajes, etc., como lo es un analizador automático de nitrógeno para determinar carbono orgánico de suelos mediante el método de combustión seca. Por ejemplo el modelo 29-A de la Coleman Instruments Corp., es un equipo automático diseñado para determinaciones rápidas de nitrógeno según el método de Dumas en muestras descomponibles a temperaturas inferiores a 1.100°C y reúne las condiciones esenciales para la determinación de la materia orgánica por combustión. En efecto el instrumento antes mencionado es un tren de combustión en sistema cerrado del que puede eliminarse totalmente el aire, hacerse circular una atmósfera controlada, recogerse los gases que se liberen, controlarse la temperatura y el tiempo de duración del proceso.

Peirano y San Miguel (1983) estudiaron y demostraron la factibilidad de utilizar el Analizador de Nitrógeno para la valoración de carbono orgánico en suelos volcánicos. Los resultados son analíticamente satisfactorios, lo que se demuestra al efectuar en un suelo, Victoria A, escogido al azar, doce determinaciones obteniéndose una media de 8,28% de carbono orgánico con una desviación estándar de 0,1267 y un coeficiente de variabilidad de 1,53%. Además se comprueba la alta correlación que presentan los resultados obtenidos al aplicar este método y el método de Walkley y Black a un conjunto de suelos no cultivados derivados de cenizas volcánicas y un par de suelos de la zona central del país. En la Tabla 6 se presentan algunos resultados correspondientes a un promedio de duplicados expresados sobre sustancia seca de algunos de los suelos antes mencionados.

TABLA 6. Contenido de carbono orgánico (%) obtenido por método de combustión seca y por el método de Walkley y Black (extractada de Peirano y San Miguel, 1983)

Suelo	Método empleado	
	Combustión seca C (%)	Walkley y Black C (%)
Santa Bárbara	3,5	3,4
Arrayán	5,5	5,9
Collipulli	1,8	1,9
Padre Las Casas	3,1	3,0
Metrenco	10,7	11,2
Osorno	8,2	8,5
Corte Alto	9,4	9,3
Puerto Octay	7,7	7,2
Frutillar	10,4	9,7
Paraguay	15,8	15,6
Lo Aguirre*	2,1	1,5

* Zona central, suelo no-volcánico.

Finalmente cabría señalar que mientras no se determine la absoluta validez del factor de conversión de 1,724 para convertir carbono orgánico en materia orgánica en suelos volcánicos, es preferible expresar los resultados como contenido de Carbono Orgánico.

5.11. MICORRIZAS

Características generales

Se denominan micorrizas a las asociaciones simbióticas mutualísticas entre ciertos hongos del suelo y las raíces de plantas superiores. En general, la planta suministra al hongo fuentes de carbono producto de la fotosíntesis, así como un nicho ecológico protegido de los fenómenos de antagonismo microbiano propio de la rizosfera. Por su parte, el hongo comunica a la planta un mayor poder de absorción de los nutrientes minerales desde el suelo (Nicolson, 1967; Gerdemann, 1968; Harley, 1972).

Siguiendo criterios morfológicos y estructurales las micorrizas se clasifican en dos grandes grupos: micorrizas ectotróficas y micorrizas endotróficas. En las primeras, el hongo, normalmente de micelio tabicado, forma un manto de hifas que rodea la raíz. El desarrollo del hongo en el interior de la corteza es intercelular, dando aspecto de red (red de Hartig). En las endotróficas, en cambio, el hongo no forma manto sobre la raíz pero las hifas penetran en el interior de las células de la corteza. No obstante, actualmente se sabe que los hongos formadores de endomicorrizas son diferentes taxonómica y fisiológicamente, por lo que ha sido necesario modificar esta clasificación y subdividir a las antiguas endotróficas en varios grupos.

En la Figura N° 14 se presentan los tipos de micorrizas actualmente aceptados tal como los expone Borie (1981) de acuerdo con Smith (1974), Lewis (1975) y Azcon G. de Aguilar (1980).

Las ectomicorrizas o micorrizas formadoras de manto (Figura N° 15) están asociadas con las raíces de muchas especies arbóreas, en las que ocasionan cambios morfológicos en la raíz al producirse la infección. Estas, pueden incrementar su capacidad de adsorción de P al explorar más suelo por medio de las hifas que se extienden más allá de la zona de agotamiento radicular, ramificándose en el humus rico en P e incrementando su contacto con el "pool" lábil. De esta forma el manto fúngico puede acumular P que es posteriormente liberado al huésped en condiciones de deficiencia de este elemento. Por otra parte, se ha demostrado que este tipo de micorrizas producen fosfatasas extracelulares (Theodorou, 1968; Bartlett y Lewis, 1973; Williamson y Alexander, 1975) que pueden ser importantes para reciclar el P proveniente de restos vegetales (Mosse, 1978).

Es un hecho evidente que las micorrizas más extendidas, son las de tipo vesículo-arbuscular (VA) (Figura N° 16). Esta asociación simbiótica es posible encontrarla en todos los climas y la forman la mayoría de las plantas de interés agrícola e industrial (Sanders y Hayman, 1977; Hayman, 1978). Así las micorrizas VA se han descrito en todos los continentes excepto en la Antártica (Tinker, 1975) y se han encontrado en Briofitas, Pteridofitas, Gimnospermas y Angiospermas (Gerdemann, 1975). Mientras que sólo un 3% aproximadamente de las fanerógamas tienen micorrizas "formadoras de manto" (Meyer, 1975), la mayor parte de las especies restantes poseen micorrizas VA.

De acuerdo con Gerdemann (1975), las familias en las que no se han encontrado micorrizas VA son las siguientes:

a) Pinaceae, Betulaceae y Fagaceae (forman micorrizas de manto);
b) Orchidaceae y Ericaceae (forman tipos específicos de micorrizas);
c) Ciertas familias que se han descrito como "no micorrizables" tales como Chenopodiaceae, Cruciferae, Fumariaceae, Cyperaceae, Commelinaceae, Urticaceae y Poligonaceae (Hirrel *et al.*, 1978). No obstante, algunas especies de estas familias han sido descritas recientemente como micorrizables (Gerdemann, 1975; Mikola, 1982).

En vista del descubrimiento de esporas de resistencia ectocárpicas, unidas al micelio externo de raíces micorrizadas, se planteó la necesidad de revisar la taxonomía de estos hongos para identificarlos con mayor exactitud. En este sentido Gerdemann y Trappe (1974) han realizado profundos estudios y encuadran a los hongos VA en la familia Endogonaceae de los Mucorales (ficomicetos), agrupados en cuatro géneros: *Glomus, Sclerocystis, Gigaspora* y *Acaulospora,* ninguno de los cuales ha podido aislarse en cultivo puro. A esta clasificación se le adicionan las nuevas especies que se van describiendo (Nicolson y Schenk, 1979; Daniels y Trappe, 1979; Hall, 1982). Actualmente es común en la bibliografía que se utilicen las reglas de Mosse y Bowen (1968) para identificar tipos generales de esporas y las de Gerdemann-Trappe (1974) cuando se requiere una mayor exactitud taxonómica.

Al no poseer "manto" de micelio externo el reconocimiento de las micorrizas VA no puede efectuarse "de visu", pero es fácil su observación utilizando una técnica sencilla de clarificación y tinción como la descrita por Phillips y Hayman (1970), seguido de su posterior estudio morfológico, mediante examen microscópico.

TIPOS DE MICORRIZAS

Denominación clásica	Denominación actual		Características	Planta huésped	Hongos que la forman
Ectotróficas	Formadoras de "manto" (sheating)		– Forman "manto" que cubre la raíz. – Hifas sólo intercelulares que forman la red de Hartig. – Hongo de micelio septado.	*Betulaceae* *Fagaceae* *Pinaceae* *Eucaliptus*	*Agaricaceae* *Boletaceae* y otros
Endotróficas	Vesículo-arbusculares (VA)		– Desarrollo mayoritario del hongo dentro de la raíz. – Hifas externas no formadoras de manto. – Micelio no septado, salvo en hifas viejas. – Hifas inter e intracelulares: las intercelulares no forman red de Hartig, las intracelulares forman arbúsculos y vesículas.	Se han encontrado en la mayoría de las plantas que viven sobre la corteza terrestre.	Ficomicetos microscópicos pertenecientes a la familia *Endogonaceae*
	Ericáceas	Ericoides	– Rudimento de manto. – Hifas inter e intracelulares: las intracelulares forman masas compactas que pueden ser lisadas o digeridas. – No se forman vesículas ni arbúsculos.	*Ericaceae* *Epacridaceae* *Empetraceae*	Ascomicetos
(Ectendotróficas)		Arbutoides	– Forman manto. – Hifas intra e intercelulares: las intercelulares no forman red de Hartig.	*Ericaceae* (*Arbutus*, *Arctostaphylos*) *Pyrolaceae* *Monotropaceae*	*Boletus*
	Orquidáceas		– La planta huésped tiene un período de su ciclo de vida heterótrofo durante el cual, para sobrevivir, necesita ser infectada por un hongo micorrízico. – La infección del huésped por el hongo puede evolucionar a micorriza o parasitismo.	*Orchidaceae*	Basidiomicetos

Figura 14. Clasificación de las micorrizas (extractada de Borie, 1981).

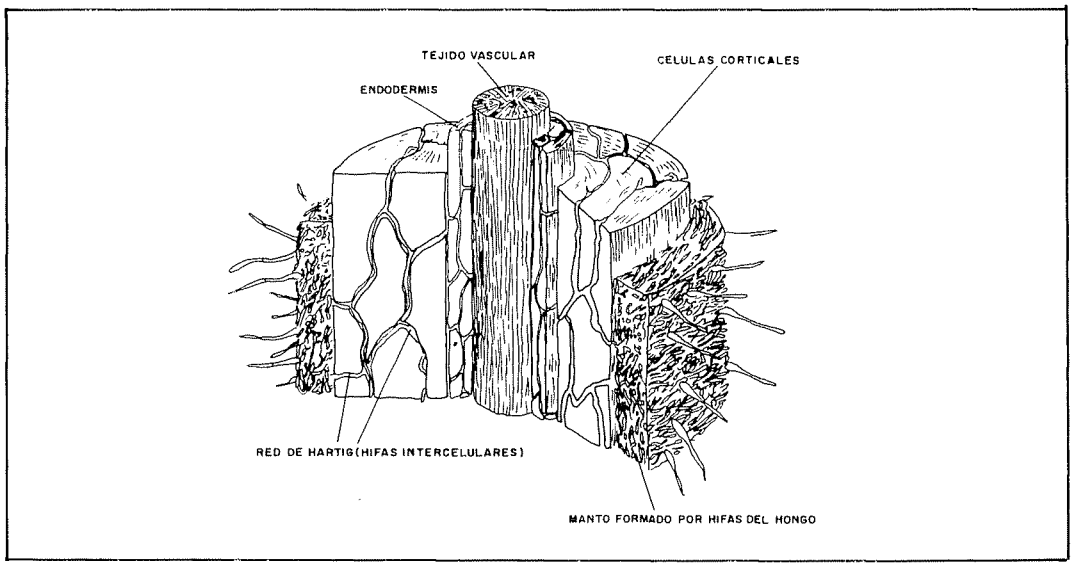


Figura 15 (Adaptada de Azcón-G. de Aguilar y Barea, 1980). Ectomicorrizas o micorrizas formadoras de manto. Se caracterizan porque el hongo que las origina se desarrolla en la superficie de la raíz formando un auténtico manto de hifas que la cubren. En el interior de la raíz (corteza) el hongo se desarrolla intercelularmente constituyendo la red de Hartig, tal como se observa en este esquema de un corte transversal de una ectomicorriza. Aproximadamente un 3 por ciento de las plantas superiores forman este tipo de micorrizas, siendo la mayoría especies de interés forestal, entre las cuales merece la pena destacar: pino, abeto, abedul, haya, roble, eucaliptus, etc.

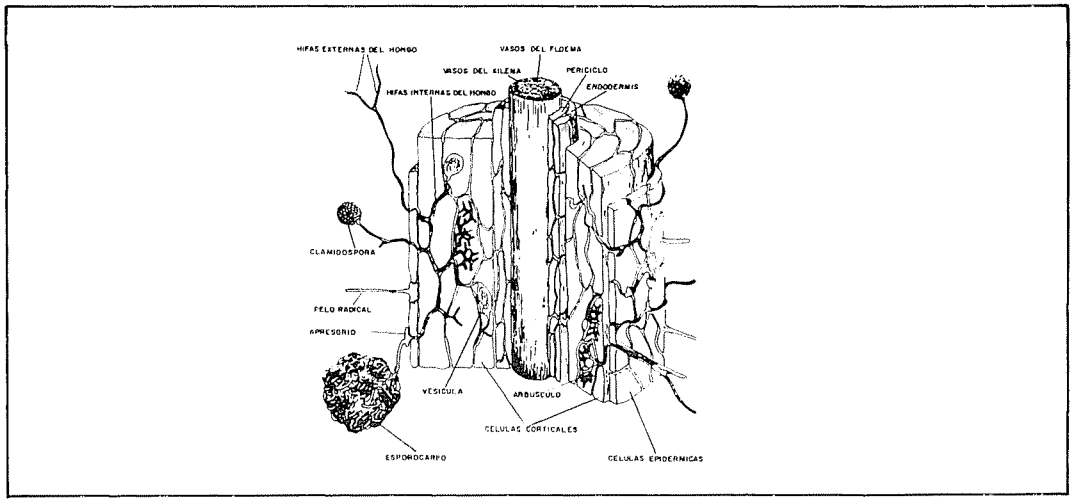


Figura 16 (Adaptada de Azcón-G. de Aguilar y Barea, 1980). Micorrizas Vesículo-Arbusculares: constituyen el tipo de micorrizas más ampliamente distribuido en la naturaleza, ya que las forman, aproximadamente, el 96 por ciento de las plantas existentes sobre la Tierra, entre las que se encuentran especies de gran interés agrícola e industrial. No forman manto externo de hifas y se desarrollan en el interior de la raíz, inter e intracelularmente, dando lugar a los elementos morfológicos típicos de esta infección: los arbúsculos y las vesículas. En el esquema se muestra un corte longitudinal de una micorriza VA, en el cual se aprecian los mencionados elementos.

La infección se provoca a partir del micelio originado en raíces de plantas procedentes o por germinación de esporas (Tinker, 1975a; Powell, 1976). Las clamidosporas, que resisten condiciones adversas en el suelo, tales como el calor y la sequía, germinan cuando las circunstancias son favorables e infectan una raíz huésped. La hifa invasora forma un apresorio a partir del cual penetra en el interior de la raíz, se ramifica intercelularmente, de forma rápida, sin invadir endodermis, eje ni meristemas. A los pocos días de iniciada la infección se desarrollan los "arbúsculos" que tienen una vida de aproximadamente 4 a 10 días (Bowen *et al.*, 1975; Cox y Tinker, 1976). Las vesículas, verdaderos órganos de reserva, son estructuras ovoides que contienen material lipídico y se forman posteriormente a los arbúsculos. Seguidamente se forma el micelio externo del hongo, que es el que constituye el sistema de absorción de nutrientes, y que está formado por una red tridimensional de hifas.

Los hongos que forman micorrizas VA tienen un espectro de plantas huéspedes extremadamente amplio por lo que esta simbiosis puede considerarse inespecífica. No obstante, es un hecho que existen diferencias en el grado de susceptibilidad del huésped y en la adaptabilidad del hongo a determinadas condiciones. Así, se han descrito hongos más adaptados a especies forestales y otros a cultivos agrícolas (Gerdemann, 1975), siendo el pH del suelo uno de los factores más determinantes de la presencia y efectividad de ciertos tipos de esporas (Mosse, 1972; Graw, 1979). De todo ello se deduce que existen marcadas diferencias en la facilidad e intensidad con que los endofitos infectan, se desarrollan y operan en distintos huéspedes y bajo diferentes condiciones ecológicas (Mosse, 1973; Strzemska, 1974; Hayman, 1975a).

En un suelo, la mayor parte de las esporas y de las raíces micorrizadas se encuentran en la capa superficial del mismo y a profundidad entre 15 y 20 cm (Hayman, 1970; Sparling y Tinker, 1975). Se sabe que el potencial infectivo de un suelo es determinado por la cantidad y viabilidad de esporas y micelio y por la intensidad de la infección de las raíces que contiene; estos parámetros aunque son indicativos, en ocasiones no reflejan la realidad del poder infectivo de un suelo, o sea del número de propágulos viables de la micorriza. En este sentido, son de gran interés las técnicas basadas en el cálculo del "número más probable" de propágulos determinado por diluciones seriadas del suelo problema (Powell, 1980).

Para aislar, identificar y cuantificar las esporas de hongos de las micorrizas VA de un suelo se usa tradicionalmente la técnica del tamizado húmedo y decantación propuesta por Gerdemann y Nicolson (1963). De acuerdo con Hayman *et al.* (1975), el número de esporas encontrado en la mayor parte de los recuentos descritos oscila entre 10 y 500 esporas por 100 g de suelo. Por otra parte, la cuantificación de la infección se lleva a cabo, generalmente, mediante el examen microscópico de muestras representativas de raíces (Phillips y Hayman, 1970).

5.11.1. Efecto de las micorrizas sobre la nutrición mineral de las plantas

Es un hecho universalmente aceptado que las micorrizas estimulan el crecimiento, desarrollo y nutrición de las plantas, especialmente en suelos de baja y moderada fertilidad; la micorriza beneficia substancialmente la absorción de nutrientes, especialmente P y de agua por la planta.

Con respecto a los mecanismos que pueden explicar la mayor capacidad de las plantas micorrizadas en la absorción más efectiva del P, la opinión que actualmente se considera más aceptable (Tinker, 1975), es la que indica que la micorrización proporciona una superficie de absorción incrementada (hifas del hongo) y más eficaz. En efecto, se acepta que el papel clave de las micorrizas radica en

que las hifas del hongo extienden el campo de absorción de la raíz más allá de la zona normal de agotamiento radicular (1-5 mm), permitiendo a la raíz incrementar su superficie de absorción y explorar un volumen de suelo mayor del que lo hacen las raíces no micorrizadas, concretamente hasta 7 cm de la superficie radicular (Rhodes y Gerdemann, 1975). Por otra parte, Sanders y Tinker (1971, 1973), mediante P^{32} han logrado poner de manifiesto de que las raíces micorrizadas absorben más eficazmente los fosfatos que las no micorrizadas y han calculado que 1 cm de raíz micorrizada de cebolla posee, aproximadamente, 80 cm de hifas externas.

La posibilidad de que las hifas o las raíces que forman micorrizas VA tengan capacidad para solubilizar formas de P no disponible a plantas no infectadas ha sido objeto de gran controversia. No obstante, determinaciones con P^{32} (Sanders y Tinker, 1971; Hayman y Mosse, 1972; Powell, 1975) han puesto de manifiesto, indirectamente, que, tanto las plantas micorrizadas como las no micorrizadas toman el P de la misma fuente, es decir desde el "pool" lábil de P soluble (Tinker, 1975a), concluyendo que la absorción más eficiente por las raíces micorrizadas se debe fundamentalmente a una aceleración de la disociación del fosfato insoluble.

Se han realizado variados trabajos para determinar la posible influencia de las micorrizas VA sobre la captación de K, Ca, Mg, Na y los micronutrientes Fe, Mn, Cu, B, Zn, y Al, y en efecto, ciertos estudios parecen indicar la captación de Zn (Bowen *et al.*, 1974; La Rue *et al.*, 1975; Pairunan *et al.*, 1980), K (Powell, 1975a); S (Rhodes y Gerdemann, 1978); Mn (Daft y Hasckaylo, 1977); Ca (Rhodes y Gerdemann, 1978a) y Mo (Hayman y Day, 1978) por micorrizas VA, aunque no se han alcanzado resultados concluyentes generalizables.

Finalmente, se ha sugerido que las micorrizas estimulan la captación de agua por parte de las plantas, pero más que por un efecto directo parece que lo hacen como consecuencia de la mejor captación de fósforo (Mosse, 1978).

5.11.2. Perspectivas agronómicas de las micorrizas VA

Aún cuando se tiene un conocimiento bastante acabado del potencial de las micorrizas VA, una apreciación cuantitativa de la contribución del hongo en la captación de nutrientes en ecosistemas naturales presenta muchas dificultades, principalmente, porque son sistemas dinámicos. Los requerimientos nutricionales varían según se trate de plantas anuales o perennes, siendo en el primer caso particularmente crítico el aporte de fósforo durante los primeros estadios de crecimiento.

Dados los resultados altamente satisfactorios en experiencias llevadas a cabo en invernadero, en la actualidad están siendo cada vez más seriamente consideradas las posibilidades de inoculación de micorrizas VA en campo, con objeto de mejorar el rendimiento de las cosechas agrícolas y disminuir la dependencia a los fertilizantes químicos tradicionales (Sanders y Hayman, 1977). Sin embargo, no se puede predecir cómo y en qué forma la inoculación con endofitos VA llega a ser factible; a juicio de Mosse, (1978), se hace imprescindible confirmar previamente si las respuestas obtenidas en invernadero son reproducibles, aún en pequeña escala, en el campo donde se hace más difícil la introducción del inóculo y el fertilizante no está bien distribuido.

Las respuestas positivas a la introducción de endofitos VA, son de esperar, principalmente en suelos en el que los hongos VA indígenas, sean escasos o inefectivos. Debido a ello, en la mayor parte de los ensayos que se han llevado a cabo en suelos naturales, se han utilizado esterilizantes para eliminar los endofitos nativos. Sin embargo, también se han iniciado trabajos en campo sobre

suelo no estéril (Powell, 1979; Hayman y Mosse, 1979; Azcón-G. de Aguilar y Barea, 1981) en los cuales se demuestran incrementos de cosecha, como consecuencia de la acción de estos "fertilizantes biológicos".

El problema más importante que existe actualmente al pretender una inoculación del endofito VA radica en la obtención de cantidad suficiente de inóculo, ya que al no crecer éste en cultivo puro, se hace necesario reproducirlo sobre plantas. Este proceso, además de caro y lento tiene el peligro latente de introducir patógenos conjuntamente con el hongo simbionte (Menge y Johnson, 1978).

En suelos deficientes en fósforo, las micorrizas VA son potencialmente importantes para el funcionamiento adecuado de la fijación simbiótica de nitrógeno por *Rhizobium,* puesto que las micorrizas son capaces de captar el fósforo necesario para producir una correcta nodulación y fijación de nitrógeno. Una combinación de los dos sistemas simbióticos ofrece gran ventaja al implantar estas especies vegetales en suelos marginales (Azcón-G. de Aguilar y Barea, 1981).

Los endofitos VA son también bastante efectivos en la recuperación de suelos, ya sea por erosión o en los sistemas de dunas (Sutton y Sheppard, 1976), en cultivos en zonas áridas (Hayman, 1983) y en suelos de bosques tropicales (Mosse, 1978). En la experiencia de control de dunas, Sutton y Sheppard, (1976) informan que el micelio del hongo micorrízico fue capaz de incrementar el peso de arena agregado a la raíz de 0,9 a 2,5 g por kg de suelo en una primera y a 127 g después de una segunda colonización.

Muchas posibilidades y muchas interrogantes se plantean en la investigación de las micorrizas. Las técnicas experimentales es necesario tratarlas con cuidado al extrapolar los resultados de una situación particular a un sistema natural. El valor potencial de las micorrizas se ha demostrado claramente, pero cuan lejos está del poder utilizarlas masivamente en prácticas agrícolas y forestales, es una interrogantes que aún no se puede contestar y un desafío que es necesario afrontar.

5.11.3. Micorrizas en suelos volcánicos

Desde hace algunos años se viene demostrando la presencia de las micorrizas vesículo-arbusculares (VAM) en especies vegetales de prácticamente todos los continentes y todas las latitudes, desde regiones tropicales hasta regiones árticas por lo que no causa extrañeza el haberlas encontrado en suelos alofánicos del sur de Chile. En efecto, Borie (1981) realizó una prospección en 18 suelos volcánicos, algunos de ellos bajo cubierta de trigo, con el fin de determinar el grado de infectividad de esos suelos, tanto en lo relativo al porcentaje de raíz infectada como en el número y especies de esporas de hongos VAM (Tabla 7). El número de propágulos encontrados caen dentro del margen de 10 a 500 esporas por 100 g de suelo descritos en la mayor parte de los estudios (Hayman, 1975) no encontrándose correlación entre el número de esporas y otros parámetros como régimen de fertilización, tipo de cultivo y cantidad de nutrientes en suelos, especialmente fosfato asimilable. Esta ausencia de correlación, también descrita por Kruckelman (1975) y Hayman (1975) conjuntamente con los estudios citados por Hayman (1983) en suelos de Australia, indican que las frecuentes dificultades que se encuentran para predecir los niveles de poblaciones de hongos VAM surgen debido al gran número de factores que afectan su distribución tales como: fertilidad del suelo, susceptibilidad de la planta huésped, profundidad del suelo, intensidad de luz, altura, materia orgánica del suelo, alteración del suelo, aplicación de pesticidas, rotación de los cultivos, etc.

TABLA 7. Infección por micorrizas VA y tipos de esporas que se encuentran en suelos volcánicos chilenos bajo cultivo y sin cultivar

Suelos	Infección (% raíz)	Esporas / 100 g* suelo										
		White reticulate**	Acaulospora laevis	Glomus macrocarpus	Glomus microcarpus	Glomus fasciculatus	Glomus Mosseae	Glomus pp.	Gigaspora margarita	Gigaspora calospora	No identificadas	Total
Río Bueno[c]	23	11	5	42	–	4	–	4	5	–	14	85
Río Bueno[u]	50	8	–	112	–	–	–	–	15	–	30	165
Purranque[c]	68	11	4	5	–	–	–	40	8	–	20	88
Purranque[u]	69	–	38	8	–	–	–	45	–	2	13	106
Lican Ray[c]	64	–	–	52	–	–	–	65	–	–	13	130
Lican Ray[u]	67	–	27	26	–	–	–	–	–	–	44	91
Victoria[c]	31	–	–	29	–	–	–	7	–	–	8	51
Victoria[u]	41	–	17	–	–	6	6	6	14	–	17	66
Las Quemas[c]	26	56	–	–	–	7	6	52	–	–	79	210
Las Quemas[u]	24	15	6	–	–	–	29	21	–	–	89	160
La Unión[c]	39	7	7	–	–	–	21	21	–	–	56	112
La Unión[u]	17	–	15	13	14	–	14	–	–	–	70	128
Frutillar[u]	53	–	42	28	–	–	–	14	14	–	7	105
Osorno[u]	29	7	–	92	–	–	7	–	–	–	15	121
Corte Alto[u]	16	–	–	–	–	–	18	21	–	–	45	84
Metrenco[u]	4	–	12	–	–	–	–	27	–	–	13	52
Arrayán[u]	6	–	–	–	–	–	–	–	–	–	39	39
Lastarria[u]	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	18	18

* De acuerdo con Gerdemann - Trappe (1974).

** De acuerdo con Mosse - Bowen (1968).

c: bajo cultivo (trigo).

u: no cultivado.

En cuanto a la caracterización de los tipos de esporas que es posible encontrar en suelos volcánicos, en algunos de los suelos estudiados (Tabla 7) se encontró que algunas de ellas presentan características morfológicas que las hacen diferentes de especies conocidas pero, en general, predominan las especies de los géneros *Glomus* y *Acaulospora*. El número de esporas no fue elevado en algunos suelos que presentaban alto nivel de infección de raíces; esta falta de correlación entre estos dos parámetros puede adscribirse, entre otros factores, a la presencia en esos suelos de restos de esporocarpos y abundante micelio que, como es sabido, también pueden constituir agentes de infección. Por otra parte, últimamente se postula que es más importante la cuantía del micelio externo que la infección propiamente tal al inferior de la raíz, ya que de la extensión de las hifas depende, en última instancia, la capacidad de absorción y transporte de los elementos nutritivos por parte de los hongos VAM.

El análisis de las esporas indica que ellas corresponden a un tamaño más bien pequeño (90% menor de 25 μ) no encontrándose esporas de un diámetro superior a los 400 μ.

Demostrada la presencia de hongos de las micorrizas VA en plantas que crecen en suelos volcánicos, tanto vegetación natural como cultivada, cabe hacerse algunas preguntas como las siguientes: ¿Es efectiva esta simbiosis desde el punto de vista de nutrición vegetal, en los suelos volcánicos?, ¿Es posible manipular esta asociación con el fin de aumentar su eficiencia?, ¿Es posible y práctico inocular estos suelos?, etc. Trataremos de contestar éstas y otras interrogantes en los párrafos siguientes.

Es sabido que hace unos 400 millones de años las plantas comenzaron a colonizar la superficie terrestre aceptándose, mayoritariamente, que las plantas se originaron a partir de las algas verdes. El tránsito de éstas, desde su hábitat acuático a ambientes secos, y la evolución en ellos a plantas con raíces, antecesoras de los actuales vegetales superiores, constituyó un punto crucial en la historia de la vida sobre la tierra. Se sostiene que la colonización de aquel sustrato inorgánico sólido, seco y pobre, por las algas fue posible gracias a que éstas se asociaron con microorganismos, lo cual permitió que pudieran captar sus alimentos minerales. Por un lado, hongos microscópicos formaron las primeras micorrizas, simbiosis especializadas en la captación de fósforo (Nicolson, 1975; Pirozinsky y Malloch, 1975), y por otro, las plantas se asociaron con microorganismos fijadores de nitrógeno atmosférico (Postgate, 1975).

Las micorrizas se originaron prácticamente con las plantas, permitieron su evolución y a su vez, han evolucionado con ellas y con ellas se han perpetuado. Actualmente está fuera de discusión que las simbiosis mutualísticas microbio-planta siguen desempeñando un papel idéntico al antes mencionado en la colonización de nuevos hábitats (Harley, 1973).

Aceptando la implicancia de esta simbiosis en el desarrollo y evolución de los vegetales sobre la corteza terrestre, es fácil imaginar que ella también desempeña un papel crucial en la recolonización de suelos en que se han depositado materiales volcánicos, así como también en el transporte de P en suelos bajo cultivo y que se han formado sobre este material parental. Es un hecho que en este tipo de suelos, a pesar de poseer niveles altos de P total, el P asimilable o disponible es muy bajo (Borie y Barea, 1983b). Datos aún no publicados y llevados a cabo por los autores, indican una fuerte tendencia a la infección por los hongos VAM de parte de especies vegetales pioneras que crecen sobre material volcánico reciente. Así, en la zona de erupción del Volcán Villarrica, hacia Pucón, los vegetales que se desarrollan sobre esas cenizas están fuertemente micorrizados, al igual que la mayor parte de las especies vegetales que crecen en los faldeos de ese volcán. Lo

mismo sucede en zonas de rocas volcánicas (Coñaripe y Ensenada) en las que es posible observar una clara secuencia ecológica, tanto en los vegetales (musgos-helechos-plantas superiores-leguminosas) como de los hongos VAM que infectan sus raíces y/o rizoides. El hecho que los hongos VAM sean capaces de aportar fósforo a las plantas a partir de materiales inorgánicos tan insolubles como es una roca volcánica y en condiciones ambientales tan adversas, indican que las cepas de esos hongos son excepcionalmente eficientes y su acción es fundamental para el mantenimiento de la vida vegetal en esos lugares. Fácil resulta entonces visualizar la potencialidad de estos hongos simbiontes en ambientes donde ya se ha desarrollado suelo, especialmente por el efecto positivo que sobre ellos manifiestan tanto la M.O. como la microflora asociada a estos suelos (Zunino *et al.*, 1982a).

Los resultados de estos estudios indicarían que las especies vegetales que se desarrollan y/o se cultivan en estos suelos son micotróficas, es decir, presentan una dependencia marcada a la micorrización, lo que supone que para el crecimiento y desarrollo adecuado del vegetal es fundamental la presencia de los hongos VAM y, por consiguiente sería posible, manipulando la simbiosis, lograr un substancial aumento en la nutrición de la planta con el consiguiente beneficio de rendimiento.

Para estudiar el efecto de los hongos VAM sobre el crecimiento de las plantas, es usual investigar, en primer lugar, el papel de los endofitos indígenas comparativamente con el de diversos tipos de esporas procedentes de colección.

Existe una norma generalmente aceptada en relación con la introducción de endofitos VA. Esta norma indica que los principios que justifican la necesidad de inocular derivan del hecho que la selección natural no ha conducido a la dominancia de las estirpes de hongos de las micorrizas más efectivas en una zona dada, ya que, de acuerdo con Bowen (1980), la tendencia de la evolución ha sido dirigida primordialmente a lograr la supervivencia más que obtener una alta productividad. Por ello, los simbiontes VA han evolucionado para ser compatibles y adaptados con su medio ambiente, pero en la mayoría de los casos solucionan su supervivencia al precio de perder eficacia (Barea y Azcón de Aguilar, 1981).

Los resultados obtenidos en invernadero con un suelo típico volcánico (suelo Osorno) no cumple la norma general antes aludida, ya que al menos las esporas ensayadas procedentes de colección, y normalmente empleadas en la mayoría de los estudios sobre inoculación de hongos VA, no superaron la acción de los endofitos indígenas (Tabla 8) incluso de Glomus Macrocarpus que se encontraba originalmente en ese suelo en proporción de un 76% (Tabla 7). Lo más probable es que las drásticas condiciones de pH y el exceso de aluminio activo no fueron favorables para las ya clásicas esporas Glomus Mosseae, Glomus Macrocarpus, Glomus Fasciculatus (E_3), etc. Sin embargo, la adición de una dosis subagronómica de P favoreció la acción de estos hongos de colección, hecho que encuentra apoyo bibliográfico (Powell, 1977; Hayman y Mosse, 1979), aunque nunca estos hongos superaron la infectividad o eficacia de los indígenas.

Circunstancia importante a comentar en estudios sobre micorrización es la interacción de endofitos VA y el fosfato adicionado como fertilizante. Es un hecho conocido que dosis elevadas de fertilizantes fosforados tienden a inhibir la formación de micorrizas y a reducir los beneficios que las plantas obtienen de esta simbiosis (Mosse, 1973a; Sanders, 1975; Azcón *et al.*, 1978; Powell y Daniels, 1978). Evidentemente, existen dosis óptimas de fosfatos en cuanto a la interacción con las micorrizas. Dosis moderada de fertilizante (100 kg P_2O_5/ha) estimularon la micorrización en suelo

TABLA 8. Efecto de diferentes cepas de colección de hongos VAM sobre el crecimiento e infección radicular del trigo en suelo Osorno (Borie, 1981)

Tipo de espora[1]	Rendimiento (mg/maceta)[2]		Infección (incidencia %)	
	Sin fertilizante	20 kg P_2O_5/ha	Sin fertilizante	20 kg P_2O_5/ha
Control (esterilizado)	330 ± 35	410 ± 43	–	–
Glomus Mosseae	341 ± 32	540 ± 50	19 ± 2	63 ± 7
Glomus Macrocarpus	375 ± 40	530 ± 51	17 ± 2	45 ± 5
Acaulospora laevis	338 ± 35	383 ± 41	–	–
E 3	365 ± 41	428 ± 40	–	–
Control (no estéril)	515 ± 61	824 ± 79	87 ± 5	85 ± 7

[1]De acuerdo con Gerdemann - Trappe (1974). E 3 de acuerdo con Gillmore (1968).
[2]Peso seco de parte aérea (3 plantas/maceta).

natural Osorno (Tabla 9), con su población de endofitos autóctonos no modificados. Ello concuerda con los estudios de Powell (1977a) y Hayman y Mosse (1979) en sus trabajos sobre suelos naturales. No obstante, al incrementar la dosis de fosfato se encuentra que, paulatinamente, se afecta negativamente la formación de micorrizas (infección, Tabla 9). El crecimiento de las plantas no alcanzó los efectos de una concentración crítica de P (Mosse, 1973a), es decir, no se inhibió el crecimiento vegetal por dosis elevadas (supra-óptimas) del nutriente, debido posiblemente a que la alta capacidad de fijación de P de estos suelos tamponó la "toxicidad" del exceso de fosfato.

TABLA 9. Efecto de hongos VAM nativos y superfosfato en el crecimiento e infección de trigo en suelo Osorno (Borie, 1981)

Superfosfato (kg P_2O_5/ha)	Rendimiento (mg/maceta)[1]		Infección por VAM	
	Suelo estéril	Suelo no estéril	Incidencia (%)	Extensión (%)
0	350 ± 33	1820 ± 208	53,3 ± 4,9	19,3 ± 2,1
100	830 ± 79	3240 ± 345	83,3 ± 7,6	31,0 ± 3,1
300	2340 ± 294	4330 ± 410	63,3 ± 7,5	30,3 ± 2,6
600	2850 ± 271	5730 ± 329	57,3 ± 5,0	21,0 ± 2,5

[1]Peso seco de parte aérea (6 plantas/maceta).

Mirado desde el punto de vista microbiológico, estos resultados concuerdan con lo que, en forma práctica, se recomienda en campo como fertilización adecuada de estos suelos, vale decir, dosis entre 100-120 kg P_2O_5/ha. Dosis mayores provocan una respuesta positiva por parte del vegetal, pero ella no es lineal debido a la consiguiente inhibición de la micorrización a esas altas dosis de fertilizante.

Si se acepta la eficacia de los endofitos VA nativos del suelo Osorno, parece lógico proceder a obtener inóculos masivos con ellos para poder realizar introducciones y conseguir así incrementar el nivel de propágulos en el suelo (Tinker, 1978). Obtenidos sobre plantas de cebolla y de trigo y probada la eficacia de estos inóculos sobre trigo (Tabla 10), los resultados indican que es mayor la efectividad del inóculo obtenido sobre raíces de cebolla como inoculante de trigo. Estas conclusiones se acercan a las recomendaciones de diversos autores (ver Haymay, 1978 para referencias) que indican que para la obtención de inóculo es mejor utilizar plantas diferentes de aquellas que se van a micorrizar posteriormente. Ello elimina, en parte, las posibilidades de introducción de patógenos propios de los cultivos a micorrizar.

El hecho de que lo conseguido con estos inóculos es reforzar el número de propágulos VA en el suelo (Tinker, 1978) se comprueba por el efecto aditivo entre endofitos naturales y los introducidos (naturales multiplicados en planta "stock" (Tabla 11). De acuerdo con los criterios morfológicos utilizados para identificar el endofito multiplicado, éste resultó ser *Glomus sp.*, posiblemente del tipo de espora Laminada (Mosse y Bowen, 1968). El reforzamiento del número de propágulos trae como consecuencia lógica el aumento de la eficacia de la infección. Este beneficio se logra visualizar en la Tabla 12 donde se obtiene una absorción mejorada de fosfato al incrementar, por inoculación con raíces de cebollas, el número de propágulos viables. Así, se obtiene, en las condiciones experimentales en que se llevó a cabo la experiencia, un incremento en la absorción de P (lo que se traduce en mayor rendimiento) equivalente a casi 100 unidades de P por hectárea.

TABLA 10. Efectos de hongos VAM nativos del suelo e inoculados sobre el crecimiento de trigo en suelo Osorno (Borie, 1981)

	Rendimiento (mg/maceta)[1]			
	Trigo SNA		Trigo Aurifén	
	Estéril	No estéril	Estéril	No estéril
Suelo control	300 ± 29	395 ± 40	275 ± 26	370 ± 35
Suelo + inóculo de cebolla	475 ± 35	573 ± 67	395 ± 39	508 ± 47
Suelo + inóculo de trigo	272 ± 29	423 ± 37	424 ± 50	427 ± 39

[1] Peso seco de parte aérea (3 plantas/maceta).

TABLA 11. Incrementos de crecimiento en trigo producidos por los hongos VAM nativos e inoculados (referencia tabla anterior) (Borie, 1981)

Efecto del hongo VAM	Incremento de peso seco parte aérea (%)	
	Trigo SNA	Trigo Aurifén
1. Nativo (C no estéril vs. C estéril)	31,6	34,5
2. Inoculado (M estéril vs. C estéril)	58,3	43,6
Nativo + Inoculado Calculado (1 + 2)	89,9	78,1
Experimental (M no estéril vs. C estéril)	91,0	89,7

C: Control no inoculado.
M: Micorriza inoculada.

Es evidente que los resultados obtenidos en estos ensayos llevados a cabo en una cámara de cultivo, bajo condiciones naturales de luz y temperatura, indican un decisivo papel de las micorrizas en suelos volcánicos y permite visualizar un notable efecto beneficioso en la nutrición mineral de los vegetales que crecen en este tipo de suelos si se pudiese conseguir una adecuada manipulación de los hongos VAM en ellos. Es obvio que la producción de inóculo de gran calidad y libre de patógenos es un factor limitante para la aplicación masiva de las micorrizas, toda vez que el hongo VA es un simbionte obligado y no ha sido aún cultivado axénicamente. Aunque las esporas pueden ser germinadas *"in vitro"*, el micelio no ha podido ser aislado y reproducido en condiciones viables (ver Azcón-G. de Aguilar y Barea, 1978 y Hepper, 1979 para referencias).

TABLA 12. Efecto de hongos VAM nativos, inoculados y superfosfato en el crecimiento de trigo en suelo Osorno (Borie, 1981)

Superfosfato (kg P_2O_5/ha)	Rendimiento (mg/maceta)[1]	
	Hongos VAM nativos	Hongos VAM nativos[2] + nativos inoculados
0	372 ± 40	490 ± 47
100	560 ± 59	742 ± 81
300	900 ± 87	1020 ± 91

[1]Peso seco de parte aérea (3 plantas/maceta).
[2]Hongos VAM nativos + Hongos VAM inoculados utilizando inóculo de cebolla.

Debido a que el hongo VA depende de la raíz del huésped para su crecimiento, el inóculo a utilizar consiste en raíces limpias infectadas o, lo más utilizado, alícuotas de suelo rizosférico de planta "stock" que contiene esporas, hifas y raíces infectadas. Las técnicas para la aplicación en campo de estos inóculos es laboriosa y depende si el cultivo es anual o perenne. En plantas anuales el inóculo puede ser introducido mediante "pellets" de semillas (Hall, 1979; Powell, 1979) o aplicado directamente bajo la semilla (Azcón-G. de Aguilar y Barea, 1981). Obviamente, desde el punto de vista agronómico es crucial asegurar una infección fuerte y temprana, puesto que los requerimientos en fósforo son más necesarios en los primeros estadios del desarrollo vegetal en plantas anuales. Las plantas perennes en cambio, son pre-inoculadas en pequeñas superficies y cuando el sistema radicular está fuertemente micorrizado, las plantas pueden ser trasplantadas.

Es lógico pensar que los problemas derivados de la obtención de inóculo limitan la experimentación práctica con estos hongos, y la utilización en mayor escala sólo será posible cuando se obtenga el crecimiento del hongo VA en condiciones de cultivo axénico. Actualmente, y mientras se estudia intensamente el metabolismo del hongo, con miras a la obtención del medio de cultivo adecuado, el potencial comercial de algunos inóculos de micorrizas están siendo evaluados a nivel de pequeñas parcelas de experimentación (Daniels y Menge, 1981; Hall, 1982).

5.11.4. Presente y perspectivas futuras de la investigación, a nivel nacional, sobre micorrizas en suelos volcánicos

De los párrafos anteriores.se deduce que la acción de las micorrizas es fundamental en el aporte de elementos minerales a las especies vegetales que crecen sobre suelos volcánicos. Sin embargo, la investigación en este campo a nivel nacional es, además de escasa, muy circunscrita a cultivos específicos. Así, hoy en día, en aspectos sobre ectomicorrizas los estudios se están centrando principalmente en *Pinus radiata D.* Don (Molina *et al.,* 1982; Ipinza, 1982), y en micorrizas del tipo VA, los esfuerzos se han dirigido hacia los efectos beneficiosos para el trigo que produce esta simbiosis (Borie, 1981).

En cuanto a las perspectivas a futuro relacionadas con el estudio de la acción de hongos VAM en estos suelos, existen tres aspectos que, a juicio de los autores, se hace necesario investigar en forma amplia y en profundidad:

a) Dependencia del trigo, otros cereales y leguminosas a la acción de los hongos VAM;
b) Interacción de los hongos VAM con otros microorganismos, tanto del ciclo del P como del N y
c) Interacción de los hongos VAM con diferentes tipos de fertilizantes fosfatados. Estos estudios deberían realizarse en una primera etapa a nivel de invernadero para, más adelante, implementar su acción a nivel de ensayos de campo.

El primer punto abarca aspectos básicos como dependencia de los hongos VAM por parte de los diferentes cultivos de trigo utilizados comúnmente en esos suelos ya que como es sabido, la dependencia no es la misma para cada variedad de especie (Azcón y Ocampo, 1981), efectos de los hongos VAM sobre el crecimiento de cebada y en especial, la respuesta a la infección por parte de las leguminosas que crecen en esas regiones.

El papel que cumplen los microorganismos del suelo en el ciclo del P y su repercusión en nutrición vegetal acaba de ser recientemente discutido por Borie y Barea (1983c), en especial lo referente a las interacciones existentes entre microorganismos de vida libre y simbióticos. Al respecto, se han

realizado en invernadero algunas experiencias tendientes a dilucidar la acción sobre el trigo de parte de bacterias solubilizadoras de fosfatos (fosfobacterias) solas y asociadas a micorrizas VA (Tabla 13). Del estudio se desprende que la fosfobacteria utilizada, concretamente un *Pseudomonas sp.*, a diferencia de la micorriza VA inoculada (Yelow vacuolate o Glomus mosseae), no es capaz de movilizar hacia la planta P nativo de ese suelo (suelo Osorno). Por otra parte, cuando se agrega al suelo fertilizante fosfatado insoluble, la acción individual de ambos microorganismos incide positivamente en el rendimiento, siéndolo aún mayor cuando se inoculan ambos en forma conjunta. La explicación de este hecho radicaría en el efecto positivo provocado por las fitohormonas que produce el Pseudomonas —fundamentalmente auxinas y citoquininas— en el desarrollo de diversos órganos y procesos en vegetales tales como formación de raíces, orgánulos fotosintéticos, etc. Además, parece ser que las auxinas influyen positivamente en el desarrollo del micelio en esporas de hongos VAM germinados axénicamente (Azcón-G. de Aguilar, 1980) por lo que cabría asignar a estas substancias fitoactivas un cierto papel preponderante en el desarrollo del micelio externo del hongo.

En la actualidad, es objeto de gran controversia y discusión (Azcón, *et al.*, 1976; Tinker y Sanders, 1975; Azcón-G. de Aguilar y Barea, 1978), si las fosfobacterias inoculadas actúan, como tales en la rizosfera, es decir, si son capaces de liberar fosfato asimilable para la planta. El reciente estudio de Raj *et al.* (1981) con 32P, aboga por una activa participación de las fosfobacterias en la liberación de P, colaborando así con las micorrizas. Habiendo observado un efecto positivo con fosfobacterias en el aprovechamiento de P por parte del trigo en un suelo alofánico (Tabla 13), cabría esperar un efecto mayor mediante la inoculación de hongos solubilizadores de fosfato ("fosfohongos") extraídos de este tipo de suelos, debido a su mayor biomasa (Zunino, 1982b; Martínez y Ramírez, 1978).

TABLA 13. Efectos de la inoculación de Glomus Mosseae (micorriza YV) y fosfobacterias de colección sobre el crecimiento y captación de P por plantas de trigo en suelo Osorno natural, no esterilizado (Borie, 1981)

	Sin fertilizante químico		150 kg P_2O_5/ha como fitato	
Tratamientos microbianos	Peso seco[1] mg/maceta	P[2] %	Peso seco[1] mg/maceta	P[2] %
Control	1.127 ± 120	0,14	1.552 ± 140	0,18
Micorriza (YV)	1.605 ± 130	0,19	1.811 ± 175	0,18
Fosfobacteria (Pb)	1.236 ± 115	0,16	1.924 ± 187	0,18
YV + Pb	1.479 ± 157	0,18	2.303 ± 190	0,19

[1] Corresponden a parte aérea de las plantas (6 plantas/maceta).
[2] Contenido en P de parte aérea de las plantas.

TABLA 14. Hongos y bacterias totales y solubilizadores de fosfatos orgánicos e inorgánicos (Borie, 1981)

	Bacterias			Hongos		
		Solubilizadores			Solubilizadores	
Suelo	N°*/g suelo (X10^5)	P orgánico %	P inorgánico %	N°/g suelo (X10^5)	P orgánico %	P inorgánico %
Osorno	58,0	80	80	34,6	30	60
Corte Alto	12,2	20	< 5	25,2	35	< 5
Frutillar	4,0	–	–	2,0	40	< 5
Lastarria	6,5	10	< 5	5,5	66	< 5
Metrenco	3,0	< 5	< 5	1,8	80	60
Arrayán	1,1	20	< 5	1,7	50	50
Puerto Octay	3,0	< 5	< 5	3,5	< 5	< 5

*Promedio de 5 repeticiones por dilución.

En un reciente estudio sobre la microflora con capacidad de solubilizar fosfatos Borie *et al.* (1983) encontraron que, porcentualmente, los hongos poseían mayor capacidad que las bacterias en tal sentido (Tabla 14) y que algunos hongos presentan, *"in vitro"*, una marcada habilidad para solubilizar fosfatos (Tabla 15), del tipo de los que habitualmente es posible encontrar en suelos (Borie y Barea 1983a). De este modo, la cooperación entre fosfohongos y micorrizas se traduciría en una mejor nutrición debido a la canalización por parte de estas últimas, del fosfato liberado en algún microhábitat por la acción fúngica (Figura N° 17). En la actualidad, la inoculación conjunta de fosfohongos y micorrizas en suelos volcánicos es materia de intensas investigaciones.

Es indudable que la interacción microbio-microbio más importante llevada a cabo en estos suelos, y que aún no se ha abordado en magnitud, es la doble simbiosis Rhizobium-micorrizas VA. En efecto, es un hecho que existen problemas serios en la nodulación de especies forrajeras leguminosas del sur de Chile, los que son atribuidos principalmente a los bajos niveles de P y/o altos contenidos de aluminio (Urbina, 1982) de esos suelos. Sin embargo, aunque los aspectos más relevantes de la fijación simbiótica de nitrógeno serán analizados con más profundidad en otro capítulo de esta serie, se hace necesario enfatizar aquí que el mecanismo de infección de una raíz de leguminosa por parte de su Rhizobium específico, y principalmente el proceso de fijación de nitrógeno, son procesos que requieren de un gran consumo energético. Se ha calculado que la reducción biológica de 1 mol de N atmosférico a amoníaco demanda un gasto de, aproximadamente, 21 moléculas de ATP (Barea y Azcón-Aguilar, 1983). Este excesivo consumo explica el hecho que la baja disponibilidad de P soluble en el suelo sea un factor crítico limitante que afecta el crecimiento, nodulación y fijación biológica de nitrógeno por parte de las leguminosas.

Por otra parte, se sabe que otros nutrientes minerales tales como Zn, Cu, Co, etc. pueden limitar el crecimiento de Rhizobium, nodulación o fijación de nitrógeno (Robson, 1978; Muns y Mosse,

TABLA 15. Solubilización de fosfatos por hongos extraídos de suelos volcánicos (Borie *et al.*, 1983)

Hongo / Fosfato	Penicillium	Aspergillus	Mucor	Botritis (?)
	(% de fosfato solubilizado)			
Fosfato de Calcio	69	26	1	19
Fosfato de Hierro	2	12	1	17
Fosfato de Roca R_1	–	2	–	7
Fosfato de Roca R_2	14	26	2	15
Fitato de Calcio	80	33	73	16
Fitato de Hierro	–	7	–	20
Fitato de Aluminio	2	10	1	27

1980). El fósforo y algunos de los elementos menores anteriormente mencionados, los puede suministrar las micorrizas a niveles adecuados, lo que haría aparecer a los hongos VAM como un factor determinante en la producción de leguminosas en suelos volcánicos.

Finalmente, el tercer aspecto que se hace necesario abordar es lo referente al aprovechamiento, por parte de los hongos VAM, de otros fertilizantes fosfatados.

Estudios preliminares en dos suelos volcánicos indican un buen aprovechamiento del P de rocas fosfóricas cuando el trigo está suficientemente infectado con hongos VAM y cuya canalización al interior de la planta puede visualizarse en Figura N^{o} 17 (Borie, datos sin publicar). Lo mismo sucede con trigo y cebada al aplicar "fertilizantes de entrega lenta", tales como alga fosfato, ácido algínico-fosfato, etc. (M. Caiozzi, comunicación personal). Estos y otros aspectos relacionados con la interacción microorganismo-fertilizante fosfatado son materias que son motivo de estudio en nuestros laboratorios.

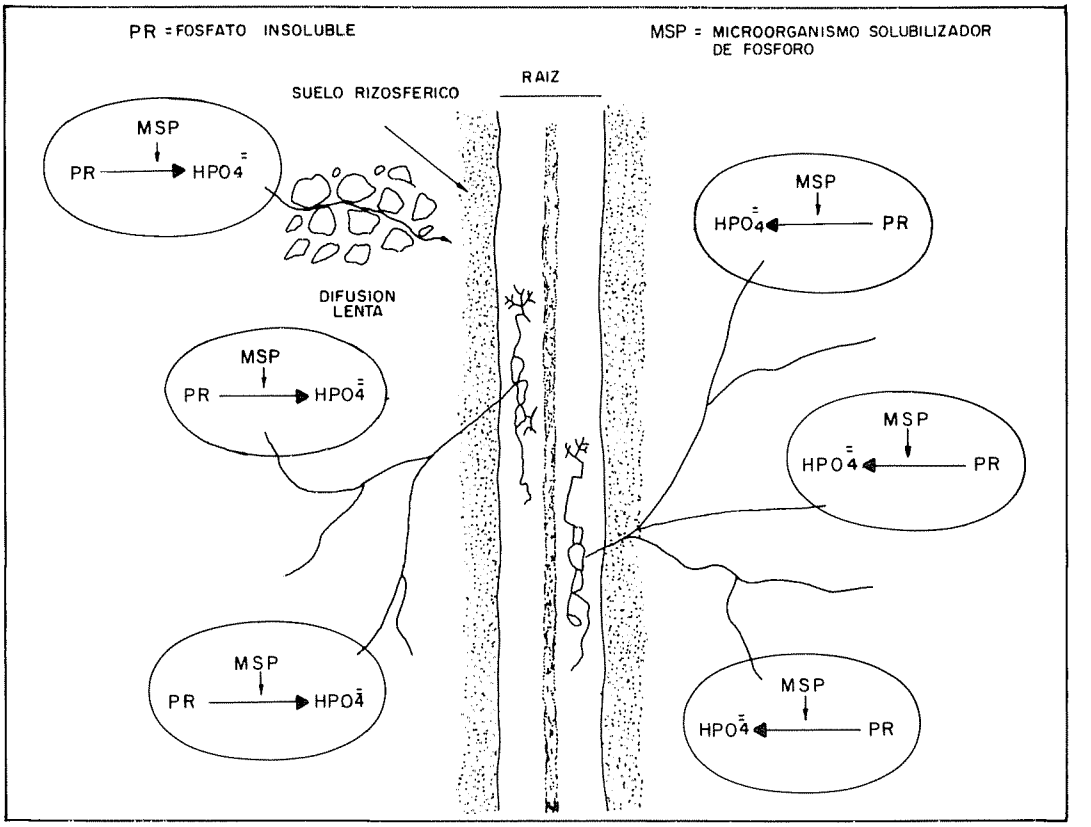


Figura 17. Interacción micorriza VA y fosfato insoluble (representado por PR). Cualquier cantidad de P liberado más allá de la zona de acción radicular por acción microbiana podría ser canalizado al interior de la raíz evitando los problemas inherentes a la movilidad del fosfato en el suelo.

5.12. BIBLIOGRAFIA

ALLISON, F.E. 1973. Soil organic matter and its role in crop production. Elsevier Sci. Publ. C. New York. Amsterdam.

APPELT. 1974. Interactions between organic compounds, minerals and ions in volcanic ash derived soils. Ph.D. Dissertation. University of California, Riverside, EE.UU.

APPELT, H.; COLEMAN, N.T. y PRATT, P.F. 1975a. Interactions between organic compounds, minerals, and ions in volcanic-ash-derived soils: I. Adsorption of benzoate, p-OH benzoate, salicylate, and phtalate iones. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39: 623-627.

APPELT, H.; COLEMAN, N.T. y PRATT, P.F. 1975b. Interactions between organic compounds, minerals and ions in volcanic-ash-derived soils. II. Effects of organic compounds on the adsorption of phosphate. Soil Science Society of American Proceedings 39: 623-627.

AZCON-G. DE AGUILAR, C. 1980. Fertilizantes microbianos: Interacciones de *Rhizobium* y hongos de las micorrizas VA en la formación y eficacia de sus respectivas simbiosis con leguminosas. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, España.

AZCON, R.; BAREA, J.M. y HAYMAN, D.S. 1976. Utilization of rock phosphate in alkaline soils by plants inoculated with mycorrhizal fungi and phosphate solubilizing bacteria. Soil Biol. Biochem., 8, 135-138.

AZCON, R.; MARIN, A.D. y BAREA, J.M. 1978. Comparative rol of phosphate in soil or inside the host on the formation and effects on endomycorrhiza. Plant and Soil, 49: 561-567.

AZCON, R. y OCAMPO, J.A. 1981. Factors affecting the vesicular-arbuscular infection and mycorrhizal dependency of thirteen wheat cultivars. New Phitol., 87: 677-685.

AZCON-G. DE AGUILAR, C. y BAREA, J.M. (1978. An improved procedure for the study of axenic growth of the endomycorrhizal fungus. *Glomus-mosseae.* Microbios Letters, 9: 127-131.

AZCON-G. DE AGUILAR, C. y BAREA, J.M. 1980. Micorrizas. Investigación y Ciencia, 47: 8-16.

AZCON-G. DE AGUILAR, C. y BAREA, J.M. 1981. Field inoculation of *medicago* with V-A mycorrhiza and Rhizobium in phosphate-fixing agricultural soil. Soil Biol. Biochem., 13; 19-22.

BAREA, J.M. y AZCON-G. DE AGUILAR, C. 1981. The role of plant-symbiotic microorganisms (*Rhizobium* and V-A mycorrhizal fungi) in the ecology, growth and nutrition of legumes. Agric. Environm.

BAREA, J.M. y AZCON-G. DE AGUILAR, C. 1983. Mycorrizas and their significance in nodulating-N fixing plants. Advances in Agronomy (en prensa).

BARLETT, E.M. y LEWIS, D.H. 1973. Surface phosphatase activity of mycorrhizal roots of beech. Soil Biol. Biochem., 5: 249-257.

BESOAIN, E. y SEPULVEDA, G. 1981. Características y propiedades de algunos Dystrandepts de la Región de los Lagos, sur de Chile. I. Mineralogía, génesis y propiedades de los suelos. Agric. Téc. 41: 197-220.

BORIE, F. 1981. Caracterización de diversas fracciones del P en andosoles chilenos y significado de los microorganismos, con especial referencia a las micorrizas en el aporte de dicho macronutriente a las plantas. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, España.

BORIE, F. y FUENTEALBA, R. 1982. Bioquímica de suelos derivados de cenizas volcánicas. II. Actividad ureásica. Agricultura Técnica (Chile), 42: 135-142.

BORIE, F. y BAREA, J.M. 1983a. Ciclo del fósforo. I. Formas del elemento en los suelos y su disponibilidad para plantas y microorganismos. Anal. Edafol. Agrobiol. (en prensa).

BORIE, F. y BAREA, J.M. 1983b. Fósforo orgánico en suelos volcánicos de Chile. Agricultura Técnica (Chile) (en prensa).

BORIE, F. y BAREA, J.M. 1983c. Ciclo del fósforo. II. Papel de los microorganismos y su repercusión en nutrición vegetal. Anal Edafol. Agrobiol., (en prensa).

BORIE, F. y ZUNINO, H. 1983. Organic matter-phosphorus associations as a sink in P-fixation processes in allophanic soils of Chile. Soil Biol. Biochem. (in press).

BORIE, F.; QUINTEROS, J. y AGUILERA, M. 1983. Bioquímica de suelos derivados de cenizas volcánicas. IV. Solubilización de fosfatos por hongos del suelo. Agricultura Técnica (Chile), (en prensa).

BOWEN, C.D. 1980. Misconception, concepts and approaches in rizosphere biology. *En:* "Contemporary Microbial Ecology", Ellwood (Editor, Academic Press, London, p. 283-304.

BOWEN, C.D.; SKINNER, M.F. y BEVEGE, D.I. 1974. Zinc uptake by mycorrhizal and uninfected roots of Pinus Radiata and Araucaria Cunninghamii. Soil Biol. Biochem., 6: 141-144.

BOWEN, C.D.; BEVEGE, D.I. y MOSSE, B. 1975. Phosphate physiology of vesicular-arbuscular mycorrhizas. *En:* "Endomycorrhizas", F.E. Sanders, B. Mosse, P.B. Tinker (edts.), Academic Press, London, p. 241-260.

CAMERON, F.K. 1911. The soil solution. The nutrient medium for plant growth. The chemical Publ. Co. Easton, Penna. London.

CLARK, J.S. y TURNER, R.C. 1969. An examination of the resin exchange method for the determination of stability constants of metal-soil organic matter complexes. Soil Science, 107: 8-11.

COX, G. y TINKER, P.B. 1976. Translocation and transfer of nutrients in vesicular-arbuscular mycorrhizas. I. The arbuscule and phosphorus transfer: A quantitative ultrastructural study New Phitol., 77: 371-378.

DAFT, M.J. y HASCKAYLO, E. 1977. Growth of endomycorrhizal and non-mycorrhizal red maple seedlings in sand and anthracite spoil. Forest Sci., 23: 207-216.

DANIELS, B.A. y TRAPPE, J.M. 1979. Glomus-epigeaus sp-nov., a useful fungus for vesicular-arbuscular mycorrhizal research. Can. J. Bot., 57: 539-542.

DANIELS, B.A. y MENGE, J.A. 1981. Evaluation of the commercial potential of the vesicular-arbuscular mycorrhizal fungus Glomus epigaeus. New Phitol., 87: 345-354.

ESCUDEY, M. 1978. Efecto de los recubrimientos sobre las propiedades físico-químicas de superficies de coloides inorgánicos naturales. Tesis de Doctorado. Facultad de Ciencias Químicas y Farmacológicas. Universidad de Chile.

ESPINOZA, W. y RIQUELME, E. 1976. Características químicas de dos andepts de la provincia de Ñuble: Arrayán y Santa Bárbara. Agric. Téc. 36: 49-58.

GALINDO, G. 1974. Electric charges, sorption of phosphate and cation exchange equilibria in chilean dystrandepts. Ph.D. Dissertation. University of California, Riverside. EE.UU.

GALINDO, G. 1982. Propiedades físicas, químicas y físico-químicas de suelos volcánicos. Primera Reunión de Especialistas en suelos volcánicos. Publicaciones Misceláneas Agrícolas N° 14. 101-119.

GERDEMANN, J.W. 1968. Vesicular-arbuscular mycorrhiza and plant growth. Ann. Rev. Phytoph., 6: 397-418.

GERDEMANN, J.W. 1975. Vesicular-arbuscular mycorrhizae. *En:* "The development and function of roots". Torrey y Clarkson (edts.), Academic Press, London, p. 575-591.

GERDEMANN, J.W. y NICOLSON, T.H. 1963. Spores of mycorrhizal Endogone spores extracted from soil by wet sieving and decanting. Trans. Br. Mycol. Soc., 46: 235-244.

GERDEMANN, J.W. y TRAPPE, J.M. 1974. The Endogonaceae of the Pacific Northwest. Mycologia Memoir Nº 5

GOIC, L. 1968. Fertilización en establecimiento de praderas en cinco series de suelos de Osorno. Agric. Téc. 28: 16-22.

GONZALEZ, R.; APPELT, H.; SCHALSCHA, E.B. y BINGHAM, F.T. 1974. Molybdate adsorption characteristics of volcanic ash-derived soil in Chile. Soil Science Soc. American Proc. 38: 903-906.

GRAHAM, E.R. 1948. Determination of soil organic matter by means of a photoelectric colorimeter. Soil Sci. 65: 181-183.

GRAW, D. 1979. Influence of soil pH in the efficiency of vesicular-arbuscular mycorrhiza. New Phytol., 82: 687-695.

GREENLAND, D.J. y HAYES, M.H.B. 1978. The chemistry of soil constituents, John Wiley & Sons. London.

HAIDER, K.; MARTIN, J.P. y FILIP, Z. 1975. Humus Biochemistry, *En:* Soil Biochemistry, eds.: E.A. Paul and A.D. Mac Laren. Marcel Dekker, Inc. N.Y.

HALL, I.R. 1979. Soil pellets to introduce vesicular-arbuscular mycorrhizal fungi into soil. Soil Biol. Biochem., 11: 85-86.

HALL, I.R. 1982. Taxonomy of V-A Mycorrhizal fungi. *En:* "Training course on mycorrhiza research techniques, IFS Provisional Report Nº 12, Serdang, Malasia, May 1982, p. 79-88.

HARLEY, J.L. 1972. The Biology of Mycorrhiza. Leonard Hill, London.

HARLEY, J.L. 1973. Symbiosis in the ecosystem. J. Nat. Sci. Council Sri-Lanka, 1: 31-48.

HAYMAN, D.S. 1970. Endogone spore numbers in soil and vesicular-arbuscular mycorrhiza wheat as influenced by season and soil treatment. Trans. Br. Mycol. Soc., 54: 53-63.

HAYMAN, D.S. 1975. Phosphorus cycling by soil microorganisms and plant roots. *En:* "Soil Mycrobiology", p. 67-89. Walker, N., (editor), Butterworths (London).

HAYMAN, D.S. 1975a. The ocurrence of mycorrhizas in crops as affected by soil fertility. *En:* "Endomycorrhizas", F.E. Sanders, B. Mosse y P.B. Tinker (edts.), Academic Press, London, 495-509.

HAYMAN, D.S. 1978. Endomycorrhizae. *En:* "Interactions between non-pathogenic soil microorganisms and plants". Y. Dommergues y S. Krupa (edts.), Elsevier Publ., Amsterdam, p. 401-442.

HAYMAN, D.S. 1983. Practical Aspects of vesicular-arbuscular mycorrhiza. (en prensa).

HAYMAN, D.S. y MOSSE, B. 1972. Plant growth responses to vesicular-arbuscular mycorrhiza. III. Increased uptake of labile P from soil. New Phytol., 71: 41-47.

HAYMAN, D.S.; JOHNSON, A.M. y RUDDLESDIN, I. 1975. The influence of phosphate and crop residues on Endogone spores and vesicular-arbuscular mycorrhiza under field conditions. Plant Soil., 43: 489-495.

HAYMAN, D.S. y DAY, J.M. 1978. Uptake of molybdenum. Rothamsted Report for 1977, Part I, p. 240.

HAYMAN, D.S. y MOSSE, B. 1979. Improved growth of white clover in hill grassland by mycorrhizal inoculation. Ann. Appl. Biol., 93: 141-148.

HEPPER, C.M. 1979. Germination and growth of *Glomus Caledonius* spores: The effects of inhibitors and nutrients. Soil Biol. Biochem., 11: 269-277.

HIRREL, M.C.; MEHRAVAR, H. y GERDEMANN, J.W. 1978. Vesicular-arbuscular mycorrhizae en Chenopodiaceae and Cruciferae. Do they occur? Can. J. Bot., 56: 2813-2817.

HODGSON, J.F. 1969. Contribution of metal-organic complexing agents to the transport of metals to roots. Soil Science Soc. American Proc. 33: 68-75.

IPINZA, R. 1982. Rol de la micorrización artificial en *Pinus Radiata* D. Don en la VII Región, Chile. IV Reunión Nacional de Botánica, Resúmenes, p. 46.

JENKINSON, D.S. 1971. Studies on the decomposition of 14-C-labeled organic matter in soil. Soil Sci. 111: 64-70.

KRUCKELMAN, H.W. 1975. Effect of fertilizers, soils, soil tillage and plant species on the frequency of Endogone Chlamydospores and mycorrhizal infection in arable soil. *En:* "Endomycorrhizas", F.E. Sanders, N. Mosse y P.B. Tinker (edits.), Academic Press, London, p. 511-525.

KUHNELT, W. 1961. "Soil Biology". Rodale Books Inc. (english edition). Faber Ltd. Emmaus, Penn.

LA RUE, J.H.; McLELLAN, W.D. y PEACOCK, W.L. 1975. Mycorrhizal fungi of peach nursery nutrition. Calif. Agric., 19: 139-143.

LEWIS, D.H. 1975. Comparative aspects on the carbon nutrition of mycorrhizas. *En:* "Endomycorrhizas". F.E. Sanders, B. Mosse, y P.B. (edits.), Academic Press, London, p. 119-148.

LING ONG, H. y BISQUE, R.E. 1968. Coagulation of humic colloid by metal ions. Soil Sci. 106: 220-224.

LINHARES, L.F. 1977. Microbial synthesis in relation to soil humus formation. Ph.D. Dissertation. University of California, Riverside. EE.UU.

MARTIN, J.P. y FOCHT, D.D. 1977. Biological properties of soils. pp. 115-169. *En:* "Soils for management of organic wastes and waste waters". ASA, CSSA, SSSA Publish., Madison, Wisconsin, EE.UU.

MARTIN, J.P.; ERVIN, J.O. y SHEPERD, R.A. 1965. Decomposition and binding action of polysaccharides from *Azotobater indicus* and other bacteria in soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 29: 397-400.

MARGIN, J.P.; ZUNINO, H.; PEIRANO, P.; CAIOZZI, M. y HAIDER, K. 1982. Decomposition of ^{14}C-labeled lignins, model humic acid polymers, and fungal melanins in allophanic soils. Soil Biology and Biochemistry 14: 289-293.

MARTINEZ, A.T. y RAMIREZ, C. 1978. Microfungal biomass and number of propagules in an andosol. Soil Biol. Biochem., 10: 529-531.

MENGE, J.A. y JOHNSON, E.L.V. 1978. Commercial production of mycorrhizal inoculum may benefit citrus growers. Citrograph, 139-143.

MEYER, F.H. 1975. Distribution of ectomycorrhizae in native and man-made forest. *En:* "Ectomycorrhizae". Their ecology and physiology, G.C. Marcks y T.T. Kozlowski (edts.), Academic Press, New York, p. 79-105.

MIKOLA, P. 1982. The role of mycorrhizal association in plant kingdom. *En:* "Training course on mycorrhiza research techniques, IFS Provisional Report Nº 12, Serdang, Malaysia, May 1982, p. 19-28.

MOLINA, W.; BECERRA, J.; GARRIDO, N.; SALAS, J. y SILVA, M. 1982. Efectividad de los hongos micorrízicos de *Pinus Radiata* D. Don en el reciclamiento del fósforo. IV Reunión Nacional de Botánica, Resúmenes, p. 110.

MOSSE, B. 1972. The influence of soil type and Endogone Strain on the growth of mycorrhizal plants in phosphate deficient soil. Rev. Ecol. Bio. Sol, 9: 529-537.

MOSSE, B. 1973. Advances in the study of vesicular-arbuscular mycorrhiza. Ann. Rev. Phytopathol., 11: 171-196.

MOSSE, B. 1973a. Plant growth responses to vesicular-arbuscular mycorrhiza. IV. In soil given additional phosphate. New Phytol., 72: 127-136.

MOSSE, B. 1978. Mycorrhiza and plant growth. *En:* "Structure and functioning of plant population". Verhand. der Koninklijke Neder. Akad. van Wetenschappen, Afdeling Netuurkunde, Tweede Reeks, deel 70: 269-298.

MOSSE, B. y BOWEN, C.D. 1968. A key to recognition of some Endogone spore types. Trans. Br. Mycol. Soc., 51: 469-483.

MUNNS, D.N. y MOSSE, B. 1980. Mineral nutrition of legume crops. *En:* "Advances in Legume Science", R.J. Butterfield y A.H. Bunting (edts.), MAFF, England. p. 115-125.

NICOLSON, T.H. 1967. Vesicular arbuscular mycorrhiza. An universal plant symbiosis. Sci. Prog. Oxford, 55: 561-581.

NICOLSON, T.H. 1975. Evolution of vesicular-arbuscular mycorrhizas. *En:* "Endomycorrhizas", F.E. Sanders, B. Mosse y P.B. Tinker, Academic Press, London, p. 25-34.

NICOLSON, T.H. y SCHENCK, N.C. 1979. Endogonaceous mycorrhizal endophytes in Florida. Mycologia, 71: 178-198.

OLAH, G.M.; REISINGER, O. y KILBERTUS, G. 1978. "Biodegradation et Humification. Atlas Ultrastructural". Les Presses de L'Université Laval. Quebec. Canadá.

ORLOV, D.S. y GLEBOVA, G.I. 1972. Electron microscopy of humic acids. Soviet Soil Science. 4: 445-451.

PAIRUMAN, A.K.; ROBSON, A.D. y ABBOT, L.K. 1980. Efectiveness of vesicular-arbuscular mycorrhizae in increasing growth and phosphorus uptake of subterranean clover from phosphorus sources of different solubilities. New Phytol., 84: 327-338.

PEIRANO, P. y SAN MIGUEL M. 1983. Determinación de C orgánico en suelos volcánicos por el método de combustión seca. Agric. Téc. (en consulta).

PEÑA, L. 1978. Control de erosión mediante dos niveles de densidad de paja en un trumao de lomaje. Agric. Téc. 38: 49-53.

PHILLIPS, J.M. y HAYMAN, D.S. 1970. Improved procedures for clearing roots and staining parasitic and vesicular-arbuscular mycorrhizal fungi for rapid assessment of infection. Trans. Br. Mycol. Soc., 55: 158-161.

PIROZYNSKY, K.A. y MALLOCH, D.W. 1975. The origin of land plants: A matter of mycotrophism. Biosystems, 6: 153-164.

POSTGATE, J.R. 1975. The enzymology of nitrogen fixation. *En:* "Genetic Manipulations with Plant Material". Ed. L. Ledoux, Plenum Press, London, 107-122.

POWELL, C.LL. 1975. Plant growth responses to vesicular-arbuscular mycorrhiza. VIII. Uptake of P by onion and clover infected with different Endogone spore types in P^{32} labelled soils. New Phytol., 75: 536-566.

POWELL, C.LL. 1975a. Potassium uptake by endotrophic mycorrhizas. *En:* "Endomycorrhizas", F.E. Sanders, B. Mosse y P.B. Tinker, (edts.), Academic Press, London, p. 461-468.

POWELL, C.LL. 1976. Development of micorrhizal infections from Endogone spores and infected root segments. Trans. Br. Mycol. Soc., 66: 439-445.

POWELL, C.LL. 1977. Mycorrhizas in hill-country soils. II. Effect of several mycorrhizal fungi on clover growth in sterilized soils. N.Z.J. Agric. Res., 20: 59-62.

POWELL, C.LL. 1977a. Mycorrhizas in hill-country soil. III. Effect of inoculation on clover growth in unsterile soils. N. Z. J. Agric. Res., 20: 343-348.

POWELL, C.LL. 1979. Inoculation of white clover and ryegrass seed with mycorrhizal fungi. New Phytol., 83: 81-85.

POWELL, C.LL. 1980. Mycorrhizal infectivity of eroded soils. Soil Biol. Biochem., 12: 247-250.

POWELL, C.LL. y DANIELS, J. 1978. Mycorrhizal fungi stimulate uptake of soluble and insoluble phosphate fertilizar from a phosphate deficient soil. New Phytol., 80: 351-358.

RAGGI, R.; ESPINOZA, W. y ROJAS, O. 1974. Estudio de la lixiviación del $N\text{-}NO_3$ en un andosol de la provincia de Ñuble. Agric. Téc. 34: 141-150.

RAJ, J.; BAGYARAJ, D.J. y MANJUNATH, J. 1981. Influence of soil inoculation with vesicular-arbuscular mycorrhiza and a phosphate dissolving bacterium on plant growth and ^{32}P uptake. Soil Biol. Biochem., 13: 105-108.

RHODES, L.H. y GERDEMANN, J.W. 1975. Phosphate uptake zones of mycorrhizal and non-mycorrhizal onions. New Phitol., 75: 555-571.

RHODES, L.H. y GERDEMANN, J.W. 1978. Hyphal translocation and uptake of sulfur by vesicular-arbuscular mycorrhizae of onion. Soil Biol. Biochem., 10: 355-360.

RHODES, L.H. y GERDEMANN, J.W. 1978a. Translocation of calcium and phosphate by external hyphae of vesicular-arbuscular mycorrhizae. Soil Sci., 126: 125-126.

ROBSON, A.D. 1978. Mineral nutrients limiting nitrogen fixation in legumes. *En:* "Mineral Nutrition of Legumes on Tropical and Subtropical Soils". Andrew, C.S. y Kamprath, E.J. (edts.). CSIRO, Melbourne, p. 277-293.

RODRIGUEZ, Z.M. 1945. Labores de la materia orgánica y necesidad de conservarla. Informativo Técnico, 7: 33 (mimeógrafo).

RODRIGUEZ, Z.M. 1950. Reconocimiento de suelos en las provincias de Osorno y Llanquihue. Siete años de investigaciones agrícolas, 1940-1947. Dirección General de Agricultura. Santiago.

SANDERS, F.E. 1975. The effect of foliar-applied phosphate on themycorrhizal infection of onion roots. *En:* "Endomycorrhizas", F.E. Sanders, B. Mosse y P.B. Tinker (edts.), Academic Press, London, p. 261-266.

SANDERS, F.E. y TINKER, P.B. 1971. Mechanism of absorption of phosphate from soil by Endogone mycorrhizas. Nature, 233: 278-279.

SANDERS, F.E. y TINKERS, P.B. 1973. Phosphate flow into mycorrhizal roots. Pestic. Sci., 4: 385-395.

SANDERS, F.E. y HAYMAN, D.S. 1977. The agricultural importance of vesicular-arbuscular mycorrhiza. The 139th. Ann. Meet. BAS, Univ. of Aston.

SCHNITZER, M. 1965. The application of infrared spectroscopy to investigations on soil humus compounds. Can. Spectroscopy 10: 121-127.

SCHNITZER, M. y HANSEN, E.H. 1970. Organo-metallic interactions in soil. An Evaluation of methods for the determination of stability constants of metal-fulvic acid complexes. Soil Sci. 109: 333-340.

SCHNITZER, M. y KHAN, S.U. 1972. Humic substances in the environment. Marcel Dekker, Inc. New York.

SCHNITZER, M. y KHAN, S.U. 1978. Soil organic matter, Elsevier Scientific Publ. Co. The Netherlands.

SCHOLLENBERGER, C.J. 1916. Total carbon in soil by wet combustion. J. Indus. and Engin. Chem. 8: 1126.

SCHOLLEMBERGER, C.J. 1927. A rapid approximate method for determination of soil organic matter. Soil Sci. 24: 65-68.

SCHOLLEMBERGER, C.J. 1945. The determination of soil organic matter. Soil Sci. 59: 53-56.

SKUJINS, J.J. 1976. Extracellulae enzymes in soils. CRC critical reviwes in microbiology 4: 383-421, CRC Press, Cleveland, Ohio.

SMITH, S.E. 1974. Mycorrhizal fungi. CRC. Critical Reviews in Microbiology, 275-313.

STUMM, W. y MORGAN, J.J. 1970. Aquatic Chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibrium in natural waters. Wiley-Interscience. New York.

SPARLING, G.P. y TINKER, P.B. 1975. Mycorrhizas in Penine grassland. *En:* "Endomycorrhizas", F.E. Sanders, B. Mosse y P.B. Tinker (edts.), Academic Press, London, p. 545-560.

SPARLING, G.P. y TINKER, P.B. 1978. Mycorrhizal infection in Penine grassland. III. Effects of mycorrhizal infection on the growth of white clover. J. Appl. Ecol. 15: 959-964.

STRZEMSKA, J. 1974. The occurrence and intesity of mycorrhizas in cultivated plants. Proc. 10th Int. Cong. Soil Sci., Moscow, 3: 81-86.

URBINA, A. 1982. Economía del nitrógeno en suelos de cenizas volcánicas. Primera Reunión de especialistas en suelos volcánicos. Publicaciones Misc. Agric. Universidad de Chile. N° 14: 101-119.

URBINA, A.; SAN MARTIN, E. y SCHAEFFER, R. 1969. La actividad metabólica de algunos grupos fisiológicos de microbios en suelos ñadis de Chile. I. Mineralización del carbono y N orgánicos en condiciones de laboratorio. Agric. Téc. 29: 145-160.

VAN DIJK, H. 1971. Colloid chemical properties of humic matter. *En:* "Soil Biochemistry". Vol. II. A.D. MacLaren y J. Skujins (edts.). Marcel Dekker, Inc., New York.

VOLKE, V. 1975. Influencia de factores ambientales sobre el rendimiento y la respuesta a la fertilización del trigo en suelos trumaos. Agric. Téc. 35: 4-14.

WADA, K. y AOMINE, S. 1973. Soil development during a quaternary. Soil Science 116: 170-177.

WALKLEY, A. 1935. An examination of methods for determining organic carbon and nytrogen in soils. J. Agricultural Sci. 25: 598-609.

SUTTON, J.C. y SHEPPARD, B.R. 1976. Aggregation of sand-dune soil by endomycorrhizal fungi. Can. J. Bot., 54, 326-333.

TEJEDA, S.H. y COGAN, G.L. 1970. Métodos para determinar N disponible en suelos con diferente origen y contenido de materia orgánica. Agric. Téc. 30: 57-64.

THEODOROU, C. 1968. Inositol phosphates in needles of Pinus radiata. D. Don and the phytase activity of mycorrhizal fungi. Trans. 9th Int. Cong. Soil Sci., Vol. III, 483-490.

TINKER, P.B. 1975. Effects of vesicular-arbuscular mycorrhizas on Higher plants. Symp. Soc. exp. Bio., 29: 325-350.

TINKER, P.B. 1975a. Soil chemistry of phosphorus and mycorrhizal effects on plant growth. *En:* "Endomycorrhizas", F.E. Sanders, B. Mosse y P.B. Tinker (edts.), Academic Press, London, p. 353-371.

TINKER, P.B. 1978. Effects of vesicular-arbuscular mycorrhizas on plant nutrition and plant growth. Phisiologie Vegetal, 16: 743-751.

TINKER, P.B. y SANDERS, F.E. 1975. Rhizosphere microorganisms and plant nutrition. Soil Sci., 119: 363-368.

URBINA, A. 1975. Relaciones entre algunas características físicas y químicas de suelos derivados de cenizas volcánicas. Agric. Téc. 25: 9-18.

WALKLEY, A. 1947. A critical examination of a rapid method for determining organic carbon in soils. Effects of variations in digestion conditions and inorganic soil constituents. Soil Sci. 63: 251-264.

WALKLEY, A. y BLACK, I.A. 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Sci. 37: 29-38.

WILLIAMSON, B. y ALEXANDER, I.J. 1975. Acid phosphatase localized in the sheat of beech micorrhiza. Soil Biol. Biochem., 7: 195-198.

ZUNINO, H. 1975. Metal-ion binding ability of some polymers synthesized by soil microorganisms and a Discussion of their role in the Traslocation of essential elements from rocks to biological systems. Ph.D. Dissertation. University of California, Riverside. EE.UU.

ZUNINO, H. 1979. Metal-complexing macromolecules. Encyclopedia of Earth sciences, Vol. XII. Soil Science. Part. I. R.W. Fairbridge y C.W. Finkl (edts.). Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Stroudsburg, Pa. EE.UU. p. 286-288.

ZUNINO, H. 1982a. Materia Orgánica en suelos chilenos derivados de cenizas volcánicas. Primera Reunión de Especialistas en suelos volcánicos. Publicaciones Misceláneas Agrícolas. Universidad de Chile, N^{O} 14, pág. 41-53.

ZUNINO, H. 1982b. Materia Orgánica en suelos derivados de cenizas volcánicas y su efecto sobre la disponibilidad de fósforo y microelementos. Proc. Reg. Coll. Soil Org. Matter Studies. Piracicaba, S. P., Brasil, pp. 123-129.

ZUNINO, H.; PEIRANO, P.; AGUILERA, M.; GONZALEZ, E. y CAIOZZI, M. 1971. Effect of seaweed on phosphate availability of a soil derived from volcanic ashes. Agron. J. 63: 116-119.

ZUNINO, H.; GALINDO G.; PEIRANO P. y AGUILERA, M. 1972. Use of the resin exchange method for the determination of stability constants of metal soil organic matter complexes. Soil Science, 114: 229-233.

ZUNINO, H.; AGUILERA, M.; PEIRANO, P. y SCHALSCHA, E. 1975. Measurement of metal-complexing ability of polyfunctional macromolecules: a discussion of the relationship between the metal-complexing properties of extracted soil organic matter and soil genesis and plant nutrition. Soil Science. 119: 210-216.

ZUNINO, H.; PEIRANO, P.; AGUILERA, M. y CAIOZZI, M. 1976. Efectos de algas marinas sobre la disponibilidad de P en suelos derivados de cenizas volcánicas. Agric. Téc. 36: 13-19.

ZUNINO, H. y MARTIN, J.P. 1977a. Metal-binding organic macromolecules in soil. I. Hypothesis interpreting the role of soil organic matter on the translocation of metal ions from rocks to biological systems. Soil Science. 123: 65-76.

ZUNINO, H. y MARTIN, J.P. 1977b. Metal-binding organic macromolecules in soil. II. Characterization of the maximum binding ability of the macromolecules. Soil Science. 123: 188-202.

ZUNINO, H.; AGUILERA, M.; CAIOZZI, M.; PEIRANO, P.; BORIE, F. y MARTIN, J.P. 1979. Metal-binding organic macromolecules in soil. III. Competition of Mg (II) and Zn (II) for binding sites in humic and fulvic-typ model polymers. Soil Science, 128: 257-266.

ZUNINO, J. y CARGILL, J. 1981. Capacidad de adsorción de Zn (II) de suelos derivados de cenizas volcánicas. III Symp. Nac. Ciencia del Suelo. Santiago. pp. 64.

ZUNINO, H.; BORIE, F.; AGUILERA, M.; PEIRANO, P.; CAIOZZI, M. y MARTIN, J.P. 1982a. Bioquímica de suelos derivados de cenizas volcánicas. I. Ecología microbiana y su relación con las propiedades físico-químicas de ellos. Agric. Téc. 42: 67-72.

ZUNINO, H.; BORIE, F.; AGUILERA, M.; MARTIN, J.P. y HAIDER, K. 1982b. Decomposition of ^{14}C-labeled glucose, plant and microbial products and phenols in volcanic ash-derived soils of Chile. Soil Biology and Biochemistry. 14: 37-43.

ZUNINO, H.; AGUILERA, M.; PEIRANO, P.; CAIOZZI, M. y REX, A. 1982c. Bioquímica de suelos derivados de cenizas volcánicas. III. Síntesis microbiana de polímeros húmicos y su capacidad de adsorción de Zn (II) y Mg (II). Agric. Téc. 42: 287-292.

Capítulo 6:

Geología, volcanismo y sedimentos piroclásticos cuaternarios de la región central y sur de Chile.

POR: HUGO MORENO R. Y JUAN VARELA B.

6.1. Introducción

Volcanismo (definición); Volcanismo Cuaternario; Chile como país volcánico, su posición geotectónica.

El fenómeno natural a través del cual el *magma* o materia rocosa fundida generada en el interior de la tierra, emerge en la superficie del globo, se denomina *volcanismo.* Este fenómeno, que desde tiempos inmemoriales ha impresionado a la humanidad por su espectacularidad y violencia, ha tenido lugar durante toda la evolución del planeta de manera continua, es decir, ¡desde hace 4.500 millones de años! A él se debe atribuir la existencia de nuestra atmósfera y de las aguas que existen en la superficie de la tierra en forma de ríos, lagos y océanos. Aunque está demás decirlo, sin estos elementos no habría sido posible la vida vegetal y animal.

En consecuencia, los volcanes han sido muy beneficiosos, para la humanidad, a pesar de que la actividad volcánica ha causado la muerte de miles de personas y ha producido enormes pérdidas de bienes. Entre los aspectos más benéficos está la generación de suelos fértiles sobre productos volcánicos jóvenes, es decir, sobre aquellos materiales emitidos por los volcanes en tiempos geológicos más recientes. Los depósitos de origen volcánico sobre los cuales se han desarrollado los suelos actuales de alta fertilidad, fueron todos los eruptados por volcanes del período Cuaternario, o sea, por aquellos cuya edad es menor que 1.8 millones de años. A este período pertenecen los grandes conos volcánicos que destacan en el relieve terrestre en la actualidad.

Chile es un país de volcanes y se estima que posee unos 500 grupos volcánicos, cada uno con 10 centros de emisión, en promedio. De éstos, 50 están en actividad o han tenido alguna erupción en tiempos históricos.

La explicación a este fenómeno la encontramos en la constitución geológica, evolución y situación geotectónica del borde occidental sudamericano, del cual Chile forma parte. Este margen constituye un sector del denominado "Círculo de Fuego del Pacífico" que se caracteriza por la intensa actividad sísmica y volcánica producto del deslizamiento de las "placas de corteza continental" sobre las "placas de corteza oceánica", en otras palabras, mientras Sudamérica "flota" sobre el manto terrestre y avanza hacia el oeste, la corteza oceánica del Pacífico (Placa de Nazca) se sumerge bajo el continente (Figura 1). A medida que las placas se deslizan, los países andinos sufren los efectos de terremotos, tsunamis y erupciones volcánicas.

El territorio chileno a través de su evolución geológica, siempre ha presentado manifestaciones volcánicas, desde unos 300 millones de años hasta el presente. No obstante, el volcanismo más moderno data desde hace unos 2 millones de años. Es decir, las erupciones más antiguas de los grandes volcanes como el Lascar, Llullaillaco, Ojos del Salado, Descabezado Grande, Villarrica,

Osorno, etc., fueron entre 1 y 2 m.a. Los volcanes más pequeños, de los cuales existen cientos, en su mayoría tienen menos de 10.000 años de antigüedad. Estos centros de emisión han dado lugar a importantes depósitos de cenizas, lavas y otros productos volcánicos sobre una morfología más antigua, suavizando el paisaje. La meteorización superficial de estos materiales generó los suelos volcánicos actuales, tema principal de este estudio.

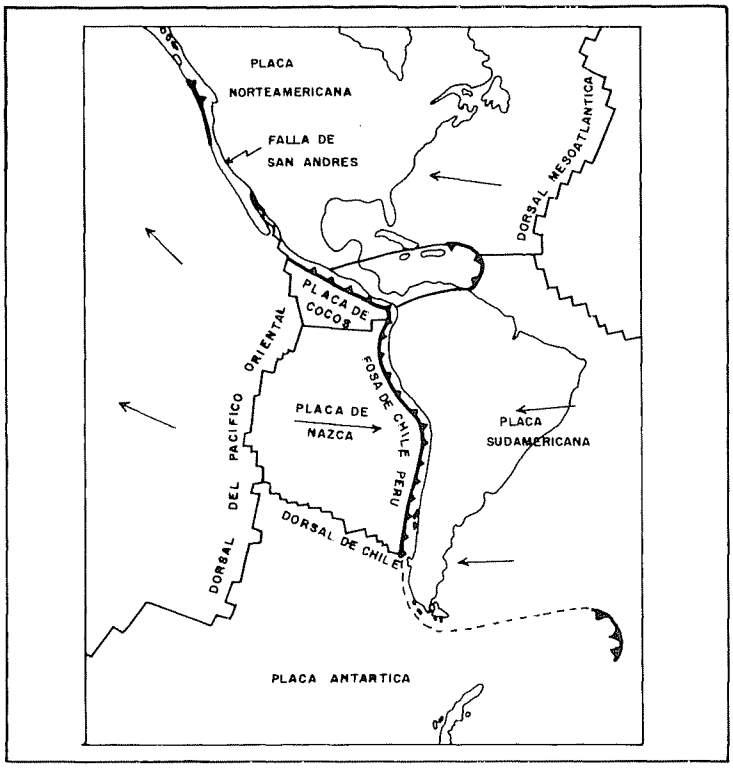


Figura 1. Situación Tectónica de Sudamérica.

6.2. LA ACTIVIDAD VOLCANICA Y SUS PRODUCTOS

Magma (composición y génesis); productos volcánicos (flujos de lava, piroclásticos, gases); tipos de volcanes y de erupciones; rocas volcánicas.

El material rocoso fundido o magma se genera aparentemente en el manto superior de la tierra a través de mecanismos complejos. En este proceso y en áreas continentales participaría el manto, rocas de la corteza oceánica subductada y eventualmente rocas de la base de la corteza continental (Figura 2). En consecuencia, los magmas generados no tienen por qué ser idénticos en distintos sectores del planeta. En efecto, la composición de los mismos va a presentar diferencias desde su génesis debido a los distintos porcentajes de manto, corteza oceánica y corteza continental, comprometidos durante el proceso de fusión. No obstante, estos tres grandes elementos están constituidos esencialmente por rocas silicatadas, de esta manera los magmas tienen un rasgo en común y se les puede considerar como mezclas silicatadas fundidas. Por otra parte, si se considera la composición química promedio estimada para el manto superior, corteza oceánica y corteza continental inferior, los magmas resultantes serán más bien de composición basáltica (Cuadro 1).

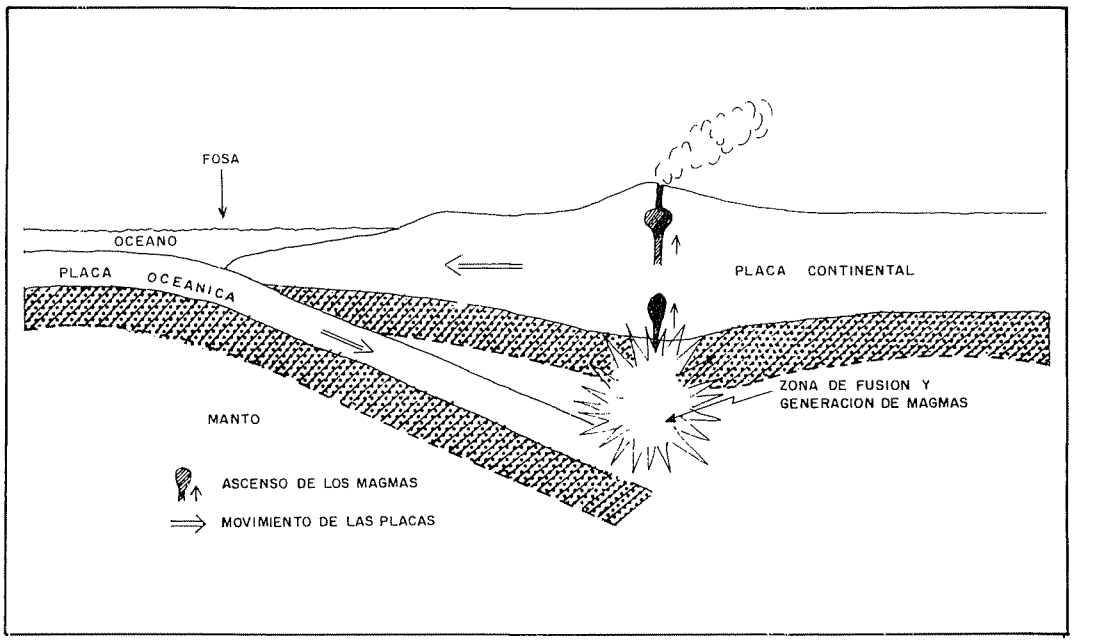


Figura 2. Generación de magmas según el modelo de Tectónica de Placas.

CUADRO 1. **Composición química promedio del manto superior, corteza oceánica y corteza continental**

	1.	2.	3.
SiO_2	45,2	49,3	60,2
TiO_2	0,7	1,8	
Al_2O_3	3,5	15,2	15,2
Fe_2O_3	0,5	2,4	2,5
Cr_2O_3	0,4	–	–
FeO	8,0	8,0	3,8
MnO	0,1	0,17	–
NiO	0,2	–	–
MgO	37,5	8,3	3,1
CaO	3,1	10,8	5,5
Na_2O	0,6	2,6	3,0
K_2O	0,1	0,24	2,9
P_2O_5	0,1	0,21	

1. Pirolita (roca representativa del manto superior): (Green y Ringwood, 1967).
2. Toleita oceánica (Hyndman, 1972).
3. Corteza continental (Ronov y Yaroshevsky, 1967).

Con posterioridad a su generación, los magmas ascienden hacia la superficie atravesando la corteza continental, no obstante, algunos se enfrían y cristalizan en profundidad dentro de ella. Durante el ascenso, los magmas sufren procesos de cristalización fraccionada, pueden continuarse con distintas rocas corticales e incluso mezclarse entre ellos. Estos fenómenos modifican la composición inicial de los magmas parentales o primarios. De este modo, un magma que alcanza la superficie es el resultado final de una cadena de procesos fisicoquímicos.

Algunos magmas ascienden hacia la superficie y emergen, sin detenerse en su camino. Otro se aloja en grandes cámaras o bolsones magmáticos cerca de la superficie y en este lugar experimentan nuevos procesos de diferenciación antes de ser eruptados.

Las grandes fracturas de tipo vertical que se desarrollan en la corteza por enormes esfuerzos de tensión y compresión, son las que permiten el ascenso de los magmas hacia la superficie.

Cuando los magmas se enfrían y consolidan en la superficie terrestre dan lugar a las rocas volcánicas. Por otra parte, si enfrían y cristalizan en profundidad, originan las rocas intrusivas (Cuadro 2).

Los fenómenos volcánicos se originan, en consecuencia, cuando el magma alcanza la superficie de la tierra, sea en continentes, islas o fondos oceánicos. Si este magma surge y fluye por gravedad en la superficie se denomina *lava.* Por otra parte, si sale expulsado con violencia, se fragmenta en partículas de diversos tamaños denominados *piroclásticos.* Estos materiales son los que forman los *volcanes* y el orificio por el cual sigue saliendo la lava y los piroclastos se llama *cráter.* Sin embargo, no todos los volcanes se forman de lava y piroclásticos como los *estratovolcanes;* los hay exclusivamente de lava *(volcanes de escudo, domos)* y otros son de piroclásticos *(conos de piroclásticos, maares).* Incluso es necesario señalar que en algunos casos no se constituyen volcanes ni existen cráteres, se trata de emisiones de lava y/o piroclásticos a través de *fisuras* o fracturas profundas en la corteza que permiten el escape del magma, estas fisuras pueden tener varios kilómetros de longitud.

CUADRO 2. Rocas ígneas (intrusivas y volcánicas) comunes en márgenes continentales

Contenido SiO_2 :		**> 70%**	**62 - 70%**	**52 - 62%**	**45 - 52%**
ROCAS IGNEAS	INTRUSIVAS (Fanerocristalinas)*	GRANITO	GRANODIORITA	DIORITA	GABRO
	VOLCANICAS (Afaníticas, vítreas o porfíricas)*	RIOLITA	DACITA	ANDESITA	BASALTO

* Texturas: Fanerocristalinas: cristales grandes.
Afanítica: cristales muy pequeños.
Vítrea: sin cristales.
Porfírica: cristales grandes en una pasta afanítica o vítrea.

Un volcán está en *actividad* cuando muestra cualquier tipo de manifestación térmica visible. Si presenta un penacho de humo blanco, predomina el vapor de agua y se denomina *actividad fumarólica.* Si además emite emanaciones sulfurosas amarillentas se llama *actividad solfatárica* y por último, si arroja partículas sólidas y/o material rocoso fundido (lava) se denomina *actividad eruptiva* o *erupción.*

Un caso particular de manifestación térmica ligada a fenómenos volcánicos es el de los *geyseres* y *fuentes termales,* de gran importancia energética y turística, respectivamente.

No todos los volcanes presentan un mismo tipo de erupción, hay erupciones "tranquilas" en las cuales la lava rebalsa el cráter y escurre por las laderas del volcán. Por otra parte, existen otras paroxismales acompañadas de violentas explosiones que incluso superan en energía al estallido simultáneo de centenares de bombas "H".

A continuación se acompaña un cuadro resumido de tipos de erupciones y el tipo de volcán correspondiente:

Tipo	Características	Tipo de volcán
– Hawaiano, Fisural.	Lava fluida, alta temperatura (1.000-1.200°C), escasos piroclásticos.	Escudo, mesetas fisurales.
– Estromboliano.	Lava moderadamente fluida, temperaturas intermedias (900-1.100°C), eyección de piroclásticos.	Conos de piroclásticos, estratovolcanes.
– Vulcanismo.	Lava viscosa, temperaturas intermedias a bajas (800-1.000°C), hongos de piroclásticos.	Estratovolcanes, conos de piroclásticos.
– Peleano.	Lava viscosa, aludes de piroclásticos incandescentes. Temperaturas intermedias a bajas (700-1.000°C).	Domos, estratovolcanes.
– Pliniano.	Lava viscosa, explosiones extremadamente violentas con grandes hongos de piroclásticos (hasta 40.000 m de altura).	Estratovolcanes, calderas.
– Freatomagmáticas.	Lava viscosa, explosiones violentas, hongos de piroclásticos.	Maares.

Este cuadro, aunque muy resumido, revela ciertos aspectos muy significativos. Queda de manifiesto que a medida que la lava es más viscosa, las erupciones son más violentas.

Los gases magmáticos se desprenden fácilmente de la lava muy fluida, sin explosiones o con explosiones pequeñas. En la lava viscosa, sin embargo, las burbujas de gas que se separan de la masa fundida sólo pueden desprenderse con dificultad; en consecuencia, suelen acumularse en la masa hasta que la presión aumenta lo suficiente para romper el líquido que las rodea y las rocas solidificadas, produciendo una explosión. La fuerza de esta explosión depende de la cantidad de gases y de la presión alcanzada. Los materiales expulsados por la explosión pueden consistir en una lluvia de gotas que tienden a disgregarse más aún por la expansión del gas que encierran, o en fragmentos sólidos de rocas más antiguas o fragmentos sólidos o semisólidos de lava de la erupción actual. Por lo común se encuentran ambos tipos de materiales. Las gotas se enfrían en el aire convirtiéndose en vidrio volcánico (obsidiana, pómez).

La viscosidad del magma de la erupción depende en parte de factores como la temperatura y la cantidad de materias sólidas, incluidos los fragmentos de origen extraño y los cristales formados dentro del propio magma; pero el factor más importante es la cantidad de sílice de la masa fundida. La viscosidad parece guardar más relación con el grado de saturación de sílice que con el contenido absoluto de éste. Así, las lavas en que el sílice está unido en gran parte o totalmente a diversas bases son menos viscosas que aquellas que tienen más sílice del contenido en los compuestos silicatados, probablemente a causa de la formación en estas últimas de largos polímeros de tetraedros silícicos. Como el exceso de sílice es más probable que se produzca en las pastas más ricas en sílice, la viscosidad suele aumentar con el contenido silícico: las dacitas y riolitas suelen ser más viscosas que las andesitas y las andesitas más viscosas que los basaltos.

Como los largos períodos de inactividad hacen que la diferenciación en la cámara magmática produzca magma eruptable de alto contenido silícico y asimismo de mayor contenido volátil, las erupciones que siguen a largos períodos de tranquilidad suelen ser violentamente explosivas.

Otro hecho interesante es el papel de los piroclásticos que aumentan su volumen a medida que las erupciones son más explosivas.

Estos piroclásticos alcanzan variados tamaños desde la fina *ceniza* hasta los *bloques* y *bombas* de varios metros de diámetro y toneladas de peso; los fragmentos de tamaños intermedios entre la ceniza y los bloques, se denominan *lapilli* que comprende pómez y escoria (Cuadro 3).

Finalmente, cabe destacar tres fenómenos volcánicos comúnmente ligados a erupciones de estratovolcanes.

El primero de ellos se refiere a una etapa "obligada" en la evolución de un estratovolcán: la *caldera volcánica.* Esta estructura se origina cuando un estratovolcán, ya formado, sufre una gran explosión y un hundimiento del cono hacia el interior, originándose un gran "cráter" de varios kilómetros de diámetro denominado caldera. Posteriormente el volcán sigue su evolución y se edifican sobre la caldera nuevos conos (Figura 3).

El segundo, es un fenómeno asociado a la erupción de un estratovolcán cubierto de hielo y nieve. Al producirse la erupción, se produce un derretimiento violento de gran cantidad de hielo y nieve perennes acumuladas en los flancos del volcán. Esto suscita un torrente de agua, lodo, hielo y rocas que arrasa aguas abajo a velocidades de más de 150 km/hr, esta avalancha se denomina *lahar* y es uno de los fenómenos más catastróficos de una erupción volcánica. Comúnmente, los lahares son confundidos por lava.

CUADRO 3. Tipos de piroclásticos, depósitos y sus equivalentes litificados

PIROCLASTICO	TAMAÑO (mm)	EQUIVALENTE LITIFICADO
BLOQUES BOMBAS	> 64	BRECHA VOLCANICA AGLOMERADO
LAPILLI	2 - 64	TOBA DE LAPILLI
CENIZA	< 2	TOBA DE CENIZA

DEPOSITO PIROCLASTICO	EQUIVALENTE LITIFICADO
LAHARICO	BRECHA VOLCANICA O AGLOMERADO
FLUJO O ALUD INCANDESCENTE	BRECHA VOLCANICA IGNIMBRITA TOBA SOLDADA

Estudios geológicos han revelado lahares prehistóricos de volúmenes de hasta 5.000 km^3 que cubren áreas de 30.000 km^2, en el oeste de Norteamérica. En tiempos históricos se conoce un lahar generado durante una erupción del volcán Cotopaxi que alcanzó hasta 250 km de distancia.

El tercero, se refiere a la generación de los denominados *"flujos piroclásticos"* en erupciones muy explosivas. Estas efusiones se generan cuando grandes volúmenes de material piroclástico son emitidos y estas "nubes" de elevada temperatura se deslizan por las laderas de los estratovolcanes, debido a la alta densidad. Estos aludes incandescentes descienden a gran velocidad y recorren enormes distancias calcinando y cubriendo todo a su paso. Algunas erupciones de esta naturaleza están ligadas a fisuras y su volumen alcanza hasta 100 km^3 por flujo.

6.3. CARACTERISTICAS GENERALES DEL VOLCANISMO CUATERNARIO EN LOS ANDES CHILENOS

Distribución de los volcanes activos y durmientes y sus efusiones; rasgos geológicos (descripción, caracterización petrográfica y química); registro histórico de erupciones.

Los Andes chilenos comprenden una innumerable cadena de volcanes activos y durmientes que se interrumpe solamente entre las latitudes 28^o y 33^o sur. Hacia el norte de los 28^o los volcanes

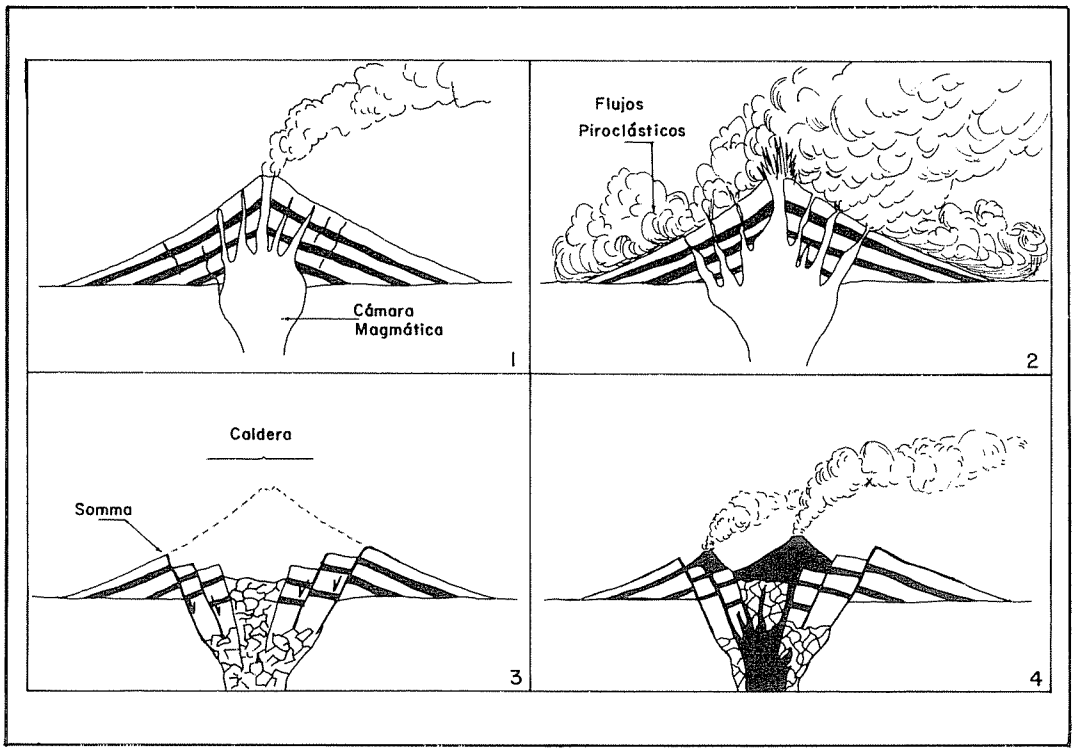


Figura 3. Evolución de un estratovolcán y origen de las calderas volcánicas (según Howell Williams, 1941, con modificaciones de H. Moreno).

cuaternarios configuran una verdadera "sierra volcánica" debido a la proximidad de los centros eruptivos. Cabe señalar que en la mayoría de los casos, sus bases están unidas y los flujos de lava se traslapan unos a otros. El eminente geólogo Dr. Juan Brüggen estimó en más de mil el número de volcanes del norte de Chile (1950, pág. 273); sin embargo, esta cifra aumentaría considerablemente si se contabilizaran todos los centros de emisión como volcanes independientes, es decir, estratovolcanes, conos piroclásticos, domos, maares, etc. Por citar un ejemplo, el volcán Parinacota del grupo de los Nevados de Payachata, al interior de Arica, comprende alrededor de 12 centros eruptivos (Katsui y González, 1968). En el mapa de la Figura 4 aparecen señalados los principales volcanes del norte de Chile y su categoría (activos históricamente, activos en tiempos geológicos recientes y durmientes).

Los volcanes de esta zona andina corresponden fundamentalmente a estratovolcanes, grandes calderas, domos y conos de piroclásticos. Los edificios volcánicos que se destacan son los estratovolcanes con estructuras que se elevan entre 1.000 y 2.000 metros sobre la Puna de Atacama, cuya altura oscila entre 4.000 y 4.500 metros sobre el nivel del mar. Los materiales volcánicos más abundantes en esta región están representados por flujos de lavas de superficies rugosas o de bloques angulosos, con espesores que oscilan entre 20 y 300 m, ignimbritas y depósitos de ceniza y lapilli cuyo principal constituyente es la pómez. Las lavas son viscosas, de formas lobuladas y en general, de escasa extensión. Los depósitos piroclásticos más extensos son las ignimbritas, algunas de las cuales cubren cientos de kilómetros cuadrados de superficie en torno a las calderas volcánicas que les dieron origen.

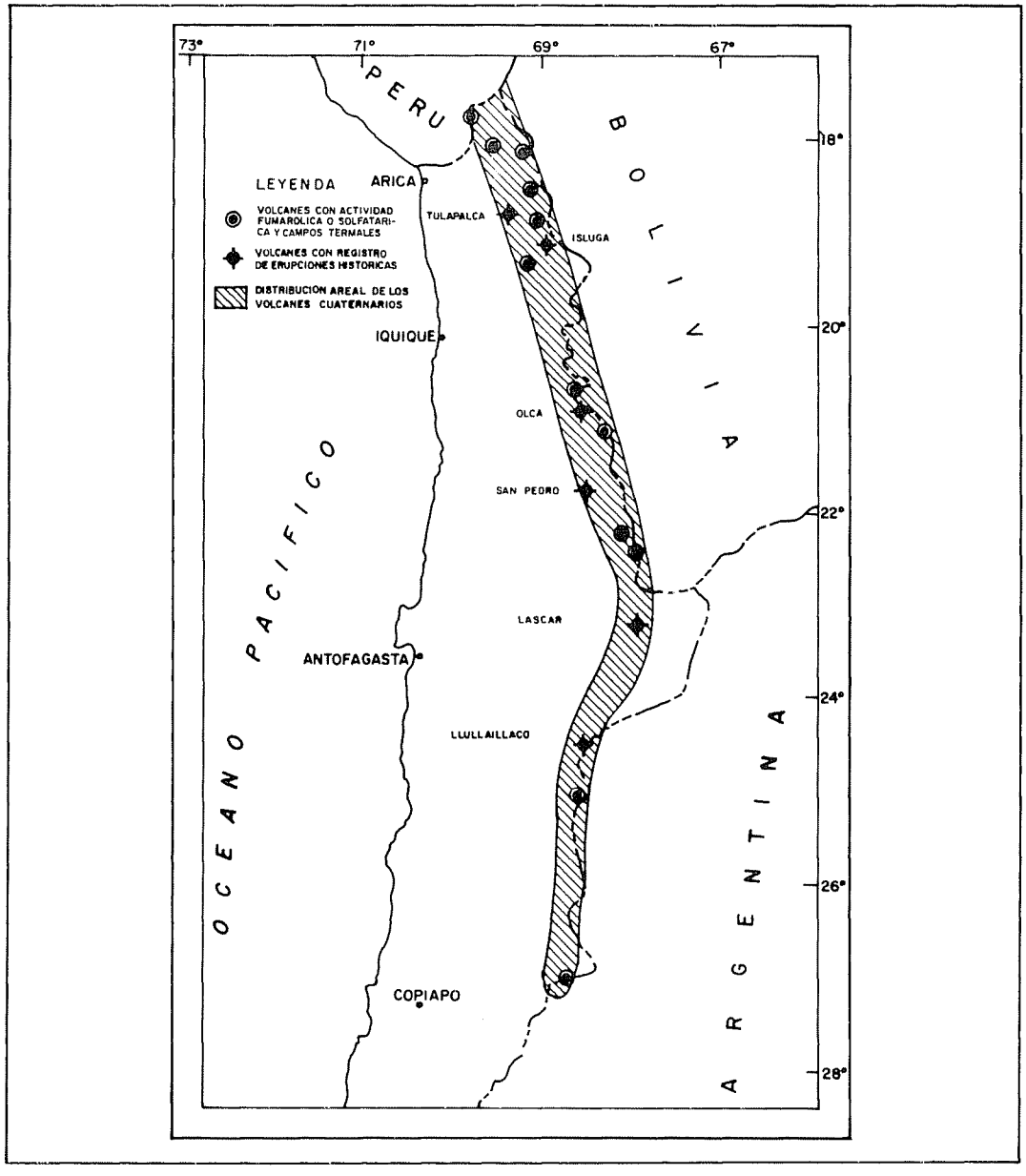


Figura 4. Distribución de los volcanes cuaternarios en los Andes del norte de Chile.

Desde el punto de vista petrográfico, los tipos de rocas más comunes corresponden esencialmente a andesitas y dacitas. También se reconocen riolitas y escasos basaltos. Las rocas son de textura porfírica con cristales de plagioclasas, piroxenos (angita e hiperstena), anfíbolas (hornblenda y lamprobolita), magnetita y ocasionalmente olivino, cuarzo, biotita y feldespato potásico (Sanidina) inmersos en una pasta vítrea. En el Cuadro 4 aparecen las composiciones químicas de algunas rocas volcánicas representativas del Norte Grande de Chile.

CUADRO 4. Tabla de análisis químicos representativos de rocas volcánicas cuaternarias de los Andes del norte de Chile (18° - 28° lat. sur)

	1	2	3
SiO_2	58,56	65,60	73,02
Al_2O_3	19,01	15,70	13,99
Fe_2O_3	4,03	3,95	1,20
FeO	1,43	0,63	0,26
MgO	1,83	1,54	0,40
CaO	5,18	3,19	1,00
Na_2O	4,37	3,45	3,81
K_2O	2,74	3,48	4,92
TiO_2	0,74	0,52	0,21
MnO	0,09	0,06	0,04
P_2O_5	0,42	0,16	0,09
H_2O	1,27	1,00	1,04

Muestra N° 1: Andesita del volcán Isluga.
2: Dacita del volcán Pabellón del Inca.
3: Riolita del volcán Lauca.

La ausencia de volcanes cuaternarios entre las latitudes 28° y 33° sur se debe a las condiciones tectónicas de esa zona, es decir, a las características estructurales mayores. Aparentemente, el pequeño ángulo de subducción de la Placa de Nazca en este sector, no permitió la generación de magmas durante el Cuaternario.

Desde los 33° de latitud hacia el sur, se reanuda la cadena volcánica con el Tupungato y se extiende de manera continua durante 2.100 kilómetros hasta terminar con el volcán Burney en la latitud 52° sur.

En este sector, la distancia promedio entre los grandes estratovolcanes que, en realidad, constituyen agrupaciones importantes de centros eruptivos ("grupos volcánicos") es de unos 50 kilómetros. En consecuencia, en esta zona existen alrededor de 40 grupos volcánicos que comprenden estratovolcanes, calderas, conos de piroclásticos y algunos domos y maares. El número de centros de emisión por grupo es muy variable y por citar ejemplos, el Nevado de Longaví (36° lat. sur) comprende 4 centros, mientras que Antillanca (41° lat. sur) encierra alrededor de 70 centros eruptivos. En consecuencia, es muy difícil responder a la pregunta ¿cuántos volcanes hay en Chile? En todo caso, su número se eleva a varios miles. El mapa de la Figura 5 contiene los principales volcanes de las zonas central, sur y austral de Chile y su categoría (activos históricamente, activos en tiempos geológicos recientes y durmientes).

Los grandes conos volcánicos que se destacan en la cordillera andina de esta zona, corresponde en su mayoría a estratovolcanes compuestos, es decir, han sufrido al menos una etapa de colapso del

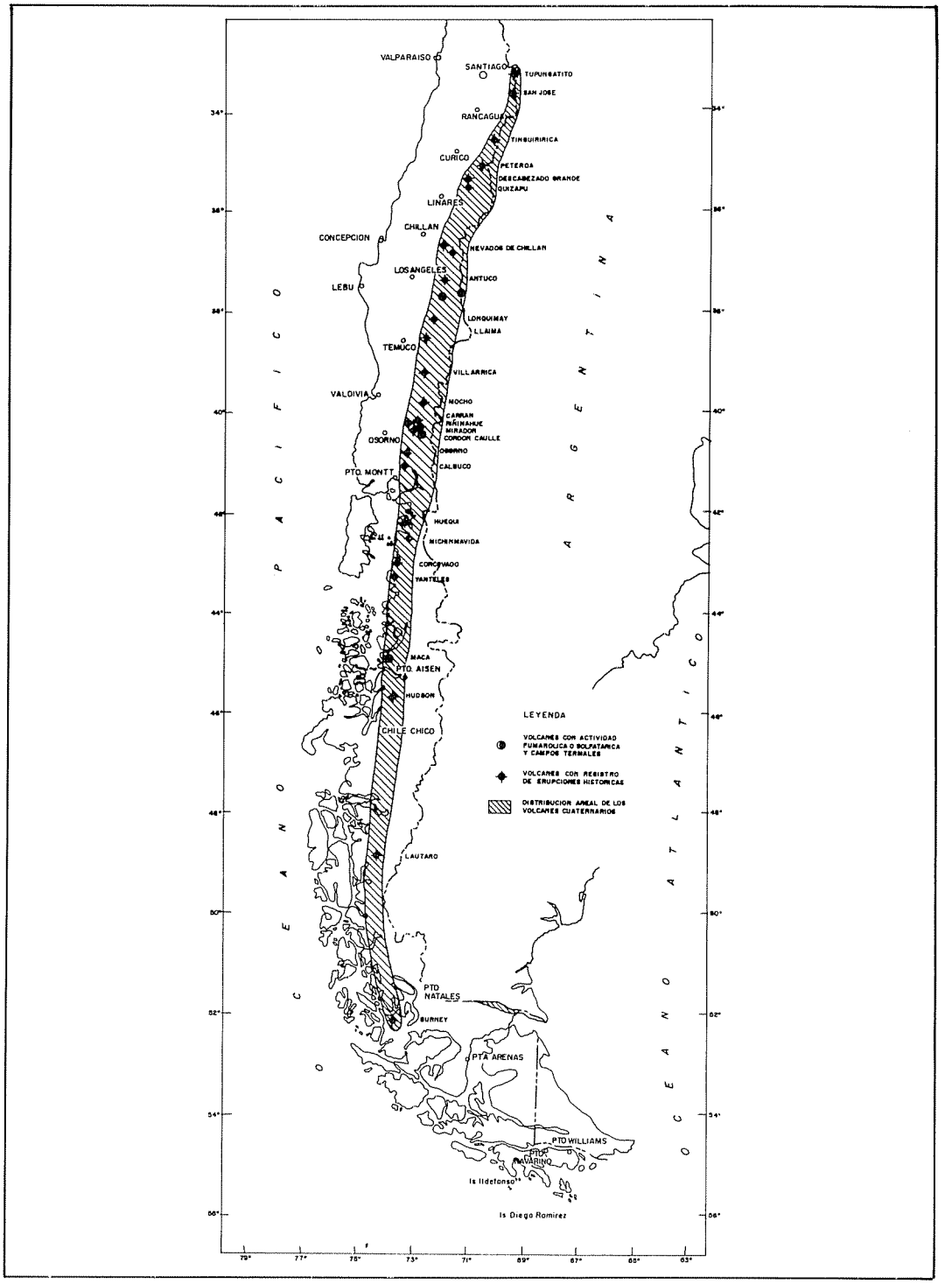


Figura 5. Distribución de los volcanes cuaternarios en los Andes de Chile central, sur y austral.

cono con generación de caldera. Un ejemplo clásico es el volcán Antuco cuyo perfil se asemeja al del famoso Vesubio (cono central) con su Monte Somma (borde de la caldera) en Nápoles, Italia. La altura promedio de los estratovolcanes es de unos 2.000 metros sobre el nivel base, cuya elevación va disminuyendo paulatinamente hacia el sur, desde 400 metros en la latitud de Santiago hasta unos 100 metros en los 52° lat. sur.

En esta zona los materiales volcánicos emitidos corresponden a flujos de lavas, depósitos de flujos piroclásticos (ignimbritas) y depósitos de ceniza y lapilli con presencia de pómez y escoria. Ligados a la actividad volcánica se reconocen además, gruesos y extensos depósitos laháricos generados por la fusión repentina del hielo en los estratovolcanes más elevados. En consecuencia, a lo largo de la Depresión Longitudinal de Chile entre Santiago y Puerto Montt, es posible observar varios abanicos de depósitos piroclásticos generados por mecanismos de aludes incandescentes y flujos laháricos.

La composición petrográfica, mineralógica y química de las rocas volcánicas presenta diferencias notables en sentidos norte-sur. De este modo, se han definido a la fecha, al menos tres "provincias petrográficas". La más septentrional se extiende entre las latitudes 33° y 36° sur y se caracteriza por presentar basaltos, andesitas y dacitas, con algunas riolitas subordinadas. Las rocas son porfíricas con cristales de plagioclasas, piroxenos (augita e hiperstena), anfíbolas (hornblenda y lamprobolita), magnetita y ocasionalmente olivino, cuarzo y biotita, en una masa fundamental microcristalina o vítrea. El cuadro 5 expone una tabla con las composiciones químicas de algunas rocas volcánicas representativas de esta provincia.

CUADRO 5. Tabla de análisis químicos representativos de rocas volcánicas cuaternarias de los Andes de Chile central (33° - 36° lat. sur)

	1	2	3	4
SiO_2	50,90	57,36	67,92	72,36
Al_2O_3	18,83	18,19	16,04	15,21
Fe_2O_3	3,33	5,10	1,18	0,97
FeO	5,07	0,94	2,12	0,63
MgO	5,81	3,21	0,98	0,44
CaO	8,62	5,10	1,40	1,55
Na_2O	3,74	4,09	4,53	4,22
K_2O	0,73	2,05	3,18	3,82
TiO_2	0,92	0,75	0,51	0,28
MnO	0,13	0,12	0,09	0,03
P_2O_5	0,23	0,48	0,17	0,10
H_2O	1,65	3,02	1,75	0,68

Muestra N° 1: Basalto del volcán Peteroa.
2: Andesita del volcán Marmolejo.
3: Dacita de laguna del Maule.
4: Riolita de laguna del Maule.

La provincia petrográfica intermedia se extiende entre las latitudes 36° y 42° sur. En esta provincia, las rocas volcánicas más comunes corresponden a basaltos y dacitas con andesitas subordinadas. Son rocas de textura porfírica o afanítica con cristales de plagioclasas, piroxenos (augita e hiperstena) y olivino, en una masa fundamental microcristalina o vítrea. Debido a la gran diferencia composicional de los tipos petrográficos más comunes (basaltos y dacitas), los flujos de lava respectivos también presentan marcadas diferencias morfológicas y superficiales. Por ejemplo, mientras las corrientes de lavas basálticas tienen longitudes de hasta 20 kilómetros, con espesores de 2 a 3 metros y superficies escoriáceas; las lavas dacíticas son mucho más cortas, lobuladas, con espesores de hasta 50 m y superficies que asemejan un hacinamiento de bloques angulosos. En el Cuadro 6 aparecen las composiciones químicas de algunas rocas volcánicas representativas de esta provincia.

La provincia petrográfica más meridional se extiende al sur del paralelo 42° lat. sur y se caracteriza por la presencia de basaltos, andesitas y dacitas con riolitas subordinadas. Las rocas son porfíricas o afaníticas con cristales de plagioclasas, piroxenos (augita e hiperstena) anfíbolas (hornblenda y lamprobolita), magnetita y ocasionalmente olivino, cuarzo y biotita en una pasta microcristalina o vítrea. Cabe señalar, no obstante, que esta zona es la más desconocida geológicamente, por lo tanto los datos disponibles son escasos y los muestreos efectuados son muy locales. De este modo, las composiciones químicas del Cuadro 7 no son representativas en sentido regional.

Fuera de la cadena andina, el territorio chileno comprende algunos volcanes cuaternarios en la Antártica y en las islas del Océano Pacífico. El volcanismo antártico se concentra fundamentalmente en el margen sur de las islas Shetland y en la isla Ross al este del extremo norte de la Tierra de O'Higgins.

CUADRO 6. Tabla de análisis químicos representativos de rocas volcánicas cuaternarias de los Andes del sur de Chile (37° - 42° lat. sur)

	1	2	3
SiO_2	51,50	58,33	68,98
Al_2O_3	20,48	17,77	15,60
Fe_2O_3	3,54	2,70	0,91
FeO	5,57	3,16	3,26
MgO	3,68	3,19	0,47
CaO	10,62	5,18	1,95
Na_2O	2,69	3,74	5,10
K_2O	0,41	2,07	2,62
TiO_2	0,60	0,80	0,66
P_2O_5	0,14	0,28	0,10
MnO	0,13	0,09	0,13
H_2O	0,68	2,56	0,28

Muestra N° 1: Basalto del volcán Osorno.
2: Andesita del volcán Chillán.
3: Dacita del volcán Cordón Caulle.

CUADRO 7. Tabla de análisis químicos representativos de rocas volcánicas cuaternarias de los Andes de Chile austral (43° - 53° lat. sur)

	1	2	3
SiO_2	52,79	55,31	64,14
Al_2O_3	16,20	19,99	17,69
Fe_2O_2	2,51	1,76	–
FeO	8,38	6,34	4,24
MgO	3,74	3,76	2,42
CaO	6,96	7,96	5,85
Na_2O	4,52	3,45	4,12
K_2O	1,30	0,64	0,89
TiO_2	2,38	0,77	0,56
MnO	0,19	0,10	0,08
P_2O_5	0,53	–	–
H_2O	0,35	–	–

Muestra N° 1: Basalto del volcán Hudson.
2: Andesita del volcán Huequi.
3: Promedio 5 dacitas del volcán Burney.

Los centros de emisión están representados por estratovolcanes, grandes calderas como la isla Decepción y algunos maares. Petrográficamente las rocas volcánicas corresponden a basaltos, andesitas y dacitas con presencia de cristales de plagioclasas, piroxenos (augita e hiperstena) y olivino.

El volcanismo insular Pacífico comprende las islas de Pascua, Sala y Gómez, San Félix, San Ambrosio, y el archipiélago de Juan Fernández. Todas ellas presentan centros de emisión ubicados en las cumbres de grandes volcanes submarinos. Antecedentes geocronológicos han revelado edades terciarias y cuaternarias para las rocas volcánicas, o sea, en algunas islas la actividad eruptiva finalizó hace varios millones de años. La composición petrográfica y química de los materiales volcánicos difiere notablemente de las rocas andinas y antárticas. En efecto, se reconocen tipos litológicos pertenecientes a series petrográficas más alcalinas, es decir, con mayores contenidos de Na_2O y K_2O, propias del volcanismo oceánico (Placa de Nazca).

El registro histórico de la actividad volcánica en los Andes chilenos se expone en el Cuadro 8. Es importante mencionar, sin embargo, la escasez de información fidedigna y la confusión que revelan las fechas de observaciones efectuadas con anterioridad a este siglo. La explicación es simple, pues, Chile es un país joven, cuyo sur fue colonizado con posterioridad al año 1850. Por lo tanto, el registro de actividad volcánica es incompleto y sólo se disponen de datos emanados durante las exploraciones efectuadas por eruditos como Domeyko, Darwin o Phillipi.

CUADRO 8. Lista de erupciones históricas en volcanes de los Andes chilenos

Nombre del volcán	Latitud	Altura	Años de erupciones
Tulapalca	18°42′	4.876 m	1802, 1862
Isluga	19°09′	5.530 m	1863, 1868, 1869, 1877, 1878, 1885
Olca	20°56′	5.310 m	1865-67
San Pedro	21°53′	6.159 m	1877, 1891, 1901, 1911
Láscar	23°22′	5.641 m	1848, 1853-54, 1933, 1952, 1959, 1960, 1969, 1972
Llullaillaco	24°44′	6.723 m	1854, 1868, 1877
Tupungatito	33°23′	5.640 m	1829, 1897, 1907, 1925, 1958-61, 1968, 1980
San José	33°48′	5.880 m	1822, 1838, 1881, 1889, 1895-97, 1931, 1941
Tinguiririca	34°49′	4.300 m	1917
Peteroa	35°16′	4.090 m	1762, 1835, 1837, 1860, 1872, 1878, 1889-96, 1937, 1967
Descabezado Grande	35°36′	3.830 m	1932
Quizapu	35°39′	3.050 m	1846, 1910-32, 1967
Nevados de Chillán			
Cerro Blanco	36°50′	3.169 m	1750-51, 1861-65
Chillán Nuevo	36°54′	3.100 m	1906, 1973-83
Chillán Viejo	36°55′	3.089 m	1891, 1898
Antuco	37°24′	2.985 m	1752, 1806, 1820, 1828, 1839, 1845, 1853
Lonquimay	38°22′	2.822 m	1853, 1887, 1889
Llaima	38°42′	3.124 m	1640, 1751-52, 1852-53, 1862, 1864, 1866, 1872, 1874, 1876, 1887, 1889, 1903, 1917, 1922, 1927, 1930, 1941, 1957, 1960, 1979
Villarrica	39°25′	2.841 m	1640, 1806, 1860, 1869, 1874, 1875-76, 1877, 1883, 1893-94, 1908, 1910, 1920, 1948, 1950, 1964, 1971
Mocho	39°56′	2.430 m	1864
Carrán	40°21′	350 m	1955
Riñinahue	40°22′	400 m	1907
Mirador	40°21′	700 m	1979
Cordón Caulle	40°30′	1.700 m	1893, 1921-22, 1929, 1934, 1960
Osorno	41°06′	2.652 m	1719, 1790, 1834, 1835, 1850
Calbuco	41°19′	2.015 m	1837-38, 1906, 1909, 1912, 1917, 1929, 1961, 1974
Huequi	42°22′	1.316 m	1893, 1896, 1907, 1920
Michinmávida	42°47′	2.404 m	1834-35
Corcovado	43°11′	2.300 m	1834-35
Yanteles	43°29′	2.050 m	1834-35
Hudson	46°10′	2:500 m	1971
Lautaro	49°01′	3.380 m	1945, 1960
Burney	52°20′	1.758 m	1910

6.4. DISTRIBUCION Y CARACTERISTICAS DE LOS DEPOSITOS PIROCLASTICOS EN LAS ZONAS CENTRAL Y SUR DE CHILE

Generalidades, depósitos eólicos, depósitos de flujos piroclásticos, depósitos laháricos, depósitos retransportados (mixtos), descripción de los depósitos piroclásticos de la depresión longitudinal de Chile.

La actividad volcánica cuaternaria de los Andes de Chile central y sur, se ha caracterizado por la gran intensidad de sus erupciones y los considerables volúmenes de materiales emitidos. En efecto, estudios geológicos revelan la violencia de algunas erupciones cuyos productos se extendieron hacia la depresión longitudinal e incluso, alcanzaron las costas del Océano Pacífico. El volumen de material emitido por los volcanes durante el cuaternario en las zonas central y sur de Chile se puede estimar en 8.000 km^3, de los cuales 5.000 km^3 corresponderían a los cuerpos volcánicos y los 3.000 km^3 restantes, a los depósitos eólicos y flujos piroclásticos. Hay que considerar, no obstante, que gran parte de los piroclásticos más finos (cenizas y polvo volcánico) han sido transportados hacia el territorio argentino, por la acción de los vientos del oeste (ver Figuras 6 y 7). Este fenómeno debe haberse producido durante todo el cuaternario, según se desprende de la ausencia de depósitos eólicos de espesor significativo en la depresión longitudinal de Chile, con la excepción del extremo sur (39° - 41°30'), en donde los volcanes están localizados en el margen occidental andino y su número es elevado. Hay que considerar además, que en esta zona hay gran influencia de los vientos del este ("puelche"). En consecuencia, los depósitos eólicos de piroclásticos se distribuyen esencialmente en los valles y flancos de la cordillera andina chilena hasta la latitud 39°. Desde esta latitud hacia el sur, los depósitos se extienden hacia la depresión longitudinal (Figura 8).

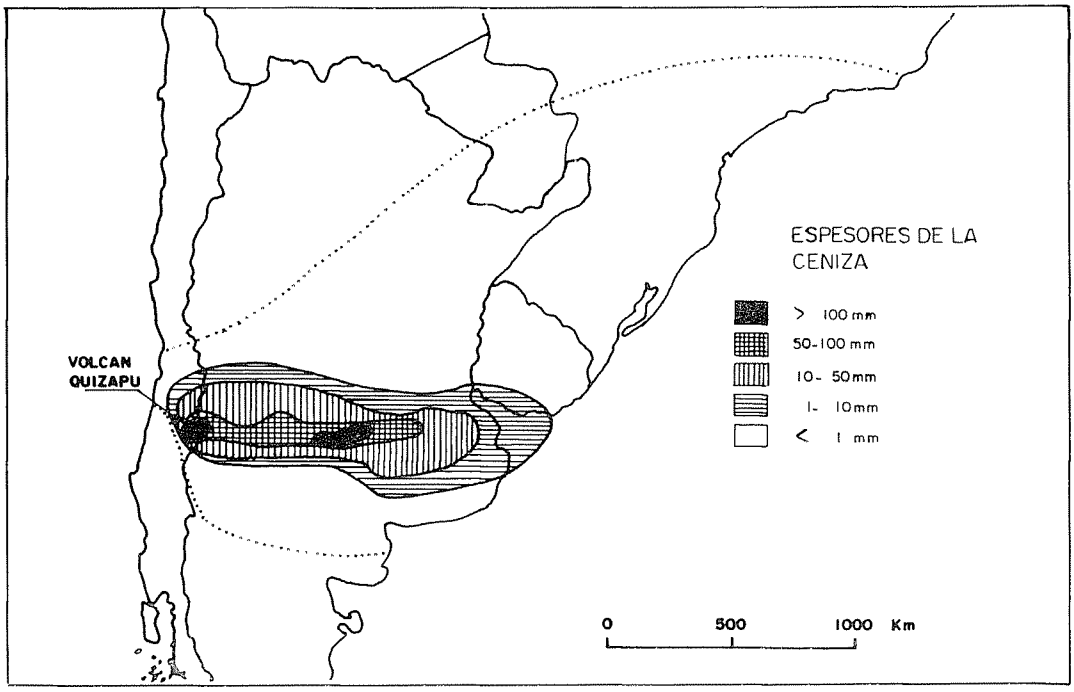


Figura 6. Distribución de las cenizas del volcán Quizapu en 1932 (según Larsson, 1937).

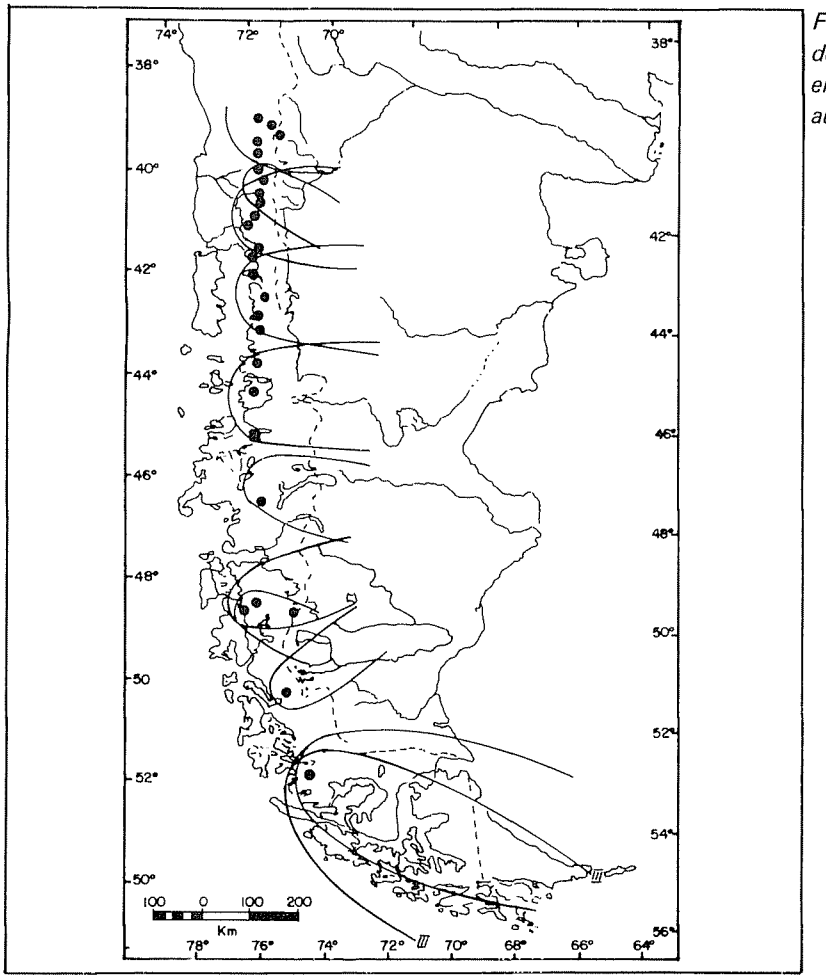


Figura 7. Propagación de las cenizas volcánicas en los volcanes andinos australes. Salmi (1941).

De esta manera, se han originado gruesas capas de lapilli y ceniza en áreas interiores de la cordillera, especialmente al este de los centros volcánicos más activos. Entre ellas se pueden mencionar la Laguna del Maule, Laguna del Laja, Lonquimay, Curarrehue, Coñaripe, Neltume, Lago Maihue, Pajaritos, Lago Todos los Santos y Ralún. Al oeste de esta área con importantes acumulaciones piroclásticas eólicas, hay una franja norte-sur con suelos que evidencian una participación significativa de cenizas eólicas (Figura 8). Esta franja se ensancha desde el sector de Loncoche al sur y domina gran parte de la depresión longitudinal, en donde se encuentran las localidades de La Unión, Río Bueno, Osorno, Entrelagos, Purranque, Puerto Varas y Puerto Montt. En esta zona las cenizas eólicas se depositaron cubriendo otros materiales sedimentarios y volcánicos más antiguos. Debido a la acción de la lluvia y de los ríos, parte de esta cubierta fue removida y retransportada dejando al descubierto los estratos inferiores. En consecuencia, localmente es posible encontrar suelos desarrollados sobre materiales más antiguos de origen sedimentario (Fluvial, lacustre o glacial), volcánico (flujo de piroclásticos, lahares). Por otra parte, las cenizas removidas por la acción del agua se mezclan con sedimentos y dan lugar a depósitos mixtos. Estos depósitos están ampliamente extendidos a lo largo de la depresión longitudinal y comúnmente se les confunden de los depósitos eólicos francos.

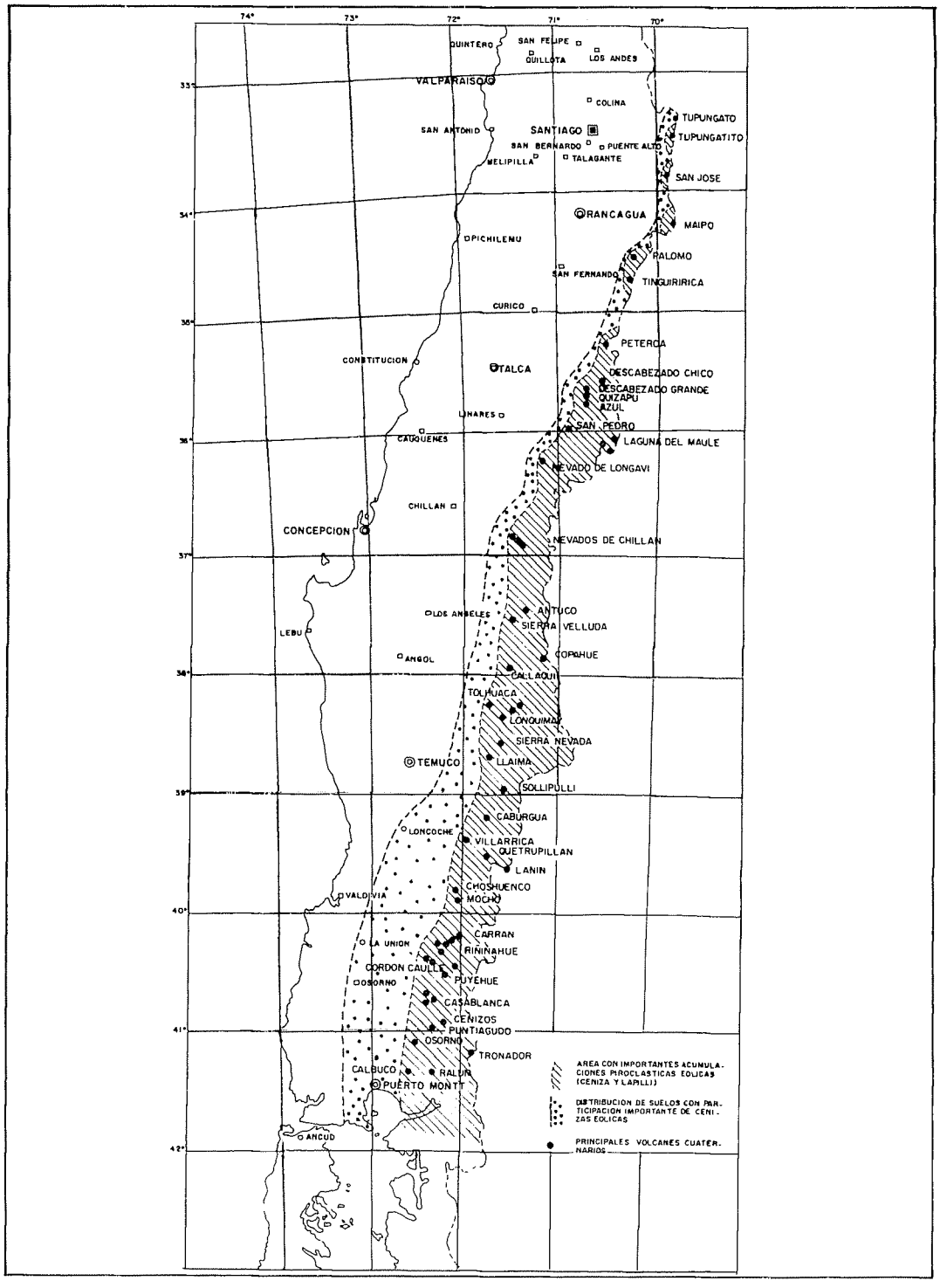


Figura 8. Distribución de los piroclásticos eólicos en las zonas central y sur de Chile.

Los flujos piroclásticos y laháricos descendieron desde los volcanes andinos hacia la depresión longitudinal utilizando los valles glaciales y/o fluviales como corredores naturales. Los flujos más voluminosos rellenaron parte de la cuenca y continuaron su avance hacia el oeste dentro de los valles de la Cordillera de la Costa, alcanzando el mar en varias localidades. La generación de flujos piroclásticos está ligada al volcanismo de composición intermedia a ácida, es decir, andesítico, dacítico y riolítico. En efecto, grupos volcánicos como el Descabezado Grande y los Nevados de Chillán eruptaron grandes aludes incandescentes que arrasaron con la vida orgánica de la depresión longitudinal. Estos materiales son esencialmente de composición dacítica-riolítica. Por otra parte, la ocurrencia de glaciaciones durante el cuaternario, significó un notable incremento en el volumen de los hielos cordilleranos. Por lo tanto, gigantescos lahares fueron generados durante esta época y, al igual que los flujos piroclásticos, algunos alcanzaron el mar. Entre los más importantes, cabe destacar a los lahares de Teno, Laja, Malleco y Osorno. Tanto los depósitos de flujos piroclásticos como los depósitos laháricos, están interestratificados con sedimentos fluviales, glaciales y/o lacustres. Sobre este complejo de materiales sedimentarios y volcánicos se desarrollan los suelos de la depresión longitudinal de Chile entre Santiago y Puerto Montt.

A continuación, se describen los principales depósitos de origen volcánico que rellenan la depresión longitudinal entre los paralelos 34°00' (Angostura) y 41°30' (Puerto Montt):

6.4.1. Abanico lahárico pumicítico de la hoya de Rapel (Pleistoceno medio)

Esta unidad sedimentario-volcánica aflora en el sector de la desembocadura, en la depresión central, del estero Codegua y río Cachapoal, y en el área en que confluyen los ríos Cachapoal y Tinguiririca para dar origen al río Rapel. Está integrada por gruesos depósitos de cenizas pumicíticas masivas con piedra pómez distribuidas desuniformemente (o caóticas), de tamaños comprendidos entre 2 y 15 cm y clastos líticos angulosos de composición variada y tamaños comprendidos entre 5 y 20 cm. Estos fragmentos en algunos niveles, especialmente altos, presentan esbozos de arreglo en forma de bolsones. La matriz es predominantemente con respecto a los clastos y está integrada por "shards" de vidrio volcánico transparente en un 80 a 90% del volumen total del depósito acompañado por granos de biotita, cuarzo y granos líticos. La granulometría de la matriz equivale a arenas medias a muy finas (0,5 - 0,062 mm).

En el sector del estero Codegua denominado La Leonera estos depósitos presentan un espesor aflorante de unos 30 a 40 metros. En el sector de Machalí-Nogales se ha estimado un espesor del orden de los 80 metros en los cuales estarían representados dos flujos superpuestos caracterizados por una tendencia al mejoramiento del grado de estratificación hacia los niveles altos de cada uno de ellos. Estos mismos depósitos se extienden casi sin interrupción hasta el sector de laguna de Cauquenes en el río Cachapoal.

En el área de la depresión longitudinal, los depósitos de esta unidad han sido reconocidos en un pozo "arenero" cortado en la localidad de Los Fresnos, 2,5 km al norte de Rancagua. En este afloramiento artificial se ubican unos 2 a 3 metros de cenizas subyaciendo unos 10 metros de ripio y arenas fluviales de la unidad "Abanico de Rancagua". También se les ha reconocido en un corte artificial al interior de la Cuenca de la antigua laguna de Taguatagua en donde subyacen a 11 metros de los depósitos de la unidad "Cuenca lacustre de laguna de Taguatagua". Estas cenizas afloran además con gruesos espesores en el sector situado al sur de la Angostura de Paine, más al norte del límite septentrional de la Hoja Rancagua-Curicó.

En el sector de Peralillo y la Junta del río Rapel así como en el valle de Las Palmas y del estero Alhué aflora un grueso paquete de esta unidad la cual alcanza espesores aflorantes del orden de los 30 metros.

Esta unidad ha sido interpretada como de origen lahárico estableciéndose una edad mínima para ella de 57.000 años AP (Varela, 1976) muy probablemente del Pleistoceno Medio (Glacial Mindel o Riss). Santana (1971) establece una correlación entre estos depósitos y materiales cineríticos pumicíticos similares que afloran en la Cuenca de Santiago.

6.4.2. **Colada lahárica de isla de Briones** (Pleistoceno medio-superior)

Esta unidad se distribuye en el curso superior del río Tinguiririca y estero Antivero cerca de su desembocadura en el "Valle Longitudinal". Está constituida por un grueso paquete lahárico que presenta un espesor de unos 5 a 6 m en el sector de Puente Negro alcanzando aguas arriba un espesor de 60 a 80 metros en el área de La Rufina. La constituye un agregado caótico de clastos y bloques angulosos a subredondeados de composición volcánica intermedia dentro una matriz cinerítica compuesta por lapilli, arena y ceniza de granulometría equivalente a arenas medias a gruesas y composición intermedia a ácida. Esta unidad desarrolla en su superficie "cerrillos" o hummocks, los cuales caracterizan la topografía del fondo del valle del sector comprendido entre Puente Negro y Montecillos chicos. Esta unidad ha sido interpretada como productos de corrientes laháricas originadas en la actividad volcánica desarrollada en el centro volcánico del Tinguiririca durante el Pleistoceno Superior a Medio. Esta unidad ha sido descrita también por Abele (1981), quien les atribuye también un origen lahárico.

6.4.3. **Los lahares de Teno** (Pleistoceno superior-Holoceno?)

Entre las localidades de Quinta y Sarmiento se reconocen depósitos caóticos que corresponden a lahares provenientes del grupo volcánico Peteroa-Planchón (Borde, 1966; Macphail y Saa, 1967; Davidson, 1974). Considerando la expresión topográfica, grado de consolidación y posición estratigráfica se pudo separar, al menos, dos depósitos laháricos: Teno I y Teno II.

El depósito lahárico Teno I es el más antiguo y se extiende desde Los Queñes hasta la localidad de Rauco. Se dispone sobre rodados fluviales y subyace a Teno II y fluviales más modernos.

Las características del depósito Teno I son: buena consolidación y compactación, clastos angulosos y subredondeados (de hasta 2 m de diámetro) basálticos, dacíticos, andesíticos y granodioríticos, en una matriz arenosa-cinerítica, color general café amarillento, espesor superior a 20 m. Este depósito no presenta relieve superficial de cerrillos.

El depósito lahárico Teno II cubre en gran parte el depósito Teno I y subyace a depósitos fluviales recientes. Sus características son: mala consolidación (blando a moderadamente blando), clastos angulosos a subangulosos de hasta 0,4 m de diámetro, casi exclusivamente basálticos, color general azul grisáceo (5 PB 5/2), abundante matriz cinerítica basáltica, espesor superior a 4 m. Presenta en superficie un típico relieve de cerrillos de 6 a 10 m de altura por unos 30 m de diámetro.

Los clástos del depósito Teno I corresponden en un 70% a rocas volcánicas modernas (basaltos porfíricos) y en un 30% a rocas volcánicas e intrusivas más antiguas (granitoides). En el depósito Teno II, esta proporción es de aproximadamente 95 y 5%, respectivamente.

6.4.4. Abanico piroclástico de Río Claro-Talca (Pleistoceno)

Esta unidad se extiende a todo lo ancho de la depresión central entre las localidades de Molina y Talca cubriendo además algunos sectores de los valles del curso superior (Cordillera de los Andes) de los ríos Claro y Lontué así como sectores de los valles del curso inferior (Cordillera de la Costa) del río Lontué, estero Picazo, estero de Los Puercos y estero Cochipivil-Vaquería. Esta unidad está constituida principalmente por depósitos potentes que en algunos sectores superan los 100 m de cenizas y lapilli de colores claros y carácter ácido compuestos por esquirlas vítreas y tabletas de plagioclasa con fragmentos de pómez. La consistencia de estas cenizas varía desde muy sueltas y pulverulentas en el área occidental hasta muy consolidada, en parte ignimbríticas en el sector oriental (zona de Astillero). Los depósitos cineríticos superiores de la serie rellenan en el sector de Itahue-Camarico pequeñas cuencas y canales labrados en los depósitos cineríticos inferiores. El origen de estos depósitos corresponden al de flujos de cenizas o "ashflow" que en parte pueden haber comprendido fenómenos del tipo nube ardiente. Estos flujos provinieron aparentemente del grupo volcánico del Descabezado.

6.4.5. Abanico piroclástico de Vilches (Pleistoceno inferior)

Esta unidad se extiende en el valle superior del río Lircay entre la localidad de Los Montes y las Nacientes del mencionado río, constituyendo un gran depósito de a lo menos unos 100 metros de potencia con una fuerte pendiente superficial, e integrado por aglomerados volcánicos de composición andesítica con intercalaciones de depósitos laháricos. Este abanico habría sido originado por la actividad volcánica desarrollada en un centro volcánico no reconocido aún, el cual se ubicaría al oriente del cerro Picazo. Drake (1974) ha fechado la secuencia volcánica ignimbrítica de composición andesítica con la cual engrana esta unidad en el sector del cerro Picazo; este fechado indica una edad de 600.000 a 1.300.000 años AP para esta unidad.

6.4.6. Abanico piroclástico del curso medio del río Perquilauquén (Pleistoceno)

Esta unidad se extiende en la mitad occidental de la depresión longitudinal en el sector comprendido entre el área de confluencia del río Putagán en el Loncomilla y el río Ñuble. Esta unidad da lugar en el área indicada a una extensa planicie constituida por cenizas de colores claros y carácter ácido con diferentes grados de consolidación (o cementación) en las cuales se intercalan algunos estratos de depósitos cenerítico-lacustres. En la zona de Purapel se reconocieron niveles con restos plantíferos carbonizados mientras que en el área de los esteros Tintivilo y Curipeumo fueron hallados dentro de las cenizas restos óseos de vertebrados posiblemente megaterios y caballo fósil. Estos depósitos cineríticos presentan espesores mínimos del orden de los 30 metros y se encuentran recubriendo en la zona del estero Belco y en el área de confluencia del río Purapel con el Perquilauquén un grueso depósito de lahar muy consolidado color gris oscuro, clastos de tamaños muy variados y compilares con algunos del rango bloque predominante los clastos líticos volcánicos de composición básica, matriz de ceniza oscura consolidada.

El origen de esta unidad cinerítica corresponde a flujos piroclásticos ("ash flow") principalmente del tipo cenizas de carácter ácido, las cuales procederían aparentemente del grupo de volcanes de Los Nevados de Chillán.

6.4.7. Abanico piroclástico de San Ignacio (Pleistoceno)

Esta unidad se extiende prácticamente a todo lo ancho de la depresión longitudinal en el sector comprendido entre el río Chillán y el río Diguillín con una prolongación hacia el sector de San Nicolás y San Agustín en la Cordillera de la Costa. Corresponde a un abanico casi plano de suave inclinación, que está constituido en su nivel superior por cenizas ácidas a intermedias de colores claros y estructuras internas laminadas y masivas en diferentes niveles. El grado de consolidación de estas cenizas es variado e incluye desde clastos pulverulentos sueltos hasta soldados y muy litificados. Estas cenizas presentan en algunos sectores espesores aflorables de 25 a 30 m con niveles de piedras pómez y lapillis y en algunos casos arenas. Bajo las cenizas se ubican, en la zona del río Chillán-Rucapequén, arenas fluviales con un cierto grado de consolidación y alteración, las cuales presentan un color gris azulado que le es característico. En las restantes regiones, tanto al este como al oeste de la zona señalada, se ubican bajo las cenizas, depósitos laháricos gruesos.

Los materiales piroclásticos de esta unidad han sido originados por flujos cineríticos de temperaturas comprendidas entre bajos niveles y niveles equivalentes al de nubes ardientes. Estos flujos provendrían del grupo volcánico Los Nevados de Chillán. Ellos se desplazaron sobre un abanico preexistente de carácter lahárico. Esta unidad corresponde en su conjunto a un abanico poligénico.

6.4.8. Abanico piroclástico de Pemuco (Pleistoceno superior)

Esta unidad se extiende a todo lo ancho de la depresión longitudinal en el sector comprendido entre el río Dilliquén y el río Itata. Corresponde a un amplio abanico de pendiente relativamente fuerte hacia el este que asciende desde una cota de 100 m.s.n.m. en el extremo distal hasta una cota de 1.100 m.s.n.m. en su sector apical donde pasa gradualmente a través de un engrane a una secuencia volcánica superior. El reconocimiento de los materiales constitutivos de esta unidad sólo cubre los niveles más superficiales, éstos corresponden a un paquete de cenizas de carácter ácido a intermedio alterados en parte a arcilla de colores pardo rojizos. Bajo estas cenizas se dispone un paquete lahárico potente y muy consolidado de color gris oscuro, constituido por clastos de tamaños variados y formas angulosas que corresponden principalmente a basaltos y matriz cinerítica vítrea. La formación de estos depósitos corresponden a potentes flujos laháricos que culminan con la depositación de flujos cineríticos todos ellos provenientes de un centro volcánico situado en el área cordillerana andina situado inmediatamente al este de la zona apical del abanico. Este centro de emisión volcánica reconocido en este estudio ha sido denominado volcán Dañicalqui.

6.4.9. Abanico lahárico del Salto del Laja (Pleistoceno superior)

Esta unidad se extiende interrumpidamente siempre a lo largo de la depresión central en el tramo comprendido entre el estero Batuco-río Laja y el río Rarinco así como en diferentes pautas de los márgenes del valle superior del río Laja y río Coreo. Esta unidad conforma un abanico bastante plano, algo abombado en su sector central y está constituida por un manto lahárico más bien delgado con un alto grado de consolidación, lo cual le confiere el carácter de un "banco". Este "banco" presenta espesores variables entre 1 a 2 y 6 metros y está constituido por un agregado consolidado de color gris pardusco con fragmentos de formas angulosas y tamaños muy variados que van desde algunos centímetros hasta bloques de unos 15 metros de diámetro; la composición de éstos es predominantemente basáltica con algunos fragmentos andesíticos y escasos de rocas plutónicas.

La matriz es cinerítica vítrea de color oscuro con un cierto contenido de arcilla, producto al parecer de alteración postdeposicional. Este depósito lahárico está subyacido en el sector del Salto del Laja por 30 a 35 m de cenizas finas ácidas de color pardo rojizo con niveles de arenas finas y ripios fluviales intercalados. En el sector de La Aguada el "banco" del Laja está subyacido por 20 a 30 m de ripios fluviales con matriz arenoso-arenítica clastos tamaño medianos bien redondeados con un nivel de arenas intercalado. En el sector del Salto del Itata el "banco" del Laja está subyacido por unos 40 a 45 metros de cenizas y arenas cineríticas con un paquete potente de ripios fluviales en la parte inferior.

El origen de esta unidad corresponde a un flujo lahárico originado al parecer en el complejo volcánico del Antuco el cual habría bajado por el valle del Laja pasando a través de los pasajes correspondientes al río Laja y Coreo y extendiéndose en la depresión intermedia Mac Phail (1966), habría fechado mediante el método de Cl_4 este flujo lahárico encontrando una edad de 15.000 ± 500 años AP para su formación.

6.4.10. Colada lahárica del valle del río Duqueco (Pleistoceno superior-Holoceno)

Esta unidad se extiende por el fondo del valle superior del río Duqueco bajando hasta las cercanías del puente de estación Llano Blanco. Corresponde a una colada lahárica bastante consolidada, color gris oscuro y compuestas por clastos de tamaños medianos, mal seleccionados y de formas angulosas. Estos clástos son de composición predominantemente basáltica así como la matriz de tipo vítreo cinerítico. Este depósito se habría originado a parte de una colada lahárica, la cual habría bajado por el fondo del valle del río Duqueco provenientes al parecer de una actividad ígnea desarrollada en el grupo volcánico del Antuco.

6.4.11. Abanico volcanoclástico de Malleco (Plioceno?-Pleistoceno)

Grandes volúmenes de materiales volcanoclásticos y aluviales entre los que predominan las brechas y conglomerados volcánicos y los ripios descompuestos, rellenan gran parte de la depresión longitudinal entre los ríos Bío-Bío y Cautín. Estos depósitos, ocasionalmente consolidados y masivos, recubren y se apoyan lateralmente sobre los niveles más inferiores de los estratos volcánicos de Pemehue, pero engranarían con la parte alta de la secuencia.

En la depresión longitudinal, los depósitos volcanoclásticos forman un extenso abanico y cubren a las rocas volcánicas y sedimentarias de edad terciaria. Más hacia el oeste, estos materiales se apoyan sobre los cordones de la Cordillera de la Costa, invadiendo algunos valles antiguos.

Buenas exposiciones de esta unidad, especialmente en los márgenes de los ríos principales, que han cavado profundas gargantas y en los cortes de la carretera longitudinal, revelan una alternancia entre los materiales volcanoclásticos y los sedimentos aluviales.

Al oeste de la localidad de Quillaco, en un corte de unos 110 m de altura labrado por el río Bío-Bío, se observa la siguiente secuencia de arriba hacia abajo:

20 m : Ripios descompuestos.
30 m : Alomerado grueso, poco consolidado, caótico.
40 m : Depósito brechoso grueso con clastos y matriz volcánica moderadamente consolidado, caótico.

5 m : Aglomerado grueso, poco consolidado, caótico.
5 m : Aglomerado grueso, poco consolidado, caótico.
10 m : Arenas volcánicas gruesas, aluviales.

En la carretera longitudinal, a 1 km al sur de Mulchén, aflora la siguiente secuencia (de arriba hacia abajo):

2 m : Depósito conglomerádico grueso, caótico, con matriz arcillosa, poco consolidado (flujo de barro?).
2 m : Depósito brechoso consolidado con clastos y matriz volcánicos, de composición andesítica-basáltica.
0,5 m : Arena con abundante ceniza.
1,0 m : Ceniza poco consolidada cuya base presenta una costra ferruginosa en forma de guirnalda.
2,0 m : Cenizas laminadas poco consolidadas.
2 m : Ripios descompuestos.

Al oeste de Mulchén, en el camino hacia Negrete, sector del estero Malvén, se observa un depósito brechoso consolidado, de origen volcánico, intercalado en ripios arenosos. Los ripios superiores se presentan muy alterados mientras que los inferiores no muestran alteración. Todo este conjunto de depósitos se dispondría en discordancia de erosión sobre ripios antiguos descompuestos, que a la vez sobreyacen en discordancia de erosión a tobas plantíferas en los alrededores del cerro Cochenco (formación Mininco?)

Más al sur, un corte de la carretera longitudinal en la bajada al río Mininco, muestra el siguiente perfil de arriba hacia abajo:

0,5 m : Ripios descompuestos.
3,5 m : Depósito brechoso consolidado, volcánico.
0,5 m : Cenizas poco consolidadas.
6,0 m : Depósito brechoso consolidado, volcánico.
3,0 m : Arenas volcánicas moderadamente consolidadas. Discordancia de erosión (paleocanal).
8,0 m : Depósito brechoso consolidado, volcánico
8,0 m : Cenizas con lentes de ripios fluviales.
5,0 m : Ripios descompuestos. Discordancia de erosión.
5,0 m : Formación Mininco: tobas, limolitas y areniscas subhorizontales, alteradas, diaclasadas.

Al sur de Collipulli, en los flancos escarpados del profundo cañón del río Malleco, se expone un grueso paquete de más de 100 m de espesor de ripios descompuestos con intercalaciones de depósitos volcanoclásticos consolidados, apoyados sobre granitoides palezoicos alterados. Los ripios tienen el aspecto de un aglomerado descompuesto con clastos redondeados a angulosos de hasta 1 m de diámetro de andesitas basálticas, en una matriz arenosa. Las intercalaciones de depósitos brechosos consolidados a moderadamente consolidados, compuestos de material piroclástico, son al menos, cuatro y se presentan en mantos de 2 a 20 m de espesor (Emparan, 1979).

Este paquete de sedimentos aluviales y volcanoclásticos desciente suavemente hacia el noroeste y se apoya en discordancia sobre estratos plegados suavemente que consisten en tobas, limolitas y areniscas (formación Mininco).

Hacia el este de Collipulli, en el puente sobre el río Mininco del camino a la localidad de Canadá, se observan materiales brechosos volcánicos, consolidados, cubiertos por un manto de espesor variable de ripios descompuestos.

Más al sur, y a lo largo de la carretera longitudinal, entre las localidades de Pailahueque y Lautaro, los cortes revelan una cubierta de ripios descompuestos de espesor variable entre 2 y 5 m, sobre depósitos brechosos volcánicos consolidados a moderadamente consolidados, de más de 15 m de espesor.

Ocasionalmente, se observan lentes de ripios y arenas fluviales frescos intercalados entre los depósitos volcanoclásticos. La abundancia de estos materiales aluviales se evidencia más hacia el oeste, hacia las localidades de Traiguén y Galvarino.

En el camino que une las localidades de Victoria y Curacautín, se observa un predominio de los depósitos volcanoclásticos sobre los ripios descompuestos, a medida que se avanza hacia el oriente. En varios lugares del tramo entre los ríos Quino y Quillén es posible observar el paso gradual entre un aglomerado con clastos subredondeados o subangulosos de andesitas basálticos poco meteorizadas a los "ripios descompuestos" en la parte superior.

En las proximidades de Curacautín, el conjunto de depósitos volcanoclásticos presenta intercalaciones de mantos de lavas.

De las observaciones realizadas en terreno puede desprenderse que los depósitos volcanoclásticos predominantes son de dos tipos:

A. Materiales brechosos, en general moderadamente consolidados, con clastos de andesitas basálticas angulosos a subredondeados, en una matriz de ceniza, dispuestos en mantos de 2 a 40 m de espesor, aspecto caótico, sin rasgo de estratificación.

B. Materiales aglomerádicos, suelto a poco consolidados, con clastos volcánicos redondeados a subangulosos en matriz arenosa, formando mantos de 2 a 30 m de espesor, con rasgos de estratificación.

Las características texturales del primer tipo de depósito (A) son semejantes a las descritas para los depósitos de flujos piroclásticos y lahares, en particular, por Williams y Mc Birney (1979). No obstante, la composición de los materiales es distinta a la señalada para la mayoría de los depósitos de flujos piroclásticos. En efecto, estos últimos están ligados a magmas de composición intermedia a ácida, es decir, andesítica a riolítica, mientras que los depósitos en cuestión son de carácter básico. En el caso de los depósitos laháricos la composición es independiente del fenómeno genético en sí, pues se trata de aluviones de origen volcánico, generados en la mayoría de los casos, por derretimiento violento del casquete de hielo durante un episodio eruptivo, o por expulsión del agua de un cráter. En consecuencia, en cuanto a textura y composición, se trataría de lahares de bloques, generados en condiciones de alta temperatura. La temperatura elevada de estos materiales habría provocado su endurecimiento y favorecido la consolidación de la matriz, constituida esencialmente por ceniza.

Los rasgos distintivos del segundo tipo de depósito (B) pueden corresponder tanto a depósitos laháricos como aluvionales. El grado de redondeamiento de los clastos no obstante, la mala selección del depósito, indica en este caso, una importante acción del agua durante el transporte. Por

otra parte, la baja consolidación de la matriz arenosa sugiere temperaturas bajas de depositación. Estas condiciones se presentan comúnmente en las partes de los lahares fríos. No se descarta, sin embargo, un origen aluvional simple (s. l.) para estos depósitos. En efecto, las características texturales de estos materiales son comunes en sedimentos torrenciales, aluvionales y algunos fluvioglaciales; no obstante, su composición esencialmente volcánica y su mala selección, favorecen un origen lahárico.

6.4.12. Abanico volcanoclástico de Muco (Plioceno?-Pleistoceno)

Se define así a un conjunto de sedimentos volcanoclásticos gruesos que rellenan parte de la depresión longitudinal entre los ríos Cautín y Quepe, al este de Lautaro. Los depósitos corresponden a agregados aglomerádicos gruesos, de regular selección, en parte brechosos, sueltos a moderadamente consolidados, compuestos en un 90% de rocas volcánicas andesítico-basálticas. Localmente, es posible observar mantos de cenizas intercalados. Estos materiales engranan hacia el este con los estratos volcánicos de Hirrampe. En efecto, en el camino que une las localidades de Lautaro y Curacautín, sector de Antaro, afloran lavas intercaladas en los depósitos volcanoclásticos. Aunque es difícil observarlo en terreno, debido a la discontinuidad de afloramientos, gran parte de los depósitos volcanoclásticos de Muco gradaría hacia las brechas y aglomerados de los estratos de Hirrampe. En consecuencia, los primeros serían las partes distales de depósitos de origen esencialmente lahárico. Al igual que en los depósitos descritos con anterioridad, a medida que uno se aleja desde la fuente de los materiales, los depósitos muestran mejor selección y redondeamiento de sus clastos. No obstante, no se puede descartar la existencia probable de intercalaciones de origen exclusivamente aluvial dentro de estas secuencias volcánicas.

6.4.13. Abanico volcanoclástico de Puello (Plioceno?-Pleistoceno)

Bajo esta denominación se incluyen a dos tipos de depósitos volcanoclásticos: 1) depósitos lahári-cos y 2) depósitos de flujos piroclásticos, que se distribuyen en una franja norte-sur, dentro de la depresión longitudinal, entre los ríos Quepe y Allipén.

Los depósitos laháricos son los más extensos y se les reconoce en el camino entre las localidades de Niágara y Vilcún y en las quebradas del estero Puello y río Huichahue. Estos materiales están sueltos a moderadamente consolidados y consisten en un agregado clástico grueso de mala selección, con bloques subangulosos a subredondeados, ocasionalmente de hasta 2 m de diámetro (andesitas y basaltos preferentemente), en una matriz de ceniza, lapilli y arena. A menudo presentan intercalaciones de sedimentos aluviales, los que se hacen más importantes hacia el oeste a través de una gradación paulatina.

Los depósitos de flujos piroclásticos corresponden a tobas consolidadas compuestas de fragmentos de lapilli (2-64 mm de diámetro) en una matriz de ceniza con vidrio y cristales. La composición es esencialmente andesítica. Afloran en mantos de más de 5 m de espesor y comúnmente desarrollan cornizas. Afloran al sur de Vilcún, en el camino que une a esta localidad con Niágara (orilla norte del río Codihue).

Los depósitos descritos engranan hacia el este con los estratos volcánicos de Melo. Por otra parte, hacia el oeste pasan transicionalmente a depósitos aluviales antiguos, que forman terrazas elevadas con desarrollo de una morfología de lomajes suaves.

6.4.14. Lavas y piroclásticos del volcán Llaima (Pleistoceno-Holoceno)

Las emisiones más occidentales del volcán Llaima se reconocen en los alrededores de Cherquenco, en las cabeceras del río Quepe. En este sector es posible diferenciar tres unidades en orden decreciente de edad: 1) Lavas y lahares de Cherquenco; 2) Lavas de Pichilleuque y 3) Lavas recientes. Las dos últimas unidades se correlacionan hacia el oeste, con los depósitos aluviales y volcanoclásticos del río Quepe.

Los materiales del volcán Llaima son de composición basáltica y corresponden a rocas vesiculares de textura porfídica, con fenocristales de labradorita, olivino y angita en una masa fundamental pilotaxítica a intergranular (Moreno, 1974).

6.4.15. Abanico mixto del río Quepe (Pleistoceno-Holoceno)

Se denomina así a un conjunto de sedimentos de carácter aluvional que rellenan gran parte de la cuenca media-superior del río Quepe, hacia el oeste de Cherquenco y hasta las cercanías de Temuco. Los depósitos comprenden arenas y ripios de carácter netamente fluvial, intercalados con mantos de variado espesor de sedimentos volcánicos tipo lapilli, que muestra rasgos de transporte subacuático (gradación, estratificación entrecruzada). Los materiales volcanoclásticos correspondería a 1) extremos distales de flujos laháricos del volcán Llaima y 2) acarreo fluvial y torrencial de piroclásticos del mismo volcán.

El conjunto de sedimentos da lugar a niveles aterrazados que descienden suavemente hacia el oeste y engranan parcialmente con los sedimentos aluviales del río Cautín.

6.4.16. Abanico proglacial de Carilafquén (Pleistoceno superior)

Hacia el noroeste del lago Colico se extiende un abanico proglacial que comprende esencialmente sedimentos fluvioglaciales cubiertos por un manto de cenizas. Los sedimentos estarían ligados a las glaciaciones más antiguas, en particular, a la penúltima y se apoyan sobre los estratos volcánicos de la Cordillera de Chalquicura. El manto de cenizas que los cubre es de depositación eólica preferentemente.

6.4.17. Abanico volcanoclástico del río Longlong (Plioceno?-Pleistoceno)

Entre los ríos Allipén y Pedregoso afloran depósitos volcanoclásticos con intercalaciones de sedimentos aluviales, que engranan hacia el sureste con los estratos volcánicos de la Cordillera de Chaquilcura. Estos materiales han sufrido los efectos de la erosión glacial y fluvial y están parcialmente recubiertos por depósitos fluviales y mantos de cenizas. En el camino que une las localidades de Freire y Villarrica, área de Catrico, afloran depósitos piroclásticos consolidados (tobas de lapilli) en alternancia con arenas aluviales. Estos depósitos están cubiertos por el abanico proglacial de Coipué.

6.4.18. Abanico proglacial de Coipue (Pleistoceno superior)

Gran parte de la depresión longitudinal entre los ríos Toltén-Allipén y Cruces está rellenada por depósitos proglaciales que forman un gran abanico de suave pendiente hacia el oeste. Estos depósi-

tos comprenden mantos de sedimentos fluvioglaciales y acumulaciones morrénicas locales en forma de pequeños cordones como el de Huiscapi. Hacia el este, el abanico presenta un abrupto de erosión fluvial de más de 100 m de altura. Este accidente morfológico sería anterior a la depositación del abanico proglacial de la última glaciación, en consecuencia, el abanico de Coipué habría estado ligado a las glaciaciones anteriores. Además, una de las características singulares del abanico de Coipué, es la gruesa cubierta de cenizas volcánicas que dan lugar a un manto continuo generado, aparentemente por un mecanismo de flujo piroclástico.

6.4.19. Lavas y piroclásticos del volcán Villarrica (Pleistoceno superior–Holoceno)

Entre los lagos Villarrica y Calafquén se reconocen flujos de lavas y depósitos volcanoclásticos ligados al volcán Villarrica. Entre éstos cabe mencionar a: 1. Unidad antigua (Pleistoceno Superior) cuya edad es anterior a la última glaciación y 2. Unidad reciente (Holoceno) de edad postglacial. Los depósitos piroclásticos comprenden esencialmente lahares y mantos de ceniza y lapilli retransportados por la acción fluvial. Los materiales del volcán Villarrica son esencialmente de composición basáltica y andesítica. Las lavas son vesiculares y con textura porfírica, con fenocristales de labradorita y/o andesina, olivino y augita, en una masa fundamental pilotaxítica a intergranular (Moreno, 1979).

6.4.20. Abanico lahárico de San Pablo (Pleistoceno superior)

A lo largo de la depresión longitudinal entre las localidades de Pichirropulli y Río Negro afloran depósitos piroclásticos estratificados que dan lugar a un extenso abanico. Esencialmente corresponde a un grueso manto lahárico cubierto por cenizas volcánicas. El depósito lahárico fue descrito por Corvalán (1974), quien lo denominó "Lahar de Puyehue" y cuyas características las resumió como sigue: "El depósito volcánico está compuesto de gravilla basáltica, medianamente compactada y presenta un color gris verdoso. Estudios de sondajes para captar agua subterránea revelaron que el espesor del manto varía entre 12 y 70 m con un promedio de 39 m. En los alrededores de la ciudad de Osorno se encuentran los espesores mayores".

Las mejores exposiciones se observan a lo largo de la Carretera Panamericana, en particular en la orilla sur del río Bueno, en Remehue y en la orilla sur del río Rahue. Se trata de un material consolidado compuesto de clastos angulosos de tipo lapilli, de basalto y obsidiana en una matriz de ceniza gris. En la localidad de Las Toscas, 3 km al sur de Osorno, costado oriental de la vía férrea, aflora la siguiente secuencia (de arriba hacia abajo):

3 m : Ceniza volcánica con fragmentos de lapilli, suelta, de color gris oscuro.

25 m : Manto lahárico consolidado, muy pedregoso en la base y más fino hacia el techo.
Un análisis petrográfico de una muestra realizado por Moreno, H. (en Corvalán, 1974) reveló la siguiente composición:

(a) Los fragmentos líticos de tamaño lapilli consisten en basaltos escoriáceos, obsidianas, pómez, basaltos masivos, andesitas y dacitas. Los basaltos son porfíricos con olivino magnésicos, augita y labradorita en una masa fundamental intergranular. Las andesitas son porfíricas con andesina-labradorita y augita en una mesostasis pilotaxítica a intergranular. Las dacitas son porfíricas con oligoclasa, hiperstena, augita y ocasionalmente olivino férrico en una masa fundamental hialopilítica.

(b) Los fragmentos de cristales corresponden a plagioclasas, augita, olivino férrico e hiperstena.
(c) La matriz consiste esencialmente en vidrio volcánico y arcillas. Además se pudo detectar la presencia de abundantes diatomeas.

5 m : Ceniza volcánica con fragmentos de lapilli y abundantes troncos de alerce bien conservados.

La conservación petrográfica de los materiales volcánicos del lahar son similares a los descritos por Moreno, H. (1977) en el área de los volcanes Puyehue-Cordón Caulle, en consecuencia, éste se habría originado en esta zona. En efecto, la presencia de afloramientos del lahar en los alrededores del lago Puyehue y al suroeste del Cordón Caulle, confirman esta hipótesis.

En la localidad de El Coihue, al oeste de la Central Hidroeléctrica Pilmaiquén, en la carretera que une Osorno y Entrelagos, un sondaje reveló la presencia del lahar a 10 m de profundidad y con un espesor de 13 m. La sobrecarga corresponde a depósitos glaciales de la última glaciación, es decir, el lahar se habría generado con anterioridad a ella, o sea, antes de unos 70.000 años. Por otra parte, a 4 km al noroeste de San Pablo, en el camino a la localidad de Trumao, depósitos fluvioglaciales frescos, eventualmente pertenecientes a la penúltima glaciación, subyacen claramente al depósito lahárico. Los sondajes efectuados en la provincia de Osorno han revelado que la mayor parte del sustrato del lahar corresponde a arenas y gravas aluviales frescas (fluvioglaciales probablemente). Las cenizas superiores presentan una fracción de lapilli y ocasionalmente incluyen bloques angulosos de más de 1 m de diámetro. En este manto Weischet (1964) encontró un diente de mastodonte. Heusser (1966) dató esta unidad por el método C_{14} y obtuvo una edad de 18.700 ± 900 años. El depósito de cenizas superiores se habría generado también por un mecanismo de flujo; probablemente flujo piroclástico o lahárico. La fuente de alimentación también parece coincidir con el Cordón Caulle.

6.4.21. Lavas y piroclásticos de Pichihuinco (Holoceno)

A 8 km al noreste de Puerto Klocker (orilla nororiental del lago Llanquihue) se ubica un cráter de explosión (maar) rodeado de piroclásticos, emplazado sobre un flujo de lava basáltica.

6.4.22. Lavas y piroclásticos del volcán Osorno (Pleistoceno-Holoceno)

Flujos de lavas y depósitos de materiales piroclásticos ligados al volcán Osorno, se reconocen en el extremo oriental del lago Llanquihue. En este sector es posible separar dos grandes unidades en orden decreciente de edad: 1) Lavas y lahares antiguos, que constituyen la estructura basal del edificio volcánico y se apoyan sobre los materiales emitidos por la ruina volcánica de La Picada; 2) Lavas y lahares recientes, que forman el cono central del volcán Osorno con sus numerosos centros adventicios del flanco suroccidental.

Los materiales del volcán Osorno son esencialmente de composición basáltica y corresponden a rocas vesiculares de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa tipo labradorita, olivino y augita, en una masa fundamental hialopilítica, intergranular o intersertal (Moreno *et al.*, 1979).

6.4.23. Lavas y piroclásticos del volcán Calbuco (Pleistoceno-Holoceno)

El volcán Calbuco y sus productos, ocupa gran parte del área ubicada hacia el sureste del lago Llanquihue. En este sector es posible reconocer las siguientes unidades en orden decreciente de edad: 1) Lavas y lahares antiguos (evidencia fuerte erosión glacial); 2) Lavas y lahares recientes, que forman el cono principal del volcán, cuya cumbre muestra desgaste debido a la acción glacial y 3) Lavas históricas, lahares asociados y depósitos de cenizas, ligadas a la erupción de febrero de 1961.

Los materiales del volcán Calbuco presentan composición basáltica y andesítica. Son rocas porfíricas con fenocristales de plagioclasa tipo labradorita y andesina, hiperstena, augita y ocasionalmente olivino, en una masa fundamental intersertal a intergranular (Moreno, 1974).

6.4.24. Llanura glacial de Cardonal (Pleistoceno superior)

Inmediatamente hacia el oeste y norte de Puerto Montt, se extiende una llanura de origen glacial, suavemente inclinada hacia el noroeste. Los materiales que la forman son sedimentos gruesos morrénicos y/o fluvioglaciales. En un corte a lo largo de la Carretera N° 5, al norte de Puerto Montt, aflora un manto piroclástico de más de 2 metros de espesor que cubre los depósitos mencionados. Aparentemente el manto se extiende sobre gran parte de la llanura glacial y su superficie presenta un drenaje subparalelo característico, controlado eventualmente por surcos de escurrimiento glaciario. El manto contiene abundante ceniza y escasos fragmentos de lapilli y líticos diversos, procedentes probablemente, del volcán Calbuco a través de un mecanismo de flujo piroclástico ("ash flow").

6.5. BIBLIOGRAFIA

ABELLE, G. 1981. Trockene Massenbewegungen, Schlammströme und Rasche Abflüsse. Mainzer Geographische Studien. Heft 23. Univ. Mainz.

AGUIRRE, L. y LEVI, B. 1964. Geología de la Cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue, Bol. N° 17, I.I.G., Santiago.

ARCOS, R. 1980. Estudio de Columnas Estratigráficas del Cuaternario del Area de Puerto Montt. Décima Región, Informe Curso Proyecto II GL-642. Depto. Geología, Universidad de Chile.

BORDE, J. 1966. Les Andes de Santiago et leur avantpays. Etude de Geomorphologie. These de Doctorat. *Union Francaise d'Impression.* 559 p.

BORGOÑO, C. y MUÑOZ CRISTI, J. 1927. Informe preliminar sobre algunos de los depósitos glaciales en la zona comprendida entre Santiago y Ancud. *Minist. de Hacienda, Superin. de Salitre y Minas.* Inédito, 16 p.

BRUGGEN, J. 1942. El volcán Antuco y la Geología Glacial del valle del Laja. Imprenta Universitaria. Santiago, Chile.

BRUGGEN, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile, Instituto Geográfico Militar, Santiago, 1-374.

CECIONI, G. 1978. Petroleum possibilities of the Darwins Navidad Formation Near Santiago Chile. Museo Nac. de Historia Natural. Pub. ocasional N° 25; 26 p.

CORVALAN, N. 1974. A recent laharic deposit in the lake region (41°30'S) Osorno, Chile. IREN-CORFO, Santiago. Inédito.

COTTON, C.A. 1944. Volcanoes as landforms. *Whitcombe and Combs,* Wellington. 416 p.

DARWIN, CH. 1906. Geología de la América Meridional (Traducida por A. Escuti). Anexo de los Andes de la *Universidad de Chile,* Santiago. 417 p.

DAVIDSON, J. 1974. A Quaternary volcanic mudflow (lahar) down the Claro and Teno valleys from Planchón volcano. *Internat. Symp. Volcanol.,* Santiago. Abstracts of Papers. p. 14-15.

DAVIS, S. y KARZULOVIC, J. 1961. Deslizamientos en el valle del río San Pedro, Provincia de Valdivia, Chile. Pub. N° 20, Depto. de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

DI BIASE, F. y LILLO, F. 1973. Geología Regional, Geoquímica del Drenaje y Minería de la Provincia de Valdivia. Santiago, IREN-CORFO, Pub. N° 5.

DILLEHAY, T.; PINO, M.; MOTT DAVIS, E.; VALASTRO, S.; VARELA, A. y CASAMIQUELA, R. 1982. Monteverde: Radio carbon Dates from an Early - Man Site in South - Central Chile. Jour. of Field. Archaeology. Vol. 9.

DRAKE, R. 1974. The chronology of the Cenozoic Igneus and Tectonic Events in the Central Chilean Andes. IAVCEI. Int. Sym. Volcanology. Santiago 23 p.

EMBLETON, C. y KING, C. 1971. Glacial and Periglacial Geomorphology. Edward Arnol. Great Britain.

EMPARAN, C. 1979. La geología en el deslizamiento del Puente Malleco, Segundo Congreso Geológico Chileno, Tomo 3, pp. G 83 - G 106.

FERRANDO, F. 1974. Contribución al Conocimiento Geomorfológico de la Provincia de Llanquihue (Tesis para optar al título de Geógrafo) Depto. de Geografía, Sede Oriente, Universidad de Chile.

FERRARIS, F. 1981. Hoja Los Angeles - Angol, Escala 1:250.000, N° 5, I.I.G., Santiago.

FUENZALIDA, R. 1982. Lahar del Teno. Consideraciones sobre su mecanismo de transporte. Actas III Congreso Geológico Chileno, Tomo III, Universidad de Concepción.

GAJARDO, A. 1981. Mapas geológicos preliminares de Chile. Hoja Concepción-Chillán. Escala 1:250.000 Inst. de Invest. Geológicas.

GARCIA, F. 1968. Estratigrafía del Terciario de Chile Central, en "El Terciario de Chile, Zona Central", Coord. Giovanni Cecioni, Soc. Geol. de Chile. Ed. Andrés Bello, Santiago.

GARDEWEG, M. 1980. Geología del Area del Nevado de Longaví. Cordillera de los Andes. VIII Región del Maule. Memoria de Prueba para optar al título de Geólogo. Depto. de Geología, Universidad de Chile.

GONZALEZ-FERRAN, O. y VERGARA, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° lat. sur. Depto. de Geología, Universidad de Chile.

GREEN, D.H. y RINGWOOD, A.E. 1967. The stability fields of aluminous pyroxene, peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. Earth and Planetary Science Letters, 3: 151-160.

HAUSER, A. 1970. "Geología". Apartado del Tomo II del "Estudio integrado de los recursos naturales de la provincia de Cautín". Santiago, Instituto de Investigaciones de Recursos Naturales (IREN), 72 p.

HYNDMAN, D.W. 1972. Petrology of igneous and metamorphic rocks. McGraw-Hill, Inc. N.Y.

ILLIES, H. 1970. Geología de los alrededores de Valdivia y Volcanismo y Tectónica en márgenes del Pacífico en Chile Meridional. Universidad Austral, Instituto de Geología y Geografía, Valdivia.

KATSUI, Y. y GONZALEZ, O. 1968. Geología del Area Neovolcánica de los Nevados de Payachata. Depto. de Geología, Pub. N^{O} 29, Universidad de Chile, Santiago.

LAUGENIE, C.A. 1971. Elementos de la Cronología Glacial en los Andes Chilenos Meridionales. Cuadernos Geográficos del Sur, Concepción, Chile.

LAUGENIE, C.A. y MERCER J. 1973. Southern Chile: A chronology of the last glaciation. *In:* "IX INQUA Congress Abstracts, Christchurch, N.Z.", pp. 202-203.

MAC PHAIL, D. 1966. El gran lahar del Laja. Rev. Estudios Geográficos. Homenaje a Humberto Fuenzalida. Facultad de Filosofía y Educación. Universidad de Chile.

MAC PHAIL, D. 1973. The Geomorphology of the río Teno Lahar, Central Chile: The Geographical Review, Vol. 63, p. 517-532.

MAC PHAIL, D. y SAA, R. 1967. Los Cerrillos de Teno, informe preliminar. Contrib. 4^{O} Encuentro de Geografía. Inédito, 7 p.

MARANGUNIC, C. 1974. The lahar provoked by the eruption of the Villarrica volcano on December 1971. *Internat. Symp. Volcanol.,* Santiago. Abstract of Papers, p. 48.

MARANGUNIC, C.; MORENO, H. y VARELA, J. 1979. Observaciones sobre los Depósitos de Relleno de la Depresión Longitudinal de Chile entre los ríos Tinguiririca y Maule. Actas II Congreso Geológico Chileno. Arica 6-11 de agosto 1979.

MERCER, J. 1976. The last Glaciation in Chile: A Radiocarbon dated chronology. Primer Congreso Geológico Chileno, Depto. Geología, Universidad de Chile, Santiago.

MORENO, H. 1974. Andean volcanoes of Central - South Chile. Airplane flight over active volcanoes of Central - South Chile: Excursion Guide. Int. Sym. on Volc., Santiago.

MORENO, H. 1974. The Upper Cenozoic Volcanism in the Andes of Southern Chile (From 40^{O}00' to 41^{O}30' S.L.); Int. Symp. on Volc. Proc., pp. 143-171.

MORENO, H. 1977. Geología del área volcánica Puyehue - Carrán en los Andes del sur de Chile. Memoria de Título, Depto. de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

MORENO, H. 1979. Geología y Recursos Minerales de los Cuadrángulos Sauzal, Melozal y Pichibelco, Región del Maule. SERPLAC - Región del Maule, Talca.

MORENO, H.; NARANJO, J.A. y LOPEZ, L. 1979. Geología y Petrología de la cadena volcánica Osorno - Puntiagudo, Andes del sur, latitud 41°10'S; Segundo Congreso Geológico Chileno, Arica, Instituto de Investigaciones Geológicas.

MORENO, H.; CORVALAN, J. y THIELE, R. 1980. Levantamiento Geológico Preliminar 1:50.000 de los Cuadrángulos Talca y Pencahue, Región del Maule. Depto. de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

MORENO, H. y VARELA, J. 1982. Los Depósitos de Relleno de la Depresión Longitudinal de Chile entre los ríos Bío-Bío y Toltén Allipén; Tercer Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile.

MUÑOZ CRISTI, J. 1939. Constitución geológica de la zona afectada por el terremoto de Chillán. Informe inédito. Depto. de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.

MUÑOZ CRISTI, J. 1950. Informe geológico sobre la parte oriental de la Cordillera de la Costa, Provincia de Talca. Instit. de Geol., Universidad de Chile. Inédito. 19 p.

MUÑOZ CRISTI, J. 1955. Geología del Valle Central y regiones vecinas entre las latitudes 35° y 38°S. Informe inédito. Depto. de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.

MUÑOZ CRISTI, J. 1960. Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa de la zona central. Rev. Minerales, N° 69, p. 1-19.

PARADA, M.A. 1975. Estudio geológico de los alrededores de los lagos Calafquén, Panguipulli y Riñihue, Provincia de Valdivia. Memoria de Título, Depto. de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

PARADA, M.A. y MORENO, H. 1980. Estratigrafía y ambiente de depositación de la formación triásica superior Llafquentué-Huimplil, Provincia de Cautín (38°30' - 72°40'W), Comunicaciones N° 30, p. 15-31, Depto. de Geología, Universidad de Chile.

PISSIS, A. 1975. Geografía de la República de Chile. Inst. Geogr. de París. 536 p.

PORTER, S.C. 1981. Pleistocene Glaciation in the Southern Lake District of Chile; Quaternary Research, N° 16.

RONOV, A.G. y YAROSHEVSKY, A.A. 1967. Chemical composition of the Earth'scrust. Geochemistry (U.S.S.R.), 11: 1.285.

SALMI, M. 1941. Die postglazialen eruptionschichten Patagoniens und Feuerlands; Ann. Ac. Sci. Fen., Helsinki. Ser. A. Geol. Geogr. 2: 1-115.

SANTANA, R. 1971. Les cendres volcaniques de la Vallée du Cachapoal-Rapel *(Chili)*. Cahiers de Geographic de Quebec, Canadá. XV N° 35, N° Special. Amerique Latine.

SPEIGHT, J.G. 1963. Late Pleistocene Historial Geomorphology of the Lake Pukaki Area. New Zealand. J. of Geology and Geophisics. Vol. 6 N° 2. Mayo 1963.

STIEFEL, J. 1965. Lahares glacivolcánicos recientes y depósitos comparables del Pleistoceno Chileno. Resúmenes Soc. Geol. Chile, Nº 10.

STIEFEL, J. 1968. Sedimentary reconnaissance of Some Quaternary Deposits of Central and Southern Chile. Means of Correlations of Quaternary Successions. Vol. 8, Proc. VII, Congr. Int. Inqua, Univ. Utah Press, Salt Lake City.

UNESCO. 1976. Prevención y Mitigación de Catástrofes, Volumen I, Aspectos Vulcanológicos; Ginebra.

VALENZUELA, E.; CHARRIER, R.; MORENO, H.; NARANJO, J.A. y THIELE, R. 1973. Descripción geológica de las provincias de Osorno y Llanquihue. Santiago, IREN-CORFO, Inédito.

VARELA, J. 1976. Estudio estratigráfico-sedimentológico de los depósitos de laguna de Taguatagua. Provincia de O'Higgins. Memoria de prueba para optar al título de Geólogo, Depto. de Geología, Universidad de Chile.

VARELA, J. 1976. Geología del Cuaternario de laguna de Taguatagua. Prov. O'Higgins. Actas I Congreso Geológico Chileno, Santiago. Depto. de Geología, Universidad de Chile.

VARELA, J. 1981. Geología de la zona de laguna de Taguatagua. Prov. de O'Higgins, VI Región. Mapas Geológicos Escala 1:50.000. Informe inédito. Solicitado por Mircomin. Convenio con SERPLAC - VI Región.

VARELA, J. y MORENO, H. 1982. Los Depósitos de Relleno de la Depresión Central de Chile entre los ríos Lontué y Bío-Bío. Actas Tercer Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile.

VERGARA, M. y MUNIZAGA, F. 1974. Age and evolution of the Upper Cenozoic Andesitic Volcanism in Central - South Chile. Geol. Soc. of Am. Bull., V. 85. pp. 603-606.

WEISCHET, W. 1964. Geomorfología glacial de la Región de los Lagos; Comunicaciones Nº 4, Esc. Geología, Universidad de Chile.

WILLIAMS, H. y MC BIRNEY, A. 1979. Volcanology Free. Coo & Co., San Francisco, Calif. EE.UU., 397 p.

Capítulo 7:

Erosión hídrica en Trumaos de lomajes.

POR: LUIS PEÑA MAC-CASKILL

7.1. INTRODUCCION

Los trumaos de lomajes desarrollados, a partir de depósitos de cenizas volcánicas, cubren una superficie de 1.954.538 ha entre las provincias de Linares y Llanquihue. Una extensión de 1.141.498 ha se clasificaron como suelos cultivables (ODEPA, 1968). Aun cuando poseen características físicas y químicas que les confieren mejores condiciones de resistencia a la erosión hídrica, estos lomajes cultivados están experimentando un constante y serio deterioro por la acción de las lluvias. Los indicadores de erosión se manifiestan a través de acumulación de sedimentos en los sectores de cambio de pendiente y al pie de las laderas. En lomajes con pendientes mayores de 7 a 8%, las lluvias más intensas provocan la formación de numerosos canalículos, cuando se encuentran recién sembrados. Pero más grave que este tipo de daño es la pérdida de suelo ocasionada por la erosión de impacto y flujo precanalizado. El exceso de laboreo, que destruye la estructura del suelo y la quema de rastrojos, agudizan los efectos de la erosión hídrica, especialmente en las pendientes más fuertes.

La magnitud del daño por erosión en trumaos, no reviste gran importancia para la mayor parte de los agricultores, salvo en años de precipitaciones muy intensas durante la primera etapa de desarrollo de los cultivos. El error en no advertir la real dimensión del problema, se debe a que la mayor parte del fenómeno se manifiesta como se ha dicho, por erosión de impacto de gotas y flujo precanalizado, que no deja huellas tan conspicuas como la erosión de canalículos.

Las investigaciones que se vienen realizando en suelos de la serie Santa Bárbara en la VIII Región, persiguen cuantificar la gravedad del deterioro que provocan los métodos convencionales de manejo que emplea la generalidad de los agricultores del área en estudio. Además, comprobar la eficiencia de algunas prácticas de conservación de suelos y establecer valores locales de una ecuación de predicción de erosión, que facilite la selección de técnicas de control de erosión.

La eficiencia con que se llevan a cabo futuros programas de conservación de suelos, dependerá, en gran medida, del respaldo científico que le otorguen las investigaciones que se realicen en las áreas más representativas.

7.2. CARACTERISTICAS DEL PROCESO EROSIVO EN TRUMAOS

La acción de las gotas de lluvia sobre el terreno recién sembrado o en las primeras etapas del cultivo, destruye los agregados del suelo. El sector inmediatamente debajo del centro del pequeño cráter que produce el impacto de cada gota queda compactado, desplazándose partículas hacia el exterior del círculo y saltando muchas de ellas a corta altura. El solo efecto de las gotas es capaz de provocar un movimiento de suelo ladera abajo. Las láminas de agua que empiezan a acumularse en la superficie, debido al constante martilleo de las gotas, permanecen turbias con las partículas que caen sobre ellas después de haber sido separadas de los agregados y lanzadas a cierta altura por la acción de la lluvia.

El proceso de infiltración se ve afectado a los pocos minutos de iniciarse la precipitación, debido al agua cargada de finas partículas que provoca el sellamiento de los macroporos. En la parte superior del terreno se forma una lámina de 0,1 mm, aproximadamente, como efecto directo de las gotas. Inmediatamente debajo se observa una zona de porosidad disminuida, creada por la infiltración de agua cargada de sedimentos. La acción combinada de ambos fenómenos termina por crear una zona compactada que al secarse se aprecia como una costra de 1 a 2 mm. Estas costras superficiales son muy notorias en los suelos de trumaos.

En el arrastre de suelo hacia el pie de las laderas, actúan conjuntamente la acción de impacto de las gotas y el flujo precanalizado que opera a bajas velocidades, fenómeno generalmente conocido como erosión de manto. Los materiales más finos del suelo, junto con materia orgánica y nutrientes solubles, son removidos en esta forma. Este tipo de erosión, por carecer de la espectacularidad de los canalículos, pasa generalmente inadvertida por los agricultores. Sin embargo, ha provocado la mayor parte de la pérdida de más del 50% del horizonte superficial, en los trumaos de la VIII Región, con pendientes mayores de 8%.

La observación cuidadosa permite apreciar la acumulación de sedimentos, no sólo al pie de la ladera y en los cambios bruscos de pendiente, sino también en toda la ladera misma, depositándose en los restos de vegetación diseminados en la superficie y en las huellas dejadas por los implementos de labranza y equipos sembradores. Como práctica habitual, los agricultores destruyen la protección arbustiva y herbácea de todos los drenes naturales del terreno, incorporándolos al cultivo. Estas depresiones son sometidas a un trabajo de evacuación de aguas superficiales mucho más intenso, debido a la disminución de la capacidad de infiltración ocasionada por la lluvia en todo el campo cultivado, resultando deteriorados sus cauces. Las propiedades físicas de los trumaos influyen en la formación de secciones más bien parabólicas, a diferencia de las profundas zanjas de paredes casi verticales en los suelos graníticos.

La erosión de flujo precanalizado se acentúa notablemente en los trumaos cuando son sometidos a un laboreo excesivo. Los agregados del suelo quedan pulverizados, lo que facilita su dispersión por efecto de las gotas de lluvia y la formación de costras superficiales.

El flujo precanalizado que opera sobre toda la superficie del campo provoca una remoción uniforme de suelo. En las laderas más largas y en pendientes mayores de 8%, la mayor concentración del flujo en muy pequeñas depresiones y el aumento de la velocidad del escurrimiento, se traduce en incremento de energía como para cortar cauces y dar origen a la formación de numerosos canalículos en la ladera, los que se acentúan con las lluvias más intensas. Como la mayor parte de ellos pueden ser borrados por las labores convencionales de labranza, pronto se olvida el daño realmente provocado.

7.3. MANEJO ACTUAL DE LOS TRUMAOS BAJO CULTIVO

Con muy pocas excepciones, los trumaos se explotan sin considerar prácticas de control de erosión. A pesar de la clara evidencia del daño que se ocasiona a los lomajes superiores a 10 ó 12%, se mantienen rotaciones de cultivo muy intensas para suelos en el límite de clase cultivable, y lo que es más grave, sin adoptar normas de manejo conservacionista. Aun cuando en lomajes más suaves el efecto erosivo no es tan grave, también muestran daños que deben evitarse. En estudios exploratorios se han determinado pérdidas cercanas al 50% del horizonte superficial, en trumaos con 9% de pendiente. Este daño se refleja en los rendimientos que no se recuperan en un corto

número de años (Peña, 1981). En una investigación para determinar valores locales de algunos factores de la ecuación universal de predicción de erosión, se midió una pérdida de suelo de 35 ton/ha/año, para la condición de manejo convencional en cultivo de cereal, en un trumao con 11% de pendiente (Peña, 1978).

Generalmente la labranza y siembra se realiza en el sentido de la pendiente. En muchos sectores la quema del rastrojo de cereales es una práctica habitual. En no pocas oportunidades se ha constatado una preparación excesiva del terreno, que termina destruyendo los agregados del suelo. Todo ello, además de la falta de protección de las vías naturales de drenaje y rotaciones inadecuadas de los cultivos, son factores que estimulan el proceso erosivo de los suelos, particularmente aquellos situados en pendientes superiores a 10%.

7.4. INVESTIGACION DE EROSION HIDRICA EN TRUMAOS

En 1977 se inició un ciclo de investigaciones en trumaos de lomajes de la VIII Región, cuyos propósitos fueron los siguentes:

a) Determinar la eficiencia en control de erosión de algunas prácticas agronómicas en suelos de trumao.

b) Conocer las pérdidas de suelo que está ocasionando el manejo convencional que se hace en estos trumaos.

c) Determinar valores locales de algunos factores de la ecuación universal de predicción de erosión, para permitir su uso en los trumaos de la VIII Región (Proyecto 2.01.10 y 2.01.27 de la Dirección de Investigación de la Universidad de Concepción). Este último objetivo fue la idea central del conjunto de experiencias realizadas en un lapso de cinco años. El uso de la ecuación facilitará la selección de prácticas de control de erosión, en la preparación de planes de conservación de suelos en predios de la precordillera andina de Ñuble y Bío-Bío.

Las medidas de control de erosión deben cumplir con la exigencia de no proteger en exceso o subdimensionar la capacidad defensiva que otorgan al terreno. Si la pérdida de suelo que predice la ecuación sobrepasa un límite establecido de tolerancia, se debe modificar la rotación de cultivos o incorporar otras prácticas agronómicas o complementarias. La tolerancia de erosión se define como la máxima pérdida de suelo que puede soportar un terreno, sin que se afecte su potencial productivo.

La utilización de este modelo matemático de predicción de erosión representa el enfoque más científico en la selección de técnicas para el control de pérdidas de suelo en terrenos cultivables.

Todas las investigaciones proyectadas para cumplir con los objetivos ya indicados, se llevaron a cabo en el predio Las Cruces, ubicado a 40 km al suroriente de Chillán, en un trumao Santa Bárbara con 11% de pendiente. Durante cinco años (1977-1981) se mantuvo 10 parcelas de escurrimiento de 2 x 20 m, con cultivos de trigo, avena y raps, bajo diversas condiciones de manejo. En dos de ellas, mantenidas bajo condición de barbecho continuo y con labranza en el sentido de la pendiente, se determinó el valor K de la serie Santa Bárbara. En este sector de precordillera se registran promedios de precipitación anual y de la estación invernal de 1.305 y 760 mm, respectivamente. Estación sin heladas mayor de 4 ó 5 meses y temperaturas para el mes más frío de

-10 a 2,5°C. Promedio máximo para los meses más cálidos, 21°C. Su clima es mediterráneo, templado, lluvioso, con 1 a 3 meses secos.

Para confinar el escurrimiento superficial de las aguas lluvias, se instalaron tablas en todo su perímetro. El extremo inferior de cada parcela se conectó a un dispositivo medidor de erosión. Este último estuvo constituido por una sección de decantación para los materiales más gruesos que transporta el escurrimiento superficial desde las parcelas; una caja divisora que separa una quinta parte del flujo y, finalmente, dos tambores por estructura destinados a acumular la parte alícuota ya indicada. Durante cada temporada anual, se efectuaron 8 a 10 muestreos desde los tambores de acumulación y 3 a 5 determinaciones de todo el material sedimentado a lo largo de las diversas secciones de cada estructura. Los datos de material arrastrado por las aguas lluvia se expresaron en ton/ha/año.

Los trabajos de labranza y siembra se efectuaron con instrumentos manuales. Los tratamientos que consultaron manejo de residuos de cosecha, se simularon distribuyendo a mano las cantidades de paja consultadas por dichos tratamientos.

7.4.1. Coberturas mínimas de residuos y altos niveles de fertilización y dosis de semillas

Las investigaciones efectuadas en trumaos muestran que el simple reemplazo de algunas prácticas inadecuadas de manejo de los cultivos comunes de la zona, junto con promover una mayor productividad, reducen las pérdidas de suelo por erosión hídrica. Generalmente los residuos de algunos cultivos se queman, las aplicaciones de fertilizantes son insuficientes y, en muchos casos, el terreno es preparado con un exceso de labores.

En el Cuadro 1 se resumen las pérdidas de suelo de una experiencia para medir el efecto protector del rastrojo que no se quema y se incorpora parcialmente mediante labores convencionales, dejando 175 kg/ha sobre la superficie. Se duplicó la cantidad de fertilizantes y semillas (Peña, 1981).

El tratamiento de conservación de suelos logró disminuir en un 41,9% las pérdidas del suelo del tratamiento con manejo convencional. A ello contribuyeron los rastrojos que quedaron en la superficie y la mayor cantidad de plantas por unidad de superficie. Visualmente se constató la acumulación de sedimentos en todos los trozos de paja orientados más o menos perpendicularmente al sentido de la pendiente.

Este resultado muestra que en trumaos con pendientes menores de 9% es posible reducir las pérdidas de suelo a niveles aceptables, adoptando sencillas prácticas que no exigen innovaciones importantes de las actuales modalidades de manejo. Es esencial que las labores de labranza se ejecuten de modo que permanezcan alrededor de 200 kg/ha de residuos sobre la superficie del terreno. La correcta aplicación de fertilizantes, al margen de incrementar los rendimientos y hacer económica la inversión, favorecen la presencia de una mayor masa de vegetación, que significará una mejor cobertura del suelo y mayores aportes de materia orgánica. Estas medidas se complementan con vías de drenaje. A medida que disminuyen las pendientes, las rotaciones pueden ser más intensas. En laderas de 6%, con longitudes de hasta 150 m, es posible establecer rotaciones tan exigentes como trigo-avena-raps, a condición de que se adopten las sencillas prácticas que se han indicado. Las pérdidas de suelo bajo estas circunstancias, no excederían de 9 ton/ha/año,

CUADRO 1. Valores de pérdidas de suelo en ton/ha/año, para diferentes modalidades de manejo del rastrojo y dos niveles de semilla y fertilizantes, en un trumao Santa Bárbara con 11% de pendiente, sembrado con avena en 1978 (Las Cruces)

Tratamientos		Pérdidas de suelo en ton/ha/año	
		Parcelas de 20 m de longitud	Valor extrapolados a 100 m
Q-1:	Se quema rastrojo y niveles medios de fertilizantes y semillas	11,03[1]	24,66[2]
R-2:	Se entierra parcialmente rastrojo, dejando 175 kg/ha en superficie; altos niveles fertilizantes y dosis semillas	6,41	14,33

FUENTE: Proy. 2.01.27, Dirección Investigación, Universidad de Concepción.

[1]Promedios de dos repeticiones.

[2]Valores extrapolados a una ladera de 100 m de longitud, utilizando la siguiente relación de la ecuación universal de predicción de erosión:

$$L = \left(\frac{f}{22,25}\right)^{0,5}$$

donde f es la longitud de la pendiente en metros y L es el factor longitud de la pendiente, en la ecuación universal la predicción de erosión. El valor 24,66 se obtiene como producto de 11,03 por la relación de valores de P para 20 y 100 m.

Q-1: Corresponde a una preparación de labranza convencional, en que previamente se quemó el rastrojo del cultivo anterior (trigo). Se sembró avena (80 kg/ha), fertilizándose con N y P en dosis de 43 y 66 kg/ha, respectivamente.

R-2: Se enterró parcialmente el rastrojo, dejando 175 kg/ha en la superficie, y se reforzaron las dosis de semillas (160 kg/ha) y de N y P (86 y 133 kg/ha, respectivamente). Estas modificaciones tuvieron por objeto mantener una protección mínima de residuos sobre la superficie del suelo. Además, producir un vigoroso desarrollo del cultivo para anticipar la formación de una cobertura más densa.

valor coincidente con el aceptado como tolerancia para las condiciones descritas. Las medidas se deben complementar con la protección de las vías de drenaje natural, manteniendo sus cubiertas de praderas.

El control de erosión en trumaos con pendientes superiores a 10 ó 12% y longitudes de laderas mayores de 130 m, exige la adopción de técnicas más difíciles de establecer. A menudo demandan la participación de personal especializado para su correcta aplicación, como sucede con el diseño y construcción de terrazas de drenaje. Otras técnicas, como el manejo de residuos o rastrojos y la siembra directa, ambas excelentes prácticas de control de erosión, requieren el uso de equipos especialmente diseñados.

De acuerdo a una línea de pensamiento que persigue la introducción gradual de prácticas sencillas de control de erosión, se continuó estudiando el efecto de protección de una baja densidad de residuos sobre la superficie. En un cultivo de raps se dejó una densidad de residuos equivalentes a 175 kg/ha y dosis habituales de semillas y fertilizantes. Esta baja densidad de cobertura tiene

poco efecto en disminuir el daño provocado por el impacto de las gotas de lluvia, pero reduce la velocidad del flujo superficial de las aguas, disminuyendo su capacidad de transporte de suelo. El efecto mencionado se evidenció en la acumulación de sedimentos en los trozos de paja que quedaron perpendiculares a la dirección del flujo. Estas dosis tan reducidas de rastrojos sólo son efectivas en laderas con menos de 9% de pendiente y longitudes de 100 a 130 m. En pendientes más suaves se pueden aceptar longitudes mayores y rotaciones más intensas que una de 4 años que incluya 2 con praderas.

En el Cuadro 2 se muestran las pérdidas de suelo de un cultivo de raps, en que se midió el efecto de una baja cobertura de residuos y cultivo en contorno, en comparación con las prácticas habituales de quemar el rastrojo y sembrar en el sentido de la pendiente (Peña, 1981).

Es interesante destacar que el tratamiento 1 disminuyó en un 49,1% las pérdidas de suelo experimentadas por el tratamiento 4.

Las modalidades de labranza y siembra no dejaron un patrón orientado muy relevante en este tipo de suelo, sin embargo, las huellas dejadas por las ruedas de los equipos y los dispositivos de las máquinas sembradoras, constituyeron obstáculos para el libre desplazamiento del escurrimiento superficial, disminuyendo su velocidad. El efecto mencionado fue reforzado por la presencia de residuos en la superficie del suelo.

Durante los meses de junio y julio, los tratamientos 1, 2, 3 y 4 registraron pérdidas de un 76,5; 79,3; 74,7 y 83%, respectivamente, de la erosión experimentada en todo el período del cultivo, en cada uno de dichos tratamientos. Estos elevados porcentajes fueron ocasionados por el 44,8% de la fuerza erosiva calculada para toda la estación del cultivo. Este fenómeno se explica por la alta concentración de energía que se descargó en un período de cinco días (123,3 índices de

CUADRO 2. Valores de pérdidas de suelo (ton/ha/año) para cuatro tratamientos, en un trumao Santa Bárbara con 11% de pendiente, sembrado con raps en 1979 (Las Cruces)

Tratamientos	Pérdidas de suelo en ton/ha/año[1]	
	Parcelas de 20 m de longitud	Valores[2] extrapolados a 100 m
1. Rastrojo enterrado[3] + siembra en contorno	5,65	12,66
2. Rastrojo enterrado + siembra en pendiente	7,06	15,81
3. Rastrojo quemado + siembra en contorno	7,50	16,80
4. Rastrojo quemado + siembra en pendiente	11,10	24,86

[1]Promedio de dos repeticiones.

[2]Las pérdidas de suelo, medidas en parcelas de 20 m, se extrapolaron a 100 m mediante una expresión de la ecuación universal de predicción de erosión.

[3]Se aplicó a mano un equivalente de 175 kg/ha de paja, simulando la densidad de residuos que es posible dejar en la superficie, si se adoptan adecuadas precauciones durante la preparación del suelo.

erosión, es decir, el 90,4% del potencial erosivo producido en los meses de junio y julio). Estas lluvias ocurridas entre el 25 y 29 de julio de 1979, fueron de 284,7 mm, con una cantidad máxima en 24 horas de 156 mm y una intensidad máxima de 25 mm/hora.

El efecto de protección del cultivo en contorno, más una baja densidad de residuos del cultivo anterior, es suficiente para rotaciones de 3 y 4 años, a condición de que no sobrepasen pendientes de 10% y guardar una adecuada relación con las longitudes de las laderas. Con el empleo de la ecuación de predicción de erosión, se pueden establecer con mayor precisión los límites dentro de los cuales es posible recomendar estas prácticas, sin que se sobrepasen los valores de tolerancia que correspondan.

7.4.2. Control de erosión mediante manejo de residuos de cosechas

La práctica denominada manejo de residuos de cosechas, persigue alcanzar los objetivos de la labranza a través de labores que no invierten el suelo, lo que permite dejar sobre la superficie una apreciable cantidad de restos vegetales, realizándose posteriormente la siembra a través de estos residuos. Con ello se protege el suelo de la acción de las lluvias, especialmente durante la primera etapa de desarrollo del cultivo, cuando la cobertura que proporciona es insuficiente. Estos residuos disipan parte de la energía cinética de la lluvia, disminuyendo el efecto de compactación superficial y la velocidad del escurrimiento superficial, lo que reduce las pérdidas de suelo.

Esta técnica requiere el empleo de maquinaria especialmente adaptada. El mayor problema radica en la necesidad de mantener parte de los residuos del cultivo anterior sobre la superficie, al mismo tiempo que deben controlarse las malezas y dejar el suelo en condiciones para el establecimiento del próximo cultivo. Actualmente se utilizan arados con puntas de diversas características. El arado tipo cultivador está provisto de vástagos en cuyos extremos se han incorporado puntas con aletas planas. Otro tipo es el arado cincel, con resortes largos, ajustables en la barra, con puntas angostas en sus extremos. Estos y otros tipos de arados empleados, se complementan con máquinas sembradoras diseñadas para operar a través de los residuos. El tipo especial de zapatas que poseen, abren con facilidad los surcos donde caerán los granos.

CUADRO 3. Pérdidas parciales de suelo en un trumao Santa Bárbara con 11% de pendiente, para tres períodos de crecimiento de un cultivo de raps sembrado en 1979 (Las Cruces)

Tratamientos	6 mayo–6 junio	6 junio–3 agosto	3 agosto–20 octubre	Totales
1. Rastrojo enterrado + siembra en contorno	0,73[1]	9,70	2,23	12,66
2. Rastrojo enterrado + siembra en pendiente	0,94	12,54	2,33	15,81
3. Rastrojo quemado + siembra en contorno	0,96	12,55	3,29	16,80
4. Rastrojo quemado + siembra en pendiente	1,57	20,63	2,66	24,86

FUENTE: Proyecto 2.01.27, Dirección Investigación, Universidad de Concepción (Peña, L.)

[1]Promedio de dos repeticiones y valores extrapolados a 100 m de longitud de ladera.

Para medir el grado de control de erosión de dos niveles de densidad de residuos, se efectuó una investigación en un suelo Santa Bárbara con 11% de pendiente, sembrado con trigo. Se empleó un diseño experimental de bloques al azar, con tres tratamientos y dos repeticiones. Se utilizaron parcelas de escurrimiento de 2 x 20 m, provistas de estructuras para medir las pérdidas de suelo (Peña, 1978).

En el Cuadro 4 se señalan los resultados de mediciones de erosión efectuadas entre el 30 de mayo y el 26 de septiembre de 1977.

El análisis de varianza mostró que los tratamientos con residuos, equivalentes a 1 y 2 ton/ha, tuvieron efectos altamente significativos. El tratamiento con 1 ton/ha redujo la erosión en un 74,5% y el de 2 ton/ha en un 88,4%, en relación a la experimentada por el tratamiento sin protección. Este efecto se explica, en parte, por la disipación de la energía cinética de las gotas de lluvia. El resto del efecto se debe a la disminución de la velocidad del flujo precanalizado. La presencia del residuo determinó cursos más sinuosos para el escurrimiento superficial, observándose acumulación de sedimentos en los trozos de paja más perpendiculares a la pendiente.

7.5. DETERMINACION DE LOS FACTORES R, K Y C DE UNA ECUACION DE PREDICCION DE EROSION, VALIDOS PARA LA PRECORDILLERA DE ÑUBLE (ESTUDIO PRELIMINAR)

El empleo de la ecuación universal de predicción de erosión, incorporará una moderna metodología de trabajo en la preparación de planes de conservación de suelo y aguas en los predios de precordillera de la VIII Región. Para una condición específica de suelo, topografía, régimen pluviométrico y de cultivos y su manejo, la ecuación permite predecir la pérdida anual de suelo. Si el valor obtenido sobrepasa un límite establecido de tolerancia, se puede disminuir escogiendo combinaciones de diferentes sistemas de cultivos, de métodos de labranza de conservación y prácticas

CUADRO 4. Valores de pérdidas de suelo en ton/ha/año, para tres niveles de residuos vegetales, en un trumao Santa Bárbara con 11% de pendiente, sembrado con trigo en 1977 (Las Cruces)

Densidad de residuos en ton/ha	Pérdidas de suelo en ton/ha/año[1]	
	Parcelas de 20 m de longitud	Valores[2] extrapolados a 100 m
0	15,64 a	35,03
1	3,98 b[3]	8,83
2	1,81 b	4,05

FUENTE: Proyecto 2.01.27, Dirección Investigación, Universidad de Concepción.

[1]Promedio de 2 repeticiones.

[2]Valores extrapolados a una ladera de 100 m utilizando una relación de la ecuación universal de predicción de erosión.

[3]Los tratamientos con igual letra no difieren significativamente de acuerdo a la prueba de comparación múltiple utilizada.

mecánicas o complementarias. La versatilidad y facilidad de uso de la ecuación constituirá una ayuda muy valiosa para los técnicos que preparen planos de conservación de suelos y aguas. En éstos se contemplará el empleo de la tierra sin sobrepasar su capacidad de uso, junto con la adopción de técnicas de manejo de los cultivos que lo protejan de la erosión.

La ecuación expresa las pérdidas de suelo como un promedio anual, en función de los siguientes factores (Wischmeier y Smith, 1978).

$$A = R\ K\ L\ S\ C\ P$$

donde: A = es la cantidad de pérdida de suelo por unidad de área, expresado en ton/ha/año.
R = es el factor de lluvia y escurrimiento precanalizado, expresado como unidades de índice de erosión. Refleja el potencial erosivo de las lluvias.
K = es el factor de erodabilidad del suelo.
LS = representan la longitud de la ladera y su pendiente.
C = es el factor cultivo y su manejo.
P = representa las prácticas complementarias de control de erosión (cultivo en contorno, cultivo en fajas y terrazas).

Las medidas de control de erosión deben cumplir con la exigencia de no proteger en exceso o subdimensionar la capacidad defensiva que otorgan al terreno. Si el valor A obtenido resulta mayor que el límite de tolerancia establecido para las condiciones específicas de un lugar determinado, o es menor que este límite, se introducen las modificaciones necesarias en los factores C o P, a través de cambios en la rotación de cultivos, o bien la adopción de otras técnicas agronómicas o complementarias.

Las investigaciones realizadas durante cinco años en el predio Las Cruces (Ñuble), tuvieron por finalidad la búsqueda de valores locales para los factores R, K y C. Para el resto de los factores es posible utilizar los obtenidos por Wischmeier y Smith en EE.UU. Los antecedentes recogidos hacen posible el uso de la ecuación en los trumaos de lomajes de la VIII Región, con una superficie cultivable de 230.000 hectáreas.

7.5.1. Factor R de la ecuación

Su determinación se realizó de acuerdo al procedimiento desarrollado por Wischmeier (Brito y Peña, 1980). Se basa en la determinación de la energía cinética total de una lluvia y su producto con la cantidad de mm de agua caída durante 30 minutos continuados de máxima intensidad. Estos dos parámetros dieron la mejor correlación con las pérdidas de suelo en parcelas bajo condición de barbecho continuo. Este producto, denominado "índice de erosión", se determina con los datos de registros pluviométricos. Para ello se aplica una ecuación de regresión a segmentos uniformes de la curva de intensidad del registro de un pluviógrafo ($Y = 1{,}214 + 0{,}887 \text{ Log } X$). Se efectúa luego el producto del valor Y con la cantidad de mm de agua efectivamente caídos en cada período considerado del registro. La suma de estos productos representa el valor de la energía cinética total de la lluvia, y su producto con los mm caídos en los 30 minutos continuados de máxima intensidad, es el valor del índice de erosión de la lluvia que se estudia. Para disponer de cifras más cómodas de manejar, se dividen por 100. La suma de los índices de erosión en un año, es el valor R.

En el Cuadro 5 se muestran los índices de erosión cuyos porcentajes de distribución corresponden a promedios mensuales de los años 1978, 79 y 80 (Brito y Peña, 1980).

El valor promedio anual de R para los tres años considerados, fue de 334. Como el cálculo es empírico, las unidades de la escala de valores resulta irrelevante y pueden considerarse sólo como números (Hudson, 1971). Su aplicación se puede hacer a gran parte del sector de precordillera de la VIII Región. Al incluir un mayor número de años de observaciones pluviométricas, el valor R experimentará algunas variaciones.

En el Cuadro 6 se presentan los valores de índice de erosión calculada para el sector de Chillán (Peña, 1982).

7.5.2. Factor K de la ecuación

El factor K refleja el efecto combinado de todas las propiedades del suelo, que influyen significativamente en el proceso de erosión. El valor K se midió directamente en parcelas de escurrimiento de 2 x 20 m, en una ladera con 11% de pendiente. Durante 4 años se mantuvieron en barbecho continuo y con labranza en el sentido de la pendiente. Para estas condiciones, cada uno de los factores L S C y P alcanzan un valor de 1, adoptando la ecuación básica la forma A = RK. El valor K se calculó dividiendo las pérdidas de suelo (A) por los índices de erosión determinados en el lugar (K = A/R).

En el Cuadro 7 se presentan valores anuales de pérdida de suelo, índices de erosión y de erodabilidad (K). El factor K para la serie Santa Bárbara se determinó considerando el promedio calculado para los años 1980 y 81, de acuerdo a las condiciones establecidas para derivar el valor K. Se obtuvo un valor de 0,09.

CUADRO 5. Porcentaje de distribución de índices de erosión en la zona de precordillera de Ñuble, como promedio de los años 1978, 79 y 80 (Las Cruces)

Meses	I.E. Mensual	I.E. Acumulado	% Parcial	% Acumulado
Enero	2,15	2,15	0,64	0,64
Febrero	21,18	21,33	6,33	6,97
Marzo	3,29	26,62	0,98	7,95
Abril	29,80	56,42	8,91	16,86
Mayo	55,70	112,12	16,66	33,52
Junio	27,93	140,05	8,35	41,87
Julio	94,71	234,76	28,32	70,19
Agosto	25,17	259,93	7,53	77,72
Septiembre	21,10	281,03	6,31	84,03
Octubre	4,17	285,20	1,25	85,28
Noviembre	36,71	321,91	10,98	96,26
Diciembre	12,46	334,37	3,73	100,00

FUENTE: Proyecto 2.01.27, Dirección Investigación, Universidad de Concepción

CUADRO 6. Porcentaje mensual de distribución de índices de erosión en el sector de Chillán, como promedios de los años 1977, 78, 79, 80 y 81[1]

Meses	I.E. Mensual	I.E. Acumulado	% Parcial	% Acumulado
Enero	2,94	2,94	1,34	1,34
Febrero	2,37	5,31	1,08	2,42
Marzo	1,17	6,48	0,53	2,95
Abril	25,60	32,08	11,70	14,65
Mayo	55,97	88,05	25,57	40,22
Junio	24,06	112,11	10,99	51,21
Julio	61,24	173,35	27,98	79,19
Agosto	10,60	183,95	4,84	84,03
Septiembre	9,90	193,85	4,52	88,55
Octubre	4,20	198,05	1,92	90,47
Noviembre	20,69	218,74	9,45	99,92
Diciembre	0,15	218,89	0,07	100,00

FUENTE: Proyecto 2.01.27, Dirección Investigación, Universidad de Concepción.

[1]Estación Agrometeorológica Depto. Agronomía, Facultad de Ciencias Agropecuarias y Forestales, Universidad de Concepción, Chillán.

CUADRO 7. Pérdidas de suelo en parcelas mantenidas en barbecho continuo; índices de erosión y valor K de la serie Santa Bárbara (Las Cruces)

	Años			
	1978	1979	1980	1981
Pérdidas de suelo[1] en ton/ha (A)	32,26	22,44	34,91	34,28
Indices de erosión[2] (R)	303,0	296,0	311,6	303,5
Valores K[3] (A/R)	0,08	0,06	0,09	0,09

FUENTE: Proyecto Investigación 2.01.27, Dirección Investigación, Universidad de Concepción.

[1]Promedio de dos repeticiones.

[2]Los índices de erosión corresponden al período en que se realizaron las mediciones de pérdida de suelo en cada año.

[3]El valor K se obtuvo para cada año, dividiendo las cifras de pérdida de suelo por los índices de erosión respectivos. Además, se dividieron por 1,282 para llevar el valor K a la condición de parcela standard, de 22,13 m de longitud y 9% de pendiente. Las parcelas utilizadas tenían 20 m de longitud y 11% de pendiente.

El bajo valor de K para la serie Santa Bárbara (0,09) se debe, en parte, al elevado contenido de materia orgánica (9,8% en el sitio de la experiencia). Además, influyó la textura, la estructura granular fina y la permeabilidad moderada del perfil. Este conjunto de propiedades confieren al suelo un mayor grado de resistencia a la destrucción de los agregados y un buen drenaje interno que disminuye apreciablemente el volumen de escurrimiento superficial.

Con antecedentes de análisis físicos y químicos, se comprobó la siguiente ecuación empírica para determinar K (Wischmeier, Johnson y Cross, 1971):

$$100\ K = 2{,}1\ M^{1{,}14}\ (10^{-4})\ (12\text{-}a) + 3{,}25\ (b\text{-}2) + 2{,}5\ (c\text{-}3)$$

donde: K es el factor de erodabilidad del suelo; M el parámetro de tamaño de partículas, que es igual al producto de la suma del porcentaje de limo más arena fina (0,05 - 0,100 mm), por la cantidad de 100 menos el porcentaje de arcilla; "a" es el porcentaje de materia orgánica; "b" es el código de la estructura (1 granular muy fino; 2 granular fino; 3 granular medio a grueso; 4 masivo o de bloque); "c" es el código de clase de permeabilidad (1 rápida; 2 moderada a rápida; 3 moderada; 4 moderada a lenta; 5 lenta; 6 muy lenta).

Los análisis físicos y químicos realizados dieron los siguientes valores promedios: materia orgánica 9,8%; textura franco limosa con 14,5% de arena mayor de 0,100 m, 63,5% de limo más arena fina (0,05 - 0,100 mm) y 22% de arcilla; estructura granular fina 2(b) y permeabilidad moderada 3(c).

$$K = \frac{34.227{,}03 \times 0{,}00022}{100} \times 1{,}292 = 0{,}097$$

El valor obtenido con la ecuación se multiplicó por 1,292, para expresar K en unidades del sistema métrico (ton/ha por unidad de índice de erosión). Resultó ser un 7,8% mayor que el valor K determinado por medición directa.

El antecedente de permeabilidad se considera para todo el perfil del suelo; el resto de las características corresponden al horizonte superficial.

7.5.3. Factor C de la ecuación

Se define como la relación esperada de pérdida de suelo entre un terreno con un cultivo cualquiera, bajo condiciones específicas de manejo y una parcela de idénticas características en barbecho continuo. El factor C mide el efecto combinado de la cobertura y el manejo. Debido a las numerosas maneras en que la tierra puede ser cultivada y manejada, resulta el factor más difícil de evaluar. Las rotaciones se pueden modificar aumentando el número de cultivos o repitiendo alguno de ellos, o variando sus secuencias. Los rastrojos se pueden quemar o enterrar. También se pueden dejar diversos porcentajes sobre la superficie del suelo e incorporar diversos niveles de fertilización. Todas estas diferentes condiciones de manejo y sus combinaciones pueden tener influencia en la magnitud de las pérdidas.

La erosión que se produce en un barbecho desnudo se obtiene por el producto de los factores R, K, L y S. Este mismo suelo bajo cultivo experimentará una menor pérdida de suelo. La magnitud de la disminución dependerá de la combinación de coberturas, secuencia y tipos de cultivos y prácticas de manejo agronómico que se adopten.

La determinación del factor C se efectuó comparando las pérdidas de suelo de diferentes cultivos y métodos de manejo, con las pérdidas en parcelas mantenidas en barbecho continuo. Durante cuatro años se emplearon diez parcelas de escurrimiento para determinar valores C de cereales y raps, bajo diversas modalidades de manejo.

El cambio de efectividad de la cobertura que proporciona un cultivo es gradual a lo largo de la temporada de desarrollo. Para fines prácticos se divide la estación de crecimiento en una serie de períodos, definidos de modo que el efecto de cobertura se considera aproximadamente uniforme en cada uno de ellos. La duración de cada período depende del tipo de cultivo, clima y manejo a que se somete.

El factor R de la ecuación no describe completamente los efectos de diferencias locales del patrón de lluvias sobre la magnitud de la erosión. La efectividad en control de erosión de un sistema de cultivo en un sector determinado, depende, en parte, de la forma en que se encuentra distribuido el potencial erosivo de las lluvias entre los diferentes períodos de cada cultivo. Por esta razón, la distribución de los índices de erosión de las lluvias en una región dada, es un importante elemento para derivar el valor local de C. El valor C que se calcula para una rotación, sólo sirve para la localidad o zona cuya distribución anual de los índices de erosión se conoce. En otros lugares puede cambiar la distribución anual del potencial erosivo de las lluvias, así como también ser diferentes las fechas de principio y término de los períodos de los cultivos.

En la Tabla 1 se entregan valores de C calculados en Las Cruces. El valor de R y su distribución mensual determinado en dicha localidad puede hacerse extensivo a la mayor parte de los suelos cultivables de trumao de la VIII Región. El promedio anual de precipitaciones para 1978, 79 y 80, fue de 1.448 mm. A lo largo de la faja más oriental de esta zona, el factor R puede presentar variaciones. Como precaución, sería recomendable llevar el valor R = 334, a 370 en los sectores con precipitaciones mayores de 1.600 mm, mientras se completa el trabajo de recolección de datos.

Gran parte de la información de la Tabla 1 se obtuvo por medición directa del factor C para cultivos de cereales y raps. Los valores C determinados para cuatro períodos del desarrollo de cada cultivo, se multiplicaron por el porcentaje de índice de erosión correspondiente a cada uno de dichos períodos. La suma de los productos de los cuatro períodos contemplados para cada cultivo y condición de manejo, constituyen los valores que figuran en esta Tabla. Estos antecedentes tienen un carácter preliminar, tanto por la reducida cantidad de parcelas de escurrimiento y equipos disponibles, como por el corto número de años de investigación.

Los valores se pueden considerar para una condición de productividad media. Para niveles de productividad baja se pueden aumentar en un 15 a 20%.

La predicción de erosión mediante la ecuación A = R K L S C P, es la mejor estimación disponible a la fecha. Sus resultados son más confiables para suelos de texturas medias, en longitudes de laderas inferiores a 120 m, pendientes entre 3 a 18% y sistemas de cultivo y manejo que correspondan a los probados en las parcelas de escurrimiento. Mientras más se excedan los límites mencionados, mayor será la probabilidad de introducir errores. Las comprobaciones de predicción con mediciones directas han sido excelentes. Esto se debe entender para un sistema basado en 22 años de observaciones pluviométricas. Los registros con un menor número de años están sujetos a errores mayores de predicción, debido a los efectos cíclicos y fluctuaciones de las variables no controladas, cuyos efectos están promediados en muchos años en los valores de los factores de la ecuación (Wischmeier y Smith, 1978). A la luz de estas ideas generales de los investigadores citados, es prudente considerar los valores de la Tabla 1 como un trabajo preliminar, mientras no se reiteren los estudios realizados y se amplíe a otros aspectos, como la influencia del efecto residual de las praderas, el efecto de diferentes niveles de fertilidad y de residuos, otros métodos de labranza de conservación de suelos, etc.

TABLA 1. Valores ajustados de C para los trumaos de precordillera de la VIII Región, en sectores con precipitaciones inferiores a 1.500 mm (Peña, 1982)

Nº Línea	Cultivos y prácticas agronómicas de manejo		Valor C ajustado para precordillera VIII Región[1]
1	CEREAL	después cereal o raps. Se quema rastrojo y labranza convencional	0,33
2	CEREAL	después pradera muy rala. Labranza convencional	0,29
3	CEREAL	después cereal o raps. Se entierra rastrojo y labranza convencional	0,27
4	CEREAL	después pradera[2]. Se entierra residuo y labranza convencional	0,22
5	CEREAL	después cereal o raps. Se entierra parcialmente rastrojo dejando 200 kg/ha en superficie. Labranza convencional	0,20
6	CEREAL	después cereal o raps. Se entierra parcialmente rastrojo dejando 200 kg/ha en superficie. Alta fertilización y dosis semillas	0,18
7	CEREAL	con manejo rastrojos de cosecha. Se deja 1 ton/ha de residuo en superficie	0,08
8	CEREAL	con manejo rastrojos de cosecha. Se deja 2 ton/ha de residuo en superficie	0,039
9	CEREAL[3]	siembra directa a través de residuos (cero-labranza)	0,019
10	RAPS	después cereal. Se quema rastrojo y labranza convencional	0,36
11	RAPS	después pradera muy rala. Labranza convencional	0,31
12	RAPS	después cereal. Se entierra rastrojo y labranza convencional	0,29
13	RAPS	después pradera[2]. Se entierran residuos y labranza convencional	0,24
14	RAPS	después cereal. Se entierra parcialmente el residuo, dejando 200 kg/ha en superficie	0,22
15	RAPS	después cereal. Se entierra parcialmente rastrojo, dejando 200 kg/ha en la superficie. Alta fertilización y dosis de semillas	0,20
16	RAPS[4]	con manejo rastrojos. Se deja 1 ton/ha sobre el suelo	0,087
17	RAPS[4]	con manejo rastrojos. Se dejan 2 ton/ha sobre el suelo	0,042

Continuación TABLA 1. Valores ajustados de C para los trumaos de precordillera de la VIII Región, en sectores con precipitaciones inferiores a 1.500 mm (Peña, 1982).

Nº Línea	Cultivos y prácticas agronómicas de manejo	Valor C ajustado para precordillera VIII Región[1]
18	RAPS siembra directa a través residuos (cero-labranza)	0,020
19	PRADERA NATURAL[5] en reg. condiciones (2-4 ton/ha m.s.)	0,015
20	PRADERA NATURAL[5] en buenas condiciones (4-6 ton/ha m.s.)	0,010
21	PRADERA ESTABLECIDA[5] MIXTA en reg. condiciones (4-6 ton/ha m.s.)	0,006
22	PRADERA ESTABLECIDA[5] MIXTA en buenas condiciones (6-11 ton/ha m.s.)	0,004

[1]Valores calculados con las relaciones de pérdidas de suelo, ajustándolos a la distribución de los índices de erosión a lo largo del año. Para cada situación se multiplicó los valores C de tabla, por el porcentaje de I.E. correspondiente a cada período. La suma de los productos, para los cuatro períodos contemplados, constituyen los valores que figuran en esta tabla.

[2]Los valores ajustados de C para cereal y raps después de pradera, se calcularon aplicando a los valores locales obtenidos en Las Cruces, los factores para efecto residual de praderas del Handbook 537 (Wischmeier y Smith, 1978).

[3]Se aplicó al cereal una relación obtenida de los datos para raps en Las Cruces.

[4]Se calculó sobre la base de relaciones con los datos establecidos para cereal en esta modalidad de manejo.

[5]Los valores se tomaron del Handbook 537 por no existir información local.

7.5.4. Aplicación de la ecuación de predicción de pérdidas de suelo

En la preparación de planes de conservación de suelos y aguas en un predio, se debe recomendar prácticas de control de erosión para los diferentes conjuntos de características de suelo, clima, topografía y cultivos que se adopten. En la selección de las diferentes alternativas disponibles, se debe escoger aquellas que proporcionen un adecuado nivel de protección a la tierra. Con las decisiones que se traducen en una sobreprotección, se incurre en gastos innecesarios. El subdimensionamiento de las medidas defensivas, sólo controlará a medias el problema, con el riesgo de desincentivar al agricultor en este enfoque del manejo de sus recursos naturales renovables.

Para completar la información necesaria para aplicar la ecuación se incluyen algunas tablas con valores de prácticas complementarias (P).

7.5.4.1. FACTOR LONGITUD Y PORCENTAJE DE PENDIENTE (LS)

Con valores recogidos en experiencias de terreno, se obtuvo una ecuación parabólica que fijó los datos experimentales en la siguiente forma:

$$LS = \sqrt{f}\ (0{,}0138 + 0{,}0096\ s + 0{,}00138\ s^2)$$

donde: f es la longitud en metros de la ladera
s es la pendiente expresada en porcentaje.

7.5.4.2. FACTOR DE PRACTICAS COMPLEMENTARIAS (P)

TABLA 2. Valores P para cultivo en contorno en distintas pendientes y longitudes

Pendiente %	Valor P	Longitud máxima[1] m
1 – 2	0,6	120
3 – 5	0,5	90
6 – 8	0,5	60
9 – 12	0,6	36
13 – 16	0,7	24
17 – 20	0,8	18
21 – 25	0,9	15

FUENTE: Handbook 537, Wischmeier y Smith.
[1]Estos valores se pueden incrementar en un 25% si las coberturas de residuos regularmente exceden de 50%.

Los siguientes ejemplos muestran algunos procedimientos para el uso de la ecuación de predicción de erosión:

Selección de prácticas de control de erosión en un trumao de la serie Santa Bárbara, para un terreno en el que se ha establecido una rotación de cultivos integrada por trigo–avena–raps–dos años de pradera natural.

TABLA 3. Valores P para cultivo en fajas

	Valores P[1]				
Pendiente %	A	B	C	Ancho fajas m	Longitud máxima de ladera en m
1 – 2	0,30	0,45	0,60	40	240
3 – 5	0,25	0,38	0,50	30	180
6 – 8	0,25	0,38	0,50	30	120
9 – 12	0,30	0,45	0,60	24	72
13 – 16	0,35	0,52	0,70	24	48
17 – 20	0,40	0,60	0,80	18	36
21 – 25	0,45	0,68	0,90	15	30

FUENTE: Handbook 537, Wischmeier y Smith.
[1]Valores P
A = para rotaciones de 4 años (cultivo escardado - cereal - 2 años pradera).
B = para rotaciones de 4 años (2 años cultivos escardados - 1 año cereal - 1 año pradera).
C = para fajas alternadas de cultivo escardado y cereal.

TABLA 4. Valores P para terrazas cultivadas en contorno

Pendiente %	Manejo cultivos		Para computar sedimentos en hoyas hidrográficas	
	Factor cultivo en contorno	Factor cultivo en fajas	Terrazas con colectores con pasto	Terrazas con colectores de tubería[1]
1 – 2	0,6	0,30	0,12	0,05
3 – 8	0,5	0,25	0,10	0,05
9 – 12	0,6	0,30	0,12	0,05
13 – 16	0,7	0,35	0,14	0,05
17 – 20	0,8	0,40	0,16	0,06
21 – 25	0,9	0,45	0,18	0,06

FUENTE: Handbook 537, Wischmeier y Smith.

[1]Las terrazas con colectores de tubería bajo tierra son altamente efectivas en control de erosión. Las investigaciones muestran que menos del 5% del suelo que escurre hacia los canales de las terrazas abandonan definitivamente el campo.

Antecedentes:

R = 334; K = 0,09; pendiente 12%; longitud ladera = 120 m; tolerancia de erosión (T) estimada en 7 ton/ha/año. Por tolerancia de erosión se entiende la máxima cantidad de suelo que puede perder un terreno, sin que se afecte su potencial productivo, permitiendo que los cultivos se mantengan económicamente en forma sostenida.

Cálculo erosión actual:

$$LS = \sqrt{f}\ (0{,}0138 + 0{,}0096\ s + 0{,}00138\ s^2)$$

Reemplazando valores se tiene LS = 3,59.

Erosión potencial: A = R K L S
= 334 x 0,09 x 3,59 = 107,92 ton/ha/año

Las pérdidas de suelo para un manejo convencional en la zona, se obtienen multiplicando la erosión potencial por el valor C anual promedio de la rotación:

– Trigo (línea 2, tabla 1)	0,29
– Avena (línea 1, tabla 1)	0,33
– Raps (línea 10, tabla 1)	0,36
– Pradera natural, 2 años (línea 19) 0,015 x 2	0,03
Valor C anual promedio rotación	1,01/5 = 0,202

A = 107,92 x 0,202 = 21,8 ton/ha/año, valor superior a la tolerancia de 7 ton/ha/año.

Resolviendo la ecuación de predicción de erosión para los factores C P, y reemplazando A por el valor de tolerancia, se tiene C P = T/R K L S = 7/107,92 = 0,065, lo que representa el máximo valor del producto C P que se puede aceptar para las condiciones específicas del problema. Si no se adopta alguna práctica complementaria, P asume un valor de 1 y se debe buscar un sistema de cultivo y de prácticas agronómicas, cuyo valor C equivalga a 0,065.

Se recomienda la práctica manejo de residuos, que permita dejar 1 ton/ha de rastrojos sobre la superficie después de la siembra.

Cálculo C anual promedio de la rotación:

– Trigo (línea 7, tabla 1)	0,080
– Avena (línea 7, tabla 1)	0,080
– Raps (línea 16, tabla 1)	0,087
– 2 años pradera natural (línea 19, tabla 1) 0,015 x 2	0,030
	0,277/5 = 0,055

A = 107,92 x 0,055 = 6 ton/ha/año como promedio anual de la rotación. Aun cuando se obtiene una protección en exceso, la solución es aceptable. Si el agricultor no desea una alternativa que signifique un cambio radical en sus métodos de labranza se puede recurrir al empleo de prácticas complementarias. El cultivo en contorno no es aconsejable debido a la pendiente muy elevada y a la longitud de la ladera.

Si se adoptan terrazas de drenaje, el espaciamiento horizontal para esta pendiente y tipo de suelo resulta de 22,50 m. Esta cifra representa la nueva longitud efectiva de la ladera y, en consecuencia, se debe calcular un nuevo valor de L.S. El factor P para terrazas en 12% de pendiente es de 0,6 (Tabla 4).

A = 334 x 0,09 x 1,55 x 0,6 x 0,202 = 5,65 ton/ha/año.

Una solución más económica, aunque engorrosa de manejar, es el cultivo en fajas. Los rastrojos se entierran parcialmente, dejando 200 kg/ha en la superficie. P fajas = 0,37 (interpolando).

Cálculo C anual promedio rotación:

– Trigo (línea 2, tabla 1)	0,29
– Avena (línea 5, tabla 1)	0,20
– Raps (línea 14, tabla 1)	0,22
– 2 años pradera natural (línea 19, tabla 1) 0,015 x 2	0,03
	0,74/5 = 0,148

A = 107,92 x 0,148 x 0,37 = 5,91 ton/ha/año.

7.6. BIBLIOGRAFIA

BRITO, J. y Peña, L. 1980. Determinación del factor R de la ecuación universal de predicción de la erosión hídrica en la provincia de Ñuble. Agricultura Técnica (Chile) 40: 152-156.

HUDSON, N. 1971. Soil conservation. Cornell University Press. Ithaca, New York. 320 p.

ODEPA. 1968. Plan de desarrollo agropecuario 1965-1980. Ministerio de Agricultura. Oficina de Planificación Agrícola. (Mapas).

PEÑA, L. 1978. Control de erosión mediante dos niveles de densidad de paja en un trumao de lomaje. Agricultura Técnica (Chile) 38: 49-53.

_____ 1981. Control de erosión en trumaos mediante modificaciones en el manejo de los cultivos. Ciencia e Investigación Agraria, 8: 123-128.

_____ 1982. Determinación de los factores R K y C de una ecuación de predicción de la erosión, válido para la precordillera de la VIII Región. (Estudio preliminar). Proyecto 2.01.27. Dirección de Investigación. Universidad de Concepción.

WISCHMEIER, W.H. y SMITH, D.D. 1978. Predicting rainfall erosion losses to conservation planning. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook Nº 537. 58 p.

Capítulo 8:

Sistemática y descripción de las Familias, Asociaciones y Series de suelos derivados de materiales piroclásticos de la zona central-sur de Chile.

POR: ARNOLDO MELLA L. Y ALBERTO KÜHNE G.

8.1. METODOLOGIA

Este trabajo constituye una recopilación de los diversos estudios, tanto descriptivos como cartográficos, de los suelos derivados de materiales volcánicos efectuados en el país entre los paralelos 33°30' y 41°45' de latitud sur.

En base a esta recopilación de antecedentes, se efectuó una tabulación de las Series de Suelos descritos en los diferentes informes a objeto de homogeneizar la información y facilitar su análisis, interpretación y correlación. Los mapas fueron reducidos a escala 1:250.000. Como resultado de esta etapa se obtuvo la eliminación de algunas Series de Suelos que tenían descriptivos similares, nombres diferentes y/o por su escasa superficie no tenían representatividad cartográfica dentro de la escala del presente estudio. Se mantuvo como principio de prioridad la designación del nombre de la Serie del estudio publicado más antiguo.

La información cartográfica fue traspasada a planchetas I.G.M. a escala 1:250.000 que constituyó la base para la revisión y comprobación de terreno. Lamentablemente en este período no se contó con el tiempo necesario para efectuar una revisión completa de todas las unidades cartográficas.

En la etapa de terreno se completó la cartografía de aquellos sectores que carecían de ellas, especialmente en la parte alta de la Cordillera de los Andes desde el paralelo 39°45' al 41°40' límite sur del presente estudio. Se describieron y se tomaron las muestras de algunos suelos representativos y se modificaron, en base a la textura de campo, los grados texturales de algunas Series de Suelos descritos por IREN para la provincia de Cautín y Valdivia por cuanto estos estudios constituyeron la base tanto cartográfica como descriptiva para ese sector. Además, este trabajo de terreno significó la modificación, eliminación y/o incorporación de nuevos límites de algunas unidades cartográficas, como así mismo, adecuar en algunos casos, la cartografía a los perfiles de suelos muestreados por el Servicio Agrícola y Ganadero (DIPROREN) en el año 1971 por tener éstos los datos analíticos completos.

En base a todo lo anteriormente señalado, las Series se agruparon en Familias de Suelos de acuerdo a criterios como: material parental, fisiografía, régimen de humedad y de temperaturas, tipo de substratum, etc.

Todas las Series que constituyen una Familia de Suelos pertenecen, de acuerdo a la Clasificación Taxonómica, al mismo Gran Grupo y Subgrupo de Suelos y que además presentan gran similitud en cuanto a uso y manejo.

Es necesario destacar que debido a las especiales condiciones de génesis y homogeneidad de los materiales parentales las Series de Suelos ocupan amplias extensiones con escasa discontinuidad en sus perfiles, aun cuando existan variaciones de relieve. Los suelos derivados de cenizas volcánicas

recientes (Trumaos y Ñadis) son los que presentan la mayor homogeneidad. Por ello, es que la totalidad de las Series descritas pueden considerarse casi como Series puras, con un grado de impureza que casi nunca sobrepasa el 10% .

Se definieron 70 unidades cartográficas que en su mayoría corresponden a Series puras, un Complejo Alerce-Huiti y las Asociaciones Santa Bárbara y Ralún que están constituidas por las Series Santa Bárbara, San Fabián y Bellavista, y las Series Ralún, Chanleufú y Liquiñe, respectivamente.

La designación de horizontes se efectuó en base a la nueva nomenclatura del "Soil Survey Manual" (1982). En aquellas Series que no tienen la parte analítica su designación es tentativa.

La clasificación de las Series de Suelos se realizó de acuerdo al sistema de Clasificación "Taxonomía de Suelos" (1975) U.S.D.A.

Un resumen de las Familias y Series descritas, incluyendo el material parental, el nombre vernáculo, posición fisiográfica y topográfica, la clasificación y la superficie que cubren se muestran en el Cuadro resumen del set de mapas adjunto.

8.2. SUELOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS MODERNAS

8.2.1. Familia Limanque

Los miembros de esta Familia son las Series Limanque, Pueblo Seco y Maulecura que se ubican en forma discontinua en la parte central de la Depresión Intermedia desde la VI a la VIII Región. Ocupan una topografía plana a suavemente ondulada en posición de terraza aluvial reciente.

Son suelos delgados a moderadamente profundos con horizontes AC que descansan sobre un substratum de gravas redondeadas; de texturas moderadamente gruesas; con diversos grados de pedregosidad tanto en la superficie como en el perfil y de colores pardo oscuro en el tono 10YR. El régimen de humedad es xérico y el de temperatura térmico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Estepa de Acacia cavenia. La clase de drenaje varía de bueno a excesivo.

La Serie Pueblo Seco corresponde a la antigua Serie Mañil.

La casi totalidad de los Suelos de esta Familia están bajo una agricultura de riego y su aptitud agrícola es adecuada para cereales y praderas en las Series Pueblo Seco, Maulecura y fases delgadas de la Serie Limanque. En esta última Serie su principal aptitud es para chacras (remolacha), cereales, pastos y frutales de arraigamiento medio.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Limanque	LMQ	21.937	40,6
Pueblo Seco	PBS	10.937	20,2
Maulecura	MLC	21.125	39,1
TOTAL	–	**53.999**	**100,0**

8.2.2. Familia Temuco

Dentro de esta Familia se incluyen las Series Temuco, Vilcún, Barros Arana y Victoria. Son suelos desarrollados a partir de cenizas volcánicas modernas que ocupan una topografía plana dentro de

la Depresión Intermedia. Los tres primeros están en posición de terraza aluvial reciente en los ríos Cautín, Toltén y Allipén, mientras que el suelo Victoria descansa sobre brecha volcánica meteorizada, en posición de terraza remanente. Son suelos delgados a moderadamente profundos, de drenaje bueno a imperfecto en áreas deprimidas. El régimen de humedad es údico y el de temperatura mésico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Parques, caracterizada por árboles de gran tamaño del género Nothofagus y Laurelia. Son suelos de texturas medias y de colores pardo a pardo amarillento en el tono 10YR.

La Serie Barros Arana es la que presenta mayor profundidad efectiva y mayor pedregosidad que los demás miembros de esta Familia; el suelo Vilcún presenta colores más oscuros.

Los suelos componentes de esta Familia se caracterizan agrícolamente por constituir un tránsito entre una agricultura de riego y de secano. La aptitud agrícola en secano es para cereales y pastos. Bajo condiciones de riego se agrega a la rotación las chacras (papas-remolacha).

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Temuco	TEM	43.125	34,1
Vilcún	VCL	9.000	7,1
Barros Arana	BAR	17.375	13,7
Victoria	VCT	56.375	45,0
TOTAL	–	**126.375**	**100,0**

8.2.3. Familia Río Bueno

Los miembros de esta Familia lo constituyen las Series Río Bueno y San José. Corresponden a suelos derivados de cenizas volcánicas modernas, ubicados dentro de la Depresión Intermedia en posición de terraza aluvial de los ríos Río Bueno y Cruces, a una altura entre 25 y 100 m.s.n.m. De topografía plana, con pendientes simples de 1 a 3%. Son suelos moderadamente profundos, de texturas medias y de color pardo con el tono 10YR en la superficie y texturas moderadamente finas y de colores pardo amarillento en profundidad. En zonas muy planas o deprimidas pueden presentar "fierrillo" discontinuo en la zona de contacto entre el suelo y las gravas aluviales del substratum.

La Serie San José corresponde a un suelo más profundo y de colores con cromas y valores más altos que la Serie Río Bueno.

La principal aptitud en estos suelos es para cereales y pastos. La Serie San José presenta además aptitud para chacras.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Río Bueno	RIB	16.750	61,47
San José	SAJ	10.500	38,53
TOTAL	–	**27.250**	**100,00**

8.2.4. Familia Arrayán

En esta Familia se incluyen las Series Arrayán, Diguillín y Bramadero. Son suelos derivados de cenizas volcánicas modernas y se ubican en la parte central de la Depresión Intermedia desde la VII a la VIII Región y a una altura entre 120 a 180 m.s.n.m. en posición de terraza remanente plana a suavemente ondulada.

Son suelos muy profundos, de texturas medias, de color pardo muy oscuro en la superficie y pardo amarillento oscuros a pardo amarillento en profundidad, todos dentro del tono 10YR. El régimen de temperatura es térmico y el de humedad es xérico.

La Serie Arrayán descansa sobre arenas andesíticas-basálticas de granulometría media, es estratificada y presenta bolsones de arena media. Ocupa una posición ligeramente más alta que los suelos que la rodean. Se ubica dentro de la hoya del Bío-Bío.

En la Serie Diguillín el substratum está constituido por toba volcánica y la profundidad efectiva es menor que los otros miembros de esta Familia. El drenaje varía de bueno a moderado.

La Serie Bramadero presenta un horizonte A muy profundo de color negro a pardo muy oscuro de 40 a 55 cm de espesor y horizontes B de más de 300 cm con cromas y valores muy altos. Ocupa un área local al norte del río Maule.

Esta Familia constituye los mejores suelos de uso agrícola dentro de los derivados de materiales volcánicos bajo régimen de riego.

La casi totalidad de la superficie ocupada por estos suelos está bajo regímenes de riego. Suelos aptos para cultivos de arraigamiento profundo. La rotación más adecuada es chacra, cereales y pastos.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Arrayán	AYR	22.750	19,17
Diguillín	DIG	90.687	76,41
Bramadero	BRA	5.250	4,42
TOTAL	—	**118.687**	**100,00**

8.2.5. Familia Pelchuquín

Constituyen esta Familia las Series Pelchuquín, Valdivia y Llastuco, distribuídos entre el valle de Mariquina y Valdivia dentro de la Depresión Intermedia y a una altura entre 10 y 45 m.s.n.m. Son los suelos que ocupan las posición más baja de los derivados de cenizas volcánicas modernas. Presentan topografía plana a suavemente ondulada y descansan sobre toba volcánica de granulometría fina y conocida localmente como "cancagua". Se han desarrollado bajo un régimen de humedad údico y de temperatura mésico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Nothofagus obliqua (roble) y Laurelia sempervirens.

La Serie Pelchuquín corresponde a suelos muy profundos, de texturas medias, de colores pardo amarillento oscuros en el tono 10YR y bien estructurados. De topografía plana a suavemente ondulada con pendientes de 1 a 3%.

La Serie Valdivia ocupa la posición más baja de los componentes de esta Familia, es de texturas medias y de colores pardo oscuro en el tono 7.5YR en la superficie y texturas moderadamente finas y de colores dominantes pardo oscuro en el tono 7.5YR en los horizontes B.

La Serie Llastuco ocupa la posición más alta de esta Familia y corresponde a suelos muy profundos, de texturas medias y colores pardo en el tono 7.5YR en la superficie y horizontes B de texturas moderadamente finas de colores pardo amarillento oscuro a pardo amarillento en el tono 10YR con cromas y valores altos en profundidad.

Suelos aptos para chacras, cereales y pastos.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Pelchuquín	PEL	27.437	32,58
Valdivia	VLD	28.250	34,14
Llastuco	LLT	28.031	33,28
TOTAL	—	**84.218**	**100,00**

8.2.6. Familia Chan-Chán

Esta Familia está constituida por las Series Chan-Chán y Piedras Negras, que se ubican dentro en la Depresión Intermedia y ocupan planos fluvio-glaciales y aluviales de topografía plana a ligeramente ondulada con substratum constituido por gravas redondeadas, ocupan una altura entre 100 y 150 m.s.n.m.

Son suelos derivados de cenizas volcánicas recientes, de texturas medias, moderadamente profundos, de colores pardo oscuro a negro en los horizontes A y pardo a pardo amarillento en el tono 10YR en profundidad. Se han desarrollado bajo un régimen de temperatura isomésico y de humedad údico. La vegetación nativa corresponde a bosques de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens.

La Serie Chan-Chán presenta texturas medias en todo el perfil y su color es pardo muy oscuro a negro en la superficie y pardo amarillento en el tono 10YR en profundidad y su drenaje varía de imperfecto a pobre y es más delgado que la Serie Piedras Negras.

El Suelo Piedras Negras ocupa una posición ligeramente más alta, es más profundo, de texturas más finas en profundidad, con cromas y valores más bajos que la Serie Chan-Chán. Su drenaje es imperfecto y se encuentra asociada a la Serie Puerto Fonck.

Ambos componentes de esta Familia presentan sectores deprimidos donde se forma "fierrillo" creando condiciones de drenaje pobre con desarrollo de vegetación natural de "ñadis".

La principal aptitud en los suelos de esta Familia es para praderas, debido a las condiciones deficientes de drenaje.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Chan-Chan	CHA	17.937	25,24
Piedras Negras	PNG	53.125	74,76
TOTAL	–	**71.062**	**100,00**

8.2.7. Familia Agua Fría

Forman esta Familia las Series Agua Fría y Quintrilpe, que se ubican dentro de la Depresión Intermedia y ocupan una posición de lomajes planos en pendientes de 1-3% y complejas de 2-5% y ocurren a una altura entre 200 y 300 m.s.n.m. Son suelos desarrollados a partir de cenizas volcánicas modernas que descansan sobre un substratum constituido por conglomerado volcánico muy meteorizado. El régimen de temperatura es mésico y el de humedad es údico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Parques, representado por el género Nothofagus como dominante.

La Serie Agua Fría presenta menor profundidad, texturas más gruesas y cromas más altos que la Serie Quintrilpe.

Suelos aptos para cereales (trigo-avena) y pastos.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Agua Fría	AGF	23.187	80,30
Quintrilpe	QTP	5.687	19,70
TOTAL	–	**28.874**	**100,00**

8.2.8. Familia Pemehue

Componen esta Familia las Series Pemehue y Gorbea. Se han desarrollado a partir de cenizas volcánicas modernas y ocupan la Depresión Intermedia en posición de lomajes con pendientes complejas de 4 a 15% y a una altura entre 150 y 300 m.s.n.m. Descansan sobre gravas aluviales y/o fluvio-glaciales. El régimen de humedad es údico y el de temperatura mésico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens, además de Eucryphia cordifolia (ulmo), Aextoxicum punctatum (olivillo), etc.

La Serie Pemehue presenta un suelo enterrado entre los 50 y 60 cm de profundidad.

Son suelos muy profundos, de buen drenaje y colores pardo a pardo amarillento oscuro en el tono 10YR. La Serie Pemehue presenta colores pardo amarillento oscuro a pardo amarillento en el tono 10YR, con cromas y valores igual o mayores a 4. La Serie Gorbea presenta colores pardo oscuro en el tono 7,5YR y de estructura más firme y con menor desarrollo radicular que la Serie Pemehue.

Suelos aptos para cereales, pastos y forestales en topografía escarpada. La Serie Pemehue en sector de topografía plana a suavemente ondulada presenta aptitud para papas y remolacha.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Pemehue	PEH	148.312	86,76
Gorbea	GOR	22.625	13,24
TOTAL	—	**170.937**	**100,00**

8.2.9. Familia Puerto Octay

Los componentes de esta Familia son las Series Puerto Octay, Puerto Fonck y Los Lagos, se ubican dentro de la Depresión Intermedia en posición de lomajes con pendientes complejas de 2 a 5% y de 4-15% y geográficamente se distribuyen rodeando los grandes lagos desde el Villarrica al Llanquihue. Descansan sobre un substratum constituido por gravas y/o arenas fluvio-glaciales. Suelos formados a partir de cenizas volcánicas modernas, profundos a muy profundos, con régimen de humedad údico y de temperatura mésico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens, además de Eucryphia cordifolia.

La Serie Puerto Octay presenta texturas medias (franco limosas) en todo el perfil y de colores pardo oscuro a muy oscuro en la superficie y pardo amarillento oscuro en el tono 10YR en profundidad y descansa sobre gravas fluvio-glaciales ligeramente compactadas.

La Serie Puerto Fonck presenta horizonte A muy profundo y descansa sobre arenisca con acumulaciones de hierro y manganeso en forma discontinua. La topografía es más ondulada y de texturas más finas que la Serie Puerto Octay.

La Serie Los Lagos es moderadamente profunda y con topografía de pendiente compleja de 4 a 15%, dominando aquellas entre 2-5%. De texturas francas en todo el perfil y descansa sobre gravas fluvio-glaciales y sólo el último horizonte (BC) presenta colores pardo amarillento oscuro en el tono 10YR.

La principal aptitud agrícola de esta Familia es para empastadas y cereales. En la Serie Puerto Octay presenta además aptitud para chacras (remolacha, papas).

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Puerto Octay	PXT	57.125	18,12
Puerto Fonck	PFK	111.375	35,32
Los Lagos	LLG	146.812	46,56
TOTAL	—	**315.312**	**100,00**

8.2.10. Familia Osorno

Los miembros de esta Familia son las Series Osorno, Corte Alto y Nueva Braunau que se distribuyen en el sector poniente de la Depresión Intermedia ocupando una amplia faja entre Río

Bueno y la desembocadura del río Maullín. Presentan una topografía de lomajes ondulados y en posición más alta que los suelos que le limitan hacia el oriente. Corresponden a suelos derivados de cenizas volcánicas modernas, de perfiles profundos a muy profundos que descansan sobre toba y/o gravas fluvio-glaciales. Se han desarrollado bajo un régimen de humedad údico y de temperatura mésico.

La Serie Osorno ocupa el sector norte de esta Familia y presenta una topografía de lomajes ondulados en pendientes complejas de 2-5% que dejan pequeños e innumerables sectores bajos de drenaje imperfecto a pobre (ñadis). Descansa sobre toba volcánica de color amarillo y parcialmente meteorizada.

La Serie Corte Alto ubicada en el sector medio en esta Familia presenta perfiles muy profundos y descansa sobre gravas fluvio-glaciales; de texturas moderadamente finas y de colores pardo muy oscuro en el tono 10YR en la superficie y texturas moderadamente finas a finas de colores pardo amarillento y pardo en los tonos 10YR y 7.5YR en profundidad.

La Serie Nueva Braunau se ubica preferentemente al sur de esta Familia y ocupa una posición de lomajes ondulados con pendientes complejas de 5 a 8% como dominantes. Presenta perfiles muy profundos de texturas moderadamente finas y de colores pardo en el tono 7.5YR en los horizontes superficiales y texturas finas de colores pardo fuerte en el tono 7.5YR y pardo amarillento en el tono 10YR en profundidad.

Suelos de excelente aptitud para chacras, cereales y pastos en condiciones de secano.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Osorno	OSR	133.375	43,67
Corte Alto	CAT	57.062	18,68
Nueva Braunau	NBN	115.000	37,65
TOTAL	–	**305.437**	**100,00**

8.2.11. Familia Malihue

Los componentes de esta Familia son las Series Malihue y Lumaya, que se ubican dentro de la Depresión Intermedia y a una altura entre los 150 y 350 m.s.n.m. Ocupan una posición de lomajes con pendientes complejas de 2 a 5% y de las caídas pendientes superiores al 30%. Son suelos desarrollados a partir de cenizas volcánicas modernas, con perfiles muy profundos y bajo un régimen de temperatura y de humedad údico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens.

La Serie Malihue presenta texturas franco limosas en todo el perfil y de color negro en la superficie y pardo amarillento oscuro en el tono 10YR en profundidad. La Serie Lumaya tiene texturas moderadamente finas y colores pardo oscuro y pardo amarillento oscuro en el tono 10YR en profundidad, con cromas más bajos que la Serie Malihue.

La principal aptitud agrícola de esta Familia es para cereales y pastos. Secundariamente para chacras en los sectores de topografía planas a suavemente onduladas.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Malihue	MAH	96.125	71,60
Lumaya	LUM	38.125	28,40
TOTAL	–	**134.250**	**100,00**

8.2.12. Familia Curacautín

Esta familia está formada por las Series Curacautín y San Patricio y se ubican fisiográficamente en la precordillera de los Andes a una altura entre 400 y 500 m.s.n.m. Presenta topografía plana con pendientes simples de 1 a 3% y complejas de 2 a 5% y descansa sobre gravas y/o arenisca aluvial o fluvio-glacial. Suelos desarrollados a partir de cenizas volcánicas recientes y con gran desarrollo de horizontes A de color negro a pardo muy oscuro. El régimen de humedad es údico y el de temperatura mésico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Parques con especies dominantes del género Nothofagus.

La Serie Curacautín presenta texturas más finas, cromas y valores más altos que la Serie San Patricio.

La aptitud agrícola de esta Familia es para cereales y pastos.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Curacautín	CRT	20.375	60,2
San Patricio	SPT	13.500	39,8
TOTAL	–	**33.875**	**100,0**

8.2.13. Familia Los Prados

Los componentes de esta Familia son las Series Los Prados y Cunco, que se ubican dentro de la precordillera de los Andes a una altura de 350 a 500 m.s.n.m. Se han desarrollado a partir de cenizas volcánicas modernas bajo un régimen de humedad údico y de temperatura mésico. La vegetación natural corresponde a la formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens que incluye además Nothofagus dombeyi; Eucryphia cordifolia, etc.

La Serie Los Prados corresponde a suelos muy profundos, con pendientes complejas de 4 a 15% y descansa sobre gravas fluvio-glaciales, estratificado y con un suelo enterrado entre los 50 y 60 cm de profundidad. La textura es franco limosa, de colores pardo muy oscuro en el tono 10YR en los 3 primeros horizontes y en profundidad la textura es moderadamente fina y de colores pardo oscuro a pardo grisáceo oscuro en el tono 10YR. Entre los 45 y 60 cm de profundidad presenta una estrata de color rojo oscuro en el tono 2.5YR de textura franco limosa y de un espesor variable entre 5 y 15 cm.

La Serie Cunco presenta una topografía de pendientes complejas de 1 a 2% y descansa sobre un substratum aluvial constituido por gravas con matriz arcillosa. A los 50 cm de profundidad presenta un suelo enterrado y el drenaje es moderado.

La principal aptitud agrícola de esta Familia es para cereales y praderas permanentes.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Los Prados	LOP	94.937	72,89
Cunco	CXC	35.312	27,11
TOTAL	—	**130.249**	**100,00**

8.2.14. Familia Lastarria

Los componentes de esta Familia son las Series Lastarria y Correltúe que se ubican en la Cordillera de la Costa en posición de cerro con pendientes complejas de 15 a 45%. Son suelos desarrollados a partir de cenizas volcánicas relativamente modernas, depositados sobre rocas metamórficas muy antiguas (Paleozoico), bajo un régimen de humedad údico y de temperatura mésico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens.

La Serie Lastarria ocupa una posición más alta y de texturas más finas que la Serie Correltúe.

La aptitud de estos suelos es para praderas y bosques.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Lastarria	LAS	29.312	18,62
Correltúe	COR	128.125	81,38
TOTAL	—	**157.437**	**100,00**

8.2.15. Asociación Santa Bárbara

Esta Asociación está constituida por los suelos Santa Bárbara, San Fabián y Bellavista. Ocupa una larga extensión a lo largo de la Cordillera de los Andes, en forma casi ininterrumpida por más de 300 km y a una altura entre los 400 y 1.100 m.s.n.m. y en posición de lomajes altos y cerros con pendientes complejas.

Estos suelos se han desarrollado a partir de cenizas volcánicas modernas y presentan perfiles profundos, de textura media en la superficie hasta moderadamente finas en profundidad, de color pardo oscuro en la superficie y pardo amarillento en los horizontes B en el tono 10YR. El régimen de temperatura es térmico y el de humédad xérico con más de 100 días de déficit hídrico. La vegetación natural corresponde a la formación de bosque abierto andino sin coníferas y con árboles de gran tamaño del género Nothofagus.

En esta Asociación no aparecen separados sus componentes debido a que falta su cartografía, pero se ha estimado incluir tres suelos debido a la gran extensión que ocupa y que se ubican en el sector norte, centro y sur y que corresponden a los suelos Bellavista, San Fabián y Santa Bárbara respectivamente. Además, la línea de mayor altura es tentativa y se efectuó en base a los antecedentes existentes y a algunos recorridos en terreno. Sin embargo, en general, el sector comprendido

al sur del río Maule es más homogéneo en cuanto a su recubrimiento y desarrollo de sus perfiles y representados por las Series San Fabián y Santa Bárbara. El sector al norte del Maule hasta el río Tinguiririca, la distribución es heterogénea y sus perfiles se presentan contaminados con otros suelos y generalmente se confinan en las partes bajas y onduladas de la Cordillera de los Andes.

La principal aptitud agrícola de esta Familia es para empastadas permanentes, forestación y protección de hoyas hidrográficas. En los sectores de topografía ondulada y de menos altura, especialmente en las Series Santa Bárbara y San Fabián, presenta aptitud para cereales.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Santa Bárbara	SBA	495.162	70,0
San Fabián	SFB	176.844	25,0
Bellavista	BLT	35.369	5,0
TOTAL	–	**707.375**	**100,0**

8.2.16. Asociación Ralún

Los componentes de esta Familia son los Suelos Ralún, Liquiñe y Chanleufú y se estima que existen muchos otros miembros, especialmente en la parte alta de la hoya hidrográfica del río Bío-Bío, que no ha sido posible identificar en el presente estudio debido a limitaciones de tiempo. Estos suelos se han desarrollado a partir de cenizas y arenas volcánicas recientes en la Cordillera de los Andes a partir del paralelo 39°45' hasta el límite sur del presente estudio. Ocupan una posición de montañas con pendientes abruptas y a una altura entre los 600 y 1.400 m.s.n.m. La vegetación natural corresponde a la Formación de Selva Valdiviana Andina, caracterizada por árboles de gran tamaño: Aextoxicum punctatum (olivillo), Persea lingue (lingue); Nothofagus obliqua (roble); Nothofagus procera (raulí); N. dombeyi (coigüe); Saxegoteha conspicua (mañío) y en las partes altas y frías Fitzroya cupressoides (alerce) y/o lenga y ñirre en suelos muy delgados. El régimen de humedad es perúdico y el de temperatura mésico.

La Serie Ralún se caracteriza por ser un suelo muy estratificado, con estratas de pumicitas y arenas volcánicas, muy tixotrópico, de pendientes abruptas, en el cual el desarrollo radicular de la vegetación arbórea se concentra prácticamente en el horizonte A. Todas estas características son determinantes en la inestabilidad que presentan estos suelos cuando se rompe la relación suelo-planta por explotación inadecuada del bosque. En estos suelos se observan deslizamientos debido a lo anteriormente señalado y que son especialmente catastróficos cuando ocurren movimientos sísmicos, como sucedió en los terremotos de mayo de 1960.

La Serie Chanleufú se ubica en posición más baja que la Serie Ralún y presenta un menor contenido de pumicita, pero con aumento de materiales arenosos de tipo andesítico-basáltico y se ubican preferentemente en la falda de centros volcánicos (Antillanca).

La Serie Liquiñe presenta perfiles moderadamente profundos, estratificados, que incluyen estratas de pómez dacítico, muy alterada. Ocupa la posición más baja de las Series anteriores y es la que presenta el mayor desarrollo de los perfiles. Por sus características topográficas, estratigráficas y petrográficas, este suelo está sujeto a probabilidad de erosión catastrófica frente a una explotación indiscriminada del bosque nativo.

La aptitud agrícola de esta Asociación es eminentemente forestal. Sin embargo, por todas sus características, v.g. topografía, estratigrafía, cualidades físicas, mineralógicas y físico-químicas, son suelos que requieren de un manejo forestal extremadamente cuidadoso. Más aún, toda el área ocupada por esta Asociación debiera ser declarada **zona de protección forestal,** con el objeto de preservar el bosque nativo, el suelo y proteger las hoyas hidrográficas. Debe enfatizarse que se trata de los suelos con la mayor inestabilidad potencial dentro de los suelos derivados de materiales piroclásticos de todo el país.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Ralún	RLN	598.312	73,2
Chanleufú	CKF	46.562	5,7
Liquiñe	LÑE	171.937	21,1
TOTAL	—	**816.811**	**100,0**

8.2.17. Familia Freire

Esta Familia está constituida por las Series Freire y Pitrufquén y se ubica en la Depresión Intermedia con topografía plana a muy plana con pendientes de 0 a 1%, en posición de planos fluvioglaciales y a una altura entre 80 y 100 m.s.n.m. Se ha desarrollado a partir de cenizas volcánicas modernas depositadas sobre gravas y arenas ligeramente compactadas y con formación de "fierrillo" en la zona del contacto entre el suelo y el substratum. El régimen de humedad es údico y el de temperatura es mésico y la vegetación natural corresponde a la formación de "ñadis" caracterizada por su condición hidromórfica. Son suelos que permanecen por largos períodos húmedos con nivel freático alto, pero que en verano se secan extremadamente. Se les conoce con el nombre vernicular de "ñadis".

La Serie Freire presenta topografía plana a suavemente ondulada, la que determina la formación discontinua de "fierrillo", el que se localiza en las áreas planas. Son suelos moderadamente profundos de texturas medias y de colores pardos muy oscuro a la superficie y texturas finas a muy finas en profundidad y de drenaje pobre a moderado.

La Serie Pitrufquén corresponde a suelos delgados, con formación continua de "fierrillo" y con texturas medias a moderadamente gruesas, de topografía muy plana y de drenaje pobre.

La Serie Freire en sectores habilitados su aptitud es para trigo, raps y praderas. Existen áreas bajo agricultura de riego.

La Serie Pitrufquén habilitando su aptitud es para praderas, actualmente está cubierta de matorrales y pastos naturales.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Freire	FRE	49.750	83,7
Pitrufquén	PIT	9.687	16,3
TOTAL	—	**59.437**	**100,0**

8.2.18. Familia Lanco

Los componentes de esta Familia son las Series Lanco y Loncoche, ubicadas dentro de la Depresión Intermedia y en posición de terraza aluvial plana a muy plana con pendientes de 0 a 1% y descansan sobre un substratum de gravas compactadas con acumulación de hierro y manganeso y formación discontinua de "fierrillo", que determinan la clase de drenaje de pobre a imperfecto. Se han desarrollado a partir de cenizas volcánicas recientes bajo un régimen de humedad údico y de temperatura mésico. La vegetación natural en las áreas de drenaje pobre corresponde a la formación de "ñadis".

La Serie Loncoche es mejor drenada, de topografía más ondulada y de mayor profundidad que la Serie Lanco.

La principal aptitud de estos suelos es para praderas y ocasionalmente en áreas de una mayor profunidad y/o drenaje para cereales.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Lanco	LEN	40.812	69,25
Loncoche	LCH	18.125	30,75
TOTAL	–	**58.937**	**100,00**

8.2.19 Familia Itropulli

Los componentes de esta Familia son los suelos Itropulli y Paillaco. Son suelos desarrollados a partir de cenizas volcánicas modernas y distribuidos en la Depresión Intermedia de la IX Región, ocupando planos fluvio-glaciales con topografia plana a ligeramente ondulada y en altura entre 100 y 180 m.s.n.m. Se han desarrollado bajo un régimen de humedad údico y de temperatura isomésico. La vegetación natural corresponde a la formación de "ñadis". Ambos componentes presentan "fierrillo" discontinuo. Corresponden a un semi-ñadi.

La Serie Itropulli corresponde a suelos profundos, de texturas medias y de topografía plana a ligeramente ondulada.

La Serie Paillaco presenta texturas medias y de color pardo oscuro en los tonos 10YR y 7.5YR en la superficie y texturas moderadamente finas y color pardo amarillento oscuro en el tono 10YR en profundidad y de topografía plana en una cuenca semicerrada.

La aptitud agrícola de los Suelos de esta Familia es para cereales y pastos. En la serie Itropulli se agrega en la rotación anterior chacras.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Itropulli	IRT	34.500	66,19
Paillaco	PAI	17.625	33,81
TOTAL	–	**52.125**	**100,00**

8.2.20 Familia Frutillar

Esta Familia está constituida por las Series Frutillar, Huiño-Huiño y Huiti que se ubican dentro de la Depresión Intermedia y ocupan planos fluvio-glaciales y/o aluviales de topografía plana y baja de esta unidad fisiográfica. El substratum está formado por gravas y arenas compactadas y con formación de "fierrillo" continuo, impermeable y de 1 a 2 mm de espesor que impide el paso de las raíces y agua en profundidad. Amplios sectores de estos suelos han sido habilitados mediante obras de drenaje. Son suelos desarrollados a partir de cenizas volcánicas modernas bajo un régimen de temperatura isomésico y de humedad údico. Presentan drenaje muy pobre con nivel freático superficial e imperfecto en las áreas habilitadas. La vegetación corresponde a la formación de ñadis.

Los suelos de esta Familia cuando se han efectuado obras de habilitación presentan aptitud para cereales, pastos y chacras (papas-remolacha).

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Frutillar	FUT	130.875	64,17
Huiño-Huiño	HXH	17.250	8,46
Huiti	HUI	55.812	27,37
TOTAL	—	**203.937**	**100,00**

8.2.21. Familia Alerce

Los componentes de esta Familia son las Series Alerce y Maullín que se ubican dentro de la Depresión Intermedia ocupando planos fluvio-glaciales, de topografía plana y baja. Se han desarrollado a partir de cenizas volcánicas modernas bajo un régimen de temperatura mésico y de humedad údico. La vegetación natural corresponde a la formación de "ñadis".

La Serie Alerce presenta suelos muy delgados a delgados, con substratum de gravas compactadas y formación de "fierrillo" continuo y con nivel práctico superficial. La casi totalidad de este "ñadi" se encuentra con su vegetación arbustiva natural y troncos de alerce (Fitzroya cupressoides).

La Serie de Maullín presenta topografía plana y disectada y substratum constituido por arenisca compactada y sobre ella una formación de "fierrillo". Su aptitud es para praderas y trigo.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Alerce	ALC	31.312	54,93
Maullín	MYN	25.687	45,07
TOTAL	—	**56.999**	**100,00**

8.3. SUELOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS INTERMEDIAS

8.3.1. Familia Alhué

Por la homogeneidad del material parental, pumicita, esta Familia sólo presenta un miembro a pesar que se encuentra heterogéneamente distribuido en la Depresión Intermedia desde la Región Metropolitana hasta la VI Región. Presenta una topografía de lomajes suaves y disectados, con pendientes complejas de 3 a 5% como dominantes. Suelo derivado de cenizas volcánicas de edad intermedia, de naturaleza riolítica (pumicita) y desarrollado bajo un régimen de temperatura térmico y de humedad xérico. La vegetación dominante corresponde a la Formación de Acacia cavenia.

Son suelos delgados a moderadamente profundos que presentan entre los 40 y 60 cm de profundidad un duripán silíceo que impide el paso del agua y de las raíces en profundidad y de texturas medias a moderadamente gruesas en todo el perfil.

La aptitud agrícola de esta Familia es para pastos. En sectores planos y de mayor profundidad efectiva, su uso es para cereales y chacras.

Serie	Símbolo	Sup. ha
Alhué	AHE	53.217
TOTAL	—	**53.217**

8.3.2. Familia Perquenco

Actualmente esta Familia presenta un solo miembro y es el que da su nombre. Posiblemente con nuevos estudios podrán incorporarse otros suelos a esta Familia. Corresponde a suelos derivados de cenizas volcánicas de edad intermedia y ocurren en la parte central de la Depresión Intermedia y descansan sobre un substratum constituido por brecha volcánica. Son suelos moderadamente profundos, de texturas medias, de colores pardo en el tono 7.5YR. Ocupan una posición de topografía plana a suavemente ondulada, con gravas, bolones y/o bloques erráticos escasos en la superficie. Se encuentra asociado a suelos derivados de cenizas volcánicas modernas (Serie Victoria y Santa Bárbara) y de cenizas antiguas (Serie Metrenco), son suelos bien estructurados y de buen drenaje.

El régimen de humedad es údico y el régimen de temperatura es mésico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Parques cuyas principales especies son: Nothofagus obliqua (roble) y Laurelia sempervirens (laurel).

Esta aptitud agrícola es para cereales y praderas permanentes.

Serie	Símbolo	Sup. ha
Perquenco	PER	32.844
TOTAL	—	**32.844**

8.4. SUELOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS ANTIGUAS

8.4.1. Familia Collipulli

Familia constituida por las Series Collipulli y Panimávida y desarrollados a partir de cenizas volcánicas antiguas y que descansan sobre un substratum constituido por conglomerado volcánico de composición petrográfica mixta y muy meteorizado, que no guarda relación genética con el desarrollo del perfil. Se les conoce con el nombre vernacular "suelos rojo arcillosos". Se ubican dentro de la Depresión Intermedia entre los paralelos 34°45' al 38°10' de latitud sur y en posición de lomajes con pendientes complejas y a una altura de 120 y 400 m.s.n.m. y ocasionalmente sobrepasan esta última. Su régimen de humedad es xérico y el de temperatura es térmico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Acacia cavenia.

La Serie Collipulli ocupa la parte central y oriental de la Depresión Intermedia. Son suelos de texturas finas a muy finas, moderadamente profundos a profundos, de colores pardo rojizo a rojizo en el tono 5YR en todo perfil y ocupan una posición de lomajes, con pendientes complejas y con diversos grados de erosión; desde ligera de manto hasta severa de cárcavas. El suelo Panimávida ocupa el sector oriental de la Depresión Intermedia y en posición de plano inclinado suave y ondulado. Son suelos de texturas finas a muy finas, de color pardo rojizo a rojizo en los tonos 5YR y 2,5YR que descansan sobre conglomerado volcánico muy meteorizado y constituidos por gravas y bolones. Sobre la superficie se han depositado bolones y bloques erráticos dominante andesíticos y que no presentan meteorización.

Esta Familia presenta una gran heterogeneidad en cuanto a su aptitud agrícola que va desde la chacra en sectores de riego hasta forestal en las fases erosionadas y/o de pendientes abruptas.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Collipulli	CLL	186.312	83,29
Panimávida	PNV	37.375	16,71
TOTAL	—	**223.687**	**100,00**

8.4.2. Familia Mirador

Constituida sólo por la Serie Mirador y se ubica dentro de la Depresión Intermedia en posición de lomajes suaves y ligeramente más alto que los suelos que le rodean. Descansa sobre un substratum constituido por brecha volcánica. Son suelos de texturas finas a muy finas de colores pardo rojizo en el tono 5YR que puede variar hasta el tono 7.5YR en los primeros horizontes. Su régimen actual de humedad es xérico y el de temperatura térmica. La vegetación natural corresponde a la Formación de Acacia cavenia.

Gran parte de este suelo está bajo riego y su aptitud agrícola es para chacras, cereales y pastos.

Serie	Símbolo	Sup. ha
Mirador	MDR	40.900
TOTAL	—	**40.900**

8.4.3. Familia Metrenco

Esta Familia está constituida por las Series Metrenco y Araucano ubicadas dentro de la Depresión Intermedia en posición de lomajes con pendientes complejas de 4 a 15% y a una altura entre 100 y 300 m.s.n.m. Son suelos desarrollados a partir de cenizas volcánicas antiguas que descansan sobre un substratum presumiblemente de origen marino. Son suelos de texturas finas a muy finas, muy profundos y de drenaje bueno a moderado. El régimen actual de humedad es údico y de temperatura mésico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Parques, cuyas especies dominantes son Nothofagus obliqua, Laurelia sempervirens, Nothofagus dombeyi, etc.

La Serie Metrenco presenta colores pardo oscuro a pardo rojizo oscuro en los tonos 7.5YR y 5UR en los primeros horizontes y pardo rojizo oscuro en el tono 5YR en profundidad. En la Serie Araucano los colores dominantes en todo el perfil corresponden a pardo oscuro en el tono 7.5YR.

La aptitud agrícola de estas Familias es para cereales y pastos (trébol rosado).

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Metrenco	MTC	150.812	90,04
Araucano	AXN	16.687	9,96
TOTAL	–	**167.499**	**100,00**

8.4.4. Familia Fresia

Familia constituida por las Series Fresia, Cudico y Crucero, ubicados en el sector oriental de la Depresión Intermedia y de transición con la Cordillera de la Costa. Ocupa una posición más alta que los suelos que la limitan hacia el oriente y con topografía de lomajes de pendientes complejas. Son suelos muy profundos y desarrollados a partir de cenizas volcánicas antiguas que descansan sobre conglomerado volcánico muy meteorizado. El régimen actual de humedad es údico y el de temperatura mésico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens.

La Serie Fresia ocupa la posición más alta y ondulada que los demás componentes y de colores pardo en el tono 7.5YR como dominante y ocasionalmente puede variar a pardo rojizo oscuro en el tono 5YR. La Serie Cudico ocupa una posición más baja y de pendientes más suaves, de colores pardo rojizo en el tono 5YR en todo el horizonte B y de buena estructura en todo el perfil. La Serie Crucero ocupa una posición de lomaje alto, con pendientes complejas de 5-10%, de colores pardo rojizo en el tono 5YR y ocasionalmente puede llegar al tono 2.5YR y de estructura menos favorables que los otros componentes.

La aptitud agrícola de este suelo es para cereales y pastos.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Fresia	FSA	66.025	28,32
Cudico	CDC	82.437	35,34
Crucero	KUC	84.750	36,34
TOTAL	–	**233.249**	**100,00**

8.5. SUELOS DERIVADOS DE ARENAS VOLCANICAS

8.5.1. Familia Arenales

Los miembros de esta Familia son las Series Arenales, Coreo y Santa Teresa, ubicados en la Depresión Intermedia en la Hoya Hidrográfica del Bío-Bío y dentro del cono aluvial del río Laja. Son suelos recientes, derivados de arenas volcánicas de tipo andesítico-basáltico, estratificados, de textura moderadamente gruesas a gruesas, de topografía plana a suavemente ondulada. Se han desarrollado bajo un régimen de humedad xérico y de temperatura térmico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Acacia cavenia.

La Serie Arenales presenta texturas moderadamente gruesas, sin estructura, de colores pardo muy oscuro a negro en el tono 10YR en los horizontes superficiales y colores grises con igual tono en profundidad. Entre las diferencias estratas puede presentar pequeños depósitos de cenizas volcánicas. Ocupa el sector poniente dentro de la Familia. La Serie Coreo presenta texturas de granulometría más gruesa, es muy estratificado, con gravas y bolones en la superficie, especialmente los sectores ubicados más al oriente. La Serie Santa Teresa ocupa los sectores deprimidos y planos entre los suelos anteriormente citados, presentan drenaje pobre y formación de "orstein" en profundidad.

Las Series Arenales y Coreo en secano su aptitud es forestal (Pinus radiata). Los sectores de riego de la Serie Arenales y Santa Teresa, su principal aptitud agrícola es para praderas y cereales, ocasionalmente chacras.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Arenales	ARN	132.812	48,75
Coreo	CRE	108.625	39,85
Santa Teresa	STR	31.125	11,42
TOTAL	–	**272.562**	**100,00**

8.5.2. Familia Tijeral

Esta Familia está constituida sólo por la Serie Tijeral, pero se estima que deben existir otros componentes que no ha sido posible su separación en el presente estudio. Corresponde a suelos ubicados en el sector poniente de la Depresión Intermedia y que se han desarrollado a partir de una mezcla de cenizas y arenas volcánicas recientes finas de tipo andesítico-basáltico y en posición de lomajes ondulados, con pendientes complejas hasta 15%. Son suelos profundos, de textura media de buena estructura, de colores pardo oscuro a pardo grisáceo muy oscuro en el tono 10YR en los horizontes superficiales y colores pardo amarillento en el tono 10YR en profundidad. Se han desarrollado bajo un régimen de humedad xérico y de temperatura térmico. La vegetación natural corresponde a la Formación de Acacia cavenia.

Bajo condiciones de riego la aptitud agrícola de esta Serie es para chacras, cereales y pastos. En secano es preferentemente para pastos y cereales.

Serie	Símbolo	Sup. ha
Tijeral	TIJ	74.875
TOTAL	–	**74.875**

8.5.3. Familia Los Nevados

Esta Familia está constituida por los suelos Los Nevados, Coyán y Rinconada ubicados en la Cordillera de los Andes entre los 70 y 1.500 m.s.n.m. con topografía fuertemente ondulada con pendientes entre 15-30%, derivados de piroclastitas recientes de textura gruesa a moderadamente gruesa que descansan sobre gravas finas escoriáceas, muy vesiculares y se pueden presentar estratas de escorias en el perfil, de colores pardo a pardo grisáceo en el tono 10YR, de drenaje excesivo. Se han desarrollado bajo un régimen de humedad perúdico y de temperatura mésico. La vegetación natural dominante está constituida por Nothofagus anctartica (ñirre) y Nothofagus pumilio (lenga), etc.

Las Series Los Nevados y Rinconada su aptitud es ganadera y forestal; la Serie Coyán es sólo forestal debido a su topografía y características del perfil.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Los Nevados	LON	50.625	40,66
Coyán	COY	30.687	24,65
Rinconada	RND	43.187	34,69
TOTAL	–	**124.499**	**100,00**

8.5.4. Familia Caburga

Constituyen esta Familia las Series Caburga y La Compañía, ubicadas en la Cordillera de los Andes entre los 450 y 1.400 m.s.n.m. y con topografía de pendientes complejas entre 15 y 30% y desarrollados a partir de piroclastitas recientes, de texturas medias, moderadamente profundas a profundas, de estructura de bloques débiles y de drenaje excesivo, de colores pardo oscuro a pardo grisáceo muy oscuro en los horizontes superficiales y pardo amarillento oscuro en el tono 10YR en profundidad. Se han desarrollado bajo un régimen de humedad perúdico y de temperatura mésico.

La aptitud de estos suelos es principalmente forestal y de praderas naturales.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Caburga	CAB	122.750	83,12
La Compañía	LCP	24.937	16,88
TOTAL	–	**147.687**	**100,00**

8.5.5. Familia Llaima

Comprende las Series Llaima y Huerere ubicadas en la Cordillera de los Andes entre los 650 y 1.400 m.s.n.m. y desarrollados a partir de piroclastitas recientes, de texturas finas que descansan sobre arcilla fuertemente compactadas. Ocupan una topografía fuertemente ondulada con pendientes complejas entre 15 y 30%, profundos, de colores pardo grisáceo en la superficie y pardo amarillento en profundidad, todos dentro del tono 10YR. Desarrollados bajo un régimen de humedad perúdico y de temperatura mésico.

Su uso principal es forestal y ganadero.

Serie	Símbolo	Sup. ha	%
Llaima	LLA	48.187	30,15
Huerere	HRE	111.625	69,85
TOTAL	—	**159.812**	**100,00**

DESCRIPCION DE LAS SERIES.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: LIMANQUE Perfil Nº: 8a - C.V. Ubicación: VI REGION, Provincia COLCHAGUA, Comuna CHIMBARONGO

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 1408 - 1411 (1972)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0,05 – 0,002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0,5 – 0.25	Arena: Fina 0,25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2.0/o suelo		Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15		Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado	
		o/o de < 2 mm										o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc	
0-15	Ap	47,4	37,9	14,7	1,4	12,3	12,8	11,3	9,6			31	22	17				
15-32	A	50,2	36,7	13,1	0,8	12,8	13,4	12,0	11,2			29	14	15				
32-47	AE	44,1	44,5	11,4	0,6	11,2	10,1	12,2	9,9			26	15	11				
47-85	2C	74,3	18,1	7,6	5,4	28,6	21,1	12,7	6,5			24	11	13				

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:1	8C1c KCl 1 N 1:1	8C1d NaF
0-15	4,8					4,0	2,8					5,2	4,8	
15-32	3,8					2,7	1,9					5,5	4,8	
32-47	3,2					2,7	1,9					5,6	5,0	
47-85	2,5					2,4	1,7					5,6	5,0	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC: 5A3a Suma cationes meq/100 g	5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g		Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o		Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0-15	9,0	1,0	0,2	0,5	10,7	12,4	23,1				46			1,57	0,19	1,50
15-32	8,8	1,0	0,1	0,5	10,4	12,4	22,8				46			1,74	0,14	1,07
32-47	5,4	0,5	0,2	0,2	6,3	16,7	23,0				27			2,02	0,17	1,32
47-85	4,8	0,4	0,2	0,3	5,7	13,0	18,7				30			2,46	0,22	1,45

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0-15	52,2	1,00	22,5	7,95	0,07	1,25	0,70	1,74	1,90	0,82	9,50	99,6						
15-32	53,0	0,97	22,6	7,82	tr	1,57	0,89	1,90	1,97	0,80	8,15	99,6						
32-47	41,8	1,14	28,2	8,63	0,16	0,36	0,79	1,22	1,16	1,31	14,74	99,5						
47-85	32,2	0,96	30,1	8,51	0,34	0,41	0,94	2,89	0,84	1,61	20,81	99,6						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía a/ b/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x. térmico diferencial infrarrojo
0-15		AL4,KK3,MT2,VR2,IL1,QZ1,CR1,FD1,ZE1,AM1
15-32		AL4,KK1,MT1,VR1,CL2,IL1,QZ1,CR1,FD1,ZE1,AM1
32-47		AL4,KK1,MT1,VR1,CL2,IL1,QZ1,CR1,FD1,ZE1,AM1
47-85		AL4,KK1,MT1,VR1,CL2,IL1,QZ1,CR1,FD1,ZE1,AM1

a/ Código mineral
AL : alofán
KK : caolinita
MT : montmonillonita
VR : vermiculita
CL : clorita
IL : ilita
QZ : cuarzo
CR : cristobalita
FD : feldespatos
ZE : zeolitas
AM : anfiboles

b/ Fracción aproximada
4 : 1/3 a 1/2
3 : 1/5 a 1/3
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6. DESCRIPCION DE LAS SERIES

8.6.1. Serie Limanque

FAMILIA	: Limanque.
SERIE	: Limanque.
CLASIFICACION	: Medial, Thermic, Umbric Dystrandept.
UBICACION	: A 6 km al este de Chimbarongo por camino a Codegua, Fundo Santa Berta.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Terraza aluvial.
TOPOGRAFIA	: Plana con pendientes simples de 0-1%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Estepa de Acacia cavenia.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 16,2°C; verano 20,3°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 800-1.000 mm; otoño 200 mm; invierno 550 mm; primavera 100-150 mm; verano
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap. 0-15 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques subangulares gruesos y medios, moderados. Raíces finas y medias, abundantes y buena actividad biológica. Clastos subangulares (10%) comunes y gravilla abundante. Límite lineal, gradual.

A 15-32 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias, abundantes; poros finos y medios, abundantes y buena actividad biológica. Clastos subangulares (8%) comunes y gravilla fina, común. Límite ondulado, abrupto.

2 AC 33-47 Negro (10YR 2/1) en húmedo; franco arenosa fina; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, abundantes. Clastos subangulares (15%) comunes. Límite ondulado, abrupto.

3 C1 47-85 y más. Substrato constituido por bolones subangulares que ocupan el 75% del volumen del horizonte con matriz franco arenosa de color pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 30 y 80 cm y descansa sobre un substratum aluvial constituido por bolones, gravas y piedras, de composición petrográfica mixta y con distintos grados de meteorización. Los colores de los distintos horizontes están siempre en el tono 10YR y el croma es 2 y el valor varía entre 2 y 3.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: PUEBLO SECO Perfil Nº: 15 - PDL Ubicación: VIII REGION, Provincia ÑUBLE, Comuna PEMUCO

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 86 - 89 (1970)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena (% de < 2 mm): Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 % suelo		Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar %	4B1a 15 bar %	1/3 menos 15 %		Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc	
0-11	Ap	33,4	44,7	21,9	5,0	7,8	6,3	6,0	8,3			55	29	26				
11-22	A	37,4	44,9	17,7	5,3	9,5	7,4	6,8	8,4			52	25	27				
22-46	2C1	55,5	28,7	15,8	6,6	15,5	16,5	10,4	6,5			37	21	16				
46-65	2C2	88,6	6,2	5,2	17,5	41,6	21,3	6,3	2,5			14	9	5				

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda %	6A2 vía seca %	6B2a Nitrogeno %	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 %	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 %	6C3b como Fe %	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm		Retención de P %		pH: 8C1a H2O 1:1	8C1c KCl 1 N 1:1	8C1d NaF
0-11	10,3					3,2	2,2	14,6	14,3	133				5,7	5,2	
11-22	8,1					3,3	2,3	11,4	9,7	126				5,9	5,3	
22-46	4,5					2,9	2,0							6,5	5,4	
46-65	1,2					1,4	1,0							6,5	5,3	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl		Saturación básica: 5C3 Suma cationes %	5C4 NaOAc pH 7.0 %		Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0-11	8,1	2,7	0,2	0,4	11,4	28,9	40,3				28			1,84	0,10	1,32
11-22	6,3	1,9	0,3	0,4	8,9	28,5	37,4				24			2,11	0,13	1,41
22-46	2,7	1,0	0,3	0,2	4,2	27,5	31,7				13			2,01	0,13	1,33
46-65	0,3	0,3	0,1	0,1	1,4	12,3	13,7				10			2,63	0,19	1,73

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2 % de < 0,002 mm	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2 % de < 0,002 mm	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
0-11	31,9	2,17	29,6	10,14	0,11	0,18	0,56	1,86	0,22	0,14	23,0	99,9						
11-22	31,1	2,18	29,4	10,15	0,11	0,15	0,63	1,14	0,16	0,12	24,4	100,2						
22-46	25,3	2,59	31,5	10,70	0,05	0,08	0,75	3,92	0,23	1,91	23,2	100,2						
46-65	21,9	2,40	32,6	8,99	0,28	0,10	1,36	6,94	0,17	2,25	23,0	100,0						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía a/ b/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x térmico diferencial infrarrojo
0-11		AL5,FE1,OA2,HA1,VR1,GI1,FD1,CR1
11-22		AL5,OA2,HA1,VR1,GI1,FD1,CR1
22-46		AL5,OA1,HA1,FD1,GR1
46-65		AL5,HA4,FD1,CR1

a/ Código mineral
- AL : alofán
- FE : óxidos de hierro amorfos
- OA : complejos órgano-alofánicos
- HA : haloisita 7 Å
- VR : vermiculita
- GI : gibbsita
- FD : feldespatos
- CR : ⨉ cristobolita

b/ Fracción aproximada
- 5 : mayor que 1/2
- 4 : 1/3 a 1/2
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

8.6.2. Serie Pueblo Seco

FAMILIA	: Limanque.
SERIE	: Pueblo Seco.
CLASIFICACION	: Medial, Thermic, Umbric Dystrandept.
UBICACION	: A 5 km al oeste de Pueblo Seco, camino a Santa Clara. Fundo "Diguillín".
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Terrazas aluviales.
TOPOGRAFIA	: Plana con pendientes de 0-1%.
DRENAJE	: Bueno a excesivo.
VEGETACION	: Estepa de Acacia cavenia.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 15,5°C; verano 19,3°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.000-1.200 mm; otoño 300-400 mm; invierno 500-700 mm; primavera 200-250 mm; verano 70-100 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-11 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo y pardo grisáceo (10YR 4,5/2) en seco; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura granular media y fina, moderada. Raíces finas, muy abundantes; poros finos, abundantes; buena actividad biológica. Límite lineal, abrupto.

A 11-22 Negro (10YR 2/1) en húmedo y pardo grisáceo oscuro a pardo grisáceo (10YR 4,5/2) en seco; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, gruesos y finos, débiles. Raíces finas abundantes; poros finos comunes. Gravilla abundante. Límite lineal, abrupto.

2 C1 22-46 Más de 80% de gravas y piedras redondeadas de diversos tamaños con matriz franco arenosa de color pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo y pardo amarillento (10YR 5/4) en seco. Raíces finas comunes. Límite ondulado, gradual.

2 C2 46-65 y más. Substratum aluvial constituido por 90% de clastos andesíticos y basálticos con matriz arenosa de color pardo amarillento (10YR 5/6) en seco.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 30 y 60 cm y descansa sobre un substratum aluvial abierto, constituido por ripio "lavado". La clase de drenaje varía de bueno a excesivo y presenta diversos grados de pedregosidad superficial. La topografía es plana a suavemente ondulada, con microrrelieve moderado.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: MAULECURA Perfil Nº: Ubicación: VII REGION, Provincia TALCA

Laboratorio de Análisis de Suelos: Laboratorio Nº:

Métodos generales:

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0,05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0,5	Arena: Mediana 0,5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2.0/0 suelo		Contenido de agua 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o		Densidad aparente 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc	
		o/o de < 2 mm																
0–15 15–32	Ap AC																	
32–50+	2C																	

Profundidad cm	C orgánico 6 A 1a vía húmeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraíble 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraíble 6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraíble 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm		6T1a Retención de P o/o		pH 8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraíbles 5B1 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H·a Acidez extraíble	CIC 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl		Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o		Razón a la arcilla 8D1 CIC	Fe extraíble 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g															

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x. térmico diferencial. infrarrojo

8.6.3. Serie Maulecura

FAMILIA	: Limanque.
SERIE	: Maulecura.
CLASIFICACION	: Medial, thermic, Umbric Dystrandept.
UBICACION	: Comuna de Duao.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Terrazas aluviales.
TOPOGRAFIA	: Plana a casi plana con pendientes simples a complejas entre 0,5 a 3%.
DRENAJE	: Excesivo a bien drenado.
VEGETACION	: Estepa de Acacia cavenia.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 16,3°C; verano 20,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.000-1.200 mm; otoño 250-300 mm; invierno 500-700 mm; primavera 150-200; verano 70-100.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-15 Negro a gris muy oscuro (10YR 2,5/1) en húmedo; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques subangulares medios y finos, débiles. Raíces finas y medias, abundantes; poros finos y medios, abundantes; actividad biológica abundante. Ligera pedregosidad. Límite lineal, claro.

AC 15-32 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo, estructura de bloques subangulares medios y finos moderados. Raíces finas, comunes; poros medios y finos, abundantes; actividad biológica, común. Ligera pedregosidad. Límite ondulado, abrupto.

2C 32-50 y más. Substratum aluvial constituido por gravas, bolones y piedras, de composición mixta y con distintos grados de meteorización y que ocupa hasta el 90% del volumen del suelo y con matriz de textura arenosa.

OBSERVACIONES

La profundidad varía entre 10 y 85 cm, siendo lo dominante entre 30 y 55 cm, descansa sobre substratum aluvial, constituido por piedras y bolones de composición petrográfica mixtas y en diversos grados de meteorización y que ocupan entre el 70 y 95% del volumen del suelo y con matriz de textura franco arenosa a arenosa. El drenaje varía de excesivo a bueno y ocasionalmente moderado a imperfecto. La pedregosidad superficial varía desde libre de ella hasta abundante.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: TEMUCO Perfil Nº: 54 - CZC Ubicación: IX REGION, Provincia MALLECO, Comuna VICTORIA

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 317 - 320 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0,05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
		o/o de < 2 mm									o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0–20	Ap	16,1	58,2	25,7	0,2	0,6	1,3	4,8	9,0		64	39	25	< 1	
20–41	Bt1	19,0	54,1	26,9	0,1	0,7	1,6	5,8	10,8		66	45	21	< 1	
41–53	2BA	12,2	54,3	33,5	0,1	0,8	1,9	6,8	12,4		63	40	23	< 1	
53–73	2BC	28,3	54,8	16,9	0,1	1,0	1,3	7,7	18,2		58	37	21	< 1	

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	C orgánico: 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe o/o	Fe extraible: 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible: 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:1	pH: 8C1c KCl 1 N 1:1	pH: 8C1d NaF
0–20	10,9					4,8	3,4	7,3	1,4	250		5,6	5,1	
20–41	2,9					5,8	4,1					6,0	5,4	
41–53	1,7					4,7	3,3					6,2	5,5	
53–73	1,3					4,6	3,2	24,9	0,5	150		6,7	5,0	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g													
0–20	11,4	1,8	0,2	0,7	14,1	55,4	69,5			20		2,70	0,13	1,52
20–41	2,5	0,3	0,1	0,6	3,5	43,4	46,9			8		1,74	0,15	1,67
41–53	2,8	0,6	0,2	0,7	4,3	32,6	36,9			12		1,57	0,14	1,70
53–73	3,4	1,2	0,7	0,4	5,7	29,2	34,9			16		2,07	0,19	2,19

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0–20	28,5	1,48	30,0	10,81	0,17	0,23	0,68	2,68	0,21	1,08	23,9	99,7						
20–41	29,3	1,61	32,2	11,18	0,12	0,35	0,65	0,76	0,16	0,58	22,5	99,4						
41–53	30,9	1,39	30,9	11,14	0,06	0,34	0,63	0,59	0,17	0,40	23,2	99,7						
53–73	30,9	1,54	30,9	11,02	0,06	0,51	0,74	2,07	0,23	0,37	21,5	99,9						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x térmico diferencial infrarrojo
0–20		AL5,FE1,OA2,GI2,GE1,FD1,CR2
20–41		AL5,FE1,OA1,GE1,FD1,CR2
~~41–53~~		~~AL5,FE1,HA1,GI1,GE1,QZ1,FD1,CR1~~
53–73		AL5,FE1,HA2,GI1,GE1,QZ1,FD1,CR1

a/ Código mineral
- AL : alofán
- FE : óxidos de hierro amorfos
- OA : complejos organo-alofánicos
- HA : haloisita 7 Å
- GI : gibbsita
- GE : goethita
- QZ : cuarzo
- FD : feldespatos
- CR : ∝ cristobalita

b/ Fracción aproximada
- 5 : mayor que 1/2
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

8.6.4. Serie Temuco

FAMILIA	: Temuco.
SERIE	: Temuco.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Entic Dystrandept.
UBICACION	: A 5 km de Quillén por camino a Selva Oscura.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Altura entre 100 a 150 m.s.n.m.
DRENAJE	: Bueno.
TOPOGRAFIA	: Plana con pendiente de 1-3%.
VEGETACION	: Formación de Parques. Nothofagus obliqua (roble), Nothofagus dombeyi (coigüe), Laurelia sempervirens (laurel).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 14,6°C; verano 17,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 300-400 mm; invierno 700-900 mm; primavera 250-300 mm; verano 100-150 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-20 Pardo muy oscuro (104R 2/2) en húmedo y pardo a pardo oscuro (104R 4/3) en seco; franco arcilloso limosa, ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles y granular media. Raíces finas abundantes; poros finos abundantes. Límite lineal, gradual.

Bt_1 20-41 Pardo amarillento oscuro (104R 3/4) en húmedo y pardo amarillento (104R 5/4) en seco; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, débiles. Raíces finas, abundantes; poros finos comunes. Límite lineal, gradual.

2 BA 41-53 Pardo a pardo oscuro (104R 4/3) en húmedo; franco limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y medios, moderados. Raíces finas, abundantes; poros finos abundantes. Límite lineal, gradual.

2 BC 53-73 Pardo amarillento oscuro (104R 4/4) en húmedo; franco limosa; plástico adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, moderados. Raíces finas, comunes; poros finos, abundantes. Límite lineal, abrupto.

2 C 73-80 y más. Substratum aluvial de gravas redondeadas de diferentes tamaños y composición petrográfica.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum al substratum aluvial varía entre 45 y 85 cm, siendo lo dominante entre 50 y 70 cm. El substratum constituido por clastos redondeados de origen aluvial es abierto y en áreas deprimidas se presenta compactada y con formación discontinua de "fierrillo". El color dominante es el tono 10YR en todo el perfil y ocasionalmente presenta tonos 75YR en los horizontes B. Todo el perfil presenta texturas franco limosa y puede variar en los horizontes B hasta franco arcilloso limosa. El drenaje dominante es bueno y puede variar ocasionalmente de moderado a imperfecto en áreas deprimidas. La topografía dominante es con pendientes del 1 a 3%.

8.6.5. Serie Vilcún

FAMILIA	: Temuco.
SERIE	: Vilcún.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Entic Dystrandept.
UBICACION	: Comuna de Vilcún.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. En posición de terraza aluvial reciente.
TOPOGRAFIA	: Plana y con pendientes de 0-2%.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus y Laurelia sempervirens.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 14,6°C; verano 17,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 300-400 mm; invierno 700-900 mm; primavera 250-300 mm; verano 100-150 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-20 Pardo oscuro (10YR 2) en húmedo; franco limosa; ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco, estructuras de bloques subangulares finos, moderados. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

A 20-34 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente adhesivo y no plástico; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares finos, débiles. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

AB 34-50 Pardo muy oscuro (10YR 2,5/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y no adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares finos y medios, moderados. Límite lineal, claro.

BC 50-66 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco arenosa fina; no plástico y ligeramente adhesivo; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, escasas. Límite lineal, abrupto.

Cm 66 y más. Gravas redondeadas, parcialmente cementada de origen aluvial.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 50-80 cm. El substratum está sustituido por clastos redondeados en posición de terraza aluvial reciente. Este substratum está ligeramente compactado y en áreas deprimidas suele presentar "fierrillo". Los colores dominantes son pardo oscuro y pardo amarillento oscuro en el tono 10YR y puede variar hasta el tono 7,5YR. La textura corresponde a franco limosa y puede variar hasta franco arenosa fina, especialmente en el horizonte BC. Por su posición plana a muy plana y tipo de substratum, el drenaje varía de bueno a imperfecto, siendo dominante el moderado. Su altura sobre el nivel del mar varía entre 300 a 320 m.

8.6.6. Serie Barros Arana

FAMILIA	: Temuco.
SERIE	: Barros Arana.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Entic Dystrandept.
UBICACION	: Comunas de Cunco, Freire y Pitrufquén.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Terrazas aluviales de los ríos Toltén y Allipén. Altura entre 30 y 50 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Plana con pendiente de 1-3%.
VEGETACION	: Formación de Parques. Nothofagus obliqua; Nothofagus dombeyi; Laurelia sempervirens.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 14,6°C; verano 17,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 300-400 mm; invierno 700-900 mm; primavera 250-300 mm; verano 100-150 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-16 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco arenosa fina; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en humedo y blando en seco; estructura granular fina, débil. Raíces finas y medias, muy abundantes. Limite lineal, claro.

A 16-31 Vario, pardo oscuro (7,5YR 4/4) y (10YR 3/3) ambos colores en húmedo; franco arenosa fina; no plástico y no adhesivo; suelta en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares finos, débiles. Raíces finas y medias, abundantes. Límite ondulado, abrupto.

AC 31-40 Pardo oscuro (10YR 3/3) a pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) ambos colores en húmedo; franco arenosa fina; no plástico y no adhesivo; blando en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares finos, débiles. Raíces finas y medias, abundantes. Límite ondulado, abrupto.

C 40 cm y más. Substratum de gravas de diferentes tamaños con matriz arenosa. Las raíces penetran ocasionalmente hasta los 50 cm.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 20 y 45 cm. Descansa sobre un substratum aluvial de composición petrográfica mixta, abierto y en posición de terraza aluvial de los ríos Toltén y Allipén. Los colores predominantes están en el tono 10YR y pueden variar ocasionalmente hasta el tono 7,5YR. Las texturas son franco arenosas finas o franco arenosa muy finas en todo el perfil. Ocasionalmente puede presentar gravas, especialmente, en el último horizonte. El drenaje varía de bueno a excesivo, este último corresponde a suelos delgados.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: VICTORIA Perfil Nº: _____ Ubicación: IX REGION, Provincia MALLECO, Comuna VICTORIA

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 2482 - 2484 (1975)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3.2d — Total: Arena 2–0.05	Limo 0.05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05 (o/o de < 2 mm)	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc
0–14	AP	27.5	50.9	21.6	0.1	3.8	6.8	8.8	8.0		71	36	35		
14–28	AB	28.6	49.0	22.4	0.4	4.0	7.0	9.2	8.0		78	43	35		
28–46	Bt1	29.4	42.0	28.6	0.1	2.6	7.8	10.7	8.2		84	45	39		
46–70	C														

Profundidad cm	C orgánico: 6A1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:1	8C1c KCl 1 N 1:1	8C1d NaF
0–14	11.4					5.2	3.6					5.8	5.0	
14–28	7.3					5.7	4.0					6.4	5.2	
28–46	6.5					4.4	3.1					6.3	5.1	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 a/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g													
0–14	5.7	0.6	0.2	0.5	7.0	40.0	47.0			15		2.18	0.17	1.67
14–28	3.8	0.5	0.1	0.2	4.6	40.0	44.6			10		1.99	0.18	1.92
28–46	2.8	0.4	0.1	0.2	3.5	42.1	45.6			8		1.59	0.11	1.57

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total (o/o de < 0.002 mm)	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3 (o/o de < 0,002 mm)	Razón molar SiO2/Al2O3
0–14																		
14–28																		
28–46																		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/ b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x térmico diferencial infrarrojo
0–14		AL4, HA5, CL2, GI2, QZ1, CR1
14–28		AL4, HA5, CL2, GI2, QZ1, CR1
28–46		AL4, HA5, CL2, GI2, QZ1, CR1, MI1

a/ Código mineral

AL : alofán
HA : haloisita 7Å
CL : clorita-Al o esmectita cloritizada
GI : gibbsita
QZ : cuarzo
CR : cristobalita
MI : micas

b/ Fracción aproximada

5 : mayor que 1/2
4 : 1/3 a 1/2
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.7. Serie Victoria

FAMILIA	: Temuco.
SERIE	: Victoria.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Entic Dystrandept.
UBICACION	: A 2,5 km al norte de Victoria por Carretera Panamericana. Fundo San Daniel.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia.
TOPOGRAFIA	: Plana a suavemente ondulada, con pendientes de 1 a 3%. A 350 m.s.n.m.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Parques. Nothofagus obliqua (roble), Nothofagus dombeyi (coigüe), Laurelia sempervirens (laurel).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,9°C; verano 15,8°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400-600 mm; invierno 500-700 mm; primavera 250-300 mm; verano 100-150 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-14 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo muy friable en húmedo; suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos, débiles y granular porosa. Raíces, muy abundantes; buena porosidad y actividad biológica. Límite ondulado, difuso.

AB 14-28 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, muy débiles. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite ondulado, claro.

Bt_1 28-46 Pardo amarillento (10YR 4/4) en húmedo; franco a franco arcillosa; plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios y gruesos, moderados. Raíces finas y medias, abundantes. Límite ondulado, abrupto.

C 46-70 y más. Brecha volcánica, parcialmente meteorizada, incluye rocas andesíticas con meteorización orbicular.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 35 y 70 cm y descansa sobre un substratum de brecha volcánica con diversos grados de meteorización. Presenta bloques erráticos escasos y bolones en la superficie también ocasionales. La topografía es plana a suavemente ondulada en pendientes de 1 a 3%. El drenaje es bueno a moderado y las texturas varían de medias a moderadamente finas y los colores están dentro del tono 10YR en todo el perfil.

8.6.8. Serie Río Bueno

FAMILIA	: Río Bueno.
SERIE	: Río Bueno.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Entic Dystrandept.
UBICACION	: Terraza marginal del Río Bueno.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Terraza aluvial entre 60 a 100 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Plana, con pendientes simples de 1 a 3%.
DRENAJE	: Moderado.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,4°C; verano 14,9°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400-500 mm; invierno 600-700 mm; primavera 300-400 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIA PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-12 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

A 12-29 Pardo oscuro (7,5YR 3/4) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias muy abundantes. Límite lineal, claro.

AE 29-47 Pardo oscuro (7,5YR 3/2 - 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios y gruesos, moderados. Raíces finas y medias, escasas. Límite ondulado, abrupto.

Bt_1 47-68 Pardo (7,5YR 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios y gruesos, moderados. Raíces finas y medias, escasas. Límite ondulado, abrupto.

2Cs 68 y más. Substratum constituido por gravas y arenas compactadas con acumulación de óxidos de hierro y manganeso.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 30 y 70 cm y descansa entre gravas aluviales. Ocasionalmente, en sectores deprimidos, presenta "fierrillo" en la zona de contacto entre el suelo y las gravas y/o arenas aluviales del substratum. El drenaje varía de moderado a imperfecto.

8.6.9. Serie San José

FAMILIA	: Río Bueno.
SERIE	: San José.
CLASIFICACION	: Mesic, Entic Dystrandept.
UBICACION	: Comunas de Mariquina y Lanco.
FISIOLOGIA	: Depresión Intermedia. Terrazas aluviales.
TOPOGRAFIA	: Plana, con pendientes simples de 1 a 3%.
DRENAJE	: Moderado.
VEGETACION	: Formación Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Promedio anual 14,2°C; verano 17,3°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 2.000-2.500 mm; otoño 600 mm; invierno 1.000-1.200 mm; primavera 300-400 mm; verano 200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-16 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco arenosa muy fina; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

A 16-35 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco arenosa muy fina; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

BA 35-57 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, gradual.

Bt_1 57-58 Pardo amarillento oscuro (10YR 3,5/4) en húmedo; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco, estructura en bloques subangulares medios, moderados. Límite lineal, gradual.

Bt_2 68-95 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura maciza. Raíces medias, escasas. Límite lineal, gradual.

$2Bt_3$ 95-120 y más. Pardo amarillento (10YR 5/6) en húmedo; franco arcilloso limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura maciza. Raíces medias, escasas.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a los 120 cm pero en los sectores de contacto con el suelo Lanco, esta profundidad varía entre los 30 y 60 cm. Ocupa una posición plana a suavemente ondulada. El drenaje varía de moderado a imperfecto.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: ARRAYAN Perfil Nº: 3 - CZC Ubicación: VIII REGION, Provincia BIO-BIO, Comuna LOS ANGELES

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 1 - 7 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0,05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0,5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0,1 – 0.05	3B1 Frag. gruesos > 2,0/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
		o/o de < 2 mm									o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0- 2		21,8	66,8	11,4	0,5	3,1	3,7	4,6	9,9						
2-28	AP	20,0	49,4	30,6	0,6	3,1	3,0	4,6	8,6		48	25	23		0,80
28-43	AB	19,9	53,8	26,3	0,4	3,4	3,4	4,5	8,2		50	27	23		0,76
43-85	BW	39,3	42,7	18,0	1,6	9,6	9,8	8,6	9,7		39	20	19		1,01
85-123	BC	58,2	28,7	13,2	2,1	14,8	19,0	13,6	8,7		29	17	18		1,24
123-170	2C1	50,4	34,9	14,7	1,9	13,9	16,2	10,2	8,2		31	16	15		1,17
170-248	2C2	66,8	23,6	9,6	2,5	20,4	22,9	12,7	8,3		25	14	11		1,17

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraíble: 6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraíble: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	Reacción con NaF a/	pH: 8C1a H2O 1:1	8C1c KCl 1 N 1:1	8C1d NaF
0- 2	11,8	10,2				3,6	2,5					F	6,3	5,9	
0-28	7,4	6,3				3,8	2,7	7,2	0,7	8		MF	6,2	5,2	
28-43	5,5	4,7				4,6	3,2					F	6,4	5,3	
43-85	2,2	2,2				2,6	1,8	11,9	0,0	7		F	6,6	5,5	
85-123	0,9	1,0				1,8	1,3					F	6,7	5,5	
123-170	0,6	0,9				1,9	1,3					F	6,7	5,5	
170-248	0,5	0,7				1,4	1,0					F	6,9	5,5	

Profundidad cm	Bases extraíbles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H1a Acidez extraíble	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr. KCl	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraíble 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g													
0- 2	18,9	3,2	0,1	2,0	24,2	19,6	43,8			55		3,84	0,22	
2-28	9,0	1,0	0,1	1,1	11,2	33,3	44,5			25		1,45	0,09	0,82
28-43	9,6	1,3	0,1	0,8	11,8	34,2	36,0			33		1,37	0,12	1,03
43-85	5,0	0,5	0,2	0,1	5,8	23,0	28,8			20		1,60	0,10	1,11
85-123	3,7	0,5	0,2	0,1	4,5	15,1	19,6			23		1,48	1,10	1,29
123-170	4,4	0,9	0,2	0,1	5,6	12,6	18,2			31		1,24	0,09	1,09
170-248	5,4	1,1	0,3	0,1	6,9	9,9	16,8			41		1,75	0,10	1,46

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0- 2	39,9	1,89	26,7	6,12	0,23	2,61	3,01	2,04	0,78	0,74	16,3	100,3						
2-28	29,4	2,11	30,9	10,73	0,46	0,94	1,58	1,86	0,45	0,81	21,6	100,7						
28-43	25,2	2,21	33,8	10,48	0,26	0,86	2,00	1,92	0,39	0,80	21,8	99,8						
43-85	28,1	2,03	36,6	5,27	0,15	0,69	2,04	1,71	0,29	0,79	22,1	99,8						
85-123	30,3	1,86	33,3	7,97	0,08	0,41	1,99	2,87	0,24	0,95	19,7	99,7						
123-170	31,1	1,94	35,9	8,37	0,39	0,96	1,99	1,21	0,17	0,65	18,1	100,8						
170-248	30,3	1,83	36,4	7,07	0,09	1,36	1,23	1,76	0,17	0,71	18,4	99,4						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía b/c/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0- 2		AL5,FE1,OA2,QZ1,FD1,CR1
2-28		AL5,FE1,OA2,QZ1,FD1,CR1
28-43		AL5,FE1,OA2,QZ1,FD1,CR1
43-85		AL5,FE1,OA1,HA1,QZ1,FD1,CR1
85-123		AL5,FE1,OA1,HA1,QZ1,FD1,CR1
123-170		AL5,OA1,HA1,QZ1,FD1,CR1
170-248		AL5,OA1,HA1,VC1,QZ1,FD1,CR1

b/ Código mineral
AL : alofán
FE : óxidos de hierro amorfos
OA : complejos órgano - alofánicos
HA : haloisita 7 Å
VC : vermiculita/clorita
QZ : cuarzo
FD : feldespatos
CR : ∝ cristobalita

c/ Fracción en peso aproximado
5 : mayor que 1/2
2 : 1/5 a 1/20
1 : menor que 1/20

a/ F : fuerte
MF : muy fuerte

8.6.10. Serie Arrayán

FAMILIA	: Arrayán.
SERIE	: Arrayán.
CLASIFICACION	: Medial, thermic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: Los Angeles – Aeropuerto "Avellano".
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. A 130 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Plano con pendiente simple de 0-1%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Estepa Acacia cavenia.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 15,8°C; verano 19,7°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 300-400 mm; invierno 500-700 mm; primavera 200-250 mm; verano 70-100 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-28 Pardo muy oscuro (10YR 2/1,5) en húmedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, gruesos y finos, débiles. Raíces finas, abundantes y poros finos abundantes. Límite quebrado, difuso.

AB 28-43 Pardo oscuro a pardo muy oscuro (10YR 2/2,5) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura en bloques subangulares medios y finos. Raíces finas escasas y medias comunes; poros finos abundantes. Límite gradual, moderado.

Bw 43-85 Pardo a pardo oscuro (10YR 3,5/3) en húmedo; franco limosa; plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares gruesos, débiles. Raíces finas abundantes y gruesas; poros finos, abundantes; crotovinas gruesas y medias, comunes. Límite gradual, irregular.

BC 85-123 Pardo a pardo amarillento oscuro (10YR 3/3,5) en húmedo; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y duro en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares gruesos, débiles. Raíces finas, escasas; poros finos, abundantes; crotovinas gruesas y medias escasas. Límite irregular, gradual.

2C1 123-170 Pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en húmedo; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura maciza. Raíces escasas y poros finos, abundantes. Límite lineal, claro.

3C2 170-250 Amarillo pardusco (10YR 6/6) en seco; pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en húmedo; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura maciza. Raíces no se observan y poros finos, comunes.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a 150 cm y descansa sobre arenas andesíticas-basálticas de granulometría media. Presenta topografía plana a suavemente ondulada y el drenaje varía de bueno a moderado. Ocasionalmente presenta pequeñas estratas de arena en el horizonte B. Los colores en todo el perfil están dentro del tono 10YR y varían de pardo oscuro a pardo amarillento oscuro en profundidad.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: DIGUILLIN Perfil Nº: 7 - CZC
Ubicación: VIII REGION, Provincia ÑUBLE, Comuna PEMUCO
Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG
Laboratorio Nº: 41 - 47 (1971)
Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0,05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2.0% suelo	Contenido de agua 4B1a 1/3 bar %	4B1a 15 bar %	1/3 menos 15 %	Densidad aparente 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc
		% de < 2 mm													
0-17	AP	35,5	45,1	19,4	1,1	3,2	6,2	8,8	16,3		48	22	26		0,85
17-44	A	29,6	46,8	23,6	0,7	2,0	4,6	7,9	14,4		53	26	27		0,79
44-60	AB	26,8	50,8	22,4	0,7	2,2	4,0	7,0	12,9		50	24	26		0,81
60-74	BIW	26,7	46,2	27,1	0,7	2,3	4,0	7,0	12,7		46	23	23		0,80
74-96	BSW	25,8	49,8	24,4	0,7	2,1	4,0	5,8	13,2		47	24	23		0,85
96-146	B3W	26,6	51,8	25,6	0,5	2,0	3,6	5,2	11,3		52	26	26		0,80
146-190	C1	36,9	42,8	20,3	2,1	8,0	10,8	8,6	7,4		52	28	24		0,82

Profundidad cm	C orgánico 6 A 1a vía húmeda %	C orgánico 6A2 vía seca %	6B2a Nitrogeno %	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 %	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 %	Fe extraible 6C3b como Fe %	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P %	Reacción con NaF a/	pH 8C1a H2O 1:1	pH 8C1c KCl 1 N 1:1	pH 8C1d NaF
0-17	8,5	6,8	A			3,1	2,2	3,2	0,7	11		F	5,9	5,2	
17-44	6,7	5,2				3,5	2,4					MF	6,4	5,3	
44-60	4,8	3,9				3,8	2,7					MF	6,7	5,3	
60-74	3,4	3,3				3,6	2,5	9,0	0,0	17		MF	6,7	5,3	
74-96	2,1	2,2				3,3	2,3					MF	6,7	5,4	
96-146	1,4	1,5				3,4	2,4					MF	6,7	5,4	
146-190	0,9	1,1				3,0	2,1					MF	6,8	5,4	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H1a Acidez extraible meq/100 g	CIC 5A3a Suma cationes meq/100 g	CIC 5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica 5C3 Suma cationes %	5C4 NaOAc pH 7.0 %	Razón a la arcilla 8D1 CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0-17	9,7	1,5	0,1	1,0	12,3	25,4	37,7			33		1,94	0,11	1,13
17-44	8,0	2,4	0,2	0,2	10,8	30,9	41,7			26		1,77	0,10	1,10
44-60	6,0	2,0	0,5	0,2	8,7	29,3	38,0			23		1,70	0,12	1,07
60-74	4,8	1,9	0,5	0,2	7,4	26,2	33,6			22		1,24	0,09	0,85
74-96	7,6	2,5	0,4	0,2	10,7	22,7	33,4			32		1,37	0,09	0,98
96-146	3,9	1,4	0,4	0,3	6,0	20,2	26,2			23		1,02	0,09	1,02
146-190	4,1	0,7	0,3	0,2	5,3	20,2	25,5			21		1,26	0,10	1,40

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2 % de < 0,002 mm	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato SiO2 % de < 0,002 mm	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
0-17	30,0	2,16	29,4	8,84	0,05	0,23	1,70	1,04	0,30	0,90	24,8	99,5						
17-44	30,4	2,39	30,3	9,71	0,02	0,47	1,77	1,11	0,32	0,84	23,0	100,3						
44-60	27,4	2,47	32,4	10,32	0,02	0,45	2,00	1,52	0,27	0,84	22,6	100,4						
60-74	29,6	2,68	33,0	10,20	0,02	0,46	1,51	1,41	0,32	0,38	20,5	100,1						
74-96	30,3	2,58	33,7	10,14	0,04	0,16	1,52	1,28	0,33	0,64	19,2	100,0						
96-146	31,7	2,46	34,7	9,86	tr	0,16	1,89	1,24	0,29	0,65	17,5	100,4						
146-190	32,6	1,60	35,3	8,93	0,09	0,15	1,64	1,05	0,28	0,63	17,7	99,4						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm b/c/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x. térmico diferencial. infrarrojo
0- 2		AL5,OA2,GI1,QZ1,FD2,CR1
2-17		AL5,OA2,HA1,GI1,QZ1,FD2,CR1
17-44		AL5,FE1,OA1,HA1,GI1,QZ1,FD2,CR1
44-60		AL5,FE1,OA1,HA2,QZ1,FD2,CR1
60-74		AL5,FE1,OA1,HA2,QZ1,FD1,CR1
74-96		AL5,FE1,HA2,QZ1,FD1,CR1
96-146		AL5,FE1,HA2,QZ1,FD1,CR1
146-190		AL5,FE1,HA2,GI1,QZ1,FD1,CR1

b/ Código mineral
AL : alofán
FE : óxidos de hierro amorfos
OA : complejos organo - alofánicos
HA : haloisita 7 Å
GI : gibbsita
QZ : cuarzo
FD : feldespatos
CR : cristobalita

c/ Fracción en peso aproximada
5 : mayor que 1/2
2 : 1/5 a 1/20
1 : menor que 1/20

a/ MF : muy fuerte
F : fuerte

8.6.11. Serie Diguillín

FAMILIA	: Arrayán.
SERIE	: Diguillín.
CLASIFICACION	: Medial, thermic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: A 1.200 m al sur de Pueblo Seco.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia.
TOPOGRAFIA	: Plana a suavemente ondulada.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Estepa Acacia cavenia.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 15,5°C; verano 19,3°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 300-400 mm; invierno 500-700 mm; primavera 200-250 mm; verano 70-100 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-17 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) en seco; franca; plástico y adhesivo; friable en húmedo y blando en seco. Raíces finas abundantes y medias comunes; poros finos y muy finos, abundantes; crotovinas escasas. Límite lineal, claro.

A 17-44 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) en seco; franco limosa; plástico y adhesivo; muy friable en húmedo y suelto en seco; estructura granular fina y media. Raíces finas, abundantes; poros medios, finos y muy finos; comunes. Grava fina escasa. Límite ondulado, claro.

AB 44-60 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; y pardo oscuro (10YR 3,5/3) en seco; franco limosa; plástico y adhesivo; muy friable en húmedo y blando en seco. Raíces finas, abundantes; poros medios y finos, abundantes. Crotovinas, abundantes. Cristales de cuarzo, comunes. Límite ondulado, claro.

B1w 60-74 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4,5) en húmedo y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco; franco limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares gruesos. Límite ondulado, claro.

Bsw 74-96 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo y pardo amarillento (10YR 5/4) en seco; franco limosa; muy plástico y muy adhesivo; friable en húmedo y ligeramente blando en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares medios y gruesos. Raíces finas, comunes; poros medios y finos, comunes. Crotovinas gruesas, verticales, abundantes. Límite ondulado, claro.

B3w 96-146 Pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo y pardo amarillento (10YR 5/4) en seco; franco limosa; muy plástico y muy adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares medios y gruesos. Raíces finas, escasas; poros medios, abundantes. Límite ondulado, gradual.

C1 146-190 Pardo oscuro a pardo (7,5YR 4/4) en húmedo y pardo amarillento claro (10YR 6/4) en seco; franca; muy plástico y muy adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco. Crotovinas, abundantes.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 70 y más de 150 cm y descansa sobre un substratum constituido por toba volcánica y ocasionalmente sobre gravas aluviales. Presenta ligeramente variaciones de color dentro del tono 10YR en todo el perfil y en profundidad los colores pueden variar hasta el tono 7,5YR. La topografía es plana a suavemente ondulada y el drenaje es bueno y puede variar a moderado.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: BRAHADERO Perfil Nº: 7 - MN Ubicación: VII REGION, Provincia TALCA, Comuna SAN CLEMENTE

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 177 - 181 (1969)

Métodos generales: 1B1b, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d — Total: Arena 2–0.05	Limo 0.05–0.002	Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2–1	Gruesa 1–0.5	Mediana 0.5–0.25	Fina 0.25–0.1	Muy fina 0.1–0.05 (% de < 2 mm)	3B1 Frag gruesos > 2 % suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar %	4B1a 15 bar %	1/3 menos 15 %	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc
0–30	AP	14,0	66,9	18,7	0,1	0,4	1,5	4,1	7,9						
30–50	A	10,8	69,8	19,1	0,1	0,4	0,7	2,2	7,4						
50–350	B1w	14,7	72,1	12,9	0,0	0,2	0,9	2,9	10,7						
350–395	2Bt1	21,8	50,6	34,6	0,0	0,7	2,1	4,0	8,7						
395–458	2Bt2	16,6	58,5	26,9	0,0	0,3	1,8	8,9	5,6						
485+	2C1														

Profundidad cm	C orgánico: 6A1a vía húmeda %	6A2 vía seca %	6B2a Nitrógeno %	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 %	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 %	como Fe %	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P %	Reacción con NaF a/	pH: 8C1b H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF
0–30	7,2											MF	6,4	5,6	
30–50	5,2											MF	6,6	5,6	
50–350	0,6											F	6,7	5,5	
350–395	0,5											F	6,3	5,2	
395–458	0,3											F	6,3	5,2	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma (meq/100 g)	6H a Acidez extraible	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 8,2	6G Al extr KCl	Saturación básica: 5C3 Suma cationes %	5C4 NaOAc pH 8,2 %	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A7a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0–30	9,8	1,6	0,5	0,6	12,5			42,7			29	2,28		
30–50	7,5	3,9	0,3	0,5	12,2			40,0			30	2,09		
50–350	9,4	2,8	0,8	1,2	14,2			34,5			41	2,67		
350–395	11,6	3,1	1,9	1,6	18,2			34,0			54	0,98		
395–458	12,4	4,2	1,2	1,5	19,3			34,8			55	1,29		

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 (% de < 0,002 mm): SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato (% de < 0,002 mm): SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
0–30	47,9	1,17	23,9	3,04							18,6							
30–50	46,8	1,32	24,8	3,20							17,1							
50–350	48,9	1,19	30,7	3,36							9,3							
350–395	46,7	1,22	33,5	3,11							10,8							
395–458	47,4	1,25	30,6	3,96							10,8							

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0–30		AL,OA
30–50		AL,OA
50–350		AL,HA
350–395		HA,AL
395–458		HA,AL

a/ MF : muy fuerte
F : fuerte

b/ Código mineral
AL : alofán
OA : complejos organo-alofánicos
HA : haloisita 7 Å

8.6.12. Serie Bramadero

FAMILIA	: Arrayán.
SERIE	: Bramadero.
CLASIFICACION	: Medial, thermic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: A 25 km al este de San Clemente a Laguna del Maule.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia.
TOPOGRAFIA	: Plana a suavemente ondulado. Pendiente de 1-2%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Estepa Acacia cavenia.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 16,3°C; verano 20,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.000-1.200 mm; otoño 200-250 mm; invierno 500-700 mm; primavera 150 mm; verano 7-100 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-30 Negro (10YR 2/1) en húmedo y pardo grisáceo (10YR 5/2) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles que rompen a granular media moderada. Raíces finas y muy finas, abundantes; poros finos y medios, abundantes. Límite ondulado, abrupto.

A 30-50 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) en seco; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles que rompen a granular media, moderada. Raíces finas y medias, abundantes; poros finos y medios, abundantes. Límite ondulado, claro.

B1w 50-350 Pardo amarillento oscuro a pardo amarillento (10YR 5/6) en húmedo y pardo amarillento claro, (10YR 6/4) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura maciza, rompe a bloques angulares medios, débiles. Raíces finas y medias, abundantes; poros medios y gruesos, abundantes. Límite ondulado, claro.

2 Bt_1 350-395 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias, comunes; poros medios y finos, abundantes. Gravilla angular fina y media, parcialmente meteorizada. Límite ondulado, difuso.

2 Bt_2 395-458 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques angulares y subangulares medios, débiles. Raíces medias, comunes; poros medios y gruesos, abundantes. Gravilla fina meteorizada. Límite ondulado, abrupto.

2C1 458 m y más. Substratum aluvial constituido por gravas y bloques de tipo andesítico-basáltico con matriz de arena lavada, oxidada.

OBSERVACIONES

El solum varía de 80 a más de 150 cm y descansa sobre gravas aluviales. El drenaje es bueno y la topografía es plana a suavemente ondulada con pendientes simples de 1 a 2%.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: PELCHUQUIN Perfil Nº: 3 - AK Ubicación: X REGION, Provincia VALDIVIA, Comuna SAN JOSE DE LA MARIQUINA

Laboratorio de Análisis de Suelos: TESIS A. KÜHNE Y J.P. NISSEN Laboratorio Nº: 3a - 3d (1973)

Métodos generales: 1B1, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o	Densidad aparente 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc
		o/o de < 2 mm													
0–23	Ap	12,4	51,5	36,1	0,0	0,3	1,9	4,3	5,9		60,0	41,6	18,4		0,76
23–55	E	18,4	63,6	18,0	0,1	0,2	0,4	7,7	10,1		35,9	17,9	18,0		0,77
55–100	B4	23,4	60,1	16,5	0,0	0,2	0,3	8,2	14,7		25,3	16,3	9,0		0,79
100–120	BC	36,2	43,9	19,9	0,0	0,1	6,0	18,4	11,6		28,4	15,4	13,0		0,89

Profundidad cm	C orgánico 6A1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	6A3a Materia Orgánica	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH 8C1a H2O 1:2,5	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF
0–23				14,7		14,5							5,9		
23–55				4,8		15,0							6,1		
55–100				6,5		10,0							6,1		
100–120				6,0		3,0							6,1		

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl	Saturación básica 5C3 Suma cationes	5C4 NaOAc pH 7.0	Razón a la arcilla 8D1 CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g									o/o	o/o			
0–23	2,5	1,0	0,3	0,3	4,1	53,6	57,7			7		1,60		1,15
23–55	2,3	1,8	0,2	0,1	4,4	47,5	51,9			8		2,88		0,99
55–100	1,7	1,5	0,2	0,1	3,5	41,0	44,5			9		2,70		0,99
100–120	1,2	1,1	0,2	0,03	2,5	42,5	45,0			6		2,26		0,77

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na– OH 0,5 N SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															o/o de < 0,002 mm		
0–23	17,0	1,55	18,7	14,5		–	–	1,04	0,20	0,09	30,0					7,72	9,21	1,50
23–55	19,7	1,85	29,2	14,2		–	–	2,47	0,18	0,54	33,7					9,85	15,05	1,07
55–100	18,5	2,20	31,6	17,2		–	–	0,86	0,21	0,72	30,0					9,08	13,15	1,08
100–120	19,2	2,58	33,1	10,3		–	–	0,62	0,36	0,85	24,3					13,78	14,66	1,43

Profundidad cm	Mineralogía a/ b/ fracción 0,1 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía a/ b/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial infrarojo
0–23	VV5, FD4, QZ2, MI1, CL1	AL5, GI1, PL1, CR1, QZ1
23–55	VV3, FD4, QZ2, MI1, CL1	AL4, MI1, HA1, GI1, PL1, CR1, QZ2
55–100	VV2, FD5, QZ2, MI1, CL1	AL3, HA1, GI3, CR2, QZ1
100–120	VV1, FD5, QZ2, MI1, CL1	AL3, MI1, HA1, GI3, PL3, CR3, QZ2

a/ Código mineral
VV : vidrio volcánico
FD : feldespatos
QZ : cuarzo
MI : magnetita-ilmenita
CL : clorita
AL : alofán
MI : hissingerita
HA : haloisita 7 Å
GI : gibbsita
PI : plagioclasas
CR : ∝ cristobalita

b/ Fracción aproximada
5 : mayor que 1/2
4 : 1/3 a 1/2
3 : 1/5 a 1/3
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.13. Serie Pelchuquín

FAMILIA	: Pelchuquín.
SERIE	: Pelchuquín.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: Comunas de Mariquina y Máfil.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Terrazas bajas constituidas por toba (cancagua). Altura 20 a 30 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Plana con pendientes complejas de 1 a 3%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 14,4°C; verano 17,4°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 2.000-2.500 mm; otoño 600-700 mm; invierno 1.000-1.200 mm; primavera 400-500 mm; verano 200-300 mm.
REGIMEN HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-23 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) y pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas, abundantes y buena actividad biológica. Límite quebrado, gradual.

E 23-55 Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo; franco limosa; no plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas, abundantes. Límite ondulado, claro.

Bw 55-100 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franco limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques subangulares finos, débiles. Raíces finas, abundantes. Límite lineal, gradual.

BC 100-120 y más. Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franca; plástico y adhesivo; firme en húmedo; estructura maciza. Raíces finas, escasas. Moteados de color pardo grisáceo (10YR 4/1).

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 80 y más de 200 cm. Descansa sobre un substratum constituido por toba volcánica (cancagua) y cuya granulometría varía entre 0,2 a 0,5 mm de diámetro. El color dominante en los horizontes B está en el tono 7,5YR, pero puede variar al tono 10YR, el valor varía entre 3-4 y el croma entre 2-4. Ocasionalmente puede presentar tonos 5YR. Las texturas pueden variar en un rango más fino en profundidad. El drenaje es moderado y sólo en áreas deprimidas el drenaje varía de moderado a imperfecto. La topografía es plana con pendientes dominantes del 1 al 3%. Su altura sobre el nivel del mar varía entre 20 y 30 m.

8.6.14. Serie Valdivia

FAMILIA	: Pelchuquín.
SERIE	: Valdivia.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: En las comunas de Valdivia, Mariquina y Los Lagos.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Terraza baja constituida por toba volcánica (cancagua). Altura 9 a 20 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Ondulada con pendientes complejas de 2 a 5%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 14,4°C; verano 17,4°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 2.000-2.500 mm; otoño 600-700 mm; invierno 1.000-1.200 mm; primavera 400-500 mm; verano 200-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-16 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo, suelto en seco; estructura granular media, fuerte. Raíces finas y medias, abundantes. Límite ondulado, claro.

A 16-30 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo; franco limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares finos y medios, débiles. Raíces finas y medias, abundantes. Límite ondulado, abrupto.

AE 30-45 Pardo oscuro a pardo (7,5YR 4/4) en húmedo; franco limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios y gruesos, moderados. Raíces finas y medias, abundantes. Límite ondulado, gradual.

Bt_1 45-68 Pardo oscuro (7,5YR 5/3) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, firmes. Raíces finas y medias, abundantes. Límite ondulado, claro.

Bt_2 68-90 Pardo (7,5YR 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; duro en seco y firme en húmedo; estructura maciza que rompe a bloques subangulares gruesos, moderados. Raíces finas y medias, escasas. Límite ondulado, claro.

Bt_1 90-120 Pardo intenso (7,5YR 5/6) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo, duro en seco; estructura maciza.

OBSERVACIONES

Son suelos muy profundos de más de 120 cm de profundidad. Descansa sobre un substratum tobífero que puede o no incluir clastos alterados. La granulometría de la toba varía de 0,2 a 0,5 mm de diámetro. Los colores dominantes en todo el perfil corresponden al tono 7,5YR, pero puede variar, especialmente en los horizontes B, al tono 10YR. Igualmente las texturas de estos horizontes pueden ser francos o franco limosas, pero en forma muy ocasional. No presenta variaciones de drenaje. Su topografía varía de pendientes complejas entre 3 a 8% y en sectores ondulados entre 2 a 5%. Su altitud varía entre 10 a 20 m sobre el nivel del mar.

8.6.15. Serie Llastuco

FAMILIA	: Pelchuquín.
SERIE	: Llastuco.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: Comunas de Máfil y Mariquina.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Terraza baja constituida por toba volcánica. Altura 30-45 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Plana con pendiente de 1 a 3%.
DRENAJE	: Moderado.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 14,4°C; verano 17,4°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 2.000-2.500 mm; otoño 600-700 mm; invierno 1.000-1.200 mm; primavera 400-500 mm; verano 200-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-20 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo, suelto en seco; estructura granular fina y media, moderada. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

A 20-34 Pardo oscuro (7,5YR 3/3) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo, suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, firmes. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

BA 34-50 Pardo (7,5YR 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, firmes. Raíces finas, abundantes. Límite lineal, claro.

B1w 50-67 Pardo grisáceo oscuro (10YR 3/2) a pardo oscuro (10YR 3/3) ambos colores en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura maciza. Raíces finas, escasas. Límite lineal, claro.

B2w 67-86 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4 - 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo, duro en seco; estructura maciza. Límite lineal, difuso.

B3w 86-110 Pardo amarillento (10YR 5/4 - 5/6) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y duro en seco; estructura maciza. Raíces finas, escasas. Límite lineal, difuso.

BC 110-130 Pardo amarillento (10YR 5/6) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo, duro en seco; estructura maciza. Raíces finas, escasas. Límite lineal, abrupto.

C_S 130 y más. Arenosa, con "fierrillo" ocasional.

OBSERVACIONES

Corresponden a suelos muy profundos que no presentan variaciones de profundidad. Descansan sobre un substratum constituido por toba (cancagua), que puede incluir clastos meteorizados de escasos a comunes. Los colores en todo el perfil están dentro de los tonos 10YR y 7,5YR, el valor varía de moderado a bien drenado y su topografía es plana con pendientes simples de 1 a 3%. Su altura sobre el nivel del mar varía entre 30-45 m.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: CHAN - CHAN Perfil Nº: 5 - AK Ubicación: X REGION, Provincia VALDIVIA, Comuna RIO BUENO

Laboratorio de Análisis de Suelos: TESIS A. KÜHNE Y J. P. NISSEN Laboratorio Nº: 5a - 5d (1973)

Métodos generales: 1B1, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3:2d: Total Arena 2–0.05	Total Limo 0.05 – 0.002	Total Arcilla < 0.002	Arena Muy gruesa 2 – 1	Arena Gruesa 1 – 0.5	Arena Mediana 0.5 – 0.25	Arena Fina 0.25 – 0.1	Arena Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo		Contenido de agua 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o		Densidad aparente 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc	
		o/o de < 2 mm																
0-12	Ap	15,2	63,5	21,3	1,2	2,4	2,6	3,9	5,2			54,1	34,7	19,4			0,84	
12-28	A	9,8	65,0	25,2	0,2	0,6	1,8	2,8	4,5			41,0	24,6	16,4			0,83	
28-42	E	13,1	62,2	24,7	0,4	0,5	1,6	2,6	8,0			44,0	28,2	15,8			0,81	
42-50	AC	9,2	78,1	12,7	1,0	1,3	2,6	2,2	2,0			37,8	21,7	16,1			0,75	

Profundidad cm	C orgánico 6A1a vía húmeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	6A3a Materia Orgánica %	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe o/o	Fe extraible 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7,0 ppm	Mn extraible 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm		Retención de P o/o		pH 8C1a H2O 1:2,5	pH 8C1c KCl 1 N	pH 8C1d NaF
0-12				10		19,0										5,5		
12-28				14		17,0										5,8		
28-42				15		15,0										6,1		
42-50				12		15,0										6,1		

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca meq/100 g	Bases extraibles 5B1 6O2d Mg meq/100 g	Bases extraibles 5B1 6P2a Na meq/100 g	Bases extraibles 5B1 6O2a K meq/100 g	Bases extraibles 5B1 suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC 5A3a Suma cationes meq/100 g	CIC 5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g		Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	Saturación básica 5C4 NaOAc pH 7.0 o/o		Razón a la arcilla 8D1 CIC 5A3a	Razón a la arcilla 8D1 Fe extraible 6C3b	Razón a la arcilla 8D1 Agua 15 bar
0-12	12,2	7,7	0,4	1,7	22,0	49,7	71,7				31			3,37		1,63
12-28	2,5	0,7	0,3	0,7	4,2	43,1	47,3				9			1,88		0,98
28-42	2,2	0,9	0,2	0,6	3,9	49,3	53,2				7			2,15		1,14
42-50	2,3	2,3	0,3	0,2	5,1	61,7	66,8				8			5,26		1,71

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na– OH 0,5N SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															← o/o de < 0,002 mm →		
0-12	29,1	1,51	28,6	11,90		–	–	1,57	0,19	0,43	16,0					9,92	16,31	1,00
12-28	27,3	1,36	26,5	10,66		–	–	0,21	0,06	1,95	31,9					8,72	10,88	1,20
28-42	24,2	1,54	26,5	7,94		–	2,39	0,46	0,20	1,32	28,9					18,02	16,84	2,07
42-50	27,8	1,69	26,5	14,13		–	–	0,24	0,05	0,81	27,0					23,64	11,55	3,36

Profundidad cm	Mineralogía a/ b/ fracción ϕ < 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía a/ b/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0-12	VV5,QZ2,FD3,MI1,ZE1	AL5,HI1,SA1,PL2,CR2,QZ1,GE1
12-28	VV4,QZ2,FD3,MI1,ZE1	AL5,HI3,SA1,PL2,CR2,QZ1
28-42	VV5,QZ2,FD3,MI1,ZE1	AL5,HI3,SA2,PL2,CR2,QZ2,GE1
42-50	VV4,QZ2,FD4,MI2,ZE1	AL5,HI2,SA3,PL2,CR2,QZ1

a/ Código mineral
- VV : vidrio volcánico
- QZ : cuarzo
- FD : feldespatos
- MI : magnetita - ilmenita
- ZE : zeolita
- AL : alofán
- HI : hissingerita
- SA : sílice amorfa
- PL : plagioclasa
- CR : cristobalita
- GE : goethita

b/ Fracción aproximada
- 5 : mayor que 1/2
- 4 : 1/3 a 1/2
- 3 : 1/5 a 1/3
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

8.6.16. Serie Chan-Chán

FAMILIA	: Chan-Chán.
SERIE	: Chan-Chán.
CLASIFICACION	: Medial, isomesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: Comuna de Río Bueno. A 14 km de Río Bueno, camino a Lago Ranco.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Planos fluvio-glaciales. Altura 100-140 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Plana con pendientes de 1 a 3%.
DRENAJE	: Imperfecto a pobre.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua (roble) y Laurelia sempervirens. Asociados a Eucryphia cordifolia y Nothofagus dombeyi.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,4°C; verano 14,9°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Isomésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400-500 mm; invierno 600-700 mm; primavera 300-400 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-12 Pardo oscuro a negro (10YR 2/1,5) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques angulares medios, fuertes. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, gradual.

A 12-38 Pardo muy oscuro a negro (10YR 2/1,5); franco limosa; no plástico y no adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques angulares medios, moderados. Raíces finas, abundantes. Gravas, comunes. Límite lineal, gradual.

2BA 28-42 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco limosa; no plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques angulares medios, moderados. Raíces finas, comunes. Gravilla común. Límite lineal, gradual.

2BC 42-50 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco limosa; no plástico y no adhesivo; firme en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, escasas. Límite lineal, abrupto.

2C 50 y más. Substratum aluvial constituido por gravas redondeadas.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 40 y 90 cm y descansa sobre un substratum fluvio-glacial y/o aluvial. De color pardo muy oscuro a negro en el tono 10YR en los horizontes Ap y 2BA y color pardo amarillento oscuro en el tono 10YR con cromas 4-6 y valores de 3-4 en los horizontes 2BC. Las texturas dominantes en todo el perfil son franco limosas y pueden variar ocasionalmente en los horizontes 2BA y 2BC a franco arcillo limosas. El drenaje varía de pobre a moderado. El primero se presenta en topografías muy planas con pendiente de 0 a 1% y el suelo presenta "fierrillo" discontinuo, al faltar éste la clase de drenaje corresponde a imperfecto. En topografías suavemente ondulada en pendiente de 1 a 3% el drenaje es moderado. Su altura sobre el nivel del mar varia entre 100-140 m.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: PIEDRAS NEGRAS Perfil Nº: Ubicación: X REGION, Provincia VALDIVIA, Comuna: RIO BUENO

Laboratorio de Análisis de Suelos: Laboratorio Nº:

Métodos generales:

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) — Total: Arena 2–0.05	Limo 0.05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0,1	Muy fina 0.1 – 0.05 (o/o de < 2 mm)	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo		Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o		Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc	
0–20	Ap																	
20–43	Bt1																	
43–62	Bt2																	
62–87	2Bt1																	
87–105	2Bt2																	
105+	3Bt3																	

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o		Fe extraíble: 6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		Mn extraíble: 6D2a NH4OAc pH 7,0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm		6T1a Retención de P o/o		pH: 8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraíbles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H·a Acidez extraíble	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0		6G Al extr KCl		Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o		Razón a la arcilla 8D1: CIC	Fe extraíble 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g																	

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															o/o de < 0,002 mm		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x. térmico diferencial. infrarrojo

8.6.17. Serie Piedras Negras

FAMILIA	: Chan-Chan.
SERIE	: Piedras Negras.
CLASIFICACION	: Medial, isomesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: Comuna de Río Bueno.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Plano fluvio-glacial y aluvial. Altura 120 a 150 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Plana con pendiente de 0 a 1% y de 1 a 3%.
DRENAJE	: Imperfecto.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens, asociados a Eucryphia cordifolia y Nothofagus dombeyi.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,4°C; verano 14,9°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400-500 mm; invierno 600-700 mm; primavera 300-400 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-20 Negro (N/O) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco, estructura granular fino y medio, moderado. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

Bt1 20-43 Negro (10YR 2/1) en húmedo; franco limosa en franco arcillo limosa; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares fino y medio, moderado. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

Bt2 43-62 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas, comunes. Límite lineal, claro.

2Bt1 62-87 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco limosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura maciza. Raíces finas, escasas. Moteado de color pardo rojizo oscuro (5YR 3/2) finos y medios, comunes. Límite ondulado, claro.

2Bt2 87-105 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo y duro en seco; estructura maciza. Raíces finas, escasas. Moteados de color pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) finos y medios, abundantes. Límite ondulado, gradual.

3Bt3 105 y más. Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) y pardo amarillento (10YR 5/6), ambos en húmedo; arcillo limosa; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo y duro en seco; estructura maciza. Raíces no se observan. Moteados finos y medios, prominente, comunes.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 60 y 120 cm y descansa sobre un substratum fluvio-glacial constituido por gravas, ligeramente compactadas. Los colores de los horizontes A y 2BA son negros a pardo muy oscuro en el tono 10YR, para los cromas puede variar entre 1 a 3 y el valor entre 2 a 3. Los horizontes B presentan colores dentro del tono 10YR, pero sus cromas varían entre 3 a 6 y el valor entre 3 a 4. La clase de drenaje varía de pobre a moderado en relación a la pendiente y/o a la formación de "fierrillo". Su altura varía entre 120 y 150 m.s.n.m.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: AGUA FRIA — Perfil Nº: 88 - CZC — Ubicación: IX REGION, Provincia CAUTIN, Comuna LAUTARO

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG — Laboratorio Nº: 863 - 867 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2.0/o suelo		Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15		Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado	
		o/o de < 2 mm								o/o		o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc	
0-20	Ap	20,2	55,7	24,2	0,4	2,1	3,4	5,0	9,3			57	30	27				
20-39	AB	20,0	54,8	25,2	0,5	2,2	3,5	5,2	8,6			56	35	21				
39-52	2Bt1b	25,4	41,4	33,2	1,7	3,5	4,3	6,5	9,4			31	24	7				
52-73	3Csm	22,3	39,9	37,8	0,6	2,2	3,8	7,0	8,7			32	25	7				

Profundidad cm	C orgánico: 6A1a vía húmeda o/o	C orgánico: 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o		Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe o/o	Fe extraible: 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible: 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm		Retención de P o/o		pH: 8C1a H2O 1:1	pH: 8C1c KCl 1 N 1:1	pH: 8C1d NaF
0-20	10,3						6,3	4,4	8,7		0,3	250				5,0	4,5	
20-39	5,6						7,2	5,0	8,4		1,6	196				5,8	4,7	
39-52	3,7						2,7	1,9								5,8	4,4	
52-73	1,7						2,8	2,0								5,7	4,4	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC: 5A3a Suma cationes meq/100 g	5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g		Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o		Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0-20	7,3	0,5	0,2	0,6	8,6	40,4	49,0				18			2,02	0,18	1,24
20-39	7,1	0,6	0,2	0,3	8,2	34,8	43,0				19			1,71	0,20	1,39
39-52	10,9	1,8	0,3	0,2	14,2	24,9	39,1				36			1,18	0,06	0,72
52-73	12,3	2,7	0,3	0,2	15,5	23,0	38,5				40			1,02	0,05	0,66

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0-20	28,6	1,50	24,2	11,4	0,54	0,37	0,79	1,20	0,24	1,99	28,9	99,7						
20-39	30,4	1,91	27,8	12,9	0,50	0,26	0,81	0,69	0,18	1,19	23,1	99,7						
39-52	34,5	1,57	28,0	12,1	0,28	0,30	0,77	0,14	0,23	0,61	29,1	99,5						
52-73	36,4	1,86	28,2	12,0	0,25	0,08	1,00	0,12	0,19	0,46	19,3	99,7						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0-20		AL4,FE1,OA1,HA2,QZ1,FD1,CR1
20-39		AL3,FE1,OA1,HA3,GI1,GE1,QZ1,FD1,CR1
39-52		AL3,HA5,GI1,QZ1,FD1,CR1
52-73		AL3,FE1,HA5,GI1,QZ1,FD1,CR1

a/ Código mineral
AL : alofán
FE : óxidos de hierro amorfos
OA : complejos órgano-alofánicos
HA : haloisita 7 Å
GI : gibbsita
GE : goethita
QZ : cuarzo
FD : feldespatos
CR : ∝ cristobalita

b/ Fracción aproximada
5 : mayor que 1/2
4 : 1/3 a 1/2
3 : 1/5 a 1/3
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.18. Serie Agua Fría

FAMILIA	: Agua Fría.
SERIE	: Agua Fría.
CLASIFICACION	: Ashy, over skeletal, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: A 12 km al este de Lautaro en camino a Curacautín. Fundo El Monte.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Lomajes ondulados. Altura 220 a 250 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Pendientes complejas de 1 a 3% y de 2 a 5%.
DRENAJE	: Moderado.
VEGETACION	: Formación de Parques. Nothofagus obliqua; Nothofagus dombeyi; Laurelia sempervirens; Gevina avellana.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,9°C; verano 15,8°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400-500 mm; invierno 600-700 mm; primavera 250-300 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-20 Pardo oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

AB 20-39 Pardo oscuro (75YR 3/2) en húmedo; franco limosa a franco arenosa fina; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, abrupto.

2Bt1 39-53 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderado. Raíces finas, escasas. Límite ondulado, abrupto.

3Csm 53 y más. Substratum constituido por conglomerado volcánico meteorizado.

OBSERVACIONES

El solum varía entre 45 y 75 cm y descansa sobre conglomerado volcánico muy meteorizado y ocasionalmente sobre arcillas de colores rojizos en el tono 5YR. El horizonte Bb enterrado, la textura varía entre franco arcillo limosa a arcillo limosa y el color pardo amarillento oscuro en el tono 10YR; el croma varía entre 3-6 y el valor entre 3-4. La clase de drenaje varía entre moderado, como dominante, a imperfecto. En esto último el croma varía entre 1-2 y el valor entre 3-4. Presenta topografía compleja de 1 a 5% y sectores deprimidos planos.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: QUINTRILPE Perfil Nº: Ubicación: IX REGION, Provincia CAUTIN, Comuna: LAUTARO

Laboratorio de Análisis de Suelos: Laboratorio Nº:

Métodos generales:

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm)										Contenido de agua				Densidad aparente		
		Total			Arena					3B1		4B1a	4B1a	1/3		4A2a	4A3a	
		Arena 2–0.05	Limo 0,05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0,5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05	Frag gruesos > 2.0/o suelo		1/3 bar	15 bar	menos 15		terrón con parafina	suelo no disturbado	
		o/o de < 2 mm										o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc	
0–13	Ap																	
35–29	E																	
29–51	Bt1																	
51–68	Bt2																	
68–92	BC																	
92+	Cm																	

Profundidad cm	C orgánico		6B2a	C/N	6E1b		Fe extraíble				Mn extraíble			6T1a	pH		
	6 A 1a vía húmeda	6A2 vía seca	Nitrogeno		Carbonato como CaCO3		6C3b como Fe2O3	6C3b como Fe	6C7a NH4OAc pH 4.8		6D2a NH4OAc pH 7.0	6D3a NH4OAc hidroquinona		Retención de P	8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF
	o/o	o/o	o/o		o/o		o/o	o/o	ppm		ppm	ppm		o/o			

Profundidad cm	Bases extraíbles 5B1					6H-a Acidez extraíble	CIC			6G Al extr KCl		Saturación básica			Razón a la arcilla 8D1		
	6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma		5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0				5C3 Suma cationes	5C4 NaOAc pH 7.0		CIC	Fe extraíble 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g											o/o	o/o				

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1												Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3			Soluble en Na–oxalato		
	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0.002 mm															o/o de < 0,002 mm		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x térmico diferencial infrarrojo

8.6.19. Serie Quintrilpe

FAMILIA	: Agua Fría.
SERIE	: Quintrilpe.
CLASIFICACION	: Ashy over fine skeletal, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: Comuna de Lautaro.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Planos fluvio-glaciales. Conglomerados muy meteorizados. Altura 200 a 300 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Plana con pendiente de 1 a 3%.
DRENAJE	: Imperfecto.
VEGETACION	: Formación de Parques; Nothofagus obliqua; Nothofagus dombeyi; Laurelia sempervirens; Gevina avellana.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,9°C; verano 15,8°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400-500 mm; invierno 600-700 mm; primavera 250-300 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-13 Pardo muy oscuro y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 2/2 - 3/2) en húmedo; franco limosa; no plástico y no adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura granular media, moderada. Límite lineal, claro.

E 13-29 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo; franca; no plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas, abundantes. Límite lineal, claro.

Bt1 29-51 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo; franco arcillo limosa a franca; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Límite lineal, claro.

Bt2 51-68 Pardo oscuro (10YR 3/3 a 7,5YR 3/2) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y muy adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura maciza. Raíces finas, escasas. Límite ondulado, claro.

BC 68-92 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y muy adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura maciza. Raíces finas escasas.

Cm 92 y más. Substratum constituido po conglomerados muy meteorizados con matriz de arcilla densa. Raíces no se observan.

OBSERVACIONES

El solum varía entre 70 y 100 cm y descansa sobre conglomerado muy meteorizado y de composición petrográfica mixta con matriz de arcilla o sobre arcillas densas de colores rojizos dentro del tono 5YR. Los colores son pardo oscuro en los tonos 10YR a 7,5YR en todos los horizontes, excepto el horizonte BC de color pardo amarillento en el tono 10YR. Las texturas pueden variar de moderadamente finas a finas en los últimos horizontes. La clase de drenaje varía de moderado a imperfecto. La topografía varía de plana a ligeramente plana con pendientes de 1 a 3%.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: PEMEHUE Perfil Nº: 79 - CZC Ubicación: IX REGION, Provincia CAUTIN, Comuna FREIRE

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPRONEN - SAG Laboratorio Nº: 513 - 517 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo		Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15		Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
cm		o/o de < 2 mm								o/o suelo		o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc
0-18	Ap	10,2	67,3	22,5	0,0	0,2	0,7	3,2	6,1			65	43	22			
18-46	BA	12,4	59,9	27,7	0,0	0,1	0,6	4,2	7,5			69	58	11			
46-66	Bt1	6,2	50,8	43,0	0,0	0,2	0,4	1,6	4,0			85	74	11			
66-102	Bt2	5,6	48,4	46,0	0,0	0,2	0,2	0,6	4,6			86	79	7			
102-140	2Bt3b	4,4	54,4	41,2	0,0	0,0	0,3	0,5	3,6			84	76	8			

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:1	8C1c KCl 1 N 1:1	8C1d NaF
0-18	11,0					5,3	3,7	16,1	1,0	382		5,8	5,2	
18-46	5,5					6,2	4,3	16,7	0,5	519		6,1	5,6	
46-66	4,4					6,8	4,8					6,4	5,9	
66-102	2,2					6,9	4,8					6,4	5,8	
102-140	1,6					6,8	4,8					6,4	5,8	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H1a Acidez extraible meq/100 g	CIC: 5A3a Suma cationes meq/100 g	5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0-18	6,8	2,2	0,1	0,0	9,1	44,0	53,1			17		2,36	0,16	1,91
18-46	2,7	0,7	0,1	0,1	3,6	51,2	54,8			7		1,98	0,16	2,09
46-66	3,9	1,7	0,1	0,1	5,8	48,0	53,8			11		1,25	0,11	1,72
66-102	2,3	1,8	0,3	0,1	4,5	45,0	49,5			9		1,08	0,10	1,72
102-140	1,2	1,3	0,7	0,1	3,3	49,0	52,3			6		1,27	0,12	1,84

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2 o/o de < 0,002 mm	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2 o/o de < 0,002 mm	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2 o/o de < 0,002 mm	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
0-18	39,5	1,11	18,0	9,1	0,17	0,55	1,36	1,08	0,41	0,57	27,9	99,7						
18-46	43,0	1,22	20,8	10,1	0,15	0,65	1,05	1,12	0,37	0,61	20,2	99,3						
46-66	43,0	1,35	21,2	10,1	0,06	0,52	1,01	1,11	0,47	0,45	20,3	99,5						
66-102	43,4	1,21	21,9	10,0	0,27	0,70	0,94	1,17	0,61	0,38	19,1	99,6						
102-140	44,6	1,35	22,3	10,3	01,6	0,74	0,88	1,19	0,68	0,43	16,8	99,4						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x · térmico diferencial · infrarrojo
0-18		AL5,FE1,OA2,HA1,VC1,GI1,GE1,QZ2,FD2,CR1,AM1
18-46		AL5,FE1,OA2,HA1,VC1,GI1,GE1,QZ2,FD2,CR1,AM1
46-66		AL5,FE1,OA1,HA1,VC1,GI1,GE1,QZ2,FD2,CR1,AM1
66-102		AL5,FE1,OA1,HA1,VR1,VC1,CL1,GI1,GE1,QZ2,FD2,CR1,AM1
102-140		AL5,FE1,HA1,VC1,GI1,GE1,QZ2,FD2,CR1,AM1

a/ Código mineral
- AL : alofán
- FE : óxidos de hierro amorfos
- OA : complejos órgano-alofánicos
- HA : haloisita 7 Å
- VR : vermiculita
- VC : vermiculita/clorita
- GI : gibbsita
- GE : goethita
- QZ : cuarzo
- FD : feldespatos
- CR : cristobalita
- AM : anfíboles

b/ Fracción en peso aproximado
- 5 : mayor que 1/2
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

8.6.20. Serie Pemehue

FAMILIA	: Pemehue.
SERIE	: Pemehue.
CLASIFICACION	: Ashy, mesic, Hydric Dystrandept.
UBICACION	: A 4 km al norte de Radal. Asentamiento Cahuinpangue.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Lomajes constituidos por gravas aluviales y fluvio-glaciales.
TOPOGRAFIA	: Ondulada con pendientes complejas de 4-15%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens; Eucryphia cordifolia; Aextoxicum punctatum.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12-13°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 24-26°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 500-700 mm; invierno 700-1.000 mm; primavera 400-500 mm; verano 150-250 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-18 Pardo amarillento (10YR 5/4) en seco y pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos, débiles. Raíces finas, abundantes; poros finos, abundantes y buena actividad biológica. Límite lineal, abrupto.

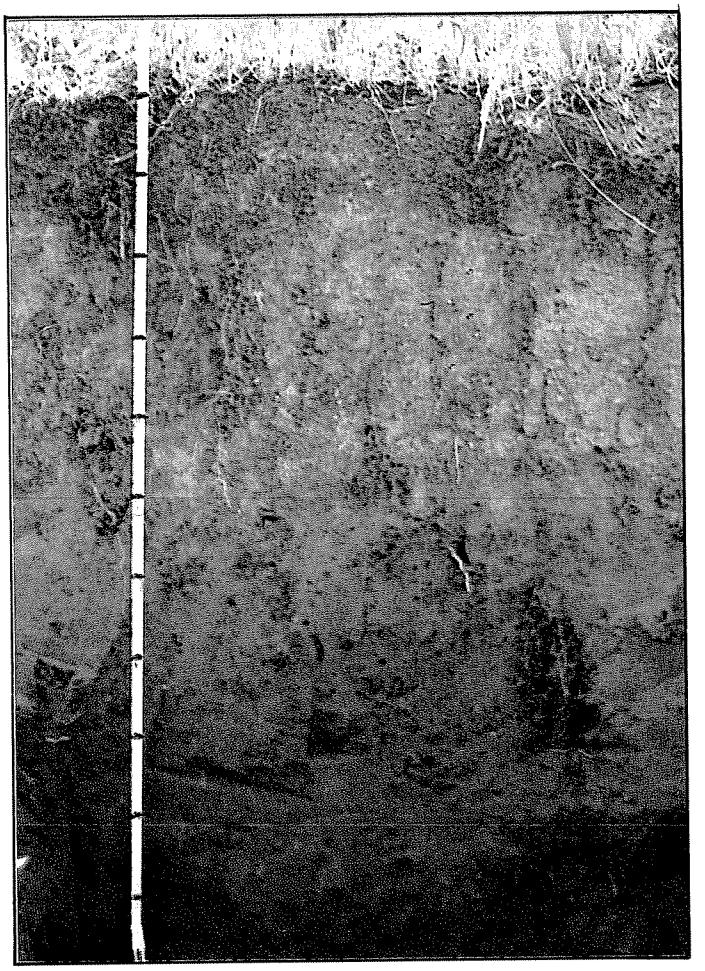
BA 18-46 Pardo amarillento (10YR 5/4) en seco y pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco arcillo limosa; muy plástico y muy adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios y gruesos, débiles. Raíces finas, abundantes; poros finos, comunes y buena actividad biológica. Límite gradual, lineal.

Bt1 46-66 Pardo amarillento (10YR 5/5) en seco y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en profundidad; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares, débiles. Raíces finas, comunes; poros finos, abundantes y buena actividad biológica. Límite gradual, lineal.

Bt2 66-102 Pardo amarillento (10YR 5/4) en seco y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es mayor a 120 cm y sólo en forma muy ocasional inferior a ella y descansa sobre gravas redondeadas, frescas, de origen fluvio-glacial. Las texturas dominantes corresponden a moderadamente finas y pueden variar a medias. Los colores están siempre dentro del tono 10YR y sus cromas varían entre 3-6 y el valor entre 3-5. La clase de drenaje dominante corresponde a bien drenado y sólo es ocasional el moderado. La topografía es compleja y varía entre ligera y moderadamente ondulada con pendientes entre 4 a 15% como dominantes y pendientes entre 15 a 30% en caída de cambio de terraza y sectores planos de 1 a 3% como ocasionales.



Familia Pemehue. Serie Pemehue. Localización: Radal (38°58'S; 72°25'W).

8.6.21. Serie Gorbea

FAMILIA	: Pemehue.
SERIE	: Gorbea.
CLASIFICACION	: Ashy, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: Comuna de Gorbea, Pitrufquén y Freire.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Lomajes constituidos por planos aluviales antiguos. Altura 90 a 160 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: De ligera a moderada ondulación con pendientes complejas de 4 a 15%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens, Eucryphia cordifolia, Aextoxicum punctatum.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12-13°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 24-26°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 500-700 mm; invierno 700-1.000 mm; primavera 150-250 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-18 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Límite lineal, claro.

E 18-37 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

Bt1 37-66 Pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

Bt2 66-97 Pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas, escasas. Límite lineal, gradual.

BC 97 y más. Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; arcillo limosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura maciza. Raíces, muy escasas.

OBSERVACIONES

No presenta variaciones de profundidad por corresponder a suelos de más de 120 cm al substratum y constituido por clastos redondeados de origen aluvial. Los colores dominantes hasta el horizonte Bt2 inclusive son de colores pardo en el tono 7,5YR, pero puede variar el tono 10YR. El horizonte BC es de color pardo amarillento oscuro y puede variar hasta pardo amarillento. La clase de drenaje es bueno y no presenta variaciones. La topografía varía entre ligera a moderadamente ondulada con pendientes entre 4 y 15% y pequeños sectores con pendientes de 2 a 5% y de 1 a 3%.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: PUERTO OCTAY Perfil Nº: 67 - CZC Ubicación: X REGION, Provincia LLANQUIHUE, Comuna PUERTO VARAS

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 385 - 390 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3.2d: Total Arena 2-0.05	Total Limo 0.05 – 0.002	Total Arcilla < 0.002	Arena Muy gruesa 2 – 1	Arena Gruesa 1 – 0.5	Arena Mediana 0.5 – 0.25	Arena Fina 0.25 – 0.1	Arena Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o	Densidad aparente 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc
		o/o de < 2 mm													
0-19	Ap	18,3	59,6	21,9	0,1	0,8	2,6	6,2	8,6		67	44	23		
19-42	E	19,7	65,0	15,6	0,2	0,4	1,2	4,1	13,8		51	36	15		
42-76	EB	15,4	68,6	16,3	0,2	0,6	1,1	3,7	9,5		46	33	13		
76-110	B1s	26,3	60,4	13,6	0,2	0,8	1,7	8,6	15,0		44	32	12		
110-176	B2s	25,9	58,9	15,4	0,2	0,8	2,0	9,0	13,9		42	31	11		

Profundidad cm	C orgánico 6A1a vía húmeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe o/o	Fe extraible 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH 8C1a H2O 1:1	pH 8C1c KCl 1 N 1:1	pH 8C1d NaF
0-19	12,6					3,2	2,2	21,3	13,3	216		5,2	4,7	
19-42	5,5					4,7	3,3					5,8	5,4	
42-76	4,5					4,6	3,2					5,8	5,6	
76-110	3,7					5,6	3,9	27,9	0,6	95		5,9	5,7	
110-176	3,4					5,6	3,9					5,6	5,7	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC 5A3a Suma cationes meq/100 g	CIC 5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	Saturación básica 5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1 CIC 5A3a	Razón a la arcilla 8D1 Fe extraible 6C3b	Razón a la arcilla 8D1 Agua 15 bar
0-19	7,5	2,7	0,4	0,3	10,9	40,7	51,6			21		2,36	0,10	2,01
19-42	1,2	0,1	0,1	0,1	1,5	40,0	41,5			4		2,66	0,21	2,31
42-76	1,5	0,3	0,1	0,0	1,9	38,4	40,3			5		2,47	0,20	2,02
76-110	0,9	0,3	0,1	0,4	1,7	39,1	40,8			4		3,00	0,29	2,35
110-176	0,2	0,1	0,1	0,0	0,4	36,5	36,9			1		2,40	0,25	2,01

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															< 0,002 mm		
0-19	27,9	0,97	25,8	9,42	0,08	0,34	1,05	4,16	0,14	0,80	30,5	101,2						
19-42	27,8	1,19	27,8	10,03	0,11	0,15	0,85	0,29	0,11	0,34	31,2	99,9						
42-76	28,2	1,44	26,0	10,27	0,12	0,52	0,89	0,27	0,10	0,26	31,6	99,4						
76-110	28,2	1,00	29,7	9,64	0,01	0,26	0,70	0,44	0,10	0,43	29,4	99,9						
110-176	27,5	1,10	31,7	9,92	0,01	0,32	0,65	0,42	0,21	0,27	27,4	99,5						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0-19		AL5,IM1,FE1,OA2,VR1,CL1,GI1,QZ1,FD1,CR1,AM1
19-42		AL5,IM1,FE1,HA1,VR1,CL1,GI2,QZ1,FD1,CR1,AM1
42-76		AL5,IM1,FE1,HA1,VR1,CL1,GI1,QZ1,FD1,CR1,AM1
76-110		AL5,IM1,FE1,HA1,VR1,CL1,GI2,QZ1,FD1,CR1,AM1
110-176		AL5,IM1,FE1,HA1,VR1,CL1,GI2,QZ1,FD1,CR1,AM1

a/ Código mineral
- AL : alofán
- IM : imogolita
- FE : óxidos de hierro amorfos
- OA : complejos organo-alofánicos
- HA : haloisita 7 Å
- VR : vermiculita
- CL : clorita
- GI : gibbsita
- QZ : cuarzo
- FD : feldespatos
- CR : cristobalita
- AM : anfiboles

b/ Fracción aproximada
- 5 : mayor que 1/2
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

8.6.22. Serie Puerto Octay

FAMILIA	: Puerto Octay.
SERIE	: Puerto Octay.
CLASIFICACION	: Medial, isomesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: Frente al pueblo de Llanquihue, lado sur Carretera Panamericana.
FISIOGRAFIA	: Depresión intermedia.
TOPOGRAFIA	: Ondulada con pendientes de 2 a 5%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua, Laurelia sempervirens, etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,9°C; verano 15,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Isomésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 400-500 mm; invierno 700 mm; primavera 300-500 mm; verano 200-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-19 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo y pardo amarillento (10YR 5/4) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura granular, media y fina, débil. Raíces finas, abundantes; buena actividad biológica. Límite ondulado, abrupto.

A 19-36 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, abundantes; poros finos, comunes. Crotovinas gruesas y medias comunes. Límite lineal, gradual.

EB 36-70 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco; franco limosa; ligeramente adhesivo; muy friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias, abundantes. Crotovinas gruesas y medias, comunes. Límite lineal, gradual.

B 70-104 Pardo amarillento oscuro (10YR 3,5/4) en húmedo y pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, débiles. Raíces finas, escasas; poros finos, abundantes. Límite lineal, gradual.

B1s 104-170 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franco limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, débiles. Raíces finas, escasas; poros finos, abundantes. Grava fina, escasa. Límite ondulado, abrupto.

C1 170 y más. Substratum fluvio-glacial.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 60 y más de 150 cm y descansa sobre areniscas y gravas de origen fluvioglacial. La textura en todo el perfil es franco limosa y no presenta variaciones y los colores en el tono 10YR y ocasionalmente en el tono 7,5YR. En las zonas más onduladas (Puerto Varas - Puerto Montt) la profundidad del suelo es menor y el horizonte Ap y EB son más delgados y los colores de los horizontes B con cromas y valores más altos, y en la zona de contacto entre el suelo y el substratum hay formación de "fierrillo" discontinuo; en nuevos estudios este sector debe constituir una nueva serie de suelos. Ocasionalmente esta Serie puede presentar un suelo enterrado. En el sector sur-oriente del lago Llanquihue esta Serie presenta contaminaciones de piedra pómez y en el sector sur del lago bloques erráticos escasos. El drenaje varía de bueno a moderado.



Familia Puerto Octay. Serie Puerto Octay. Localización: Llanquihue (41°15'S; 73°00'30"W).

Paisaje de la Serie Puerto Octay: sobre una topografía suavemente ondulada, exhibe una vegetación constituida principalmente por **Nothofagus obliqua** *y* **Laurelia sempervirens.**



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: PUERTO FONCK Perfil Nº: 13 - A.K. Ubicación: X REGION, Provincia OSORNO, Comuna ENTRE LAGOS

Laboratorio de Análisis de Suelos: TESIS A. KUHNE Y J.P. NISSEN Laboratorio Nº: 13a - 13e (1973)

Métodos generales: 1B1, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0,05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0,5 – 0.25	Arena: Fina 0,25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc
		o/o de < 2 mm													
0-30	Ap	23,1	56,9	20,0	0,0	0,2	6,3	8,1	8,5		37,3	26,6	10,7		0,77
30-58	A	16.1	57,8	26,2	0,0	0,4	2,8	5,1	7,7		33,7	23,2	10,5		0,71
58-81	AB	8,8	73,0	18,2	0,4	1,0	2,9	2,5	2,0		27,7	19,6	8,1		0,70
81-99	Bt1	19,7	65,3	15,1	1,3	2,9	5,6	4,7	5,2		22,3	15,3	7,0		0,75
99-130	Bt2	10,1	65,8	24,1	1,6	2,2	3,1	2,6	0,6		23,5	16,4	7,1		0,74

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	C orgánico: 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	6A3a Materia Orgánica %	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe o/o	Fe extraible: 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible: 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:2,5	pH: 8C1c KCl 1 N	pH: 8C1d NaF
0-30				11,6		28,0							5,3		
30-58				16,1		24,0							5,5		
58-81				20,2		22,0							5,8		
81-99				15,3		13,5							6,0		
99-130				17,7		13,0							6,6		

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2c Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC: 5A3a Suma cationes meq/100 g	CIC: 5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	Saturación básica: 5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Razón a la arcilla 8D1: Fe extraible 6C3b	Razón a la arcilla 8D1: Agua 15 bar
0-30	3,6	4,0	0,5	0,3	8,4	56,5	64,9			13		3,24		1,33
30-58	1,8	0,8	0,3	0,3	3,2	42,0	45,2			7		1,73		0,89
58-81	0,6	1,0	0,4	0,1	2,1	43,3	45,4			5		2,50		1,08
81-99	1,5	1,2	0,0	0,1	2,8	65,6	68,4			4		4,53		1,01
99-130	1,1	3,2	0,1	0,1	4,5	53,6	58,1			8		2,41		0,68

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na– OH 0,5 N: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															o/o de < 0,002 mm		
0-30	30,9	2,05	29,7	11,87		tr	–	0,41	0,08	0,83	25,2					13,98	3,29	7,26
30-58	23,5	1,27	29,2	11,07		–	–	0,23	0,04	0,56	32,3					11,74	11,31	1,73
58-81	18,3	1,44	31,3	10,71		–	–	0,05	0,02	0,45	36,9					11,00	17,59	1,06
81-99	21,5	1,01	30,5	14,38		–	–	0,34	0,05	1,93	30,1					14,26	21,66	1,10
99-130	20,5	2,33	31,0	11,05		–	–	0,36	0,05	1,74	32,4					15,70	20,84	1,25

Profundidad cm	Mineralogía a/ b/ fracción 0,1 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía a/ b/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial infrarrojo
0-30	QZ2,VV5,FD4,MI1,TU1	AL5,HI1,GI1,SA2,PC1,CR2,QZ1
30-58	QZ2,VV3,FD4,OL1,GR1	AL5,HI1,GI1,SA1,PC2,CR3,QZ1
58-81	QZ1,VV1,FD4,EP2,AM2	AL5,HI1,GI1,PC1,CR4,QZ1
81-99	QZ2,VV3,FD4,OL1,MI1	AL4,HI1,HA1,GI1,PC1,CR3,QZ2,GE1
99-130	QZ2,VV2,FD3,AM2,TU1	AL5,HI1,GI1,PC1,CR3,QZ1

a/ Código mineral
- AL : alofán
- HI : hissingerita
- HA : haloisita 7 Å
- SA : sílice amorfa
- PC : plagioclasas
- CR : ∝cristobalita
- QZ : cuarzo
- GE : goethita
- GI : gibbsita
- VV : vidrio volcánico
- FD : feldespatos
- MI : magnetita-ilmenita
- TU : turmalina
- OL : olivino
- GR : granate
- EP : epidota
- AM : anfiboles

b/ Fracción aproximada
- 5 : mayor que 1/2
- 4 : 1/3 a 1/2
- 3 : 1/5 a 1/3
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

8.6.23. Serie Puerto Fonck

FAMILIA	: Puerto Octay.
SERIE	: Puerto Fonck.
CLASIFICACION	: Ashy, isomesic, Hidric Dystrandept.
UBICACION	: Principalmente en las comunas de Río Bueno y Puerto Octay, a 3 km al norte de Entre Lagos.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Altura 180 a 250 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Ondulada con pendientes complejas de 2 a 5%.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens. Eucryphia cordifolia; Embothrium coccineum.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C; media julio 7-8°C; máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Isomésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 400-500 mm; invierno 700 mm; primavera 300-500 mm; verano 200-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-30 Negro (10YR 2/1) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y adhesivo; suelta en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, gradual.

A 30-58 Pardo muy oscuro a negro (10YR 2/1,5) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; firme en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, abundantes. Límite ondulado, gradual.

AB 58-81 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y adhesivo; firme en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, escasas. Material transportado de los horizontes inferiores de color pardo amarillento oscuro (10YR 3/4), común. Límite ondulado, gradual.

Bt1 81-99 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco limosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, escasas. Límite ondulado, claro.

Bt2 99-130 Pardo amarillento (10YR 5/8) en húmedo; franco limosa; muy plástico y muy adhesivo; firme en húmedo; estructura maciza. Raíces no se observan. Límite quebrado, abrupto.

Csm 130 y más. Substratum constituido por arenisca. Ocasionalmente cementadas por "fierrillo".

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es mayor a 120 cm y no presenta variaciones. Descansa sobre arenisca cementada que forma en la zona de contacto con el solum una acumulación de hierro y manganeso de color rojizo. Bajo la arenisca se presentan gravas redondeadas parcialmente cementadas. Las texturas dominantes son medias y pueden variar a moderadamente finas en los horizontes inferiores. Todos los colores están en el tono 10YR y con cromas 2-4 y valores 3-4 y en el último horizonte el croma varía entre 6-8 y el valor entre 5-6. Ocasionalmente puede presentar un suelo enterrado bajo el horizonte Bt1, especialmente en los sectores cercanos a cerros (v.g. coluvios). La topografía varía ligeramente ondulada con pendientes de 2 a 5% hasta fuertemente onduladas con pendientes de 15 a 30%. Son suelos bien drenados y no presentan variaciones en su clase de drenaje.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: LOS LAGOS Perfil Nº: Ubicación: X REGION, Provincia VALDIVIA, Comunas: PAILLACO, FUTRONO, PANGUIPULLI, LA UNION, LOS LAGOS Y RIO BUENO

Laboratorio de Análisis de Suelos:

Métodos generales:

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm)										Contenido de agua				Densidad aparente		
		Total			Arena					3B1 Frag gruesos > 2.0/o suelo		4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15		4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado	
		Arena 2–0.05	Limo 0.05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05			o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc	
		o/o de < 2 mm																
0–44	Ap																	
14–29	A																	
29–55	Bw																	
55–80	BC																	
80+	C1																	

Profundidad cm	C orgánico		6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o		Fe extraible				Mn extraible		6T1a Retención de P o/o		pH		
	6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o					6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm			8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1					6H a Acidez extraible	CIC			6G Al extr KCl		Saturación básica			Razón a la arcilla 8D1		
	6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma		5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0				5C3 Suma cationes	5C4 NaOAc pH 7.0		CIC	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g											o/o	o/o				

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1												Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3			Soluble en Na–oxalato		
	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0.002 mm															o/o de < 0,002 mm		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo

8.6.24. Serie Los Lagos

FAMILIA	: Puerto Octay.
SERIE	: Los Lagos.
CLASIFICACION	: Ashy, mesic, Hydric Dystrandept.
UBICACION	: Comunas de Paillaco, Futrono, Panguipulli, La Unión, Los Lagos y Río Bueno.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Altura 300 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Moderadamente ondulada con pendientes de 4 a 15% .
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens. Eucryphia cordifolia.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 14,2°C; verano 17,3°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 400-500 mm; invierno 700 mm; primavera 300-500 mm; verano 200-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-14 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura granular fina, moderada y bloques subangulares finos, débiles. Raíces finas y medias, abundantes. Límite ondulado, claro.

A 14-29 Pardo muy oscuro a pardo grisáceo muy oscuro (10YR 5/2) en húmedo; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares finos y medios, muy abundantes. Límite ondulado, claro.

Bw 29-55 Pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias, abundantes. Límite ondulado, claro.

BC 55-80 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, comunes. Límite ondulado, abrupto.

C1 80 y más. Substratum constituido por gravas redondeadas.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 65 y 90 cm y descansa sobre un substratum fluvio-glacial constituido por gravas redondeadas sueltas a parcialmente compactadas. Puede presentar gravas en la superficie y perfil. La topografía varía de ligera a moderadamente ondulada con pendientes de 4 a 15%. Las texturas medias pueden variar a moderadamente gruesas (franco arenosa fina) tanto en el horizonte A como B. El drenaje varía de bueno como dominante y excesivo, ocasionalmente.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: OSORNO Perfil Nº: 62 - CZC Ubicación: X REGION, Provincia OSORNO, Comuna OSORNO

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 355 - 360 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o	Densidad aparente 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc
		o/o de < 2 mm													
0–13	Ap	10,1	50,9	39,1	0,2	0,8	1,6	2,7	4,8		72	48	24		0,91
13–25	A	10,0	51,4	38,6	0,1	0,8	1,4	2,7	5,0		68	47	21		0,82
25–47	AB	10,5	55,0	32,9	0,1	0,6	1,4	3,0	5,4		73	21	12		
47–74	B1t	7,5	58,5	34,0	0,1	0,4	1,2	2,1	3,7		81	58	23		0,69
74–100	2C	12,1	42,1	45,8	0,1	0,7	2,5	4,1	4,7		94	80	14		0,87
100 +	3C	49,6	37,1	13,3	0,4	5,6	14,6	18,0	11,0		55	36	19		1,06

Profundidad cm	C orgánico 6A1a vía húmeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 % C/	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe o/o	Fe extraible 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7,0 ppm	Mn extraible 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH 8C1a H2O 1:1	pH 8C1c KCl 1 N 1:1	pH 8C1d NaF
0–13	13,4	18,4				7,9	4,5	3,1	38,8	15,7	447		5,0	4,6	
13–25	9,9	13,6				8,5	5,0	3,5					4,8	4,5	
25–47	7,0	8,8				9,5	5,1	3,6					5,4	4,8	
47–74	5,3	7,8				9,3	6,3	4,4	43,8	0,9	33		6,2	5,2	
74–100	4,4	8,2				10,0	6,5	4,5					6,2	5,8	
100 +	1,0	1,5				8,0	3,5	2,4					6,5	5,8	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC 5A3a Suma cationes meq/100 g	CIC 5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	Saturación básica 5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1 CIC 5A7a	Razón a la arcilla 8D1 CIC 5A3a	Razón a la arcilla 8D1 Fe extraible 6C3b	Razón a la arcilla 8D1 Agua 15 bar
0–13	7,4	1,6	0,3	1,7	11,0	62,5	73,5	48,0		15	23	1,23	1,88	0,08	1,23
13–25	2,5	0,6	0,2	0,4	3,7	59,0	62,7	41,0		6	9	1,06	1,62	0,09	1,22
25–47	1,0	0,4	0,3	0,4	2,1	55,5	57,6	34,0		4	6	1,03	1,75	0,11	0,64
47–74	2,4	0,5	0,2	0,6	3,7	50,3	54,0	34,0		7	11	1,00	1,59	0,13	1,71
74–100	3,6	0,5	0,2	0,4	4,7	44,5	49,2	34,0		10	14	0,74	1,07	0,10	1,75
100 +	0,6	0,1	0,1	0,1	0,9	26,4	27,3	18,0		3	5	1,35	2,05	0,18	2,71

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0–13																		
13–25	30,1	1,47	27,7	9,88	0,04	tr	0,74	2,18	0,21	1,43	27,7	99,4						
25–47	29,5	1,70	30,0	10,17	0,36	0,38	0,72	2,04	0,17	1,02	23,4	99,4						
47–74	29,8	1,51	30,0	10,17	0,02	0,35	0,78	0,21	0,21	0,69	26,0	99,7						
74–100	31,4	1,56	30,5	9,94	0,04	tr	0,85	0,25	0,16	0,58	24,1	99,3						
100 +	32,0	1,04	32,4	10,40	0,03	0,39	0,78	0,22	0,06	0,42	21,4	99,1						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x térmico diferencial infrarrojo
0–13		AL5,FE1,OA2,HA1,GI1,CR1
13–25		AL5,FE1,OA2,HA1,GI1,CR1
25–47		AL5,FE1,OA1,HA1,GI1,CR1
47–74		AL5,FE1,HA1,GI1,CR1
74–100		AL5,FE1,HA1,VC1,GI1,CR1
100 +		AL5,FE1,HA1,VC1,GI1,CR1

a/ Código mineral
- AL : alofán
- FE : óxidos de hierro amorfos
- OA : complejos organo-alofánicos
- HA : haloisita 7 Å
- VC : vermiculita/clorita
- GI : gibbsita
- CR : ⊀ cristobalita

b/ Fracción en peso aproximado
- 5 : mayor que 1/2
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

c/ Varias extracciones.

8.6.25. Serie Osorno

FAMILIA	: Osorno.
SERIE	: Osorno.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: A 10 km al norte de la ciudad de Osorno por Carretera Panamericana. Fundo Remehue.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Planos fluvio-glaciales. Altura 90 a 150 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Ondulada con pendientes complejas de 2 a 5%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus y Laurelia sempervirens. Bosque mixto, abierto con árboles de gran tamaño.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,4°C; verano 14,9°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400-500 mm; invierno 700 mm; primavera 250-400 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-13 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en humedo y blando en seco; estructura granular fina y media moderada. Raices finas, abundantes; poros finos, abundantes. Limite lineal, abrupto.

A 13-3 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en humedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable a húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y medios, débiles que rompen a granular media, débil. Raices finas, abundantes; poros finos, abundantes. Crotovinas medias, comunes. Limite lineal, gradual.

AB 25-47 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) y pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) ambos en húmedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en húmedo y blando en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares gruesos y medios débiles. Raices finas, abundantes; poros finos comunes y medios, comunes. Crotovinas finas, abundantes. Limite ondulado, gradual.

Bt1 47-74 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo y pardo amarillento (10YR 5/4) en seco; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente duro en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares gruesos y medios débiles. Raices finas, comunes; poros finos, abundantes y medios comunes. Crotovinas gruesas, abundantes. Limite ondulado, gradual.

2C 74-100 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo y pardo amarillento (10YR 5/4) en seco; franca; plástico y adhesivo; friable en húmedo y duro en seco; estructura maciza. Raices finas, escasas y poros finos, abundantes. Límite ondulado, abrupto.

3C 100-110 y más. Toba volcánica de color amarillo (2,5Y 7/6) en seco.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varia entre 60 y 120 cm y descansa sobre un substratum constituido por toba volcánica de granulometria media. Los colores dominantes en todo el perfil son pardo a pardo amarillento oscuro en tonos 10YR y ocasionalmente los horizontes B presentan colores pardos en el tono 7,5R. Las texturas varian de franco limosa a franco arcillo limosa en todo el perfil. Presenta ocasionalmente en los horizontes B gravilla de pumicita. Ocupa una posición de lomajes ondulados con pendientes complejas de 2 a 5% y entre estos sinuosos lomajes existen sectores bajos, planos, con drenaje imperfecto a pobre, formando complejos con la Serie Reconciliación.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: CORTE ALTO — Perfil Nº: 64 - CZC — Ubicación: X REGION, Provincia OSORNO, Comuna PURRANQUE

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG — Laboratorio Nº: 367 - 372 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total Arena 2–0.05	Total Limo 0,05 – 0.002	Total Arcilla < 0.002	Arena Muy gruesa 2 – 1	Arena Gruesa 1 – 0.5	Arena Mediana 0.5 – 0.25	Arena Fina 0.25 – 0.1	Arena Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2.0/o suelo	Contenido de agua 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
		o/o de < 2 mm									o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0- 8	Ap	16,0	52,3	31,5	0,6	1,6	3,8	5,0	5,0		72	51	21		
8-30	AB	17,8	48,4	33,8	0,6	1,8	5,0	5,4	5,0		66	50	16		0,84
30-46	Bt1	19,2	35,9	44,4	1,0	3,4	5,0	5,8	4,0		69	57	12		0,84
46-66	BE	13,6	44,3	41,8	0,5	2,8	3,3	4,0	3,0		78	71	7		
66-86	Bt2	16,0	33,9	49,9	0,4	2,5	3,1	4,8	5,2		78	69	9		0,93
86-160	2Bt3	9,8	46,5	43,7	0,9	2,2	2,2	2,2	2,3		82.	72	10		1,02

Profundidad cm	C orgánico 6 A 1a vía húmeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 % a/	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH 8C1a H2O 1:1	pH 8C1c KCl 1 N 1:1	pH 8C1d NaF
0- 8	17,8	20,1				7,9	5,8		2,8	0,0	539		5,1	4,5	
8-30	10,9	12,3				8,5	6,2						5,4	4,6	
30-46	3,4	5,2				9,5	9,0		27,8	1,0	279		6,0	5,4	
46-66	2,7	4,0				9,3	7,9						6,7	5,8	
66-86	2,1	3,4				10,0	8,3						6,2	5,9	
86-100	2,5	4,1				8,0	7,9						6,3	5,9	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC 5A3a Suma cationes meq/100 g	CIC 5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	Saturación básica 5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1 CIC	Razón a la arcilla 8D1 Fe extraible 6C3b	Razón a la arcilla 8D1 Agua 15 bar
0- 8	9,0	2,1	0,4	0,7	12,2	65,3	77,5	89,1		16	14			
8-30	3,1	0,6	0,2	0,4	4,3	61,0	65,3	42,0		7	10			
30-46	2,0	0,3	0,2	0,2	3,6	42,4	46,0	27,0		8	13			
46-66	3,4	0,4	0,2	0,7	4,7	40,6	45,3	24,0		10	20			
66-86	3,1	0,6	0,3	0,1	4,1	38,0	42,1	22,0		10	19			
86-100	2,3	0,4	0,2	0,1	3,0	41,3	44,3	25,0		7	12			

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 SiO2	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 Al2O3	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato SiO2	Soluble en Na–oxalato Al2O3	Soluble en Na–oxalato Razón molar SiO2/Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															o/o de < 0,002 mm		
0- 8																		
8-30																		
30-46	29,1	1,82	32,9	10,81	0,12	0,16	1,32	0,11	0,21	0,31	23,4	100,2						
46-66	27,5	1,68	32,7	10,88	0,11	0,26	1,38	0,42	0,20	0,30	24,4	99,9						
66-86	26,9	1,88	35,3	10,60	0,12	0,38	1,37	0,10	0,14	0,30	22,8	99,9						
86-100	28,6	1,82	34,1	10,61	0,11	0,08	0,90	0,06	0,15	0,36	22,8	99,8						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x térmico diferencial infrarrojo c/
0- 8		AL5,IM2,FE1,OA2,VC1,GI1,QZ1,FD1,CR1
8-30		AL5,IM2,FE1,OA2,HA1,GI1,QZ1,FD1,CR1
30-46		AL4,IM3,FE1,OA1,HA1,VC1,GI2,QZ1,FD1,CR1
46-66		AL4,IM3,FE1,OA1,HA1,GI1,QZ1,FD1,CR1
66-86		AL4,IM4,FE1,OA1,HA1,GI2,QZ1,FD1,CR1
86-100		AL3,IM4,FE1,OA1,HA1,GI1,QZ1,FD1,CR1

a/ Varias extracciones

b/ Código mineral
AL : alofán
IM : imogolita
FE : óxides de hierro amorfos
OA : complejos organo-alofánicos
HA : haloisita 7 Å
VC : vermiculita/clorita
GI : gibbsita
QZ : cuarzo
FD : feldespatos
CR : × cristobalita

c/ Fracción aproximada
5 : mayor que 1/2
4 : 1/3 a 1/2
3 : 1/5 a 1/3
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.26. Serie Corte Alto

FAMILIA	: Osorno.
SERIE	: Corte Alto.
CLASIFICACION	: Ashy, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: A 2,5 km al sur de Purranque por camino longitudinal antiguo a Corte Alto.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Planos fluvio-glaciales.
TOPOGRAFIA	: Ondulada de pendientes complejas de 2 a 5%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación vegetal de Nothofagus obliqua (roble) y Laurelia sempervirens (laurel).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,4°C; verano 14,9°C; media julio 7-8°C; máxima media enero 20-24°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400-500 mm; invierno 700 mm; primavera 250-400 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas a intermedias.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-8 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en humedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en humedo y blando en seco; estructura granular fina, moderada. Raices finas, abundantes y poros finos, comunes. Limite lineal, abrupto.

AB 8-30 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en humedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco, franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en humedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares y granular muy fina. Raices finas, abundantes y poros finos, abundantes y medios, comunes. Limite lineal, abrupto.

Bt1 30-46 Pardo amarillento (10YR 5/5) en seco y pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en humedo; arcillo limosa; plástico y adhesivo, friable en humedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raices finas, abundantes y gruesas, comunes; poros finos y medios, comunes. Limite irregular, gradual.

Bt2 46-66 Pardo amarillento (10YR 5/6) en seco y pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en humedo; arcillo limosa; muy plástico y muy adhesivo; friable en humedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raices finas, abundantes y gruesas, comunes; poros finos, abundantes. Limite lineal, gradual.

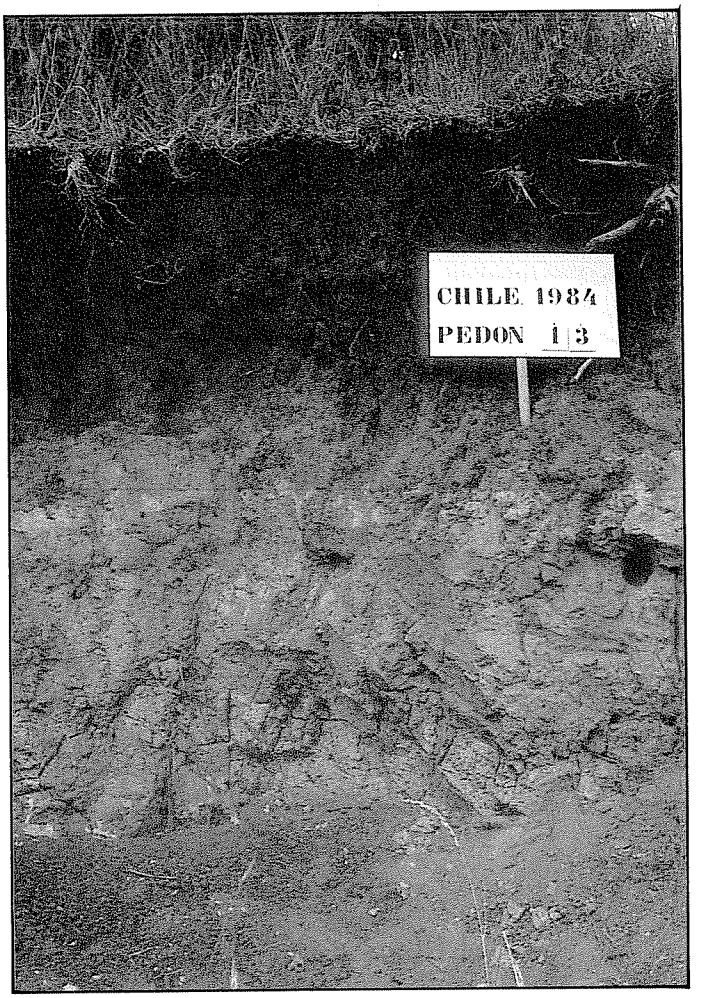
Bt2 66-86 Pardo claro (7,5YR 5/6) en seco y pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en humedo; arcillosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, firmes. Raices finas y gruesas, comunes. Limite lineal, gradual.

Bt3 86-160 Pardo claro (7,5YR 5/6) en seco y pardo amarillento (10YR 5/6) en humedo y ligeramente duro en seco; estructura maciza. Raices finas, escasas y gruesas, comunes; poros finos, abundantes. Limite ondulado, abrupto.

C1 160 y más. Substratum fluvio-glacial.

OBSERVACIONES

El solum presenta siempre una profundidad mayor de 120 cm y descansa sobre un substratum fluvio-glacial como dominante y ocasionalmente en la zona de transición a la Serie Osorno sobre toba y sobre conglomerado muy meteorizado en contacto con los suelos Rojo Arcillosos. Las texturas dominantes corresponden a moderadamente finas en todo el perfil y pueden variar a finas, especialmente en los horizontes B. Los colores de los dos primeros horizontes corresponden a pardos muy oscuros en el tono 10YR, pueden variar a pardo oscuro y en los horizontes B el color dominante es pardo oscuro en el tono 7,5YR, pero en el ultimo horizonte el color dominante es pardo amarillento en el tono 10YR. Ocupa una topografia de lomajes ondulados con pendientes complejas de 2 a 5% y de buen drenaje.



Familia Osorno. Serie Corte Alto. Localización: Purranque (40°54' S; 73°04'W).



Paisaje de la Serie Osorno: suavemente ondulado con Robles (**Nothofagus obliqua**) *de gran tamaño.*

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: NUEVA BRAUNAU — Perfil Nº: 87 - CZC — Ubicación: X REGION, Provincia LLANQUIHUE, Comuna PUERTO VARAS

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPPOREN - SAG — Laboratorio Nº: 856 - 862 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3.2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo		Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc	
		o/o de < 2 mm															
0- 6	Ap	6,2	66,2	27,6	0,0	0,2	0,5	1,9	3,6			90	58	32			
6-19	A	8,5	59,4	32,1	0,0	0,2	0,5	2,9	4,9			90	56	34			
19-35	AB	5,7	56,8	37,5	0,0	0,0	0,5	1,4	3,8			100	72	28			
35-85	Bt1	4,2	50,3	45,5	0,0	0,0	0,5	1,4	2,3			110	82	28			
85-94	Bt2	3,4	53,6	43,0	0,0	0,0	0,5	0,9	2,0			110	87	23			
94-128	B't1	5,4	49,0	45,6	0,0	0,5	0,8	1,4	2,7			118	89	29			
128-160	B't2	4,8	48,8	46,4	0,0	0,1	1,1	2,3	1,3			113	92	21			

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	C orgánico: 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe o/o	Fe extraible: 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible: 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:1	pH: 8C1c KCl 1 N 1:1	pH: 8C1d NaF
0-6	17,8					4,7	3,3					4,8	4,7	
6-19	19,6					4,5	3,1	11,5	2,4	375		4,9	4,6	
19-35	12,3					5,3	3,7					5,4	5,2	
35-85	6,2					6,5	4,5	9,6	1,0	144		5,9	5,9	
85-94	5,1					9,8	6,9					6,3	6,2	
94-128	4,6					10,0	7,0					6,1	6,1	
128-160	4,7					10,0	7,0					5,8	5,8	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g													
0-6	2,8	0,4	0,2	0,2	3,6	51,0	54,6			7		1,98	0,12	2,10
6-19	4,2	0,4	0,2	0,2	5,0	51,0	56,0			9		1,74	0,10	1,74
19-35	2,2	0,4	0,2	0,1	2,9	44,4	47,3			6		1,26	0,10	1,92
35-85	2,6	0,6	0,1	0,2	3,5	43,0	46,5			8		1,02	0,10	1,80
85-94	4,2	0,6	0,2	0,2	5,2	41,6	46,8			11		1,09	0,16	2,02
94-128	3,6	0,7	0,2	0,1	4,6	43,2	47,8			10		1,05	0,15	1,95
128-160	1,3	0,3	0,2	0,1	1,9	39,5	40,4			5		0,87	0,15	1,98

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															o/o de < 0,002 mm		
0- 6																		
6-19																		
19-35																		
35-85	24,2	1,52	33,1	12,5	tr	0,24	0,69	0,11	0,14	0,78	26,9	100,1						
85-94	23,6	1,64	32,9	13,3	0,24	0,48	0,76	0,11	0,10	0,77	25,8	99,6						
94-128	23,6	1,54	33,1	13,0	0,24	0,32	0,71	0,10	0,09	0,87	25,9	99,4						
128-160	21,3	1,69	35,3	14,3	0,12	0,28	0,89	0,10	0,10	0,75	24,9	99,8						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0- 6		AL5,FE1,OA2,GI1,FD1,CR1
6-19		AL5,FE1,OA2,GI2,FD1,CR1
19-35		AL5,FE1,OA2,GI2,FD1,CR1
35-85		AL5,FE1,OA1,GI2,FD1,CR1
85-94		AL5,IM2,FE1,OA1,GI2,FD1,CR1
94-128		AL5,FE1,GI3
128-160		AL r,FE1,GI3,FD1

a/ Código mineral
AL : alofán
IM : imogolita
FE : óxidos de hierro amorfos
OA : complejos organo-alofánicos
GI : gibbsita
FD : feldespatos
CR : ∝ cristobalita

b/ Fracción aproximada
5 : mayor que 1/2
3 : 1/5 a 1/3
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.27. Serie Nueva Braunau

FAMILIA	: Osorno.
SERIE	: Nueva Braunau.
CLASIFICACION	: Ashy, mesic, Hydric Dystrandept.
UBICACION	: A 500 m al oeste de Nueva Braunau por camino a río Frío. Fundo Bellavista.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Lomajes ondulados.
TOPOGRAFIA	: Pendientes complejas de 5 a 8%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus y Laurelia sempervirens. Bosque mixto de gran tamaño.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C; media julio 7-8°C; máxima media enero 20-24°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400-500 mm; invierno 700 mm; primavera 250-400 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-6 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en humedo y pardo (7,5YR 5/3) en seco; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y ligeramente duro en seco; estructura granular, moderada. Raices finas, abundantes; poros finos, medios y gruesos, abundantes y buena actividad biológica. Limite lineal, claro.

A 6-19 Pardo muy oscuro a pardo oscuro (7,5YR 2,5/2) en humedo y pardo (10YR 5/3) en seco, franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en humedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, medios y finos que rompen a granular fina, moderada. Raices finas, abundantes; poros finos y medios, comunes y buena actividad biológica. Lombrices comunes. Limite lineal, gradual.

AB 19-35 Pardo oscuro (10YR 3/3) y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) ambos colores en humedo y pardo (10YR 4/3) en seco; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y adhesivo; muy friable en humedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, muy débiles. Raices finas, abundantes; poros finos, abundantes y medios comunes y buena actividad biológica. Limite lineal, gradual.

Bt1 35-85 Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en humedo y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco; arcillo limosa; ligeramente plástico y adhesivo; muy friable en humedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, medios y finos, débiles. Raices finas comunes a abundantes; poros finos, abundantes y buena actividad biológica. Nódulos finos del tamaño de la fracción arena. Limite ondulado, claro.

Bt2 85-94 Pardo fuerte (7,5YR 5/6) en humedo y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco; arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos débiles. Raices finas, comunes; poros finos abundantes y medios comunes; buena actividad biológica. Moteados prominentes de colores pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en humedo. Limite lineal, claro.

Bt1 94-128 Pardo fuerte (7,5YR 5/6) en humedo y pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en seco; arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares y angulares. Moderadamente tixotrópico. Moteados prominentes de colores pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/2) en humedo. Limite lineal, gradual.

Bt2 128-160 Pardo amarillento (10YR 5/6) en humedo y seco; arcillo limosa; plástico y adhesivo; firme en humedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares y angulares medios, moderados. Raices finas, muy escasas; poros finos y medios, abundantes. Nódulos ferromanganésicos, muy finos, escasos.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum no presenta variaciones y es mayor a 120 cm y descansa sobre toba de granulometria media. Las texturas de los horizontes A y AB corresponden a texturas moderadamente finas y pueden variar a medias y las de los horizontes B la textura dominante corresponde a finas y puede variar a moderadamente finas. Los colores dominantes están en los tonos 10YR y 7,5YR con cromas 4-6 y valores 5-6 para los horizontes B en ambos tonos. Ocupan una posición de lomaje ondulado con pendientes complejas de 5 a 8% y de buen drenaje.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: MALIHUE Perfil Nº: 12 - A.K. Ubicación: X REGION, Provincia VALDIVIA, Comuna LOS LAGOS

Laboratorio de Análisis de Suelos: TESIS A. KÜHNE Y J.P. NISSEN Laboratorio Nº: 12a - 12d (1973)

Métodos generales: 1B1, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d — Total: Arena 2–0.05	Limo 0.05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
		o/o de < 2 mm								o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc	
0-28	Ap	16,3	65,8	17,9	0,1	0,4	4,0	4,4	7,4		51,8	37,0	14,8		0,77
28-62	A	15,9	67,3	16,8	0,2	0,5	7,1	3,0	5,0		34,5	22,0	12,5		0,70
62-100	AB	7,2	76,4	16,4	0,3	0,5	1,6	2,2	2,6		22,6	14,8	7,8		0,75
100-120	BC	9,4	78,0	12,6	0,6	0,9	1,9	2,3	3,6		27,5	16,2	11,3		0,74

Profundidad cm	C orgánico 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	6A3a Materia Orgánica %	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH 8C1a H2O 1:2,5	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF
0-28						28,5							6,2		
28-62						12,0							6,3		
62-100						14,5							6,4		
100-120						12,5							6,1		

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl	Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1 CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g													
0-28	3,7	1,8	0,2	0,2	5,9	43,7	49,6			12		2,77		2,07
28-62	3,0	1,5	0,2	0,2	4,9	49,7	54,6			9		3,25		1,31
62-100	1,8	1,3	0,2	0,2	3,5	50,4	53,9			6		3,29		0,90
100-120	1,4	1,6	0,2	0,1	3,3	58,2	61,5			5		4,88		1,29

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en NaOH 0,5N: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															o/o de < 0,002 mm		
0-28	18,9	1,42	28,1	8,89		–	–	0,09	0,05	1,55	41,0					12,11	7,72	1,47
28-62	21,2	1,82	28,7	12,49		–	–	0,29	0,07	0,59	34,6					11,00	11,38	1,64
62-100	26,8	1,52	33,5	10,02		–	–	0,40	0,04	0,48	17,4					11,34	14,22	1,29
100-120	22,6	2,05	33,2	13,40		–	–	0,32	0,11	0,56	28,2					10,42	17,00	1,06

Profundidad cm	Mineralogía a/b/ fracción 0,2–0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía a/b/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0-28	VV4,QZ2,FD4,MI1,TU1	AL4,HI2,HA1,GI1,SA1,PL1,CR3,QZ2,GE1
28-62	VV3,QZ2,FD4,AM1,OL1	AL4,HI2,HA1,GI1,PL1,CR3,QZ2,GE1
62-100	VV3,QZ2,FD4,AM1,GR1	AL5,HI1,HA1,GI1,SA1,PL1,CR3,QZ2,GE1
100-120	VV4,QZ2,FD4,ZE3,MI1	AL5,HI1,HA1,GI1,SA1,PL1,CR3,QZ2,GE1

a/ Código mineral
VV : vidrio volcánico
QZ : cuarzo
FD : feldespatos
MI : magnetita-ilmenita
AM : anfiboles
ZE : zeolitas
TU : turmalina
OL : olivino
GR : granate
AL : alofán
HI : hissingerita
HA : haloisita 7 Å
GI : gibbsita
SA : sílice amorfa
PL : plagioclasas
CR : cristobalita
GE : goethita

b/ Fracción aproximada
5 : mayor que 1/2
4 : 1/3 a 1/2
3 : 1/5 a 1/3
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.28. Serie Malihue

FAMILIA	: Malihue.
SERIE	: Malihue.
CLASIFICACION	: Ashy, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: Comuna de Gorbea, Los Lagos, Paillaco y Máfil.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Altura de 170 a 300 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Ondulada con pendientes complejas de 2 a 5%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens. Eucryphia cordifolia, Aextoxicum punctatum.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C; media julio 7-8°C; máxima media enero 22-24°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 2.500-3.000 mm; otoño 700-800 mm; invierno 1.000-1.200 mm; primavera 500-700 mm; verano 250-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-28 Negro (10YR 2/1) en húmedo; franco limosa, ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques subangulares finos, fuertes. Raíces finas, abundantes. Límite ondulado, gradual.

A 28-62 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco limosa; no plástico y no adhesivo; muy friable en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas, comunes. Límite ondulado, gradual.

AB 62-100 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco limosa; no plástico y no adhesivo; muy friable en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas, comunes. Límite ondulado, gradual.

BC 100-120 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques subangulares medios débiles.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es mayor a 120 cm y no presenta variaciones. Descansa sobre un substratum fluvio-glacial constituido por gravas como dominantes y en la zona de tránsito hacia la Asociación Lastarria, el substratum está constituido por rocas metamórficas. La topografía dominante corresponde a lomajes con pendientes complejas de 2 a 5%, pero éstas pueden variar a pendientes más pronunciadas de 4 a 15% y de 5 a 20%. Las texturas son medias y no presentan variaciones y los colores están en el tono 10YR en todo el perfil. No presenta variaciones de drenaje.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: LUMAYA Perfil Nº: Ubicación: X REGION, Provincia VALDIVIA, Comunas: LANCO Y PANGUIPULLI

Laboratorio de Análisis de Suelos: Laboratorio Nº:

Métodos generales:

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0,05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo		Contenido de agua 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o		Densidad aparente 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc	
		o/o de < 2 mm																
0–16	Ap																	
16–34	A																	
34–60	E																	
60–92	Bt1																	
92–105	Bt2																	
105+	BC																	

Profundidad cm	C orgánico 6 A 1a vía húmeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7,0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm		6T1a Retención de P o/o		pH 8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H1a Acidez extraible meq/100 g	CIC 5A3a Suma cationes meq/100 g	5A7a NaOAc pH 7,0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g		Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o		Razón a la arcilla 8D1 CIC	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo

8.6.29. Serie Lumaya

FAMILIA	: Malihue.
SERIE	: Lumaya.
CLASIFICACION	: Ashy, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: Comunas de Lanco y Panguipulli.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Lomajes altos. Altura 330 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Moderada a fuertemente ondulada. Pendientes de 2 a 5% y en caídas más de 30%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens; Eucryphia cordifolia; Aextoxicum punctatum.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C; media julio 7-8°C; máxima media enero 22-24°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 2.500-3.000 mm; otoño 700-800 mm; invierno 1.000-1.200 mm; primavera 500-700 mm; verano 250-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-16 Pardo oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco limosa; no plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

A 16-34 Pardo muy oscuro a pardo oscuro (10YR 2,5/3) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Límite lineal, claro.

E 34-60 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, comunes. Límite lineal, gradual.

Bt1 60-92 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, escasas. Límite lineal, claro.

BC 105 y más. Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franco arcillosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura maciza. Raíces finas y medias, escasas.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a 120 cm y descansa sobre un substratum de gravas redondeadas de origen fluvio-glacial. Presenta topografía de lomajes de ondulación moderada a fuerte con pendientes dominantes de 4 a 15%. En los horizontes superficiales las texturas dominantes corresponden a medias y moderadamente finas en profundidad y todos los colores están dentro del tono 10YR, el que ocasionalmente puede variar a 7,5YR.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: CURACAUTIN — Perfil Nº: 81 - CZC — Ubicación: IX REGION, Provincia MALLECO, Comuna CURACAUTIN

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG — Laboratorio Nº: 526 - 532 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05–0.002	Total: Arcilla 0.002	Arena: Muy gruesa 2–1	Arena: Gruesa 1–0.5	Arena: Mediana 0.5–0.25	Arena: Fina 0.25–0.1	Arena: Muy fina 0.1–0.05	3B1 Frag. gruesos >2 mm (% suelo)	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar (%)	4B1a 15 bar (%)	1/3 menos 15 (%)	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina (g/cc)	4A3a suelo no disturbado (g/cc)
		% de < 2 mm													
0–22	Ap	26,3	48,6	24,8	0,0	1,5	3,2	9,6	12,0		66	43	23		
22–40	A	25,2	46,4	28,4	0,0	0,3	1,8	11,9	11,2		71	53	18		
40–64	AB	21,8	46,4	31,8	0,0	0,5	2,2	9,5	9,6		86	70	16		
64–83	Bt1	14,2	41,6	44,3	0,0	0,8	2,5	6,7	4,2		110	95	15		
83–102	2Bt2	13,7	39,6	46,6	0,0	0,9	2,6	5,7	4,5		110	96	14		
102–119	2Bt3	16,1	40,0	43,7	0,7	1,6	3,4	5,8	4,6		102	85	17		
119–130	3Bt4	17,3	38,3	44,4	0,6	2,5	3,4	5,4	5,4		99	89	10		

Profundidad cm	C orgánico: 6A1a vía húmeda (%)	6A2 vía seca (%)	6B2a Nitrógeno (%)	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 (%)	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 (%)	6C3b como Fe (%)	6C7a NH4OAc pH 4.8 (ppm)	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 (ppm)	6D3a NH4OAc hidroquinona (ppm)	Retención de P (%)	pH: 8C1a H2O (1:1)	8C1c KCl 1 N (1:1)	8C1d NaF
0–22	15,6					4,2	2,9	8,7	0,0	86		6,0	5,0	
22–40	10,0					4,3	3,0					5,9	5,0	
40–64	9,8					5,5	3,8					6,1	5,2	
64–83	10,4					6,9	4,8					6,2	5,3	
83–102	10,1					6,3	4,4	15,4	1,1	119		6,2	5,4	
102–119	7,6					5,8	4,1					6,2	5,6	
119–130	5,6					6,7	4,7					6,2	5,6	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca (meq/100 g)	6O2d Mg (meq/100 g)	6P2a Na (meq/100 g)	6O2a K (meq/100 g)	suma (meq/100 g)	6H a Acidez extraible (meq/100 g)	CIC: 5A3a Suma cationes (meq/100 g)	5A7a NaOAc pH 7.0 (meq/100 g)	6G Al extr. KCl (meq/100 g)	Saturación básica: 5C3 Suma cationes (%)	5C4 NaOAc pH 7.0 (%)	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0–22	7,8	1,4	0,4	0,2	9,8	51,1	60,9			16		2,46	0,12	1,73
22–40	4,8	1,3	0,4	0,2	6,7	51,7	58,4			11		2,06	0,11	1,87
40–64	5,5	1,0	0,4	0,1	7,0	39,6	46,6			15		1,47	0,12	2,20
64–83	5,7	1,5	0,6	0,0	7,8	61,2	69,0			11		1,56	0,11	2,14
83–102	4,0	1,7	0,5	0,1	6,3	60,4	66,7			9		1,43	0,09	2,06
102–119	3,9	1,1	0,4	0,1	5,5	50,0	55,5			10		1,27	0,09	1,95
119–130	3,6	1,0	0,4	0,1	5,1	49,1	54,2			9		1,22	0,11	2,00

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2 (% de < 0,002 mm)	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citrato-bic. Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na oxalato: SiO2 (% de < 0,002 mm)	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
0–22	31,6	1,59	27,0	10,97	0,48	0,54	1,33	2,29	0,05	1,60	21,9	99,4						
22–40	32,5	1,53	26,2	10,69	0,07	0,60	1,11	1,98	0,10	1,17	23,3	99,4						
40–64	32,1	1,57	27,3	10,68	0,09	tr	0,81	1,37	0,05	0,87	24,6	99,4						
64–83	25,1	0,97	23,9	13,53	0,36	0,39	1,12	0,59	0,05	0,76	32,9	99,6						
83–102	23,8	0,85	26,6	13,59	0,01	0,32	1,33	1,23	0,10	0,79	31,3	100,0						
102–119	25,8	0,95	25,8	13,74	0,30	0,55	1,26	0,81	0,15	0,72	29,5	99,6						
119–130	28,3	1,04	27,4	14,41	0,12	0,56	1,01	1,40	0,10	0,72	24,6	99,8						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2–0,05 mm: 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/b/: 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x térmico diferencial infrarrojo
0–22		AL5,FE1,OA2,IL1,GI1,QZ1,FD1,CR1
22–40		AL5,FE1,OA2,IL1,GI1,QZ1,FD1
40–64		AL5,FE1,OA2,IL1,GI1,QZ1,FD1
64–83		AL5,FE1,OA1,IL1,GI1,QZ1,FD1
83–102		AL5,FE1,OA1,IL1,GI1,QZ1,FD1
102–119		AL5,FE1,IL1,GI1,QZ1,FD1
119–130		AL5,FE1,IL1,GI1,QZ1,FD1

a/ Código mineral
AL : alofán
FE : óxidos de hierro amorfos
OA : complejos organo alofánicos
IL : illita
GI : gibbsita
QZ : cuarzo
FD : feldespatos
CR : cristobalita

b/ Fracción en peso aproximado
5 : mayor que 1/2
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.30. Serie Curacautín

FAMILIA	: Curacautín.
SERIE	: Curacautín.
CLASIFICACION	: Ashy, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: A 1 km de la ciudad de Curacautín por camino a Lautaro. Lugar La Isla.
FISIOGRAFIA	: Precordillera de los Andes. Altura 400 a 500 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Pendiente simple de 1 a 3%.
DRENAJE	: Bueno a moderado.
VEGETACION	: Formación de Parques. Nothofagus obliqua; Nothofagus dombeyi; Laurelia sempervirens; Aextoxicum punctatum.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12-13°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 22-24°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 2.000-2.500 mm; otoño 600-700 mm; invierno 800-1.000 mm; primavera 400-500 mm; verano 200-250 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-22 Negro (10YR 2/1) en humedo y pardo oscuro (10YR 3/3) en seco; franco; plastico y adhesivo; friable en humedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, medios y finos, débiles. Raices finas, abundantes; poros finos, abundantes y buena actividad biológica. Limite lineal, gradual.

A 22-40 Negro (10YR 2/1) en humedo y pardo oscuro (10YR 3/3) en seco; franco arcillosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y duro en seco estructura granular media y fina, moderada. Raices finas, abundantes. Limite lineal, gradual.

AB 40-64 Negro (10YR 2/1) en humedo y pardo oscuro (10YR 3/3) en seco; franco arcillosa; plastico y adhesivo; friable en humedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, medios y finos, débiles. Raices finas, abundantes; poros finos, abundantes y buena actividad biológica. Limite lineal, gradual.

Bt1 64-83 Negro a pardo muy oscuro (10YR 2/1,5) en humedo y pardo oscuro (10YR 3/3) en seco; arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y ligerament duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y medios, débiles y granular fina, débil. Raices finas, comunes; poros finos, abundantes. Limite lineal, gradual.

2Bt2 83-102 Gris muy oscuro (10YR 3/1) en húmedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, débiles. Raices finas, comunes; poros finos, abundantes. Limite lineal, claro.

2Bt3 102-119 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en humedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y duro en seco; estructura de bloques subangualres gruesos, débiles. Raices finas, escasas; poros finos, abundantes. Limite lineal, claro.

2Bt4 119-130 Pardo oscuro (10YR 4/3) en humedo y pardo amarillento (10YR 5/4) en seco; arcillosa; plástico y adhesivo; firme en humedo y duro en seco; estructura maciza. Raices finas oxidadas, comunes. Limite ondulado, abrupto.

3C1 130 y más. Substratum fluvio-glacial con arenisca en la parte superior.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varia entre 90 y más de 120 cm. Descansa sobre un substratum fluvio-glacial constituido por gravas sueltas y/o terraza aluvial. En el primer caso presenta ocasionalmente una arenisca en la parte superior. Ocupa una posición de plano inclinado suave con pendiente simple de 1 a 3%. Los colores son negros en los tonos 10YR y 7,5YR en los horizontes A y pardo oscuro a pardo amarillento oscuro en los tonos 10YR y 7,5YR en los horizontes B. Las texturas son medias a moderadamente finas en los horizontes superficiales y finas a moderadamente finas en profundidad. La clase de drenaje es buena y puede variar hasta moderada.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: SAN PATRICIO Perfil Nº: Ubicación: IX REGION, Provincia CAUTIN, Comuna VILCUN

Laboratorio de Análisis de Suelos: Laboratorio Nº:

Métodos generales:

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) — Total: Arena 2–0.05	Limo 0.05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05 (o/o de < 2 mm)	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo		Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o		Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc	
0–16	Ap																	
16–38	A																	
38–84	AB																	
84–103	Bt1																	

Profundidad cm	C orgánico: 6A1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o		Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm		6T1a Retención de P o/o		pH: 8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0		6G Al extr KCl meq/100 g		Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o		Razón a la arcilla 8D1: CIC	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total (o/o de < 0,002 mm)	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3 (o/o de < 0,002 mm)	Razón molar SiO2/Al2O3

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo

8.6.31. Serie San Patricio

FAMILIA	: Curacautín.
SERIE	: San Patricio.
CLASIFICACION	: Ashy, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: Comuna de Vilcún.
FISIOGRAFIA	: Precordillera de los Andes. Altura 400 y 450 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Pendientes complejas de 2 a 5%.
DRENAJE	: Moderado.
VEGETACION	: Formación de Parques. Nothofagus obliqua; Nothofagus dombeyi; Laurelis sempervirens; Aextoxicum punctatum.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12-13°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 22-24°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 2.000-2.500 mm; otoño 600-700 mm; invierno 800-1.000 mm; primavera 400-500 mm; verano 200-250 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-16 Negro (10YR 2/1) en húmedo; franco limosa; no plástico y no adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares finos, débiles, que rompen a granular fina. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, gradual.

A 16-38 Negro (10YR 2/1) y pardo muy oscuro (10YR 2/2) ambos colores en húmedo; franco limosa; no plástico y no adhesivo; muy friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares finos y medios, débiles. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite ondulado, claro.

AB 38-84 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

Bt1 81-103 Pardo grisáceo muy oscuro a pardo oscuro (10YR 3/2,5) en húmedo; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, escasas.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a 120 cm y descansa sobre antiguas terrazas aluviales de diferentes niveles. El drenaje dominante es bueno y puede variar hasta imperfecto en áreas de topografía plana.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: LOS PRADOS Perfil Nº: 80 - CZC

Ubicación: IX REGION, Provincia CAUTIN, Comuna LAUTARO

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG

Laboratorio Nº: 518 - 525 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
cm		o/o de < 2 mm									o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0–21	A	21,7	58,8	19,4	0,3	2,7	4,8	7,6	6,3		69	50	19		
21–39	AB	20,4	57,2	22,4	0,2	1,8	2,8	7,5	8,1		73	60	13		
39–50	Bt1	20,4	54,7	24,5	0,0	1,2	3,4	9,8	6,0		76	64	12		
50–59	2C1	18,0	64,3	17,6	0,0	1,3	2,7	3,6	5,4		63	56	7		
59–69	3Ab	16,4	58,5	25,1	0,0	1,2	2,5	4,2	8,5		71	61	10		
69–92	3Bt1b	15,8	50,1	33,9	0,0	1,9	3,4	5,7	4,8		82	73	9		
92–116	3Bt2b	19,2	35,7	45,1	0,0	2,6	4,8	6,7	5,1		100	85	15		
116–130	4C2	29,3	44,7	26,1	1,9	7,1	8,5	7,4	4,4		66	54	12		

Profundidad cm	C orgánico: 6A1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:1	8C1c KCl 1 N 1:1	8C1d NaF
0–21	15,7					4,2	2,9	13,4	2,2	427		5,7	5,0	
21–39	8,4					5,7	4,0					6,1	5,5	
39–50	6,6					6,1	4,3	19,1	1,0	401		6,2	5,6	
50–59	2,4					6,6	4,6					6,2	5,7	
59–69	4,7					6,4	4,5					6,2	5,8	
69–92	7,3					6,5	4,5					6,1	5,8	
92–116	7,2					6,2	4,3					6,0	5,7	
116–130	2,5					5,2	3,6					6,1	5,8	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC: 5A3a Suma cationes meq/100 g	5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al ext KCl meq/100 g	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0–21	8,3	1,4	0,2	0,4	10,3	60,3	70,6			15		3,64	0,15	2,58
21–39	5,1	1,3	0,1	0,2	6,7	54,8	61,5			11		2,75	0,18	2,68
39–50	2,8	0,8	0,1	0,3	4,0	51,4	55,4			7		2,26	0,18	2,61
50–59	2,1	0,7	0,4	0,2	3,4	40,7	44,1			8		2,51	0,26	3,18
59–69	3,0	1,0	0,4	0,1	4,5	51,5	56,0			8		2,23	0,18	2,43
69–92	4,0	1,4	0,0	0,2	5,6	60,1	65,7			8		1,94	0,13	2,15
92–116	4,1	1,8	0,9	0,2	7,0	60,0	67,0			10		1,49	0,10	1,88
116–130	1,5	1,9	0,1	0,2	3,7	36,1	39,8			9		1,52	0,14	2,07

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr.-bic.-Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na-oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
cm	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0–21	37,6	1,07	16,1	8,00	0,11	0,56	1,24	1,12	0,28	0,59	32,7	99,4						
21–39	29,5	1,47	19,7	10,25	0,09	0,93	1,33	2,36	1,05	3,72	29,8	100,1						
39–50	33,5	1,44	18,8	9,97	0,07	0,83	1,01	2,43	0,24	2,82	28,6	99,8						
50–59	34,6	1,60	20,4	10,01	0,23	1,21	1,07	2,54	0,29	2,35	26,3	100,5						
59–69	36,3	1,60	20,3	10,30	0,12	0,79	1,26	2,74	0,28	3,28	23,6	100,6						
69–92	34,7	1,58	21,0	10,60	0,07	0,68	1,29	2,61	0,15	4,24	22,6	99,6						
92–116	35,4	1,63	23,1	10,62	0,01	0,61	1,22	2,31	0,23	3,66	20,7	99,5						
116–130	36,3	1,92	26,8	10,56	0,12	0,69	0,71	1,46	0,20	0,54	20,5	99,8						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, microscopio
0–21		AL5,FE1,OA2,HA1,QZ1,FD1,CR1
21–39		AL5,FE1,OA2,HA1,QZ1,FD1,CR1
39–50		AL5,FE1,OA2,HA1,QZ1,FD1,CR1
50–59		AL5,FE1,OA1,HA1,IL1,QZ1,FD2,CR1
59–69		AL5,FE1,OA1,HA1,VC1,QZ1,FD1,CR1
69–92		AL5,FE1,OA1,HA2,VC1,QZ1,FD1,CR1
92–116		AL5,FE1,OA1,HA2,VC1,GI1,QZ1,FD1,CR1
116–130		AL5,FE1,OA1,HA3,VC1,GI1,QZ1,FD1,CR1

a/ Código mineral
AL : alofán
FE : óxidos de hierro amorfos
OA : complejos organo-alofánicos
HA : haloisita 7 Å
IL : illita
VC : vermiculita/clorita
GI : gibbsita
QZ : cuarzo
FD : feldespatos
CR : cristobalita

b/ Fracción en peso aproximado
5 : mayor que 1/2
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.32. Serie Los Prados

FAMILIA	: Los Prados.
SERIE	: Los Prados.
CLASIFICACION	: Ashy, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: A 14 km de Curacautín por camino de Lautaro. Fundo San Manuel.
FISIOGRAFIA	: Precordillera de los Andes. Altura entre 350 a 500 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Pendientes complejas de 4-15%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens. Nothofagus dombeyi; Eucryphia cordifolia; etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12-13°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 22-24°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-3.000 mm; otoño 600-800 mm; invierno 1.000-1.200 mm; primavera 500-700 mm; verano 250-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-21 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franco limosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos que rompen a granular, moderada. Raices finas, abundantes y poros finos, abundantes; actividad biológica buena. Limite lineal, abrupto.

Ab 21-39 Pardo muy oscuro y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 2/3/2) en humedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franco limosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos que rompen a granular fino, débil. Raices finas, abundantes; poros finos, abundantes; buena actividad biológica. Limite lineal, gradual.

Bt1 39-50 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en humedo y pardo amarillento (10YR 5/4) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en humedo y blando en seco; estructura maciza. Raices finas, comunes; poros finos escasos y gruesos comunes; buena actividad biológica. Limite irregular, gradual.

2C1 50-59 Rojo oscuro (2,5YR 3/6) en humedo y pardo claro (7,5YR 6/4) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en humedo y blando en seco; estructura maciza. Raices finas, comunes; poros finos, escasos; actividad biológica, escasa. Limite irregular, abrupto.

3Ab 59-69 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en humedo y pardo amarillento (10YR 5/4) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en humedo y ligeramente duro en seco; estructura maciza. Raices finas, escasas; poros finos, comunes. Limite lineal, gradual.

3Btb 69-92 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en humedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y medios, débiles. Raices finas, escasas y gruesas, comunes; poros finos, abundantes y gruesos, comunes. Limite lineal, gradual.

4C2 116-130 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en humedo y pardo amarillento (10YR 5/4,5) en seco; franco; plástico y adhesivo; friable en humedo y blando en seco; estructura maciza. Raices finas, escasas; poros finos, escasos. Limite ondulado abrupto.

5C 130 y más. Substratum fluvio-glacial.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a 120 cm que descansa sobre sedimentos fluvio-glaciales. Ocupa una posición de lomajes con pendientes complejas de 4 a 15%. Entre los 40 y 60 cm de profundidad presenta un horizonte ($2C_1$) de color rojo oscuro a pardo rojizo oscuro en los tonos 2,5YR y 5YR, de un espesor variable entre 7 y 20 cm. Las texturas dominantes hasta el horizonte 3Ab son medias y moderadamente finas a medias en profundidad.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: CUNCO Perfil Nº: _____ Ubicación: IX REGION, Provincia CAUTIN, Comuna: CUNCO

Laboratorio de Análisis de Suelos: _____ Laboratorio Nº: _____

Métodos generales: _____

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm)										Contenido de agua				Densidad aparente		
		Total			Arena						3B1							
		Arena 2–0.05	Limo 0.05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05	Frag gruesos > 2 o/o suelo		4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15		4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado	
		← o/o de < 2 mm →										o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc	
0–19	Ap																	
19–50	E																	
50–69	2AB																	
69–86	2Bt1																	
86–90	2Bt2																	
90+	3C1																	

Profundidad cm	C orgánico		6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o		Fe extraible				Mn extraible			6T1a Retención de P o/o		pH		
	6A1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o					6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm				8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1					6H a Acidez extraible	CIC		6G Al extr. KCl		Saturación básica			Razón a la arcilla 8D1		
	6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma		5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0			5C3 Suma cationes	5C4 NaOAc pH 7.0		CIC	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	← meq/100 g →										o/o	o/o				

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1											Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3			Soluble en Na–oxalato		
	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	← o/o de < 0,002 mm →															← o/o de < 0,002 mm →		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo

8.6.33. Serie Cunco

FAMILIA	: Los Prados.
SERIE	: Cunco.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Entic Dystrandept.
UBICACION	: Comunas de Cunco y Freire.
FISIOGRAFIA	: Inicio precordillera de los Andes. Altura 230 a 330 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Pendientes complejas de 1 a 2%.
DRENAJE	: Moderado.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens. Nothofagus dombeyi; Eucryphia cordifolia; etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12-13°C; media julio 8-9°C; media máxima enero 22-24°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 2.500-3.000 mm; otoño 600-800 mm; invierno 1.000-1.200 mm; primavera 500-700 mm; verano 250-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-19 Negro y pardo muy oscuro (10YR 2/1) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderadas. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

AB 19-50 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderadas. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, abrupto.

2AB 50-69 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderadas. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

2Bt 69-86 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares finos y medios, moderadas. Raíces finas y medias, escasas. Límite lineal, claro.

2Bt2 86-90 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y adhesivo; firme en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura maciza. Raíces, escasas. Límite lineal, abrupto.

3C1 90 y más. Substratum de gravas con matriz arcillosa. Raíces no se observan.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 50 y 90 cm y descansa sobre gravas aluviales antiguas, meteorizadas con matriz franco arcillosa y las pendientes dominantes son de 1 a 2%. Presenta un suelo enterrado a partir de los 50 cm. El drenaje es imperfecto y varía hasta moderado.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: SANTA BARBARA Perfil Nº: 5 - CZC Ubicación: VIII REGION, Provincia BIO-BIO, Comuna QUILACO

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 8 - 13 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0,05	Total: Limo 0,05 – 0,002	Total: Arcilla < 0,002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0,5	Arena: Mediana 0,5 – 0,25	Arena: Fina 0,25 – 0,1	Arena: Muy fina 0,1 – 0,05	3B1 Frag. gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
		o/o de < 2 mm									o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0–13	AP	7,2	66,5	26,3	0,1	0,1	0,5	1,4	5,1		59	38	21		
13–20	A	8,0	65,0	27,0	0,1	0,3	0,5	1,5	5,6		58	39	19		
20–39	E	7,6	60,7	31,7	0,0	0,2	0,5	1,4	5,5		54	45	9		
39–69	Bt1	6,5	65,5	28,0	0,1	0,1	0,5	1,2	4,5		55	46	9		
69–110	Bt2	7,2	63,7	29,1	0,3	0,4	0,5	1,2	4,8			44			
110–157	BC	6,4	63,9	29,7	0,3	0,2	0,2	0,9	4,9		55	46	9		

Profundidad cm	C orgánico: 6A1a vía húmeda o/o	C orgánico: 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe o/o	Fe extraible: 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible: 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	Reacción con NaF a/	pH: 8C1a H2O 1:1	pH: 8C1c KCl 1 N 1:1	pH: 8C1d NaF
0–13	9,9	9,0				5,2	3,6	6,3	3,7	82		F	5,6	5,0	
13–20	8,1	7,8				5,3	3,7					M	5,8	5,1	
20–39	4,1	4,0				5,9	4,1	12,4	5,5	449		F	6,3	5,6	
39–69	2,8	2,9				6,9	4,8					MF	6,6	5,8	
69–110	1,9	1,9				6,4	4,5					MF	6,8	5,6	
110–157	1,2	1,3				6,8	4,8					F	6,8	5,4	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC: 5A3a Suma cationes meq/100 g	5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0–13	6,5	0,6	0,1	0,4	7,6	37,9	45,5			17		1,73	0,14	1,44
13–20	6,4	0,4	0,4	0,2	7,1	36,9	44,0			16		1,63	0,14	1,44
20–39	6,0	0,6	0,1	0,1	6,8	29,8	36,6			19		1,15	0,13	1,42
39–69	6,5	0,8	0,2	0,1	7,6	29,3	36,9			21		1,32	0,17	1,64
69–110	2,8	0,9	0,2	0,1	4,0	30,9	34,9			11		1,20	0,15	1,51
110–157	3,1	0,9	0,2	0,1	4,3	31,0	34,3			12		1,15	0,16	1,55

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0–13	23,3	2,23	33,1	10,75	0,36	1,18	1,10	1,61	0,22	1,19	25,5	100,5						
13–20	25,0	2,20	34,2	10,34	0,36	0,64	0,88	1,49	0,22	1,10	23,7	100,1						
20–39	26,7	2,33	34,5	11,30	0,17	0,67	1,42	0,29	0,23	0,60	22,5	100,7						
39–69	26,4	2,38	36,4	8,88	0,24	0,89	1,31	0,40	0,28	0,63	22,0	99,8						
60–110	27,4	2,29	33,6	8,45	0,24	0,49	1,62	0,37	0,28	0,42	25,3	100,6						
110–157	32,0	2,39	34,0	8,61	0,16	0,63	1,17	0,43	0,38	0,43	19,7	99,9						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm b/ c/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x. térmico diferencial. infrarrojo
0–13		AL5,OA2,HA2,VR1,VC1,GI1,QZ1,FD1,CR1
13–20		AL5,OA1,HA2,VR1,VC1,GI2,QZ1,FD1,CR1
20–39		AL5,OA1,HA2,VR1,VC1,GI1,QZ1,FD1,CR1
39–69		AL5,OA1,HA2,IL1,VR1,VC1,GI1,QZ1,FD1,CR1
69–110		AL5,HA2,VR1,VC1,GI1,QZ1,FD1,CR1
110–157		AL5,HA2,VR1,VC1,GI1,QZ1,FD1,CR1

a/ F : fuerte
M : moderada
MF : muy fuerte

b/ Código mineral
AL : alofán
OA : complejos organo-alofánicos
HA : haloisita 7 Å
IL : illita
VR : vermiculita
VC : vermiculita/clorita
GI : gibbsita
QZ : cuarzo
FD : feldespatos
CR : ∝ cristobalita

c/ Fracción aproximada
5 : mayor que 1/2
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.34. Serie Santa Bárbara

ASOCIACION	: Santa Bárbara.
SERIE	: Santa Bárbara.
CLASIFICACION	: Ashy, medial, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: A 16 km al este de Mulchén, por camino a Santa Adriana.
FISIOGRAFIA	: Cordillera de los Andes.
TOPOGRAFIA	: Ondulada con pendientes complejas de 3 a 5%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Bosques abierto andino sin coníferas. Especies dominantes Nothofagus.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 13-14°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 26-28°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 400-600 mm; invierno 700-1.000 mm; primavera 250-400 mm; verano 100-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-13 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, débiles y granular fina. Raíces finas, abundantes; poros finos, abundantes. Límite lineal, abrupto.

A 13-20 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y finos, débiles. Raíces finas, abundantes; poros finos y medios, abundantes. Límite ondulado, claro.

Ab 20-39 Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo y pardo amarillento oscuro a pardo amarillento (10YR 4,5/4) en seco; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, comunes; poros finos y gruesos, escasos. Límite irregular, gradual.

Bt1 39-69 Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo y seco; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, escasas; poros medios y finos, abundantes. Límite irregular, gradual.

Bt2 69-110 Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo y pardo amarillento oscuro (10YR 5/4) en seco; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos, débiles. Raíces finas, escasas; poros finos, comunes. Límite irregular, gradual.

BC 110-157 y más. Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo y pardo amarillento (10YR 5/6) en seco; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares gruesos, moderados. Raíces finas y medias, escasas.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a los 120 cm. Las texturas son medias en los primeros horizontes y moderadamente finas en profundidad y no presenta variaciones de importancia. Los colores están dentro del tono 10YR y ocasionalmente puede variar al tono 7,5YR. Presenta topografía muy variable, desde lomajes suaves con pendientes de 2-5% hasta zonas escarpadas con pendientes de 30%.

A pesar de la gran extensión que ocupa este suelo, casi 300 km de largo, las variaciones de precipitación es ligeramente superior en su extremo sur y la temperatura media anual baja entre 1 y 2°C también en la parte sur.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: SAN FABIAN — Perfil Nº: 33 - CZC — Ubicación: VIII REGION, Provincia ÑUBLE, Comuna SAN FABIAN

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG — Laboratorio Nº: 209 - 214 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2A

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0,05	Total: Limo 0,05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0,5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2.0/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
cm		o/o de < 2 mm									o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0-18	AP	13,3	63,3	23,4	0,1	0,3	1,6	5,0	6,3		42	33	9		
18-45	A	9,7	65,9	24,4	0,1	0,3	0,7	3,1	5,5		54	40	14		
45-83	Bt2	4,2	65,6	30,2	0,0	0,0	0,1	0,4	3,8		49	43	6		
83-105	Bt3	0,4	58,8	40,9	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3		59	43	16		
105-158	BC	7,3	63,8	28,9	0,2	1,6	1,3	2,2	3,0		56	37	9		

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	C orgánico: 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe o/o	Fe extraible: 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible: 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	Reacción con NaF a/	pH: 8C1a H2O 1:1	pH: 8C1c KCl 1 N 1:1	pH: 8C1d NaF
0-18	10,1	8,3				4,2	2,9	7,0	4,1	107		MF	5,7	5,0	
18-45	3,6	3,2				5,6	3,9	22,6	4,1	266		MF	6,7	5,6	
45-83	1,9	2,0				5,9	4,1					MF	6,8	5,8	
83-105	1,5	1,6				5,6	3,9					MF	6,9	5,6	
105-158	1,0	1,2				3,8	2,7					MF	7,0	5,5	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6Q2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC: 5A3a Suma cationes meq/100 g	5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G At extr KCl meq/100 g	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0-18	6,7	0,8	0,3	0,3	8,1	42,6	50,7			16		2,17	0,12	1,41
18-45	6,4	0,8	0,1	0,1	7,4	36,1	43,5			17		1,78	0,16	1,64
45-83	7,2	1,1	0,1	0,1	8,5	31,3	39,8			21		1,32	0,14	1,42
83-105	5,9	1,5	0,1	0,1	7,6	31,3	38,9			20		0,95	0,10	1,05
105-158	2,7	2,1	0,1	0,1	5,0	31,5	36,5			14		1,26	0,09	1,63

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o			o/o de < 0,002 mm		
0-18	42,0	1,07	19,8	7,52	0,27	0,44	1,07	1,18	0,51	0,60	25,2	99,6						
18-45	43,4	1,15	24,2	9,26	0,19	0,47	1,23	2,31	0,73	0,37	17,5	100,7						
45-83	44,0	1,48	24,9	10,11	0,16	0,59	1,16	1,24	0,69	0,23	15,2	99,8						
83-105	44,2	1,40	25,7	9,84	0,17	0,48	1,13	1,15	0,64	0,27	15,1	100,1						
105-158	41,0	1,44	28,4	10,00	0,20	0,41	0,80	0,85	0,54	0,29	15,6	99,5						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía b/ c/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0-18		AL5,IM1,VR1,VC1,CL1,GE1,QZ2,FD2,CR1
18-45		AL5,IM1,HA1,VR1,VC1,CL1,GI1,GE1,QZ2,FD1,CR1
45-83		AL5,IM1,HA1,VR1,VC1,CL1,GI1,GE1,QZ3,FD1,CR1
83-105		AL5,IM1,FE1,HA1,VR1,VC1,CL1,GI1,GE1,QZ3,FD1,CR1
105-158		AL5,IM1,FE1,HA1,VR1,VC1,CL1,GI1,GE1,QZ3,FD1,CR1

a/ MF : muy fuerte

b/ Código mineral
AL : alofán
IM : imogolita
FE : óxidos de hierro amorfos
HA : haloisita 7 Å
VR : vermiculita
VC : vermiculita/clorita
CL : clorita
GI : gibbsita
GE : goethita
QZ : cuarzo
FD : feldespatos
CR : ∝ cristobalita

c/ Fracción aproximada
5 : mayor que 1/2
3 : 1/5 a 1/3
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.35. Serie San Fabián

ASOCIACION	: Santa Bárbara.
SERIE	: San Fabián.
CLASIFICACION	: Ashy, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: A 4 km al norte del camino San Carlos-San Fabián y a 25 km al este de la Carretera Panamericana. Fundo "El Palo".
FISIOGRAFIA	: Cordillera de los Andes.
TOPOGRAFIA	: Lomajes ondulados con pendientes complejas de 5 a 8%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Bosques abierto andino sin coníferas: Nothofagus obliqua, Nothofagus dombeyi.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 14-15°C; media julio 9-10°C; máxima enero 26-28°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 400-500 mm; invierno 700-1.000 mm; primavera 250-400 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-18 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo y pardo oscuro (10YR 3/3) en seco; franco limosa; plástico y adhesivo; muy friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, moderados. Raíces finas, abundantes; poros finos, abundantes y medios, comunes. Límite ondulado, gradual.

A 18-45 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo y seco; franco limosa; ligeramente plástico y adhesivo; muy friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, débiles. Raíces finas abundantes y medias comunes; crotovinas finas, abundantes y medias comunes. Límite irregular, gradual.

Bt2 45-83 Pardo amerillento (10YR 5/6) en húmedo y seco; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en húmedo y blando en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, comunes y poros finos, abundantes. Límite irregular, gradual.

Bt3 83-105 Pardo amarillento (10YR 5/5) en húmedo; arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares medios y gruesos, débiles. Raíces finas, escasas y poros finos, abundantes. Límite ondulado, gradual.

BC 105-158 Pardo amarillento (10YR 5/4) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares gruesos, moderados. Raíces finas, escasas y poros finos abundantes.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a 120 cm.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: BELLAVISTA Perfil Nº: _____ Ubicación: VI REGION, Provincia, COLCHAGUA

Laboratorio de Análisis de Suelos: _____ Laboratorio Nº: _____

Métodos generales: _____

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm)										Contenido de agua				Densidad aparente		
		Total			Arena					3B1		4B1a	4B1a	1/3		4A2a	4A3a	
		Arena 2–0.05	Limo 0.05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05	Frag gruesos > 2 o/o suelo		1/3 bar	15 bar	menos 15		terrón con parafina	suelo no disturbado	
		o/o de < 2 mm										o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc	
0–20	A																	
20–78	AB																	
78–98	BC																	
98+	C																	

Profundidad cm	C orgánico		6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o		Fe extraíble				Mn extraíble		6T1a Retención de P o/o		pH		
	6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o					6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm			8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraíbles 5B1					6H a Acidez extraíble meq/100 g	CIC		6G Al extr KCl		Saturación básica			Razón a la arcilla BD1		
	6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma		5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0			5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o		CIC	Fe extraíble 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g															

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1											Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3			Soluble en Na–oxalato		
	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															o/o de < 0,002 mm		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x térmico diferencial infrarrojo

8.6.36. Serie Bellavista

ASOCIACION	: Santa Bárbara.
SERIE	: Bellavista.
CLASIFICACION	: Ashy, Xeric, Entic Eutrandept.
UBICACION	: A 27,5 km al este de San Fernando, camino a Sierra de Bellavista.
FISIOGRAFIA	: Cordillera de los Andes. Altura 500-600 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Lomajes con pendientes complejas de 5-15%.
DRENAJE	: Bueno a excesivo.
VEGETACION	: Bosque abierto andino sin coníferas. Nothofagus obliqua, Nothofagus dombeyi, Lithraea caustica.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 16-17°C; media julio 11-12°C; máxima media enero 26°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.000-1.200 mm; otoño 200-300 mm; invierno 500 mm; primavera 100-150 mm; verano 0-100 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-20 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco arenosa fina; ligeramente plástico y no adhesivo; muy friable en húmedo y suelta en seco; estructura granular fina y media, débil. Raíces finas y medias, abundantes; poros medios, abundantes y finos comunes. Límite ondulado, difuso.

AB 20-78 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco arenosa fina; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares finos y medios, débiles. Raíces finas, comunes y medias, escasas; poros finos y medios, comunes. Límite ondulado, difuso.

BC 78-98 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franco arenosa fina; ligeramente plástico y no adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura maciza. Raíces finas muy escasas. Límite ondulado, abrupto.

C98 y más. Substratum constituido por material riolítico (pumicita), semicompactado y con alto grado de porosidad.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 35 y 120 cm y descansa sobre un substratum pumicítico y/o arcilloso de color rojizo que no guarda relación con el suelo. Presenta topografía de lomajes con pendientes complejas de 5 a 15%.

Los colores dominantes son pardo oscuro en el tono 10YR y puede variar a pardo grisáceo muy oscuro en el mismo tono y pardo amarillento oscuro en el tono 10YR a pardo amarillento en igual tono.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: RALUN Perfil Nº: s/n Ubicación: X REGION, Provincia LLANQUIHUE, Comuna PUERTO VARAS

Laboratorio de Análisis de Suelos: LA PLATINA - INIA Laboratorio Nº: 1 - 7 (1982)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
		o/o de < 2 mm								o/o suelo	o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0-20	A														
20-59	AB														
59-72	2C														
72-92	3C1														
92-104	3C2														
104-119	4C														
119-140	5C														

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4,8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:1	8C1c KCl 1 N 1:1	8C1d NaF
0-20												6,0	4,9	
20-59												6,1	5,1	
59-72														
72-92												6,6	5,9	
92-104												6,7	5,9	
104-119														
119-140												6,8	6,0	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC: 5A3a Suma cationes meq/100 g	5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0-20	4,0	0,8	0,1	0,1	5,0			20,6			24			
20-59	6,0	0,9	0,1	0,1	7,1			45,1			16			
59-72														
72-92	2,9	0,7	0,1	0,05	3,7			43,0			9			
92-104	2,1	0,7	0,06	0,04	2,9			30,4			10			
104-119														
119-140	2,1	0,7	0,06	0,04	2,9			31,4			9			

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															o/o de < 0,002 mm		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/ b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0-20		AL5,MT2,CL2,GI1,PL2,CR1
20-59		AL5,MT1,CL2,PL2,CR1
59-72		
72-92		AL5,IM1,MT1,CL2,PL1,QZ1
92-104		AL5,IM2,CL2,PL1,QZ1,CR1
104-119		
119-140		AL5,IM3,MT2,CL2,PL1

a/ Código mineral

Al : alofán
IM : imogolita
MT : montmorillonita
CL : Clorita-Al o esmectita cloritizada
GI : gibbsita
PL : plagioclasa
QZ : cuarzo
CR : cristobalita

b/ Fracción aproximada

5 : mayor que 1/2
3 : 1/5 a 1/3
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.37. Serie Ralún

ASOCIACION	: Ralún.
SERIE	: Ralún.
CLASIFICACION	: Mesic, Umbric Vitrandept.
UBICACION	: A 10,5 km al oriente de Ensenada, camino a Ralún.
FISIOGRAFIA	: Cordillera andina. Altura 600 a 1.400 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Pendientes complejas de 10-20%.
DRENAJE	: Excesivo.
VEGETACION	: Selva Valdiviana Andina. Aextoxicum punctatum; Persea lingue; Eucryphia cordifolia; Nothofagus obliqua; N. procera; N. dombeyi; Saxegoteha conspicua. Sobre 800 m.s.n.m. Fitzroya cupressoides (alerce).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 10-11°C; media julio 7-8°C; máxima media enero 18-20°C.
PLUVIOMETRIA	: Anual 4.000-5.000 mm; otoño 1.000-1.200 mm; invierno 1.500 mm; primavera 1.000-1.300 mm; verano 400-500 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas y arenas volcánicas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-20 Negro (10YR 2/1) en humedo; arenoso franco gruesa; no plástico y no adhesivo; muy friable en humedo y blando en seco; estructura de grano simple. Raíces finas y medias, muy abundantes. Gravilla escoriácea abundante y de pómez, abundante. Límite ondulado, difuso.

AB 20-59 Negro (10YR 2/0) en humedo; franco arenosa; no plástico y no adhesivo; muy friable en humedo y suelto en seco; estructura granular media, débil. Raíces finas y medias, abundantes. Grava y gravilla escoriácea básica y pumicítica, abundantes. Límite ondulado, abrupto.

2C1 59-72 Estrata de pómez de granulometría de 1 a 2 cm de diametro de color pardo amarillento y amarillo pardusco (10YR 5/8-6/8). Raíces, muy escasas. Límite ondulado, abrupto.

3C2 72-92 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) ambos colores en humedo; franco limosa; ligeramente plástico y adhesivo; estructura en bloques subangulares gruesos que rompen a medios y finos, débiles. Presenta tixotropía. Raíces, muy escasas; actividad biológica abundante (Crotovinas). Pómez, escasa.

4C3 92-104 Color varios, dominantes pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) ambos colores en humedo; franco limosa; ligeramente plastico y ligeramente adhesivo; friable en humedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas, escasas. Gravilla pumicítica, común. Presenta mayor tixotropía que el horizonte anterior. Límite ondulado, abrupto.

5C4 104-119 Estratas de pómez de color pardo amarillento y pardo grisáceo de 1 a 2 cm de diámetro y gravas de granito y andesita. El espesor de la estrata varía entre 15 y 20 cm.

6C5 119-160 Color varios, dominantes pardo oscuro (10YR 3/3) y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) ambos colores en humedo; franco arenosa muy fina; no plástico y ligeramente adhesivo; estructura de bloques subangulares gruesos, moderados. Presenta tixotropía. Gravilla de pómez, meteorizada, común.

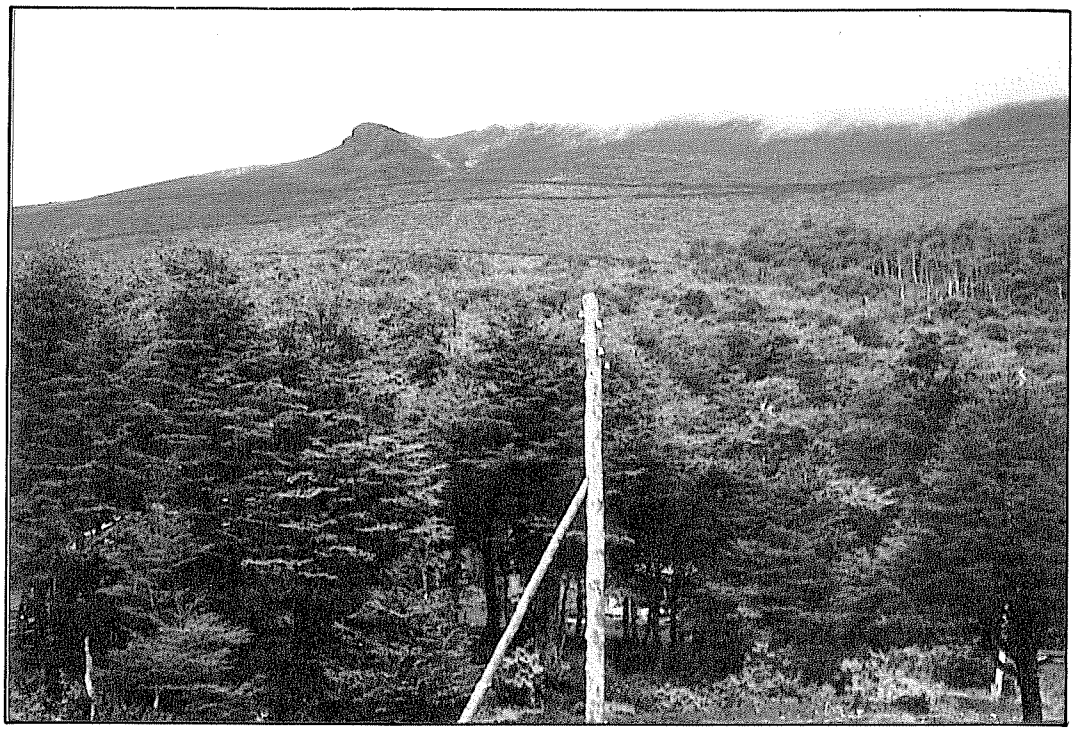
OBSERVACIONES

Suelo muy estratificado, con estratas de arenas, escoria y de pumicita. Esta última estrata es determinante en la inestabilidad que presentan estos suelos a los procesos erosivos cuando el bosque ha sido talado. Se observan muchos sectores con derrumbes y/o erosión catastrófica. Las arenas y escorias son de naturaleza petrográfica básica a neutra. El espesor de las estratas pumicíticas es variable desde algunos centímetros hasta 40 cm y su disposición en la columna estratigrafa es heterogénea. Presenta tixotropía.



Familia Ralún. Serie Ralún. Localización: Ensenada (41°12'S; 72°W).

Paisaje de la Serie Ralún. Se observa una densa vegetación, principalmente de coigüe **(Nothofagus dombeyi)** *y roble* **(Nothofagus obliqua).** *Se aprecia claramente el límite de vegetación en altura.*



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: CHANLEUFU Perfil Nº: s/n

Ubicación: X REGION, Provincia OSORNO, Comuna ENTRE LAGOS

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIRECCION GENERAL DE AGRICULTURA

Laboratorio Nº: s/n (1964)

Métodos generales: 1B1, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3.2d — Total: Arena 2–0.05	Limo 0.05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
		o/o de < 2 mm									o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0–19	A	69,4	29,6	1,6											
19–38	AC	74,7	23,7	1,6											
38–55	2C	83,4	15,1	1,5											
55–80	3Cs	78,0	16,2	5,8											

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrógeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraíble 6C3b como Fe2O3 o/o	como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraíble 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF
0–19	19,2											5,0	4,5	
19–38	12,7											5,1	4,8	
38–55	9,4											5,6	5,2	
55–80	8,2											5,7	5,5	

Profundidad cm	Bases extraíbles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraíble	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC	Fe extraíble 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g													
0–19					1,5				18,3			8		
19–38					1,3				16,3			8		
38–55					0,8				12,4			6		
55–80					0,7				9,4			7		

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0–19	26,3	0,41	34,4	8,76	0,03	0,89	0,71	0,35	0,22	0,36								
19–38	27,2	1,04	36,2	8,87	0,03	0,35	1,04	0,25	0,16	0,08								
38–55	23,0	0,79	35,5	10,04	0,02	0,32	0,79	0,24	0,12	tr								
55–80	27,5	0,48	35,9	8,79	0,04	0,23	0,48	0,27	0,14	0,00								

Profundidad cm	Mineralogía a/ fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x o/o	Mineralogía a/b/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0–19	VV20,PZ30,PL15,FR29	AL5,FE1,QZ1,FD1,CR1,OA3
19–38		AL5,FE1,QZ1,FD1,CR2,OA2
38–55		AL5,FE1,QZ1,FD1,CR1,OA1
55–80	VV20,PZ15,PL20,FR23, PX20	AL5,FE1,QZ1,FD1,CR1

a/ Código mineral
- VV : vidrio volcánico
- PZ : pómez
- PL : plagioclasas
- FR : fragmentos de roca
- PX : piroxenos
- AL : alofán
- FE : gel de Fe
- QZ : cuarzo
- FD : feldespatos
- CR : ∝ cristobalita
- OA : complejos organo-alofánicos

b/ Fracción aproximada
- 5 : mayor que 1/2
- 3 : 1/5 a 1/3
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

8.6.38. Serie Chanleufú

ASOCIACION	: Ralún.
SERIE	: Chanleufú.
CLASIFICACION	: Mesic, Umbric Vitrandept.
UBICACION	: A 17 km al este de las Termas de Puyehue, en camino a Refugio Antillanca.
FISIOGRAFIA	: Cordillera de los Andes. Altura 700 a 1.350 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Pendientes complejas de 15-30%.
DRENAJE	: Excesivo.
VEGETACION	: Formación Selva Valdiviana Andina. Aextoxicum punctatum; Eucryphia cordifolia; Nothofagus obliqua; N. procera; N. dombeyi; Saxegoteha conspicua; Nothofagus pumilio, etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 10-11°C; media julio 7-8°C; máxima media enero 18-20°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 4.000-5.000 mm; otoño 1.000-1.200 mm; invierno 1.500 mm; primavera 1.000-1.300 mm; verano 400-500 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Perúdico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas sobre arenas y/o escorias de tipo andesítico-basáltico recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-19 Pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) en seco y pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco arenosa; no plástico y no adhesivo; friable en húmedo; estructura granular fina, débil. Raíces finas y medias, muy abundantes; actividad biológica, muy abundante. Límite ondulado, abrupto.

AC 19-38 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franco arenosa; no plástico y no adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias, abundantes; actividad biológica moderada. Límite ondulado, abrupto.

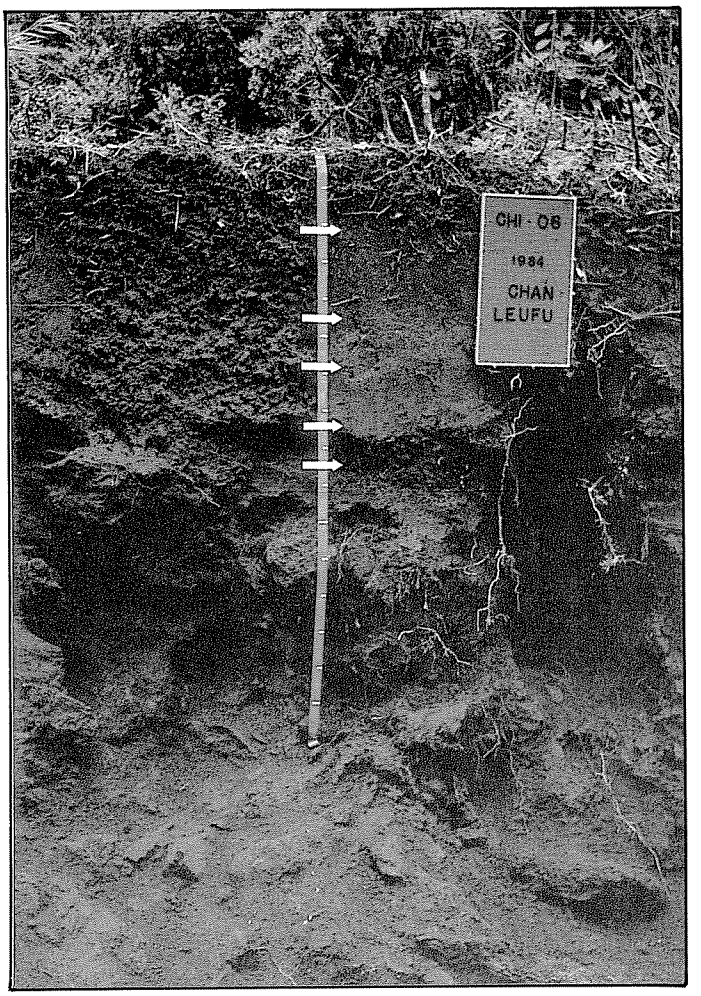
2C 38-55 Pardo amarillento (10YR 5/4) en seco y pardo amarillento (10YR 5/6) en húmedo; franco arenosa gruesa; no plástico y no adhesivo; suelto en seco; estructura de grano simple. Raíces finas y medias, abundantes. Gravilla fina, común, muy porosa. Límite ondulado, claro.

3Cs 55-80 Color varios, dominantes pardo amarillento claro (10YR 6/4), pardo grisáceo oscuro (2,5YR 5/2) y gris muy oscuro (2,5YR 3/0) todos los colores en húmedo; franco arenosa gruesa; parcialmente cementada; estructura maciza. Presenta bandas férricas de color pardo rojizo oscuro (2,5YR 3/4). Raíces comunes. Límite ondulado, abrupto.

4C 80 y más. Estratas de arena, escorias y lava fragmentada de naturaleza petrográfica básica y gravilla escasa de pómez.

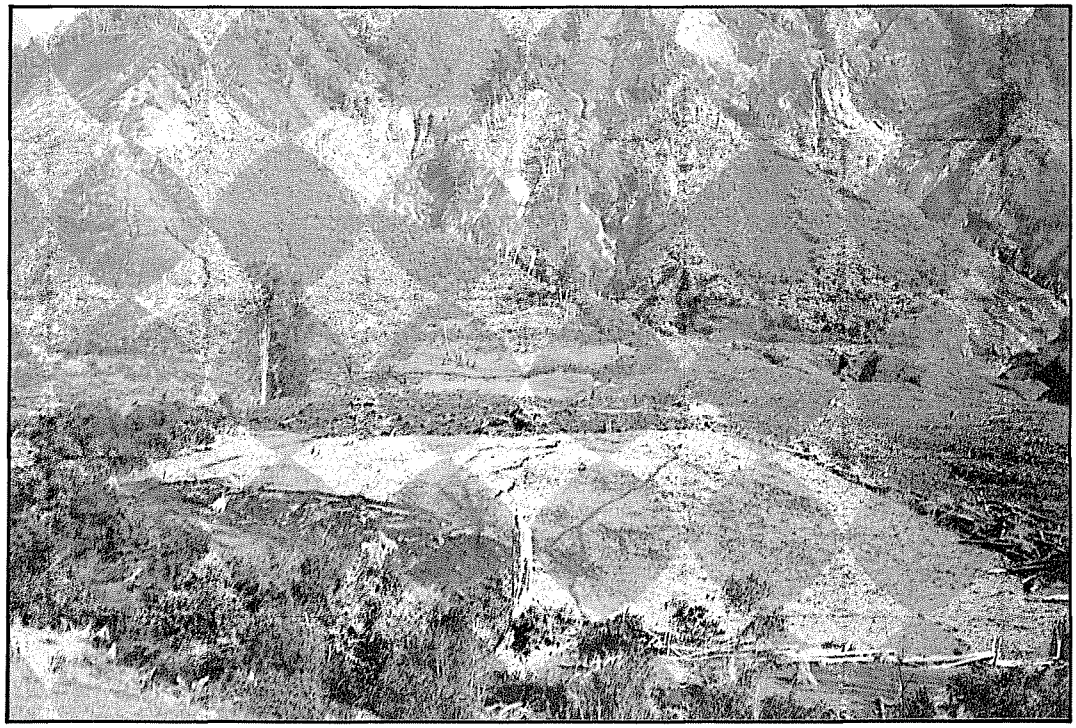
OBSERVACIONES

Suelo muy estratificado, en él se incluyen acumulaciones férricas que restringe su drenaje ("orstein") y de texturas franco arenosas a franco arenosas gruesas, se incluyen pequeñas estratas de arena y escorias. Además, especialmente en los sectores más altos y cercanos a volcanes, existen grandes trozos de escoria básica que ha sufrido un intenso proceso termo-volcánico y caracterizados por su disgregación y acumulación férrica de color rojo intenso.



Asociación Ralún. Serie Chanleufú. Localización: Antillanca (40° 46'S; 72° 11'W).

Paisaje de la serie Chanleufú: el suelo, situado en pendientes abruptas, es inestable y suceptible a deslizarse bajo el estímulo de movimientos sísmicos. Esta foto fue tomada al poco tiempo de los deslizamientos catastróficos ocurridos durante los terremotos de 1960 (A. Mella y C.S. Wright, 1960).



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: LIQUIÑE Perfil Nº: 57 - CZC

Ubicación: X REGION, Provincia VALDIVIA, Comuna PANGUIPULLI

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG

Laboratorio Nº: 330 - 334 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total Arena 2–0.05	Total Limo 0.05 – 0.002	Total Arcilla < 0.002	Arena Muy gruesa 2 – 1	Arena Gruesa 1 – 0.5	Arena Mediana 0.5 – 0.25	Arena Fina 0.25 – 0.1	Arena Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo		Contenido de agua 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o		Densidad aparente 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc	
		o/o de < 2 mm																
0–10	A	48,7	35,3	16,0	2,1	6,5	9,6	15,6	14,9			45	27	18				
10–77	AB	47,0	34,2	18,8	2,6	7,1	10,0	14,8	12,5			55	27	18				
77–93	2C	65,1	25,9	9,0	10,3	26,5	10,6	6,8	10,9			37	23	14				
93–116	3C	45,4	39,5	15,1	5,9	13,3	6,8	5,8	13,6			80	46	34				
116–172	4C	45,7	34,5	19,8	2,2	12,0	9,8	9,2	12,5			82	60	22				

Profundidad cm	C orgánico 6 A 1a vía húmeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe o/o	Fe extraible 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH 8C1a H2O 1:1	pH 8C1c KCl 1 N 1:1	pH 8C1d NaF
0–10	7,0					2,7	1,9	25,3	1,4	132		5,8	5,0	
10–77	4,7					3,1	2,2	28,4	0,9	248		6,1	5,5	
77–93	0,5					1,6	1,1					6,2	5,5	
93–116	1,2					2,2	1,5					6,3	5,4	
116–172	1,2					3,5	2,4					6,0	5,5	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC 5A3a Suma cationes meq/100 g	CIC 5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	Saturación básica 5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1 CIC 5A3a	Razón a la arcilla 8D1 Fe extraible 6C3b	Razón a la arcilla 8D1 Agua 15 bar
0–10	5,0	0,8	0,1	0,2	6,1	40,8	46,9			13		2,93	0,12	1,69
10–77	1,8	0,6	0,1	0,2	2,7	37,0	39,7			7		2,11	0,12	1,44
77–93	1,1	0,1	0,1	0,1	1,4	12,9	14,3			10		1,59	0,12	2,56
93–116	0,4	0,0	0,2	0,1	0,7	20,8	21,5			3		1,42	0,10	3,05
116–172	0,7	0,0	0,1	0,1	0,9	29,8	30,7			3		1,55	0,12	3,03

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0–10	28,5	1,67	31,5	10,63	0,05	0,24	1,39	1,15	0,21	1,98	22,2	99,5						
10–77	29,9	1,72	31,3	10,41	0,07	0,27	0,92	1,92	0,27	0,57	22,2	99,5						
77–93	36,3	1,09	30,1	6,96	0,07	0,08	0,99	1,09	0,44	0,80	21,4	99,3						
93–116	32,4	1,19	33,2	7,87	0,08	0,09	0,94	0,27	0,12	0,43	22,8	99,4						
116–172	32,6	1,31	33,2	10,79	0,26	0,46	0,90	0,08	0,18	0,57	19,1	99,5						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/b/ 7A1 7A2a 7A2 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0–10		AL5,FE1,GI1,CR1,AM1
10–77		AL5,FE1,GI1,CR1
77–93		AL5,CR1
93–116		AL5,CR1
116–172		AL5,FE1,CR1

a/ Código mineral
- AL : alofán
- FE : óxidos de hierro amorfos
- GI : gibbsita
- CR : ∝ cristobalita
- AM : anfiboles

b/ Fracción aproximada
- 5 : mayor que 1/2
- 1 : menor que 1/20

8.6.39. Serie Liquiñe

ASOCIACION	: Ralún.
SERIE	: Liquiñe.
CLASIFICACION	: Cindery, mesic, Hydric Dystrandept.
UBICACION	: A 2 km al norte de la localidad de Liquiñe y a 31 km al este de Coñaripe.
FISIOGRAFIA	: Cordillera de los Andes. Altura 300 a 1.000 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Pendientes complejas de 15 a 30%.
DRENAJE	: Excesivo.
VEGETACION	: Formación Selva Valdiviana Andina. Aextoxicum punctatum; Persea lingue; Saxegoteha conspicua; Nothofagus procera; etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C; media julio 7-8°C; máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 3.000-4.000 mm; otoño 1.000 mm; invierno 1.500 mm; primavera 700-1.000 mm; verano 300-400 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Perúdico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas sobre escorias, arenas y/o gravas pumicíticas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-10 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo y pardo amarillento (10YR 5/4) en seco; franco; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en húmedo y blando en seco; estructura granular fina, moderada. Raíces finas muy abundantes, medias y gruesas, comunes; poros finos y gruesos, abundantes. Límite ondulado, gradual.

AB 10-77 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo y pardo amarillento (10YR 5/4) en seco; franco; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y medios, débiles. Raíces finas, abundantes; poros finos, abundantes y medios, comunes. Límite ondulado, abrupto.

2C1 77-93 Color varios, dominantes pardo amarillento oscuro (10YR 4/4), pardo grisáceo oscuro (10YR 4/1) y gris muy oscuro (10YR 3/1) todos en húmedo y pardo amarillento claro (10YR 6/4) en seco; franco arenosa; no plástico y no adhesivo; sin estructura. Raíces no se observan; poros finos, abundantes. Grava pumicítica fina y media, angular y subangular que constituye el 80 a 90% del horizonte. Límite ondulado, abrupto.

3C2 93-116 Color varios, dominante pardo fuerte (7,4YR 5/6) en húmedo y amarillo (3,5YR 7/6) en seco, con bandas de color negro (7,5YR 2/0) en húmedo; franco; no plástico y no adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco. Raíces no se observan; poros finos, abundantes. Grava pumicítica fina y media, angular y subangular que constituye el 80-90% del horizonte. Límite ondulado, abrupto.

4C3 116-172 Color varios, dominante pardo amarillento (7,5YR 5/4), pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4), pardo fuerte (7,5YR 5/6) todos en húmedo y amarillo rojizo (7,5YR 6/6) en seco; estructura maciza. Raíces no se observan y poros medios, comunes. En profundidad estratas de diferentes texturas y colores.

OBSERVACIONES

Son suelos estratificados, moderadamente profundo a profundo de pendientes escarpadas, en posición de cerros de la Cordillera de los Andes. Presenta alto contenido de gravas pumicíticas y de drenaje bueno a excesivo. Presentan tixotropía.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: LASTARRIA Perfil Nº: 55 - CZC Ubicación: IX REGION, Provincia CAUTIN, Comuna LONCOCHE

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 321 - 326 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
cm		o/o de < 2 mm								o/o	o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0– 8	A	17,3	57,9	24,9	0,0	0,1	2,1	6,7	8,4		59	33	26		
8–25	AB	18,1	54,4	27,1	0,0	0,1	3,0	7,9	7,1		61	51	10		
25–65	Bt1	9,7	57,7	32,6	0,0	0,2	1,3	4,3	3,9		64	54	10		
65–112	2Bt2	7,4	58,3	34,3	0,0	0,2	1,2	3,0	3,0		48	37	11		
112–166	2Bt3	9,1	50,9	40,0	0,2	0,4	1,5	3,4	3,6		53	40	13		
166–230	2Bt4	12,4	31,7	55,9	0,1	0,6	2,5	5,3	3,9		46	41	5		

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	C orgánico: 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible: como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:1	pH: 8C1c KCl 1 N 1:1	8C1d NaF
0– 8	14,2					5,7	4,0	21,7	5,1	192		5,8	5,1	
8–25	7,6					6,0	4,2					6,0	5,6	
25–65	5,3					7,5	5,2	27,7	0,8	109		6,3	5,9	
65–112	3,1					8,1	5,7					6,3	5,8	
112–166	2,4					7,6	5,3					6,3	5,7	
166–230	1,2					7,8	5,5					5,9	5,5	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC: 5A3a Suma cationes meq/100 g	5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0– 8	2,7	0,4	0,1	0,3	3,5	60,0	63,5			6		2,55	0,16	1,33
8–25	1,1	0,1	0,1	0,2	1,5	54,3	55,8			3		2,06	0,16	1,88
25–65	1,2	0,4	0,1	0,2	1,9	40,8	42,7			4		1,31	0,16	1,66
65–112	0,6	0,2	0,1	0,1	1,0	37,7	38,7			3		1,13	0,17	1,08
112–166	0,4	0,1	0,1	0,1	0,7	38,0	38,7			2		0,97	0,13	1,00
166–230	0,4	0,3	0,1	0,1	0,9	24,7	25,6			4		0,46	0,10	0,73

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
cm	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0– 8	21,6	1,47	36,6	10,56	0,24	0,08	0,57	1,60	0,22	0,07	26,5	99,5						
8–25	20,1	1,44	37,9	10,29	0,06	tr	0,40	0,76	0,16	0,49	27,5	99,1						
25–65	20,3	1,36	39,6	11,17	0,05	0,31	0,45	0,85	0,16	0,38	25,1	99,7						
65–112	20,4	1,67	39,8	10,31	0,05	0,34	0,71	0,17	0,16	0,37	25,5	99,5						
112–166	19,4	1,86	41,2	10,36	0,07	0,27	0,61	0,17	0,16	0,37	25,0	99,4						
166–230	20,1	1,88	41,2	9,99	0,09	0,19	0,64	0,12	0,20	0,24	24,6	99,2						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial infrarrojo
0–8		AL4,FE1,OA2,GI3,QZ1,FD1,CR1
8–25		AL5,FE1,GI1,QZ1,FD1,CR1
25–65		AL4,FE1,GI2,QZ1,FD1,CR1
65–112		AL4,FE1,GI3,QZ1,FD1,CR1
112–166		AL4,FE1,KK1,GI4,QZ1,FD1,CR1
166–230		AL4,FE1,KK2,IL1,GI4,QZ1,FD1,CR1

a/ Código mineral
- AL : alofán
- FE : óxidos de hierro amorfos
- OA : complejos organo-alofánicos
- KK : caolinita
- IL : illita
- GI : gibbsita
- QZ : cuarzo
- FD : feldespatos
- CR : cristobalita

b/ Fracción en peso aproximado
- 5 : mayor que 1/2
- 4 : 1/3 a 1/2
- 3 : 1/5 a 1/3
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

8.6.40. Serie Lastarria

FAMILIA	: Lastarria.
SERIE	: Lastarria.
CLASIFICACION	: Ashy, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: A 5 km al norte de Loncoche, parte alta de la Cuesta Lastarria. Camino a Molco-Pidenco.
FISIOGRAFIA	: Cordillera de la Costa.
TOPOGRAFIA	: Pendiente compleja de 15-45%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens. Eucryphia cordifolia; Nothofagus dombeyi; etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 2.000-2.500 mm; otoño 600 mm; invierno 700-1.000 mm; primavera 300-400 mm; verano 200-250 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas sobre complejo metamórfico.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-8 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en humedo y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco; franco limosa; no plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en humedo y blando en seco; estructura granular fina, débil. Raíces finas, muy abundantes; poros finos, abundantes y buena actividad biológica. Crotovinas finas, abundantes. Fragmentos de carbón vegetal, común. Limite lineal, abrupto.

AB 8-25 Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en humedo y seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en humedo y blando en seco; estructura granular media y fina, débil. Raíces finas, muy abundantes; poros finos y medios, abundantes y buena actividad biológica. Nódulos duros, finos y medios, comunes. Limite lineal, gradual.

Bt1 25-65 Pardo rojizo (5YR 4/4) en humedo y pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en humedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y medios, muy débiles. Raíces finas y medias, abundantes; poros finos y medios, abundantes y buena actividad biológica.

2Bt2 65-112 Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en humedo y seco; franco arcillo limosa; plástico y ligeramente adhesivo; friable en humedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, comunes y medias, escasas; poros finos, abundantes. Limite gradual, lineal.

2Bt3 112-166 Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en humedo y pardo fuerte (7,5YR 5/6) en seco; arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios y gruesos, moderados. Raíces finas, escasas; poros finos, abundantes. Cutanes delgados, discontinuos. Limite gradual, lineal.

2Bt 166-230 Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en humedo y pardo amarillento claro (10YR 6/4) en seco; arcillosa; plástico y muy adhesivo; friable en humedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y medios, moderados. Raíces medias, escasas; poros finos, escasos. Cutanes gruesos, continuos, en cara de los agregados y cavidades. Limite ondulado, abrupto.

3C1 230 y más. Micaesquisto muy meteorizado.

OBSERVACIONES

Suelo con topografía de cerros de la Cordillera de la Costa y de pendientes escarpadas. Profundo y que descansa sobre rocas metamórficas con diversos grados de meteorización y estratificados. Presenta un horizonte de color pardo rojizo oscuro en el tono de 5YR. Los horizontes B del suelo enterrado presentan texturas moderadamente finas a finas y los colores son pardo oscuro en el tono 7,5YR y que puede variar a pardo amarillento oscuro en el tono 10YR. Todo el perfil presenta ligeras contaminaciones con gravilla pumicítica.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: CORRALTUE Perfil Nº: Ubicación: IX REGION, Provincia CAUTIN, Comunas: LONCOCHE, TOLTEN

Laboratorio de Análisis de Suelos: Laboratorio Nº: Y VILLARRICA

Métodos generales:

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm)										Contenido de agua				Densidad aparente		
		Total			Arena					3B1		4B1a	4B1a	1/3		4A2a	4A3a	
		Arena 2–0.05	Limo 0.05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05	Frag gruesos > 2.0/o suelo		1/3 bar	15 bar	menos 15		terrón con parafina	suelo no disturbado	
		o/o de < 2 mm										o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc	
0–17	A																	
17–38	AB																	
38–58	Bt1																	
58–86	2Bt2																	
86–120	2Bt3																	

Profundidad cm	C orgánico		6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o		Fe extraible				Mn extraible			6T1a Retención de P o/o		pH		
	6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o					6C3b como Fe2O3 o/o	como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4,8 ppm		6D2a NH4OAc pH 7,0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm				8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1					6H a Acidez extraible	CIC			6G Al extr KCl		Saturación básica			Razón a la arcilla 8D1		
	6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma		5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0				5C3 Suma cationes	5C4 NaOAc pH 7.0		CtC	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g											o/o	o/o				

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1											Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3			Soluble en Na–oxalato		
	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															o/o de < 0,002 mm		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo

8.6.41. Serie Correltúe

FAMILIA	: Lastarria.
SERIE	: Correltue.
CLASIFICACION	: Ashy, mesic, Typic Dystrandept.
UBICACION	: Comunas de Loncoche, Toltén y Villarrica.
FISIOGRAFIA	: Cordillera de la Costa. Altura 250 a 300 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Pendientes complejas 15 a 45%.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens. Eucryphia cordifolia; Nothofagus dombeyi; etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 2.000-2.500 mm; otoño 600 mm; invierno 700-1.000 mm; primavera 300-400 mm; verano 200-250 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas sobre complejo metamórfico.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-17 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo; franco; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura granular media, moderada. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

AB 17-38 Pardo oscuro (7,5YR 3/2 a 4/4) en húmedo; franco limosa; no plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

Bt1 38-58 Pardo rojizo oscuro a pardo rojizo (5YR 3/4) en húmedo; franco arcillosa; no plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

2Bt2 58-86 Pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo; franco arcillosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces medias y finas, escasas. Límite lineal, claro.

2Bt3 86-120 y más. Pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo; arcillosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura maciza. Raíces no se observan.

OBSERVACIONES

Ocupa una posición más baja que la Serie Lastarria y presenta el mismo tipo de substratum constituido por rocas metamórficas con diversos grados de meteorización. Los colores dominantes son pardo oscuro en el tono 7,5YR como dominante, a excepción del horizonte Bt1 que presenta color pardo rojizo oscuro en el tono 5YR.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: FREIRE — Perfil Nº: 53 - CZC — Ubicación: IX REGION, Provincia CAUTIN, Comuna FREIRE

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG — Laboratorio Nº: 311 - 316 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2a — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
		o/o de < 2 mm									o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0-16	Ap	21,3	54,2	24,5	0,0	2,5	6,8	5,2	6,8		84	52	32		
16-34	E	24,7	48,6	26,7	0,0	3,7	10,5	6,2	4,3		99	68	31		0,82
34-60	2Bt1	28,2	31,8	40,0	0,1	5,9	12,0	6,6	3,6		98	67	31		0,85
60-69	2Bt2	32,5	19,8	41,7	0,3	9,0	16,4	8,9	3,9		78	61	17		0,95
69-74	3BCgs	44,4	29,4	26,2	2,1	12,3	17,2	8,8	4,0		63	46	17	1,12	
74 +	3Cs	56,1	24,2	17,7	6,5	19,6	20,3	8,0	3,7		41	31	10	1,32	

Profundidad cm	C orgánico 6A1a vía húmeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe o/o	Fe extraible 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH 8C1a H2O 1:1	pH 8C1c KCl 1 N 1:1	pH 8C1d NaF
0-16	8,1					5,2	3,6	15,1	1,1	252		5,5	5,1	
16-34	7,2					6,8	4,8					5,9	5,6	
34-60	8,2					6,7	4,7	4,8	0,6	33		5,9	5,5	
60-69	3,0					6,8	4,8					6,4	6,3	
69-74	1,7					6,1	4,3					6,4	6,1	
74 +	0,9					4,0	2,8					6,5	5,9	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC 5A3a Suma cationes meq/100 g	CIC 5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	Saturación básica 5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla BD1 CIC 5A3a	Razón a la arcilla BD1 Fe extraible 6C3b	Razón a la arcilla BD1 Agua 15 bar 4B1a
0-16	1,5	0,3	0,2	0,2	2,2	65,1	67,3			3		2,75	0,15	2,12
16-34	0,6	0,4	0,1	0,04	1,1	68,3	69,4			2		2,60	0,18	2,55
34-60	0,2	0,3	0,2	0,03	0,7	65,0	65,7			1		1,64	0,12	1,68
60-69	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	36,9	37,0			0		0,89	0,12	1,46
69-74	0,2	0,1	0,0	0,0	0,3	26,3	26,6			1		1,02	0,16	1,76
74 +	0,3	0,1	0,1	0,0	0,5	17,9	18,4			3		1,04	0,16	1,75

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. : Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0-16	29,9	1,48	24,2	9,8	0,22	0,51	0,93	4,33	0,06	0,83	27,4	99,7						
16-34	21,8	1,74	35,6	10,2	0,11	tr	1,01	2,08	0,06	0,80	27,0	100,5						
34-60	19,5	1,85	39,0	10,6	0,11	0,38	0,84	0,34	0,06	0,80	26,7	100,1						
60-69	20,6	1,88	37,3	10,8	tr	0,08	0,79	0,53	0,11	0,48	22,6	99,1						
69-74	22,8	1,99	36,2	11,3	tr	0,15	0,66	0,70	0,17	0,36	25,5	99,8						
74 +	24,4	1,66	37,1	11,2	0,24	0,28	0,88	1,75	0,18	0,38	21,3	99,4						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x térmico diferencial infrarrojo b/
0-16		Al 5, OA 2, GI 2, FE 1, QZ 1, CR 1
16-34		Al 5, OA 2, GI 2, FE 1, QZ 1, CR 1
34-60		AL 5, OA 1, GI 2, FE 1, QZ 1, CR 1
60-69		Al 5, GI 2, FE 1, QZ 1, FD 1, CR 1
69-74		Al 5, GI 2, FE 1, GE 1, QZ 1, FD 1, CR 1
74 +		AL 5, GI 1, FE 1, GE 1, QZ 1, FD 1, CR 1

a/ Código mineral
Al : alofán
OA : complejos organo - alofónicos
GI : gibbsita
FE : oxidos de hierro amorfos
QZ : cuarzo
CR : cristobalita
FD : feldespatos
GE : goethita

b/ Fracción en peso aproximado
5 : mayor que 1/2
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.42. Serie Freire

FAMILIA	: Freire.
SERIE	: Freire.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Seric Placandepts.
UBICACION	: A 3 km al norte de Freire por Carretera Panamericana. Fundo "Rucahue".
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Planos fluvio-glaciales.
TOPOGRAFIA	: Plano 0-1% de pendiente.
DRENAJE	: Pobre a moderado.
VEGETACION	: Formación "ñadis". Drimys winteri (canelo); Tepualia stipularis (tepu); Myrtus luma (luma); Myrceugenia pitra (pitra); etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 14,6°C; verano 17,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 400-500 mm; invierno 700-1.000 mm; primavera 300 mm; verano 100-150 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-16 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo y pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, débiles. Raíces finas, abundantes; poros finos, comunes. Límite lineal, abrupto.

E 26-34 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franco; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y medios, débiles. Raíces finas, abundantes; poros finos, comunes; actividad biológica moderada. Nódulos férricos escasos. Moteados difusos, abundantes, de color pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo. Límite lineal, gradual.

2Bt1 34-60 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo y pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en seco; arcillosa; plástico y adhesivo; friable a húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias, escasas. Moteados difusos, abundantes. Límite irregular, gradual.

2Bt2 60-69 Pardo amarillento (10YR 5/6) en húmedo y seco; arcillosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, comunes. Límite ondulado, abrupto.

3BCgs 69-74 Horizonte de transición al "fierrillo", constituido por grava fina y media con matriz de textura franca y abundantes nodulaciones férricas.

3Cs 74-78 "Fierrillo" duro en húmedo, cementando al material fluvio-glacial.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 30 y 80 cm. Descansa sobre un substratum aluvial antiguo, compactado, con formación de "fierrillo" discontinuo. Este horizonte Cs se desarrolla en los sectores planos y/o deprimidos. En sectores ligeramente más altos y/o ondulados esta condición de ñadi desaparece. Por estas razones toda el área ocupada por esta serie puede considerarse como de semi-ñadi. El drenaje varía de pobre a moderado.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo PITRUFQUEN Perfil Nº _____ Ubicación IX REGION, Provincia TEMUCO, Comuna: GORBEA Y PITRUFQUEN

Laboratorio de Análisis de Suelos _____

Métodos generales _____

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05–0.002	Total: Arcilla 0.002	Arena: Muy gruesa 2–1	Arena: Gruesa 1–0.5	Arena: Mediana 0.5–0.25	Arena: Fina 0.25–0.1	Arena: Muy fina 0.1–0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo		Contenido de agua 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o		Densidad aparente 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc	
		o/o de < 2 mm																
0–13	Ap																	
13–30	AB																	
30–46 46+	2BC1 RCs																	

Profundidad cm	C orgánico 6A1a vía humeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm		6T1a Retención de P o/o		pH 8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl		Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o		Razón a la arcilla 8D1 CIC	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g															

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x térmico diferencial infrarrojo

8.6.43. Serie Pitrufquén

FAMILIA	: Freire.
SERIE	: Pitrufquén.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Typic Placandept.
UBICACION	: Comuna de Gorbea y Pitrufquén.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Terraza aluvial.
TOPOGRAFIA	: Plana con pendientes de 0-1%.
DRENAJE	: Pobre.
VEGETACION	: Formación ñadis. Drimys winteri (canelo); Tepualia stipularis (tepu); Embothrium coccineum (ciruelillo); Myrceugenia pitra (pitra); etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 14,6°C; verano 17,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 400-500 mm; invierno 700-1.000 mm; primavera 300 mm; verano 100-150 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-13 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) ambos colores en húmedo; franco arenosa fina; no plástico y no adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares finos y medios, débiles y granular fina, débil. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, abrupto.

AB 13-30 Pardo oscuro (7,5YR 3/2 a 4/4) en húmedo; franco arenosa; no plástico y no adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares finos y medios, débiles. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, abrupto.

2Bt1 30-46 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/3) y pardo oscuro (7,5YR 4/4) ambos colores en húmedo; franco arcillo arenosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; firme en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura maciza. Raíces finas y medias, escasas. Límite lineal, abrupto.

3Cs 46 y más. Substratum aluvial constituido por gravas y arenas cementadas con "fierrillo".

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 20 y 50 cm y descansa sobre un substratum constituido por gravas aluviales cementadas con "fierrillo". Ocupa una posición de terraza aluvial antigua y con topografía de pendientes complejas de 1 a 3%. La clase de drenaje es pobre y presenta en los sectores muy delgados gravas y piedras en la superficie.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: LANCO — Perfil Nº: 56 - CZC — Ubicación: X REGION, Provincia VALDIVIA, Comuna LANCO

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG — Laboratorio Nº: 327 - 329 (1971)

Métodos generales: 1R2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d — Total: Arena 2 - 0.05	Total: Limo 0.05 - 0.002	Total: Arcilla 0.002	Arena: Muy gruesa 2 - 1	Arena: Gruesa 1 - 0.5	Arena: Mediana 0.5 - 0.25	Arena: Fina 0.25 - 0.1	Arena: Muy fina 0.1 - 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o	Densidad aparente 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc
		o/o de < 2 mm													
0-19	Ap	33,6	38,9	27,5	0,9	11,4	9,5	6,1	5,7		55	30	25		
19-56	EB	36,0	41,5	22,5	0,7	8,0	8,1	7,7	11,5		64	54	10		
56-72	Bt1	41,2	22,9	35,9	3,5	14,2	11,0	6,9	5,6		68	52	16		

Profundidad cm	C orgánico 6A1a vía húmeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe o/o	Fe extraible 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH 8C1a H2O 1:1	pH 8C1c KCl 1 N 1:1	pH 8C1d NaF
0-19	13,0					3,5	2,4	7,3	1,4	162		5,9	5,2	
19-56	4,8					5,1	3,6					6,3	5,7	
56-72	5,3					4,9	3,4	5,6	0,9	45		6,3	5,6	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC 5A3a Suma cationes meq/100 g	CIC 5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	Saturación básica 5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1 CIC 5A3a	Razón a la arcilla 8D1 Fe extraible 6C3b	Razón a la arcilla 8D1 Agua 15 bar
0-19	10,8	1,6	0,1	0,4	12,9	49,7	62,6			21		2,28	0,09	1,1
19-56	2,0	0,6	0,1	0,2	2,9	45,8	48,7			6		2,16	0,16	2,4
56-72	2,5	0,6	0,1	0,04	3,2	43,8	47,0			7		1,31	0,09	1,4

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2 o/o de < 0,002 mm	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr. - dit-bic. + Na2CO3 SiO2	Soluble en citr. - dit-bic. + Na2CO3 Al2O3	Soluble en citr. - dit-bic. + Na2CO3 Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na-oxalato SiO2 o/o de < 0,002 mm	Soluble en Na-oxalato Al2O3 o/o de < 0,002 mm	Soluble en Na-oxalato Razón molar SiO2/Al2O3
0-19	28,3	1,33	29,5	10,14	0,28	0,49	1,41	0,61	0,32	1,94	25,1	99,5						
19-56	29,7	1,01	31,9	8,71	tr	0,38	1,03	0,81	0,22	0,43	25,1	99,3						
56-72	27,1	1,50	33,6	10,39	0,05	0,27	1,00	0,17	0,27	0,71	24,6	99,7						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 - 0,05 mm 7A1 7A2q difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x térmico diferencial infrarrojo
0-19		AL5,FE1,OA1,IL1,VR1,GI1,QZ2,FD1,CR1,AM1
19-56		AL5,FE1,HA1,IL1,VR1,GI1,QZ2,FD1,CR1,AM1
56-72		AL5,FE1,HA1,IL1,VR1,GI2,QZ2,FD1,CR1,AM1

a/ Código mineral
- AL : alofán
- FE : óxidos de hierro amorfos
- OA : complejos organo - alofónicos
- HA : haloisita 7 Å
- IL : illita
- VR : vermiculita
- GI : gibbsita
- QZ : cuarzo
- FD : feldespatos
- CR : cristobalita
- AM : anfíboles

b/ Fracción en peso aproximado
- 5 : mayor que 1/2
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

8.6.44. Serie Lanco

FAMILIA	: Lanco.
SERIE	: Lanco.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Aeric Placandept.
UBICACION	: A 2,5 km al este de Lanco. Parcela El Maitén.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Terraza aluvial.
TOPOGRAFIA	: Plana 0-1%.
DRENAJE	: Pobre a imperfecto.
VEGETACION	: Formación ñadis. Drimys winteri; Tepualia stipularis (tepu); Embothrium coccineum (ciruelillo); Myrceugenia pitra (pitra).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 21-23°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 2.000 mm; otoño 600 mm; invierno 1.000-1.200 mm; primavera 400 mm; verano 200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-10 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura granular media y fina moderada. Raíces finas, muy abundantes; poros finos, abundantes; buena actividad biológica. Límite lineal, abrupto.

AB 19-56 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo y pardo a oscuro (10YR 4/3) en seco; franca; no plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y medios, muy débiles. Raíces medias escasas y finas abundantes; poros finos, comunes. Límite lineal, gradual.

Bt1 56-72 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; franco arcillosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y medios, débiles. Raíces finas, escasas; poros finos, abundantes. Límite lineal, abrupto.

Cs 72 y más. Substratum aluvial constituido por gravas redondeadas de diferentes tamaños y cementadas en la parte superior con hierro y manganeso formando una lámina delgada que impide el paso del agua y de las raíces ("fierrillo").

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 30 y 80 cm y descansa sobre un substratum aluvial cementada por hierro y manganeso ("fierrillo") especialmente en los sectores planos y/o deprimidos que crea condiciones de drenaje pobre. En posición ligeramente más alta y/o ondulado no se forma "fierrillo" y su clase de drenaje varía de imperfecto a moderado.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: LONCOCHE Perfil Nº: Ubicación: IX REGION, Provincia CAUTIN, Comuna LONCOCHE

IX REGION, Provincia VALDIVIA, Comuna LANCO

Laboratorio de Análisis de Suelos:

Métodos generales:

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) — Total: Arena 2–0.05	Limo 0.05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo		Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o		Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc	
		o/o de < 2 mm																
0–17	Ap																	
17–33	A																	
33–52	AB																	
52–65	Bt1																	
65–82	Bt2																	
82+	Cs																	

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o		Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm		6T1a Retención de P o/o		pH: 8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0		6G Al extr KCl		Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o		Razón a la arcilla 8D1: CIC	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g																	

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															o/o de < 0,002 mm		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x. térmico diferencial. infrarrojo

8.6.45. Serie Loncoche

FAMILIA	: Lanco.
SERIE	: Loncoche.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Aeric Placandept.
UBICACION	: Comunas de Loncoche y Lanco.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Terraza aluvial.
TOPOGRAFIA	: Plana con pendientes de 0-1%.
DRENAJE	: Imperfecto a pobre.
VEGETACION	: Formación ñadis. Drimys winteri; Tepualia stipularis (tepu); Embothrium coccineum; Myrceaugenia pitra (pitra); etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 21-23°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 2.000 mm; otoño 600 mm; invierno 1.000-1.200 mm; primavera 400 mm; verano 200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-17 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares finos, moderados. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

A 17-33 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco limosa; no plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, gradual.

AB 33-52 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco limosa; no plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos, moderados. Raíces finas y medias, abundantes. Límite claro, lineal.

Bt1 52-65 Pardo amarillento oscuro a pardo amarillento (10YR 4,5/4) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, escasas. Límite lineal, claro.

Bt2 65-82 Pardo amarillento oscuro a pardo amarillento (10YR 4,5/4) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo; estructura maciza. Raíces finas y medias, escasas. Límite lineal, abrupto.

Cs 82 y más. Grava o arena aluvial compactada con acumulación de óxidos de hierro y manganeso "fierrillo".

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 50 y 90 cm y descansa sobre gravas aluviales compactadas y con formación de "fierrillo". Su clase de drenaje de imperfecto a moderado, esta última se presenta en topografía ligeramente ondulada con pendientes de 1 a 3% y sin formación de "fierrillo".

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: IIROPULLI Perfil Nº: 6 - AK
Ubicación: X REGION, Provincia VALDIVIA, Comuna PAILLACO
Laboratorio de Análisis de Suelos: TESIS A. KÜHNE Y J.P. NISSEN
Laboratorio Nº: 6a - 6e (1973)
Métodos generales: 1B1, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
		o/o de < 2 mm									o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0-18	Ap	12,1	57,6	30,3	0,3	1,1	1,8	3,6	5,3		52,9	34,9	18,0		0,74
18-35	A	7,3	63,2	29,5	0,1	0,8	1,1	2,1	3,3		42,0	25,1	16,9		0,72
35-65	Bt1	7,2	71,8	21,0	0,5	1,0	1,5	1,8	2,4		37,2	24,4	12,8		0,79
65-85	2Bt2	6,2	69,8	24,0	0,8	1,3	1,5	1,2	1,5		42,6	21,2	21,4		0,75
85-100	3Bt3	9,1	68,2	22,6	0,6	0,3	1,0	3,8	3,5		40,2	25,3	14,9		0,76

Profundidad cm	C orgánico: 6A1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	6A3a Materia Orgánica %	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:2,5	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF
0-18				17,2		19,0							6,0		
18-35				11,2		13,5							6,2		
35-65				12,2		13,0							6,7		
65-85				21,8		16,0							6,4		
85-100				11,2		14,0							6,0		

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g													
0-18	1,8	4,2	0,2	0,4	6,6	61,7	68,3			10		2,25		1,15
18-35	1,3	0,9	0,1	0,2	2,5	72,6	75,1			3		2,55		0,85
35-65	1,4	1,1	0,1	0,1	2,7	41,8	44,5			6		2,12		1,16
65-85	1,6	1,1	0,2	0,2	3,1	61,8	64,9			5		2,70		0,88
85-100	1,4	0,6	0,1	0,1	2,2	23,7	25,9			9		1,15		1,12

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–OH 0,5N: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															o/o de < 0,002 mm		
0-18	18,6	1,25	21,8	10,35		-	1,87	3,37	0,12	0,41	42,0					10,45	18,77	0,94
18-35	19,2	1,04	29,7	10,38		-	-	0,25	0,05	0,41	38,9					9,99	8,29	2,00
35-65	20,7	1,51	28,3	11,88		-	-	0,08	0,03	0,30	37,3					14,25	13,99	1,77
65-85	26,2	1,55	36,9	10,71		-	-	0,15	0,02	0,38	25,0					12,29	15,00	1,43
85-100	22,3	1,94	30,5	12,41		0,24	-	2,83	0,11	2,00	28,0					11,50	14,51	1,36

Profundidad cm	Mineralogía a/ b/ fracción 0,1–0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía a/ b/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0-18	VV4,QZ2,FD5,MI1,OL1	AL5,HI2,SA1,PL2,CR1,QZ1,KL1
18-35	VV4,QZ2,FD4,MI1,OL1	AL4,HI1,GI1,PL2,CR1,QZ1
35-65	VV3,QZ1,FD4,MI2,OL1	AL4,HI1,HA1,SA2,PL2,CR1,QZ1,KL1
65-85	VV3,QZ2,FD5,MI1,OL1	AL5,HI2,HA1,CR1,QZ1,KL1,GE1
85-100	VV3,QZ2,FD5,MI1,OL1	AL4,HI2,HA1,GI1,SA2,CR1,QZ1,KL1

a/ Código mineral
VV : vidrio volcánico
QZ : cuarzo
FD : feldespatos
MI : magnetita-ilmenita
OL : olivino
AL : alofán
HI : hissingerita
HA : haloisita 7 Å
SA : silice amorfa
GI : gibbsita
PI : plagioclasa
CR : cristobalita
KL : kliachita
GE : goethita

b/ Fracción aproximada
5 : mayor que 1/2
4 : 1/3 a 1/2
3 : 1/5 a 1/3
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.46. Serie Itropulli

FAMILIA	: Itropulli.
SERIE	: Itropulli.
CLASIFICACION	: Medial, isomeric, Seric Placandepts.
UBICACION	: Comuna de Paillaco, La Unión y Río Bueno.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Planos fluvio-glaciales. Altura 100 a 180 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Plana con pendientes simples de 1 a 3%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de "ñadis" y de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,4°C; verano 14,9°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Isomésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 400-600 mm; invierno 700-1.000 mm; primavera 300-400 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-18 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura granular fina y media, moderada. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

A 18-35 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

Bt1 35-65 Pardo (10YR 4/3) a pardo amarillento oscuro (10YR 4/4), ambos colores en húmedo; franco; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

2Bt3 65-85 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) a pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) ambos en húmedo; franco limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados y finos, fuertes. Raíces finas, escasas.

3Bt3 85-100 Pardo amarillento oscuro (10YR 3,5/4) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; estructura maciza. Raíces finas, escasas. Límite lineal, abrupto.

4C 100 y más. Gravas fluvio-glaciales cementadas con "fierrillo".

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 80 y más de 120 cm sobre un substratum de gravas redondeadas de origen fluvio-glacial y/o aluvial. No presenta variaciones de color y están dentro del tono 10YR. Las texturas son franco limosas y pueden variar ocasionalmente a franco arenosas muy finas. En las áreas de drenaje pobre las texturas de los horizontes B son más finas. El drenaje varía de imperfecto a pobre y está relacionado con el grado de pendiente. La topografía es plana con pendientes simples que varían de 1 a 3%. En los sectores más altos desaparece la condición de "ñadi" por no formarse "fierrillo". Por esta razón debe considerarse toda la unidad como un semi-ñadi.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: PAILLACO Perfil Nº: Ubicación: X REGION, Provincia VALDIVIA, Comunas: PAILLACO Y LOS LAGOS

Laboratorio de Análisis de Suelos: Laboratorio Nº:

Métodos generales:

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) — Total: Arena 2–0.05	Limo 0,05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0,5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05 (o/o de < 2 mm)	3B1 Frag. gruesos > 2.0/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc
0–17	Ap														
17–34	A														
34–60	Bt1														
60–72	Bt2														
72+	C														

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	6T1a Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma (meq/100 g)	6H.a Acidez extraible	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7,0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 (o/o de < 0,002 mm): SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato (o/o de < 0,002 mm): SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo

8.6.47. Serie Paillaco

FAMILIA	: Itropulli.
SERIE	: Paillaco.
CLASIFICACION	: Medial, isomeric, Seric Placandepts.
UBICACION	: Comunas de Paillaco y Los Lagos.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Planos fluvio-glaciales. Altura 130 a 150 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Plana con pendientes simples de 1 a 3%.
DRENAJE	: Excesivo a moderado.
VEGETACION	: Formación Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens, en zonas húmedas formación de "ñadis".
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,4°C; verano 14,9°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Isomésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 400-600 mm; invierno 700-1.000 mm; primavera 300-400 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-17 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura granular fina y media, débil. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

A 17-34 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares finos y medios, moderados. Raíces finas y medias, muy abundante. Límite lineal, claro.

Bt1 34-60 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franco arcillo arenosa fina; plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

Bt2 60-72 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura maciza. Raíces finas, escasas.

C 72 y más. Gravas mixtas en formación de "fierrillo" discontinuo.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 35 cm y descansa sobre un substratum constituido por gravas de origen fluvio-glacial y/o aluvial. Presenta colores pardo en los tonos 10YR y 7,5YR y en profundidad el color dominante es pardo amarillento oscuro en el tono 10YR y ocasionalmente en el tono 7,5YR. Las texturas de los horizontes B pueden variar à franco limosas. El drenaje varía de bueno en las zonas de topografía ondulada a pobre en áreas planas y/o deprimidas. En estos últimos, presentan "fierrillo" en la zona de contacto del suelo con el substratum.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: FRUTILLAR Perfil Nº: 66 - CZC Ubicación: X REGION, Provincia LLANQUIHUE, Comuna FRUTILLAR

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 380 - 384 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05–0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2–1	Arena: Gruesa 1–0.5	Arena: Mediana 0.5–0.25	Arena: Fina 0.25–0.1	Arena: Muy fina 0.1–0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o	Densidad aparente 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc
		o/o de < 2 mm													
0–11	Ap	16,3	63,9	19,7	0,1	0,7	2,2	4,7	8,6		89	61	28	< 1	
11–23	E	18,7	59,8	21,5	0,0	0,9	2,5	5,3	10,0		85	59	26	< 1	
23–43	BE	9,9	50,9	38,8	0,0	0,5	1,4	3,0	5,0		99	83	16	< 1	
43–58	2Bt1	20,8	42,9	36,4	0,3	2,6	6,5	6,8	4,6		83	64	19	< 1	
58 +	2Cs	52,4	31,7	16,3	1,7	10,6	19,6	13,7	6,8		37	30	7	1,23	

Profundidad cm	C orgánico 6A1a vía húmeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	6S3a Retención de P o/o	pH 8C1a H2O 1:1	pH 8C1c KCl 1 N 1:1	pH 8C1d NaF
0–11	24,0					1,3	0,9	25,6	3,0	18		4,7	4,4	
11–23	21,0					1,0	0,7					4,8	4,5	
23–43	11,7					2,2	1,5					5,5	5,0	
43–58	6,2					6,4	4,5	5,2	0,0	5		5,8	5,2	
58 +	1,6					6,5	4,5					6,0	5,6	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H1a Acidez extraible meq/100 g	CIC 5A3a Suma cationes meq/100 g	CIC 5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1 CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0–11	2,3	0,5	0,2	0,1	3,1	75,9	79,0			4		4,01	0,05	3,10
11–23	1,6	0,3	0,2	0,1	2,2	74,5	76,7			3		3,57	0,03	2,74
23–43	1,3	0,2	0,1	0,1	1,7	75,0	76,7			2		1,98	0,04	2,14
43–58	0,8	0,1	0,1	0,0	1,0	51,6	52,6			2		1,45	0,12	1,76
58 +	0,3	0,0	0,1	0,1	0,5	20,9	21,4			2		1,31	0,28	1,84

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															< 0.002 mm		
0–11	25,2	1,93	32,7	2,64	tr	0,08	0,84	8,60	0,21	1,30	26,0	99,4						
11–23	26,4	2,29	30,7	2,87	–	0,08	0,78	7,26	0,17	1,34	27,7	99,5						
23–43	24,1	1,72	37,3	4,49	–	0,40	0,82	1,00	0,06	0,80	28,9	99,5						
43–58	22,3	1,36	33,4	9,23	–	tr	0,55	4,17	0,11	0,28	29,1	100,4						
58 +																		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x térmico diferencial infrarrojo
0–11		AL5,OA2,IL1,GI1,GE1,QZ1,FD1,CR1
11–23		AL5,OA1,IL1,GI2,GE1,QZ1,FD1,CR1
23–43		AL5,OA1,HA1,IL1,GI1,QZ1,FD1,CR1
43–58		AL5,FE1,HA1,IL1,GI1,QZ1,FD1,CR1
58 +		AL5,FE1,HA1,IL1,QZ1,FD1,CR1

a/ Código mineral
- AL : alofán
- FE : óxidos de hierro amorfos
- OA : complejos organo-alofánicos
- HA : haloisita 7 Å
- IL : illita
- GI : gibbsita
- GE : goethita
- QZ : cuarzo
- FD : feldespatos
- CR : cristobalita

b/ Fracción en peso aproximado
- 5 : mayor que 1/2
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

8.6.48. Serie Frutillar

FAMILIA	: Frutillar.
SERIE	: Frutillar.
CLASIFICACION	: Medial, isomesic Typic Placandepts.
UBICACION	: A 2,5 km de Frutillar por camino a Tegualda. Fundo "El Encanto".
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Planos fluvio-glaciales.
TOPOGRAFIA	: Plana 0-1%.
DRENAJE	: Muy pobre a imperfecto.
VEGETACION	: Formación ñadis. Drymis winteri (canelo), Tepualia stipularis (tepu); embothrium coccineum (ciruelillo); Myrceugenia pitra (pitra), etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,9°C; verano 15,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Isomésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 400-500 mm; invierno 700 mm; primavera 300-400 mm; verano 200-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-11 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo y pardo grisáceo oscuro a pardo grisáceo (10YR 4,5/2) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos, débiles. Raíces finas, abundantes; poros finos, abundantes; buena actividad biológica. Límite lineal, gradual.

E 11-23 Pardo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos, débiles. Raíces finas, abundantes; poros finos, abundantes. Límite lineal, claro.

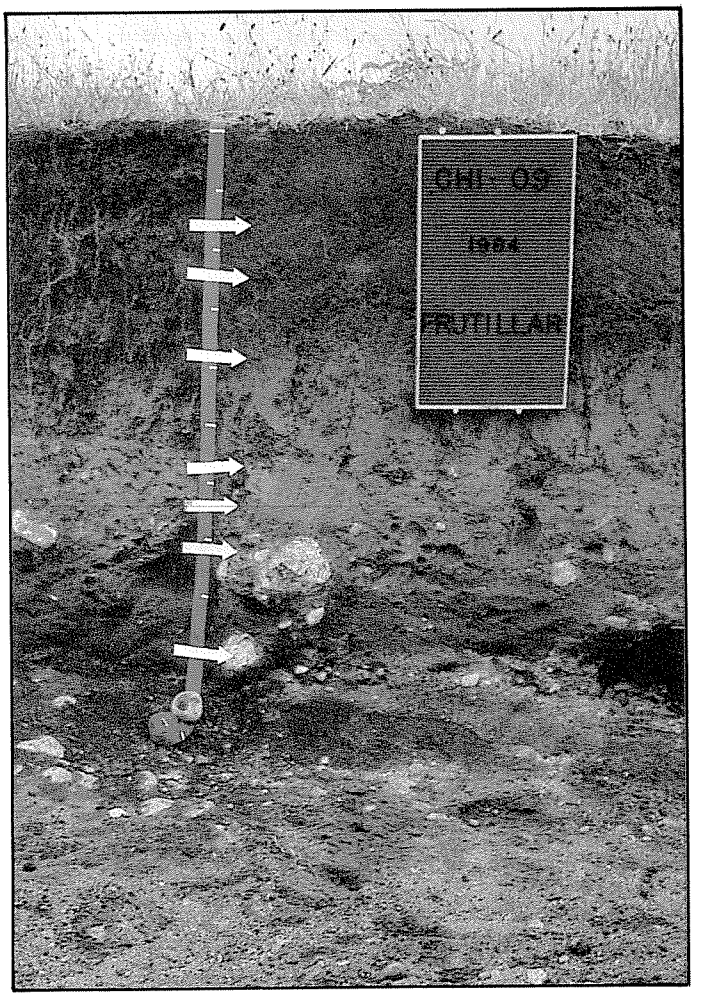
BE 23-43 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo y pardo grisáceo oscuro a pardo oscuro (10YR 4/2,5) en seco; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos, débiles, con tendencia a prismática fina. Raíces finas, oxidadas, abundantes; poros finos, abundantes; actividad biológica buena. Moteados de color pardo fuerte (7,5YR 5/6) en húmedo. Nodulaciones férricas, difusos, comunes. Límite lineal, claro.

2Bt1 43-58 Pardo fuerte (7,5YR 5/6 - 5/8) en húmedo y pardo amarillento (10YR 5/6) en seco; franco arcillosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, débiles. Raíces finas oxidadas, comunes; poros finos, abundantes y medios, comunes. Límite lineal, abrupto.

2Cs 58-63 y más. Substratum fluvio-glacial constituido por clastos redondeados de 10 a 15 cm de diámetro. Presenta "fierrillo" en la parte superior.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 50 y 80 cm y descansa sobre un substratum de gravas y arenas compactadas de origen fluvio-glacial y con formación de "fierrillo" en la zona de contacto entre el suelo y el substratum. Es el "ñadi" en que se han efectuado mayores obras en habilitación de suelo debido a su mayor potencial agrícola en relación a otros "ñadis".



Familia Frutillar. Serie Frutillar. Localización: Frutillar (41°08'S; 73°04'W).

8.6.49. Serie Huiño-Huiño

FAMILIA	: Frutillar.
SERIE	: Huiño-Huiño.
CLASIFICACION	: Medial, isomesic Typic Placandepts.
UBICACION	: Principalmente en las comunas de Osorno y Puerto Octay.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Planos fluvio-glaciales.
TOPOGRAFIA	: Plana 0-1% de pendiente.
DRENAJE	: Pobre.
VEGETACION	: Formación ñadis. Drimys winteri (canelo); Tepualia stipularis (tepu); Embothrium coccineum (ciruelillo); Myrceugenia pitra (pitra); etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,9°C; verano 15,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Isomésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 400-500 mm; invierno 700 mm; primavera 300-400 mm; verano 200-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-15 Negro (10YR 2/1) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares finos, débiles. Raíces, muy abundantes. Límite lineal, claro.

A 15-35 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares finos y medios, moderados. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, abrupto.

Bt1 35-47 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco arcillo limosa, ligeramente plástico y adhesivo; firme en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas, comunes y medias, escasas. Límite lineal, claro.

Bt2 47-74 Pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en húmedo; franco arcillo arenosa fina; plástico y adhesivo; firme en húmedo; estructura de bloques subangulares medios y gruesos, firmes. Raíces finas, escasas. Límite lineal, abrupto.

2Bt1 74-95 Pardo amarillento (10YR 5/6) en húmedo; arcillo limosa; plástico y adhesivo; muy firme en húmedo; estructura maciza. Raíces muy escasas, desaparecen en profundidad. Compactado. Límite ondulado, difuso.

2Bt2g 95-110 Gris claro (10YR 7/1) y pardo amarillento (10YR 5/6); arcillosa, muy plástico y adhesivo; firme en húmedo; estructura maciza. Compactado. Raíces no se observan. Límite lineal, abrupto.

Cs 110 y más. Gravas y arenas cementadas y formación de "fierrillo".

OBSERVACIONES

El solum varía entre 60 y 120 cm de profundidad y descansa sobre gravas cementadas y formación de "fierrillo" en la zona de contacto entre el suelo y el substratum. Presenta topografía muy plana de 0-1% y el drenaje es pobre y puede variar a muy pobre en áreas no habilitadas y a imperfecto en zonas cultivadas.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: HUIII Perfil Nº: Ubicación: X REGION, Provincia VALDIVIA, Comunas PAILLACO Y LOS LAGOS

Laboratorio de Análisis de Suelos:

Métodos generales:

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm)										Contenido de agua				Densidad aparente		
		Total			Arena													
		Arena 2–0.05	Limo 0,05 – 0,002	Arcilla < 0.002	Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0,5 – 0,25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0,1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2.0/o suelo		4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15		4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado	
		o/o de < 2 mm										o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc	
0–16	Ap																	
16–31	AB																	
31–48	2Bt1b																	
48–63	3Bt2b																	
63+	2Cs																	

Profundidad cm	C orgánico		6B2a Nitrógeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraíble				Mn extraíble			6T1a Retención de P o/o		pH		
	6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o				6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		6D2a NH4OAc pH 7,0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm				8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraíbles 5B1					6H a Acidez extraíble	CIC		6G Al extr KCl	Saturación básica			Razón a la arcilla 8D1		
	6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma		5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0		5C3 Suma cationes	5C4 NaOAc pH 7.0		CIC	Fe extraíble 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g									o/o	o/o				

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1											Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3			Soluble en Na–oxalato		
	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															o/o de < 0,002 mm		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo

8.6.50. Serie Huiti

FAMILIA	: Frutillar.
SERIE	: Huiti.
CLASIFICACION	: Medial, isomesic, Typic Placandepts.
UBICACION	: Comunas de Paillaco y Los Lagos.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Planos fluvio-glaciales.
TOPOGRAFIA	: Plana y deprimida y con pendientes de 0-1%.
DRENAJE	: Pobre.
VEGETACION	: Formación ñadis. Drimys winteri (canelo); Tepualia stipularis (tepu); Embothrium coccineum (ciruelillo); Myrceugenia pitra (pitra); etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,9°C; verano 15,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Isomésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 500-600 mm; invierno 700-1.000 mm; primavera 300-500 mm; verano 250-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-16 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura granular fina y media, moderada. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

AB 16-31 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco limosa; no plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, escasas. Límite lineal, abrupto.

2Bt1b 31-48 Pardo rojizo (5YR 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; no plástico y no adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, escasas. Límite lineal, claro.

3Bt2b 48-63 Pardo (7,5YR 4/4) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas, escasas. Límite lineal, abrupto.

2Cs 63 y más. Grava aumentada con "fierrillo".

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 30 y 60 cm y descansa sobre gravas fluvio-glaciales con formación de "fierrillo" en la zona de contacto con el suelo. Presenta topografía plana y deprimida. Las clases de drenaje dominantes varían de muy pobre a pobre.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: ALERCE — Perfil Nº: 68 - CZC — Ubicación: X REGION, Provincia LLANQUIHUE, Comuna PUERTO MONTT

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG — Laboratorio Nº: 391 - 396 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2.0/o suelo		Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15		Densidad aparente: 4A2a terron con parafina	4A3a suelo no disturbado	
		o/o de < 2 mm										o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc	
4-0	Oi											120	111	9				
0-4	A	30,5	52,9	16,0	0,2	0,8	5,0	12,1	12,4			76	56	20		< 1		
4-13	E	22,6	61,6	15,7	0,0	0,7	3,4	8,9	9,6			68	48	20				
13-26	2Bt1	15,7	46,4	37,9	0,5	1,4	3,8	6,7	3,3			81	58	23				
26-48	2Bt2	19,1	50,0	30,9	0,7	2,3	5,0	7,3	3,8			58	42	16		< 1		
48 +	2Cs	26,6	45,2	28,1	0,1	3,2	7,5	9,8	6,0			53	39	14		< 1		

Profundidad cm	C orgánico: 6A1a vía húmeda o/o	C orgánico: 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe o/o	Fe extraible: 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible: 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm		Retención de P o/o	Reacción con NaF a/	pH: 8C1a H2O 1:1	pH: 8C1c KCl 1 N 1:1	pH: 8C1d NaF
4- 0	39,0					0,6	0,4							SR	5,0	4,2	
0- 4	31,3					0,8	0,6	5,7		6,3	13			D	5,0	4,1	
4-13	26,6					0,7	0,5							M	5,2	4,4	
13-26	14,5					2,0	1,4	40,5		0,3	1			MF	5,3	4,8	
26-48	6,9					3,7	2,6							MF	5,7	5,2	
48 +	5,3					3,5	2,4							MF	5,8	5,4	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g													
4- 0	12,2	2,6	1,0	2,6	18,4	46,5	64,9			28				
0- 4	5,3	0,6	0,4	0,3	6,6	54,3	60,9			11		3,81	0,04	3,5
4-13	3,0	0,3	0,2	0,2	3,7	45,9	49,6			7		3,16	0,03	3,1
13-26	0,6	0,1	0,1	0,1	0,9	56,3	57,2			2		1,51	0,04	1,5
26-48	0,3	0,04	0,1	0,04	0,4	39,7	40,1			1		1,30	0,08	1,4
48 +	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	42,7	43,0			1		1,53	0,09	1,4

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0.002 mm					
4- 0																		
0- 4	23,4	2,41	13,7	4,22	tr	tr	1,82	5,66	0,25	1,12	47,1	99,7						
4-13	24,8	3,73	17,7	4,40	tr	tr	1,58	8,00	0,25	tr	39,5	100,0						
13-26	20,5	1,18	37,5	4,13	-	tr	1,53	1,79	0,27	0,20	32,4	99,5						
26-48	21,4	1,37	35,1	10,10	-	tr	1,38	0,77	0,11	0,19	28,7	99,2						
48 +	22,1	1,42	35,6	10,53	-	tr	1,37	1,29	0,11	0,22	26,8	99,4						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía b/c/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x. térmico diferencial. infrarrojo
4- 0		AL5,OA2,GI1,QZ1,FD1,CR1
0- 4		AL5,OA2,GI1,GE1,QZ1,FD1,CR1
4-13		AL5,OA2,GE1,QZ1,FD1,CR1
13-26		AL5,OA2,GI1,GE1,QZ1,FD1,CR1
26-48		AL5,FE1,OA2,GI2,GE1,QZ2,FD2,CR2
48 +		AL5,FE1,OA2,GI1,GE1,QZ2,FD2,CR2,AM1

b/ Código mineral
- AL : alofán
- FE : óxidos de hierro amorfos
- OA : complejos organo-alofánicos
- GI : gibbsita
- GE : goethita
- QZ : cuarzo
- FD : feldespatos
- CR : ∝ cristobalita
- AM : anfíboles

c/ Fracción en peso aproximado
- 5 : mayor que 1/2
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

a/ SR : sin reacción
- D : débil
- M : moderada
- MF : muy fuerte

8.6.51. Serie Alerce

FAMILIA	: Alerce.
SERIE	: Alerce.
CLASIFICACION	: Medial, isomesic, Typic Placandepts.
UBICACION	: A 6 km al este de la Estación Alerce, camino a la Colonia del mismo nombre.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Planos fluvio-glaciales.
TOPOGRAFIA	: Plana de 0-1%.
DRENAJE	: Pobre a muy pobre.
VEGETACION	: Formación ñadis. Drimys winteri (canelo); Tepualia stipularis (tepu); Embothrium coccineum (ciruelillo); Myrceugenia pitra (pitra); etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 13,5°C; verano 15,9°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Isomésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 500-600 mm; invierno 700-1.000 mm; primavera 300-500 mm; verano 250-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-4 Negro (7,5YR 2/0) en húmedo y pardo grisáceo muy oscuro a pardo grisáceo oscuro (10YR 3,5/2) en seco; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura maciza (no estructurado). Raíces finas abundantes, medias escasas; poros finos, abundantes. Fragmentos de carbón, abundantes. Límite lineal, abrupto.

E 4-13 Gris muy oscuro (7,5YR 3/0) en húmedo y pardo grisáceo a pardo grisáceo oscuro (10YR 4,5/2) en seco; franco limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos, moderados. Raíces finas abundantes; poros finos, abundantes. Oxidaciones férricas debido a descomposición radicular, escasas. Límite lineal, claro.

2Bt1 13-26 Color varios, dominantes pardo amarillento (10YR 5/6) y pardo muy oscuro (10YR 2/2) ambos colores en húmedo y pardo amarillento claro (10YR 6/4), pardo pálido (10YR 6/3) y pardo amarillento (10YR 5/4) todos en seco; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos, débiles. Raíces finas, abundantes; poros finos, abundantes. Crotovinas gruesas, abundantes. Límite lineal, difuso.

2Bt2 26-48 Pardo a pardo oscuro (75YR 4/4) en húmedo y pardo amarillento (10YR 5/4) en seco; franco arcillo limosa a franco arcillosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos, débiles. Raíces finas, escasas; poros finos, comunes. Oxidaciones ferro-manganésicas, prominentes, gruesas, abundantes, de color pardo fuerte (7,5YR 5/8) en húmedo. Límite ondulado, abrupto.

2Cs 48-52 Substratum fluvio-glacial constituido por gravas redondeadas de 2 a 20 cm de diámetro con matriz franco arcillo limosa de color pardo amarillento (10YR 5/4) y amarillento pardusco (10YR 6/8) ambos colores en húmedo. En el contacto con el horizonte superior presenta una lámina de fierro y manganeso ("fierrillo") que impide el paso de las raíces y del agua.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 15 a 50 cm, siendo lo dominante entre 25 y 35 cm de espesor. En este "ñadi" prácticamente no se han efectuado obras de habilitación de suelos debido a su escasa profundidad efectiva. Está en gran parte cubierta de vegetación de "ñadi" y restos de troncos de alerce *(Fitzroya cupressoides)*. El drenaje es muy pobre y puede variar hasta pobre. Presenta nivel freático superficial la mayor parte del año.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: MAULLIN Perfil Nº: _____ Ubicación: X REGION, Provincia LLANQUIHUE, Comuna: MAULLIN

Laboratorio de Análisis de Suelos: _____ Laboratorio Nº: _____

Métodos generales: _____

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) — Total: Arena 2–0.05	Limo 0,05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05 (o/o de < 2 mm)	3B1 Frag gruesos > 2.0/o suelo		Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o		Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc	
0–10	Ap																	
10–40	Bt1																	
40–52	2Bt2b																	
52+	2Cs																	

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm		6T1a Retención de P o/o		pH: 8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma (meq/100 g)	6H a Acidez extraible	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o		Razón a la arcilla BD1: CIC	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 (o/o de < 0,002 mm): SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato (o/o de < 0,002 mm): SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo

8.6.52. Serie Maullín

FAMILIA	: Alerce.
SERIE	: Maullín.
CLASIFICACION	: Medial, isomesic, Typic Placandepts.
UBICACION	: Comuna de Maullín a 4 km de Maullín en camino a Carelmapu.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Planos fluvio-glaciales, disectados.
TOPOGRAFIA	: Plana de 0-1%, disectado.
DRENAJE	: Imperfecto a pobre.
VEGETACION	: Formación ñadis. Drimys winteris (canelo); Tepualia stipularis (tepu); Embothrium coccineum (ciruelillo); Myrceugenia pitra (pitra); etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,2°C; verano 14,3°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Isomésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.500-2.000 mm; otoño 500-600 mm; invierno 700-1.000 mm; primavera 300-500 mm; verano 250-300 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas modernas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-10 Pardo rojizo oscuro a negro (5YR 2/1,5) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura granular fina, débil. Raíces y restos vegetales, abundantes. Límite lineal, claro.

Bt1 10-40 Pardo muy oscuro a negro (10YR 2/1,5) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo; estructura de bloques subangulares medios y gruesos, moderados. Raíces finas y medias, comunes. Límite lineal, claro.

2Bt2b 40-52 Pardo grisáceo oscuro a pardo oliva (2,5YR 4/3) en húmedo; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo; estructura maciza. Raíces, escasas. Ligeramente compactada. Límite ondulado, abrupto.

2Cs 52 y más. Arenisca cementada y formación de "fierrillo" en la zona de contacto con el horizonte superior. Además presenta concentraciones de hierro en grietas y alrededor de los bolones meteorizados que están incrustados dentro de la arenisca.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 35 y 70 cm y descansa sobre arenisca cementada con formación de "fierrillo" en la parte superior. Presenta topografía plana y disectada. Los colores del último horizonte pueden variar del tono 2,5YR hasta el 10YR con cromas y valores bajos. El drenaje es pobre a imperfecto en los sectores de caída de pendiente.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: ALHUE — Perfil Nº: 90 - CZC — Ubicación: VI REGION, Provincia COLCHAGUA, Comuna PERALILLO

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPRUREN - SAG — Laboratorio Nº: 1227 - 1232 (1972)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2.0/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
		o/o de < 2 mm									o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0–10	Ap	53,2	32,6	14,2	0,0	0,2	0,6	25,8	26,6		20	16	4		
10–21	Bt1	44,4	28,0	27,6	0,2	0,4	0,7	13,8	29,3		22	14	8		
21–54	2AB	61,8	18,0	20,2	1,0	1,8	1,9	21,4	35,7		17	13	4		
54–61	2C1	71,1	23,3	5,6	0,5	1,2	1,4	24,3	42,7		13	8	5		
61–110	3C2	59,2	30,7	10,1	0,1	1,8	3,2	21,4	32,7		21	14	7		
110–120	3C3	60,3	20,4	19,3	0,1	0,2	0,4	21,2	38,6		14	13	6		

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:1	8C1c KCl 1 N 1:1	8C1d NaF
0–10	0,9					0,3	0,2	1,4	9,9	224		5,4	4,6	
10–21	0,4					0,2	0,1					5,5	4,2	
21–54	0,2					0,2	0,1	1,9	0,4	82		5,9	4,2	
54–61	0,1					0,1	0,1					6,0	4,2	
61–110	0,0					0,2	0,1					6,3	4,5	
110–120	0,0					0,2	0,1					6,5	4,6	

Profundidad cm	Bases extraibles 6B1: 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC: 5A3a Suma cationes meq/100 g	5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0–10	3,0	0,7	0,0	0,7	4,4	4,5	8,9			49		0,63	0,01	1,13
10–21	3,5	1,0	0,1	1,0	5,6	5,4	11,0			50		0,40	0,00	0,51
21–54	4,8	1,5	0,1	1,0	7,4	4,0	11,4			64		0,56	0,01	0,64
54–61	1,9	0,8	0,1	0,7	3,5	2,1	5,6			62		1,00	0,02	1,43
61–110	4,7	2,5	0,2	1,3	8,7	3,6	12,3			70		1,22	0,01	1,39
110–120	3,7	2,0	0,1	0,7	6,5	2,4	8,9			73		0,46	0,01	0,67

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0.002 mm															o/o de < 0,002 mm		
0–10	49,4	0,66	29,8	4,68	0,21	0,11	1,18	0,41	0,68	0,23	13,1	100,5						
10–21	49,7	0,55	30,4	4,44	0,11	0,24	1,04	0,69	0,59	0,13	12,6	100,5						
21–54	50,8	0,48	29,2	4,24	0,11	0,35	0,92	0,35	0,54	0,12	12,4	99,5						
54–61	52,8	0,51	27,1	5,11	tr	0,18	0,89	0,42	0,80	0,09	11,7	99,6						
61–110	50,6	0,00	29,0	5,64	tr	0,11	1,10	0,41	0,53	0,05	12,4	99,7						
110–120	48,0	0,42	29,4	4,97	tr	0,28	0,99	2,24	0,68	0,04	12,5	99,6						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía a/ b/ fracción < 0.002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x. térmico diferencial. infrarrojo
0–10		AL2,HA5,IL1,QZ1
10–21		AL2,HA5,IL1,QZ1
21–54		AL2,HA5,IL1,QZ1
54–61		AL2,HA5,IL1,QZ1
61–110		AL3,HA5,IL1,QZ1
110–120		AL3,HA5,IL1,QZ1

a/ Código mineral
AL : alofán
HA : haloisita 7 Å
IL : illita
QZ : cuarzo

b/ Fracción aproximada
5 : mayor que 1/2
3 : 1/5 a 1/3
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.53. Serie Alhué

FAMILIA	: Alhué.
SERIE	: Alhué.
CLASIFICACION	: Xéric Durandepts.
UBICACION	: A 3 km de Peralillo por camino a Paredones.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia.
TOPOGRAFIA	: Lomajes disectados, en pendientes complejas de 3 a 5%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Estepa de Acacia cavenia.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 16,7°C; verano 19,7°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 600-800 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas riolíticas (toba pumicítica).

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-10 Pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en húmedo y pardo amarillento claro (10YR 6/4) en seco; franco arenosa; ligeramente plástico y no adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares y angulares gruesos, débiles. Raíces finas, comunes; poros finos, escasos. Límite lineal, claro.

Bt1 10-21 Pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en húmedo y pardo amarillento pálido (10YR 6/4) en seco; franca; ligeramente plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, medios y finos, débiles. Raíces finas, comunes; poros finos, escasos; crotovinas finas, escasas. Límite ondulado, abrupto.

2AB 21-54 Pardo amarillento (10YR 5/4) en húmedo y pardo amarillento claro (10YR 6/4) en seco; franco arenosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; estructura de bloques subangulares medios y finos, débiles. Raíces finas, comunes; poros finos, comunes. Fragmentos de pómez que forman una sucesión de estratas finas en cuyas caras presenta una lámina fina de hierro y manganeso. Límite lineal, abrupto.

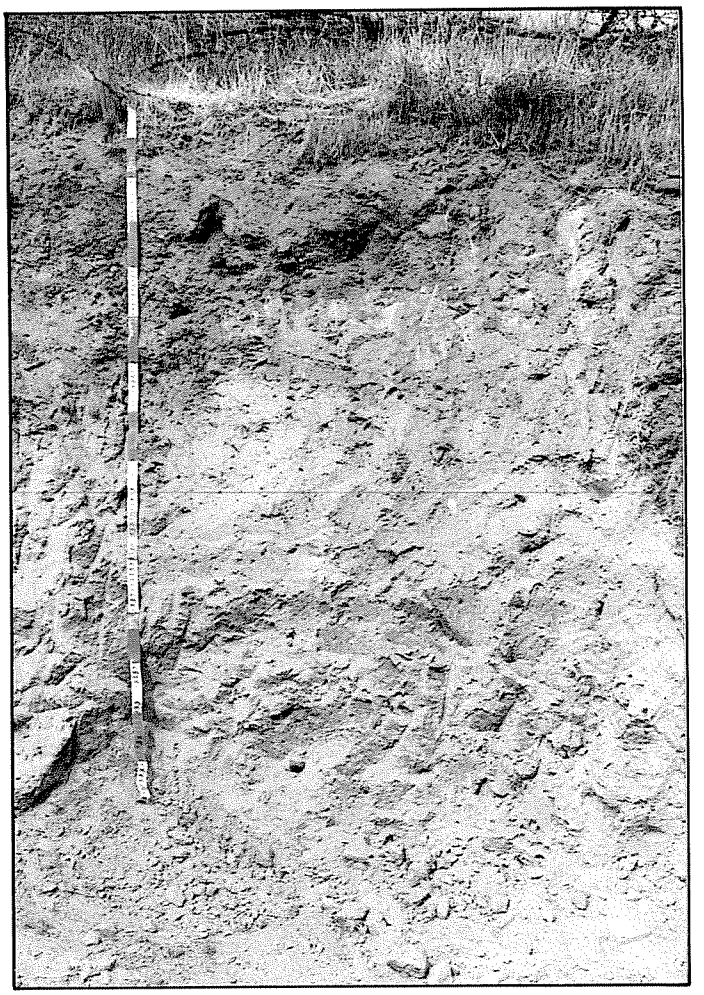
3C1 54-61 Pardo muy pálido (10YR 7/3) en húmedo y blando (10YR 8/2) en seco; franco arenosa; no plástico y no adhesivo; suelto en húmedo y seco; no estructurado. No presenta raíces ni poros. Presenta bandas delgadas en estratas de color pardo amarillento (10YR 5/4) en húmedo. Límite lineal, abrupto.

3C2q 61-110 Pardo amarillento claro (10YR 6/4) en húmedo y pardo muy pálido (10YR 7/3) en seco; franco arenosa; no plástico y no adhesivo; firme en húmedo y extremadamente duro en seco; no estructurado; no presenta raíces ni poros. Se quiebra en lajas y presentando en los planos de debilidad acumulación de hierro y manganeso. Bajo esta lámina presenta cementación silícea. Límite lineal, abrupto.

3C3 110-120 y más. Amarillo rojizo (7,5YR 6/6) en húmedo y pardo muy pálido (10YR 7/3) en seco; franco arenosa; no plástico y no adhesivo; duro en seco y friable en húmedo; no estructurado. Poros finos, escasos; no presenta raíces.

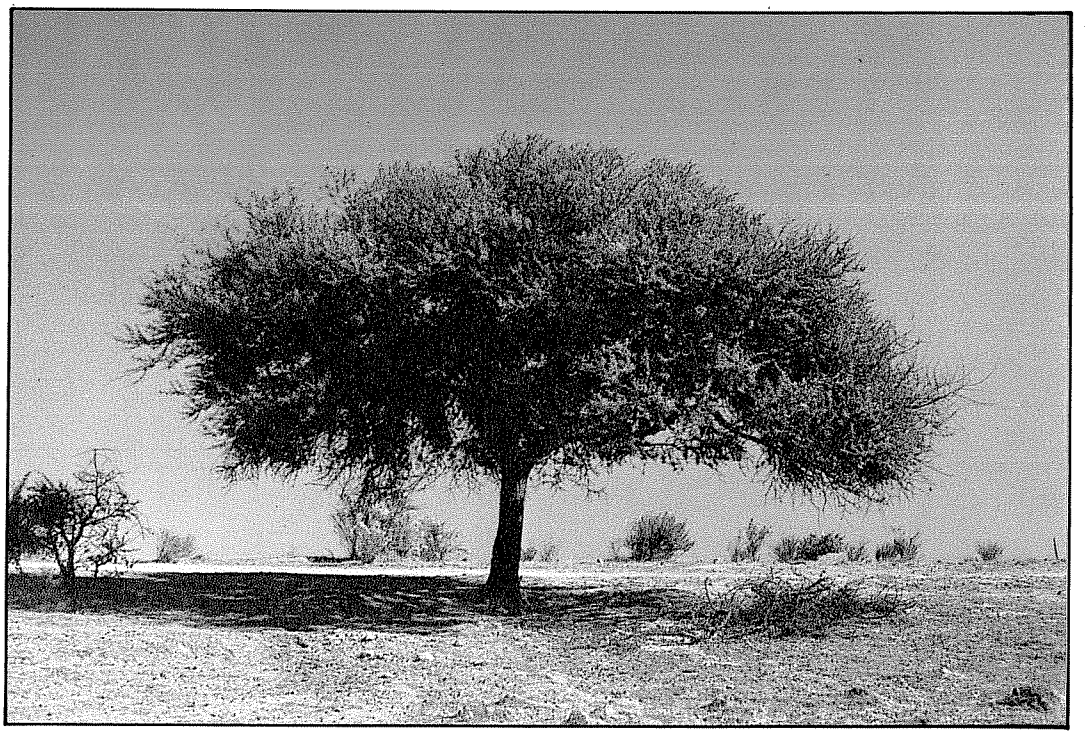
OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 35 y 70 cm. El horizonte 3C2q (duripan) varía en textura de arenosa a franco arenosa y el tamaño de la arena de media a fina.



Familia Alhué. Serie Pudahuel. Localización: Noviciado (33°24'S; 70°46'W).

Paisaje asociado a la Familia Alhué: se destaca la formación de espino **(Acacia cavenia)**, *en una topografía de suavemente ondulada.*



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: PERQUENCO Perfil Nº: 48-CZC Ubicación: IX REGION, Provincia MALLECO, Comuna VICTORIA

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN-SAG Laboratorio Nº: 286-288 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3.3.2d — Total: Arena 2–0.05	Limo 0,05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2.0/o suelo		Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15		Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado	
cm		o/o de < 2 mm								o/o		o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc	
0–16	AP	17.7	45.5	36.6	0.0	0.6	3.2	7.0	6.9			45	22	23			1.06	
16–34	AB	17.6	46.5	35.9	0.0	0.6	3.0	7.2	6.8			42	30	12				
34–50	BC	16.2	51.7	32.1	0.0	0.2	2.6	7.6	5.8			38	29	9				
~~50+~~	C																	

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4,8 ppm		Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm		Retención de P o/o	Reacción con NaF c/	pH: 8C1a H2O 1:1	8C1c KCl 1 N 1:1	8C1d NaF
0–16	8.6					7.5	5.2	8.4		2.8	186			D	5.9	4.5	
16–34	7.1					8.2	5.7							M	6.2	4.7	
34–50	4.7					7.5	5.2	5.6		0.4	104			M	6.2	4.6	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0		6G Al extr KCl		Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o		Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g																
0–16	7.6	1.0	0.3	0.9	9.8	41.9	51.7					19			1.41	0.14	0.60
16–34	8.5	1.2	0.2	1.0	10.9	47.1	58.0					19			1.62	0.16	0.84
34–50	8.9	2.1	0.3	0.9	12.2	36.8	49.0					25			1.53	0.16	0.90

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0–16																		
16–34																		
34–50																		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía a/ b/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x. térmico diferencial. infrarrojo
0–16		AL3,FE1,HA4,QZ1,FD1,CR1
16–34		AL3,FE1,HA4,IL1,GI1,QZ1,FD1,CR1
34–50		AL3,FE1,HA4,GI1,QZ1,FD1,CR1

a/ Código mineral

AL : Alofán
FE : Oxidos de hierro amorfos
HA : Haloisita 7 Å
IL : Illita
GI : Gibbsita
QZ : Cuarzo
FD : Feldespatos
CR : ∝ cristobalita

b/ Fracción en peso aproximado

4 : 1/3 a 1/2
3 : 1/5 a 1/3
1 : menor que 1/20

c/ D : débil
M : moderado

8.6.54. Serie Perquenco

FAMILIA	: Perquenco.
SERIE	: Perquenco.
CLASIFICACION	: Mesic, gibbsitic, Andic Haplohumbrepts.
UBICACION	: A 7 km al sur de Victoria y a 500 m al este de la Carretera Panamericana. Fundo "María Yolanda".
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia.
TOPOGRAFIA	: Plana a suavemente ondulada.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Parques. Nothofagus obliqua (roble); Laurelia sempervirens.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12,9°C; verano 15,8°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400 mm; invierno 500-700 mm; primavera 200-250 mm; verano 70-100 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas intermedias.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-16 Pardo oscuro a pardo grisáceo oscuro (10YR 3/2,5) en húmedo; franco arcillo limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos, moderados. Raíces finas, abundantes y poros finos, escasos. Límite ondulado, abrupto.

AB 16-24 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo y pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en seco; franco arcillo limosa; ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos, moderados. Raíces finas abundantes y poros finos, comunes. Límite irregular, difuso.

BC 34-50 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo y pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en seco; franco arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Límite ondulado, abrupto.

C 50 y más. Substratum constituido por brecha volcánica muy meteorizada.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 40 y 70 cm. En los sectores de contacto con los suelos derivados de cenizas volcánicas recientes presenta contaminaciones de estos suelos y aumenta su profundidad.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: COLLIPULLI Perfil Nº: 34-CZC Ubicación: IX REGION, Provincia MALLECO, Comuna COLLIPULLI

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 215 - 220 (1970)

Métodos generales: 1B1a, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0,05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc
		o/o de < 2 mm													
0-14	AP	13,7	40,7	45,7	0,1	0,5	1,9	5,3	5,9		30	21	9	1,42	
14-50	Bt1	7,8	21,3	71,6	1,2	0,4	0,8	2,3	3,1		33	27	6	1,61	
50-97	Bt2	5,5	14,7	79,6	0,1	0,3	0,8	2,0	2,3		37	31	6	1,66	
97-135	Bt3	11,8	27,6	64,4	0,03	0,2	2,0	4,6	5,0		37	31	6	1,69	
135-165	BC	10,2	22,3	67,5	0,4	0,7	2,0	3,5	3,6		35	30	5	1,57	
165-175	2C1	17,3	25,1	57,7	0,6	2,1	4,0	6,0	4,6		35	29	6	1,50	

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:1	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF
0-14	3,3	3,2										5,3	4,1	
14-50	1,7	1,5										5,4	4,2	
50-97	0,6	1,2										5,4	4,6	
97-135	0,4	0,7										5,6	4,3	
135-165	0,2	0,6										5,1	4,0	
165-175	0,3	0,5										5,2	3,8	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC: 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7,0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g													
0-14	6,8	1,9	0,4	0,3	9,4	26,0	35,4			27		0,77		0,46
14-50	5,9	1,8	0,1	0,1	7,9	21,1	29,0			27		0,41		0,38
50-97	5,7	2,7	0,1	0,1	8,6	18,5	27,1			32		0,34		0,39
97-135	4,6	3,0	0,1	0,1	7,8	20,0	27,8			28		0,43		0,48
135-165	4,0	2,8	0,1	0,1	7,0	22,2	29,2			24		0,43		0,44
165-175	4,0	2,9	0,1	0,1	7,1	21,3	28,4			25		0,49		0,50

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm															o/o de < 0,002 mm		
0-14	36,0	1,45	30,7	12,10	0,39	0,21	0,93	2,23	0,26	0,36	15,3	99,9						
14-50	37,7	1,33	32,1	11,67	0,18	0,08	0,72	1,56	0,15	0,24	13,8	99,5						
50-97	37,6	1,32	32,8	11,71	0,11	0,07	0,96	1,58	0,15	0,22	13,9	100,4						
97-135	38,9	1,36	30,5	11,95	0,18	0,11	0,70	2,76	0,21	0,24	13,4	100,3						
135-165	37,7	1,30	32,5	11,72	0,09	0,07	0,67	2,51	0,15	0,23	13,3	100,3						
165-175	37,0	1,16	32,6	11,71	0,11	0,25	0,91	2,31	0,10	0,29	13,4	99,8						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/ b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0-14		HA5,AL3,CI1,GI1,GH1,PL1,QZ1,CR1
14-50		HA5,AL3,CL1,GI1,GH1,PL1,QZ1,CR1
50-97		HA5,AL3,CL1,GI1,GH1,PL1,QZ1,CR1
97-135		HA5,AL2,KK2,CL1,GH1,PL1,QZ1,CR1
135-165		HA5,AL1,KK3,GH1,PL1,QZ1
165-175		HA5,AL1,KK4,GH1,PL1,QZ1

a/ Código mineral

HA : haloisita 7Å
AL : alofán
CL : clorita-Al
KK : caolinita
GI : gibbsita
GH : goethita/hematita
PL : plagioclasas
QZ : cuarzo
CR : cristobalita

b/ Fracción aproximada

5 : mayor que 1/2
4 : 1/3 a 1/2
3 : 1/5 a 1/3
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.55. Serie Collipulli

FAMILIA	: Collipulli.
SERIE	: Collipulli.
CLASIFICACION	: Fine, mesic, Xeric Paleumult.
UBICACION	: A 2 km al norte de Collipulli camino a San Agustín y a 1,5 km al oeste de la Carretera Panamericana.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia.
TOPOGRAFIA	: Lomajes ondulados, con pendientes complejas de 3-4%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Estepa en Acacia cavenia.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 15,8°C; verano 19,7°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400 mm; invierno 500-700 mm; primavera 200-250 mm; verano 70-100 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas antiguas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-14 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/2) en húmedo; arcillo limosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas abundantes; poros finos abundantes y buena actividad biológica. Límite ondulado, claro.

Bt1 14-50 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/35) en húmedo; arcillosa; muy plástico y muy adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, firmes. Raíces finas escasas; poros finos, abundantes. Cutanes discontinuos, de arcilla, espesos, abundantes. Nódulos duros de 1-2 cm de diámetro. Límite irregular, gradual.

Bt2 50-97 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/4) en húmedo; arcillosa; muy plástico y muy adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, firmes; raíces finas, escasas y poros finos, abundantes. Cutanes discontinuos, de arcilla, espesos, abundantes. Límite irregular, difuso.

Bt3 97-135 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/4) en húmedo; arcillosa; muy plástico y muy adhesivo; muy firme en húmedo y duro en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas escasas y poros finos comunes. Cutanes discontinuos, de arcilla, espesos, abundantes. Límite irregular, difuso.

BC 135-165 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/4) en húmedo; arcillosa; plástico y adhesivo; muy firme en húmedo y muy duro en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares medios, débiles. Raíces no se observan y poros finos, comunes. Cutanes discontinuos, de arcilla, moderadamente espesos, comunes. Límite ondulado, claro.

2C1 165-175 y más. Brecha volcánica meteorizada que incluye clastos también meteorizados.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 40 y más de 150 cm y descansa sobre un substratum constituido por conglomerado volcánico muy meteorizado y ocasionalmente sobre brecha volcánica meteorizada. Estos substratum no guardan relación genética con el desarrollo del suelo. La topografía varía de suavemente hasta pendientes abruptas con pendientes complejas. El drenaje es bueno y ocasionalmente moderado. Por las características del perfil, topografía, régimen pluviométrico y manejo de estos suelos, el grado de erosión varía de ligera hasta muy severa.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: PANIMAVIDA Perfil Nº: Ubicación: VII REGION, Provincia LINARES, Comuna: COLBUM

Laboratorio de Análisis de Suelos: Laboratorio Nº:

Métodos generales:

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm)														Densidad aparente		
		Total			Arena					3B1 Frag gruesos > 2.0% suelo		4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15		4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado	
		Arena 2–0.05	Limo 0,05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05			%	%	%		g/cc	g/cc	
		% de < 2 mm																
0–18	Ap																	
18–54	Btw																	
54–73	Bt1																	
73–100	C1																	

Profundidad cm	C orgánico		6B2a Nitrogeno %	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 %		Fe extraible				Mn extraible			6T1a Retención de P %		pH		
	6A1a vía húmeda %	6A2 vía seca %					6C3b como Fe2O3 %	6C3b como Fe %	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm				8C1a H2O	8C1c KC1 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1					6H-a Acidez extraible	CIC		6G Al extr KCl		Saturación básica			Razón a la arcilla 8D1		
	6N2a Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma		5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0			5C3 Suma cationes	5C4 NaOAc pH 7.0		CIC	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g										%	%				

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1											Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3			Soluble en Na–oxalato		
	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	% de < 0,002 mm															% de < 0,002 mm		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo

8.6.56. Serie Panimávida

FAMILIA	: Collipulli.
SERIE	: Panimávida.
CLASIFICACION	: Fine, Xeric Palehumult.
UBICACION	: A 100 m al norte del cruce de camino vecinal con camino Parral-Embalse Digua.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia.
TOPOGRAFIA	: Lomajes suaves con pendientes complejas 3-5%.
DRENAJE	: Moderado.
VEGETACION	: Estepa con Acacia cavenia.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 16,3°C; verano 20,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 250-300 mm; invierno 700 mm; primavera 200-250 mm; verano 70-100 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas antiguas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-18 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo y pardo rojizo oscuro (5YR 4/3) amasado; arcillosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura en bloques angulares medios firmes. Raíces finas y medias, comunes; poros finos y medios, moderados; actividad biológica escasa. Cutanes delgados, continuos, comunes. Concreciones ferro-manganésicas muy finas, escasas. Límite lineal, gradual.

Btw 18-54 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/3) en húmedo; arcillosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y que rompen a medios comunes; poros finos y medios, moderados; actividad biológica, moderada. Cutanes de arcilla sobre los agregados, continuos, delgados, abundantes. Concreciones ferro-manganésicas finas y medias, comunes. Límite lineal, gradual.

Bt1 54-73 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/4) en húmedo; arcillosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura maciza que rompe a bloques angulares y subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, comunes; poros finos y medios, escasos. Cutanes continuos, delgados, abundantes. Concreciones (2-3 cm de diámetro) muy abundantes y manchas de Fe y Mn, comunes. Límite ondulado, claro.

C1 73-100 y más. Substratum constituido por gravas y bolones muy meteorizados de petrografía mixta y con matriz de arcilla. Todo este material aparece compactado. Raíces muy escasas.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 40 y más de 90 cm y descansa sobre un substratum constituido por conglomerado volcánico grueso y muy meteorizado. En la superficie presenta bloques erráticos que no han sufrido procesos de meteorización. El grado de erosión varía de libre de ella hasta severa. Las texturas son finas a muy finas y el color en el horizonte B es siempre en el tono 5YR. El drenaje varía de moderado a imperfecto en la topografía plana.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: MIRADOR Perfil Nº: A-35 BIO-BIO Ubicación: VIII REGION, Prov. de BIO-BIO ,Comuna LOS ANGELES

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN-SAG Laboratorio Nº: 1822 - 1826 (1973)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0,05 – 0.002	Total: Arcilla < 0,002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo		Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15		Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado	
		o/o de < 2 mm										o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc	
0-17	AP	34.8	43.0	22.2	0.5	3.0	4.4	13.2	13.7			36	22	14				
17-40	Bt1	13.1	37.9	49.0	0.1	0.7	2.0	4.3	6.0			36	28	8				
40-60	BC	12.6	42.5	44.9	0.1	0.7	1.8	4.0	6.0			41	31	10				
60-100	CB	20.2	46.2	33.6	0.1	0.8	2.8	6.3	10.2			43	30	13				
100 +	2C	23.3	52.7	24.0	0.1	1.2	4.6	7.2	10.2			36	26	10				

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	C orgánico: 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe o/o	Fe extraible: 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible: 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:1	pH: 8C1c KCl 1 N 1:1	pH: 8C1d NaF
0-17	3.1					6.8	4.8					6.2	4.8	
17-40	2.4					7.2	5.0					6.3	4.6	
40-60	1.7					6.6	4.6					6.4	4.7	
60-100	1.1					4.2	2.9					6.4	4.8	
100 +	0.6					4.8	3.4					6.4	5.1	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC: 5A3a Suma cationes meq/100 g	5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla BD1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0-17	11.1	2.8	0.2	1.3	15.4	21.3	36.7			42		1.65	0.22	0.99
17-40	11.0	3.3	0.4	1.1	15.8	16.2	32.0			49		0.65	0.10	0.57
40-60	11.7	3.5	0.6	0.9	16.7	18.3	35.0			48		0.78	0.10	0.69
60-100	10.9	3.6	0.6	1.2	16.3	15.1	31.4			52		0.93	0.09	0.89
100 +	9.8	3.0	0.6	1.1	14.5	11.3	25.8			56		1.08	0.14	1.08

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0-17																		
17-40																		
40-60																		
60-100																		
100 +																		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/ b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x. térmico diferencial. infrarrojo
0-17		HA5, CL1, PL1, CR1, MI1
17-40		HA5, CL1, PL1, QZ1, CR1, MI1
40-60		HA5, CL1, PL1, QZ1, CR1, MI1
60-100		HA5, CL1, PL2, QZ1, CR1, MI1
100 +		HA5, CL1, PL3, QZ1, CR1, MI2

a/ Código mineral

HA : haloisita 7 Å
CL : clorita - Al
PL : plagioclasas
QZ : cuarzo
CR : cristobalita
MI : mica

b/ Fracción aproximada

5 : mayor que 1/2
3 : 1/5 a 1/3
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.57. Serie Mirador

FAMILIA	: Mirador.
SERIE	: Mirador.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Typic Rhodoxeralf.
UBICACION	: Comuna de Los Angeles.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia.
TOPOGRAFIA	: Plana a suavemente ondulada.
DRENAJE	: Bueno a imperfecto.
VEGETACION	: Estepa de Acacia cavenia; Quillaja saponaria (quillay); Lithraea caustica (litre); Cryptocarya rubra (peumo).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 15,8°C; verano 19,7°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400 mm; invierno 500-700 mm; primavera 200-250 mm; verano 30-100 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas antiguas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-17 Pardo rojizo oscuro (5YR 2/2) en húmedo; franco; plástico y ligeramente adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares y angulares medios, moderados. Raíces finas comunes. en caras de los agregados; poros finos comunes y buena actividad biológica. Gravilla fina escasa. Límite lineal, gradual.

Bt1 17-40 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/2) en húmedo; arcillosa; muy plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura en bloques angulares medios y finos, moderados. Cutanes de arcilla, delgados, discontinuos, en cada uno de los agregados. Raíces finas comunes; poros medios escasos y finos comunes y buena actividad biológica. Gravilla fina escasa. Límite lineal, gradual.

BC 40-60 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/2) en húmedo; arcillo limosa; muy plástico y adhesivo; firme en húmedo y muy duro en seco; estructura de bloques angulares y subangulares gruesos, firmes. Raíces finas comunes; poros gruesos comunes, medios y finos abundantes y actividad biológica moderada. Límite ondulado, gradual.

CB 60-100 Substratum constituido por brecha volcánica muy meteorizada con abundante mezcla del horizonte superior y de textura franco arcillo limosa. Raíces no se observan. Nódulos de hierro y manganeso, gruesos, comunes. Límite lineal, gradual.

2C 100 y más. Brecha muy meteorizada en color varios, dominante pardo (7,5YR 5/4) en húmedo.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 50 y 90 cm y descansa sobre brecha volcánica meteorizada. Los colores dominantes están dentro del tono 5YR en todo el perfil y puede variar hasta el tono 7,5YR, especialmente en los tres primeros horizontes. El drenaje varía de bueno como dominante hasta imperfecto. La topografía es plana a suavemente ondulada y ocasionalmente puede llegar hasta pendientes de 5 a 10%, donde presenta erosión ligera a moderada. En los sectores de contacto de este suelo con los "trumaos", presenta en la superficie contaminaciones con cenizas recientes.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: METRENCO Perfil Nº: 50-CZC Ubicación: IX REGION, Provincia CAUTIN, Comuna TEMUCO

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 295 - 299 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total Arena 2–0,05	Total Limo 0.05 – 0.002	Total Arcilla < 0.002	Arena Muy gruesa 2 – 1	Arena Gruesa 1 – 0.5	Arena Mediana 0.5 – 0.25	Arena Fina 0.25 – 0.1	Arena Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
		o/o de < 2 mm									o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0-19	AP	8.0	56.7	35.3	0.0	0.2	0.8	2.4	4.6		33	28	5	1.43	
19-48	BC1	4.9	49.1	46.0	0.0	0.1	0.3	1.5	3.0		30	20	10	1.37	
48-80	Bt2	3.0	30.3	66.6	0.0	0.1	0.2	0.9	1.8		34	26	8	1.61	
80-124	Bt3	2.4	24.3	73.3	0.0	0.1	0.2	0.8	1.3		47	33	14	1.66	
124-180	BtC	2.5	20.1	77.4	0.0	0.1	0.3	0.9	1.2		43	36	7	1.60	

Profundidad cm	C orgánico 6A1a vía húmeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe o/o	Fe extraible 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH 8C1a H2O 1:1	pH 8C1c KCl 1 N 1:1	pH 8C1d NaF
0-19	3.4					5.4	3.8					5.3	4.3	
19-48	1.9					6.7	4.7					5.6	4.5	
48-80	1.1					6.2	4.3					5.4	4.6	
80-124	0.8					6.2	4.3					5.6	4.8	
124-180	0.8					8.1	5.7					5.4	4.8	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC 5A3a Suma cationes meq/100 g	CIC 5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	Saturación básica 5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1 CIC 5A3a	Razón a la arcilla 8D1 Fe extraible 6C3b	Razón a la arcilla 8D1 Agua 15 bar
0-19	3.2	1.2	0.2	0.5	5.1	24.1	29.2			18		0.83	0.11	0.79
19-48	4.0	1.7	0.2	0.2	6.1	23.4	29.5			21		0.64	0.10	0.43
48-80	4.9	2.9	0.4	0.1	8.3	18.8	26.1			32		0.39	0.06	0.39
80-124	4.5	3.2	0.4	0.1	8.2	19.1	27.3			30		0.37	0.06	0.45
124-180	5.1	3.8	0.4	0.2	9.5	24.8	34.3			28		0.44	0.07	0.47

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 SiO2	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato SiO2	Soluble en Na–oxalato Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0.002 mm															o/o de < 0,002 mm		
0-19	38.2	2.52	22.7	13.42	0.43	0.59	3.53	0.53	0.24	0.48	17.2	99.8						
19-48	39.3	1.99	24.0	13.51	0.42	0.60	2.54	0.16	0.15	0.47	16.6	99.7						
48-80	38.6	1.93	26.5	13.57	0.18	0.50	2.66	0.13	0.13	0.30	15.0	99.5						
80-124	38.7	1.45	29.5	12.46	0.17	0.21	2.99	0.06	0.05	0.26	14.6	100.5						
124-180	38.4	1.43	29.4	12.59	0.13	0.19	3.00	0.13	0.02	0.22	14.5	100.0						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/ b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0-19		HA5,GH1,QZ1
19-48		HA5,GH1,QZ1
48-80		HA5,GH1,QZ1
80-124		HA5,GH1,QZ1
124-180		HA5,GI1,GH1,QZ1

a/ Código mineral

HA : haloisita 7Å
GH : goethita/hematita
GI : gibbsita
QZ : cuarzo

b/ Fracción aproximada

5 : mayor que 1/2
1 : menor que 1/20

8.6.58. Serie Metrenco

FAMILIA	: Metrenco.
SERIE	: Metrenco.
CLASIFICACION	: Fine, mesic, Palehumult.
UBICACION	: A 5 km al sur de Temuco por Carretera Panamericana.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Altura 100-300 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Lomajes de pendientes complejas de 4-15%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Parques. Nothofagus obliqua (roble); Laurelia sempervirens (laurel); Nothofagus dombeyi (coigüe); etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 14,6°C; verano 17,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 300-400 mm; invierno 700-900 mm; primavera 250-300 mm; verano 100-150 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas antiguas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-19 Pardo oscuro (75YR 3/2) en húmedo y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco; franco arcillosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares y angulares gruesos, moderados. Raíces finas, abundantes; poros medios, comunes. Límite lineal, gradual.

Bt1 19-48 Pardo oscuro (75YR 3/2) en húmedo y pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en seco; arcillo limosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y muy duro en seco; estructura prismática gruesa, con estructura secundaria de bloques angulares y subangulares gruesos, fuertes. Raíces finas, comunes; poros medios comunes. Cutanes de arcilla, continuos, medios, abundantes. Límite lineal, gradual.

Bt2 48-80 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/3) en húmedo y pardo oscuro (75YR 3/2) en seco; arcillosa; muy plástico y muy adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura prismática, media y gruesa, fuerte. Raíces finas, comunes entre las caras en los agregados; poros finos, comunes. Cutanes de arcilla, continuos, gruesos, abundantes. Crotovinas medias, comunes. Límite lineal, gradual.

Bt3 80-124 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/3) en húmedo y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco; arcillosa; muy plástico y muy adhesivo; firme en húmedo y extremadamente duro en seco; estructura prismática fina y bloques subangulares medios, fuertes. Raíces finas, escasas en la cara de los agregados; poros finos, comunes. Cutanes de arcilla, continuos, abundantes. Material meteorizado de color gris muy oscuro (2,5YR 3/0) escaso. Límite lineal, difuso.

Bts 124-180 y más. Pardo rojizo oscuro (5YR 3/3) en húmedo y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco; arcillosa; muy plástico y muy adhesivo; firme en seco y extremadamente duro en seco; estructura de bloques angulares gruesos, medios y finos, fuertes. Poros finos, comunes. Cutanes de arcilla, continuos, gruesos, abundantes. Arena gruesa de cuarzo, común. Material meteorizado grueso, común, de color gris muy oscuro.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a 120 cm y descansa sobre un substratum presumiblemente de origen marino y constituido por estratas arcillosas (arcillolitas y/o lutitas). Presenta topografía de lomajes suaves con pendientes complejas de 4-15%. La clase de drenaje dominante es bueno y puede variar a moderado. Los colores de los horizontes B son pardo rojizo oscuro en el tono 5YR y pueden variar a pardo oscuro en el tono 7,5YR. Presenta erosión de manto.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: ARAUCANO Perfil Nº: Ubicación: IX REGION, Provincia CAUTIN, Comuna: LAUTARO

Laboratorio de Análisis de Suelos: Laboratorio Nº:

Métodos generales:

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm)										Contenido de agua				Densidad aparente		
		Total			Arena					3B1		4B1a	4B1a	1/3		4A2a	4A3a	
		Arena 2–0.05	Limo 0.05 – 0.002	Arcilla < 0.002	Muy gruesa 2 – 1	Gruesa 1 – 0.5	Mediana 0.5 – 0.25	Fina 0.25 – 0.1	Muy fina 0.1 – 0.05	Frag gruesos > 2.0/o suelo		1/3 bar	15 bar	menos 15		terrón con parafina	suelo no disturbado	
		o/o de < 2 mm										o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc	
0–16	Ap																	
16–37	BA																	
37–60	Bt1																	
60–95	Bt2																	

Profundidad cm	C orgánico		6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o		Fe extraible				Mn extraible			6T1a Retención de P o/o		pH		
	6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o					6C3b como Fe2O3 o/o	como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm		6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm				8C1a H2O	8C1c KCl 1 N	8C1d NaF

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1					6H-a Acidez extraible	CIC		6G Al extr KCl		Saturación básica			Razón a la arcilla 8D1		
	6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma		5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0			5C3 Suma cationes	5C4 NaOAc pH 7.0		CIC	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g										o/o	o/o				

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1											Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3			Soluble en Na–oxalato		
	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x. térmico diferencial infrarrojo

8.6.59. Serie Araucano

FAMILIA	: Metrenco.
SERIE	: Araucano.
CLASIFICACION	: Fine, mesic Hoplohumults.
UBICACION	: Comuna de Lautaro.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia. Altura 200-250 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Lomajes suaves con pendientes complejas de 1 a 3%.
DRENAJE	: Moderado.
VEGETACION	: Formación de Parques. Nothofagus obliqua (roble); Laurelia sempervirens (laurel); Nothofagus dombeyi (coigüe).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 14,6°C; verano 17,5°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 300-400 mm; invierno 700-900 mm; primavera 250-300 mm; verano 100-150 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas antiguas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-16 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; arcillosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

BA 16-37 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo, arcillosa; plástico y muy adhesivo; firme en húmedo y muy duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, moderados y prismática medial débil. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

Bt1 37-60 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en húmedo; arcillosa; plástico y muy adhesivo; firme en húmedo y muy duro en seco; estructura prismática media, moderada a débil. Raíces finas, escasas. Límite lineal, claro.

Bt2 60-95 y más. Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en seco y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo; arcilloso; muy plástico y muy adhesivo; muy firme en húmedo y muy duro en seco; estructura maciza. Raíces finas, escasa.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 60 y más de 120 cm y descansa sobre un substratum arcilloso presumiblemente de origen marino y que no guarda relación con el desarrollo del suelo. Presenta una topografía de lomajes de pendientes complejas de 2 hasta 15%. Los colores dominantes son pardo oscuros en el tono 7,5YR y pueden variar a 10YR en los dos primeros horizontes y a pardo rojizo oscuro en el tono 5YR en profundidad.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: FRESIA Perfil Nº: 70 - C2C
Ubicación: X REGION, Provincia OSORNO, Comuna SAN JUAN DE LA COSTA
Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG
Laboratorio Nº: 403 - 408 (1971)
Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3.12d — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo		Contenido de agua 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15		Densidad aparente 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado	
		o/o de < 2 mm										o/o	o/o	o/o		g/cc	g/cc	
0–12	Ap	8,4	30,3	61,3	0,2	0,6	0,9	2,4	4,3			39	26	13				
12–39	Bt1	3,6	22,6	73,6	0,0	0,2	0,4	1,1	1,9			37	27	10				
39–56	Bt2	3,2	18,1	78,5	0,0	0,2	0,3	0,8	1,9			38	30	8				
56–72	B't1	4,9	28,0	66,7	0,0	0,1	0,3	1,0	3,5			42	31	11				
72–94	B't2	3,4	35,8	60,8	0,2	0,4	0,7	1,0	1,1			46	31	15				
94–140	2BC	5,8	38,2	55,5	0,0	0,1	0,1	0,6	5,0			48	32	16				

Profundidad cm	C orgánico 6A1a vía húmeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe o/o	Fe extraible 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm		Retención de P o/o	pH 8C1a H2O 1:1	pH 8C1c KCl 1 N 1:1	pH 8C1d NaF	
0–12	8,4					7,2	5,0						4,8	4,0		
12–39	3,2					6,7	4,7						5,1	4,0		
39–56	2,0					9,0	6,3						4,8	3,8		
56–72	1,5					6,0	4,2						4,8	3,7		
72–94	1,0					3,8	2,7						4,6	3,6		
94–140	0,6					4,0	2,8						4,6	3,6		

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC 5A3a Suma cationes meq/100 g	CIC 5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g		Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	Saturación básica 5C4 NaOAc pH 7.0 o/o		Razón a la arcilla 8D1 CIC 5A3a	Razón a la arcilla 8D1 Fe extraible 6C3b	Razón a la arcilla 8D1 Agua 15 bar
0–12	1,1	0,6	0,2	0,8	2,7	39,1	41,8				6			0,68	0,08	0,42
12–39	1,1	0,5	0,2	0,4	2,2	34,3	36,5				6			0,50	0,06	0,37
39–56	1,2	0,7	0,2	0,2	2,3	30,6	32,9				7			0,42	0,08	0,38
56–72	1,2	0,8	0,2	0,2	2,4	30,0	32,4				7			0,48	0,06	0,46
72–94	1,1	0,8	0,2	0,4	2,5	31,3	33,8				7			0,56	0,04	0,51
94–140	0,7	0,7	0,1	0,4	1,9	31,1	33,0				6			0,59	0,05	0,58

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic + Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0–12	35,6	0,77	31,7	10,24		0,06	0,23	0,69	0,13	tr								
12–56	37,6	0,75	33,3	9,01		0,16	0,15	0,43	0,07	tr								
56–94	35,5	0,57	31,2	11.78		0,14	0,35	0,46	0,08	tr								
94–140	35,3	1,01	31,8	12,06		0,71	0,17	0,56	0,01	0,02								

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/ b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0–12		HA5,AL3,GI2,GE1,IN1,QZ3
12–39		HA5,AL2,GI1,GE1,IN1,QZ3
39–56		HA5,AL2,GI1,GE1,IN1,QZ3
56–72		HA5,AL2,GI1,GE1,IN1,QZ3
72–94		HF5,AL2,GI1,GE1,IN1,QZ3
94–140		HF5,AL1,GI1,GE1,IN1,QZ3

a/ Código mineral
HA : haloisita 7 Å
HF : haloisita 7 Å+fire clay
AL : alofán
GI : gibbsita
GE : goethita
IN : interestratisficado 10 Å/14 Å
QZ : cuarzo

b/ Fracción aproximada
5 : mayor que 1/2
3 : 1/5 a 1/3
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.60. Serie Fresia

FAMILIA	: Fresia.
SERIE	: Fresia.
CLASIFICACION	: Fine, hallositic, mesic, Typic Palehumults.
UBICACION	: A 25 km al oeste de Osorno, camino a Bahía Mansa.
FISIOGRAFIA	: Transición entre Depresión Intermedia y Cordillera de la Costa.
TOPOGRAFIA	: Lomajes con pendientes de 5 a 15%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C, media julio 7-8°C, máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400-500 mm; invierno 500-700 mm; primavera 250-300 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas antiguas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-12 Pardo oscuro (7,4YR 3/2) en húmedo y pardo a pardo oscuro (10YR 4/3) en seco; arcillosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura granular fina. Raíces finas, muy abundantes; poros finos, abundantes. Límite ondulado, abrupto.

B1w 12-39 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/3) en húmedo y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco; arcillosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, medios y finos, débiles. Raíces finas abundantes; poros finos, abundantes. Cutanes de arcilla, continuos, delgados. Límite lineal, claro.

2Bt1 39-56 Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en húmedo y seco; arcillosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, abundantes y medias, escasas; poros finos, abundantes y gruesos, comunes. Cutanes de arcilla, discontinuos, espesos. Límite lineal, claro.

2Bt2 56-72 Pardo a pardo fuerte (7,5YR 5/4,5) en húmedo y pardo fuerte (7,5YR 5/6) en seco; arcillosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y duro en seco, estructura maciza que rompe en bloques subangulares gruesos, débiles. Raíces finas, escasas; poros medios, comunes. Cutanes de arcilla, continuos, espesos. Límite lineal, gradual.

2Bt3 72-94 Pardo fuerte (7,5YR 5/6) en húmedo y pardo fuerte (7,5YR 5/8) en seco; arcillosa; muy plástico y muy adhesivo; firme en húmedo y duro en seco; estructura maciza que rompe a bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias, escasas; poros finos, comunes. Cutanes de arcilla, continuos, espesos, abundantes. Límite ondulado, gradual.

2BC 94-140 y más. Color varios, dominante rojo amarillento (5YR 5/8) y amarillento pálido (2,5YR 7/4) ambos colores en húmedo y amarillo rojizo (7,5YR 6/6) y amarillo (2,5YR 7/6) ambos colores en seco; arcillosa; plástico y adhesivo, firme en húmedo y duro en seco; estructura maciza. Raíces no se observan, poros gruesos, escasos.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a 120 cm y descansa sobre un conglomerado volcánico muy meteorizado, de composición petrográfica mixta y de origen glacial y/o fluvio-glacial muy antiguo. En el horizonte Ap, la textura varía de arcillosa a franco arcillosa y el color de pardo rojizo oscuro en el tono 5YR a pardo oscuro en el tono 7,5YR. Los horizontes B presentan texturas arcillosas y el color varía de pardo oscuro en el tono 7,5YR a pardo rojizo oscuro en el tono 5YR. El drenaje varía de bueno a moderado y presenta una topografía de pendientes complejas de 5 a 15%. Presenta ligera erosión laminar.



Familia Fresia. Serie Fresia. Localización: Camino Osorno-Bahía Mansa (40°75'S; 73°32'W).

Paisaje de la Serie Fresia: lomajes suaves exhibiendo algunos robles.



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: CUDICO — Perfil Nº: 69 - CZC — Ubicación: X REGION, Provincia OSORNO, Comuna OSORNO

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG — Laboratorio Nº: 397 - 402 (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d: Total: Arena 2–0,05	Total: Limo 0,05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0,5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2,0/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
		o/o de < 2 mm									o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0– 6	Ap	8,5	43,5	48,0	0,0	0,5	1,6	3,2	3,2		42	29	13		
6-16	Bt1	8,4	38,8	52,8	0,0	0,6	1,3	2,8	3,7		35	26	9	1,43	
16-40	Bt2	5,4	26,5	68,1	0,0	0,2	0,8	2,1	2,3		43	32	11	1,61	
40-64	B't1	4,3	21,9	73,8	0,0	0,1	0,6	1,6	2,0		41	32	9	1,29	
64-98	B't2	5,1	23,2	71,7	0,0	0,2	0,6	1,8	2,5		42	33	9	1,67	
98-120	C	4,8	23,1	72,1	0,0	0,1	0,6	1,6	2,5		44	32	12	1,70	

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	C orgánico: 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe o/o	Fe extraible: 6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	Mn extraible: 6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:1	pH: 8C1c KCl 1 N 1:1	pH: 8C1d NaF
0– 6	7,2					7,6	5,3					5,5	4,8	
6-16	4,7					8,1	5,7					5,4	4,5	
16-40	1,3					7,8	5,5					5,3	4,5	
40-64	1,0					6,3	4,4					5,4	4,7	
64-98	1,0					6,9	4,8					5,2	4,8	
98-120	0,9					5,6	3,9					5,1	4,5	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H1a Acidez extraible meq/100 g	CIC: 5A3a Suma cationes meq/100 g	5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0– 6	14,2	3,2	0,2	1,7	19,3	30,6	49,9			39		1,04	0,11	0,60
6-16	9,8	2,3	0,1	1,2	13,4	29,5	42,9			31		0,81	0,11	0,49
16-40	6,8	2,1	0,2	1,6	10,7	24,8	35,5			30		0,52	0,08	0,47
40-64	6,1	2,4	0,2	1,7	10,4	25,7	36,1			29		0,49	0,06	0,43
64-98	5,9	2,7	0,2	1,7	10,5	24,7	35,2			30		0,49	0,07	0,46
98-120	4,6	2,7	0,2	1,5	9,0	23,7	32,7			28		0,45	0,05	0,44

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1: SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0– 6	34,5	1,70	28,1	9,52	0,02	0,11	1,65	0,23	0,21	0,58	22,7	99,3						
6-16	35,7	1,65	28,5	9,63	0,05	tr	1,24	0,59	0,16	0,60	21,6	99,8						
16-40	35,2	1,37	30,8	9,42	0,02	tr	1,17	0,52	0,10	0,26	20,7	99,5						
40-64	37,3	1,44	31,8	9,66	tr	tr	0,84	0,59	0,10	0,20	17,6	99,6						
64-98	37,6	1,57	31,8	9,95	0,05	tr	0,78	0,66	0,16	0,16	16,7	99,3						
98-120	37,0	1,48	31,2	9,82	0,01	tr	0,85	0,80	0,16	0,15	18,0	99,4						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía fracción < 0,002 mm a/ b/ 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x. térmico diferencial. infrarrojo
0– 6		
6-16		HA5,AL1,GI1,FE1,CR1
16-40		HA5,AL1,GI1,FE1,CR1
40-64		HA5,AL1,GI1,FE1,CR1,QZ1
64-98		HA5,AL2,GI1,FE1,CR1,QZ1
98-120		HA5,AL2,GI1,FE2,CR1,QZ1

a/ Código mineral
- HA : haloisita 7 Å
- AL : alofán
- GI : gibbsita
- FE : óxidos de hierro amorfos
- CR : ∝ cristobalita
- QZ : cuarzo

b/ Fracción aproximada
- 5 : mayor que 1/2
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

8.6.61. Serie Cudico

FAMILIA	: Fresia.
SERIE	: Cudico.
CLASIFICACION	: Fine, metahalloysitic, mesic, Typic Palehumults.
UBICACION	: A 7 km al norte de Osorno, camino a la localidad de Trumao. Fundo Los Laureles.
FISIOGRAFIA	: Zona de transición entre Depresión Intermedia y Cordillera de la Costa.
TOPOGRAFIA	: Pendiente compleja de 2-5%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C, media julio 7-8°C, máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400-500 mm; invierno 500-700 mm; primavera 250-300 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas antiguas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap1 0-6 Pardo oscuro (7,5YR 3/2) en humedo y pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en seco; arcillo limosa; plástico y adhesivo; firme en humedo y extremadamente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y granular fina y media, fuerte. Raices finas, abundantes; poros finos, abundantes. Limite lineal, abrupto.

Bs 6-16 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/3) en humedo y pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en seco; arcillosa; plástico y adhesivo; firme en humedo y extremadamente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y granular media. Raices finas, abundantes; poros finos, abundantes y medios, comunes. Cutanes de arcilla, continuos, delgados, en canales. Limite lineal, gradual.

Bt1 16-40 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/3) en húmedo y pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en seco; arcillosa; muy plástico y muy adhesivo; firme en húmedo y extremadamente duro en seco; estructura de bloques subangulares y angulares medios y gruesos y granular fina, fuerte. Raices finas, abundantes en cara de los agregados; poros medios y gruesos, comunes. Cutanes de arcilla, continuos, medios, en caras de gregados y canales. Crotovinas gruesas, escasas. Clastos meteorizados, comunes. Fragmentos ferro-manganésicos de color gris muy oscuro (7,5YR 3/0), abundantes. Limite lineal, gradual.

Bt2 40-64 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/4) en humedo y pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en seco; arcillosa; muy plástico y muy adhesivo; firme en humedo y extremadamente duro en seco; estructura prismática, media débil y de bloques angulares gruesos, fuertes. Raices finas en cara de agregados, comunes; poros finos, comunes. Cutanes de arcilla, gruesos continuos, abundantes. Fragmentos ferro-manganésico del material meteorizado (saprolito), abundante. Limite lineal, gradual.

Bt3 64-98 Pardo rojizo oscuro (5YR 3/3) en humedo y pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en seco; arcillosa; muy plástico y muy adhesivo; firme en húmedo y extremadamente duro en seco; estructura de bloques angulares gruesos, fuertes. Raices finas, abundantes en cara de los agregados. Cutanes de arcilla, continuos de más de 1 mm de espesor, abundantes. Fragmento ferro-manganésico del material meteorizado (saprolito) de color gris muy oscuro (7,5YR 3/0). Limite lineal, gradual.

2Bc 92-120 y más. Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en humedo y seco; arcillosa; muy plástico y muy adhesivo; firme en humedo y duro en seco; estructura de bloques angulares gruesos, moderados. Raices finas, escasas. Cutanes de arcilla, continuos, medios, abundantes. Material meteorizado, comun.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a 120 cm y descansa sobre conglomerado volcánico muy meteorizado. Ocupa una posición más baja que las series Fresia y Crucero y presenta una topografía más suave y menos disectada.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: CRUCERO — Perfil Nº: 63 - CZC — Ubicación: X REGION, Provincia OSORNO, Comuna RIO NEGRO

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG — Laboratorio Nº: 361 - 366a (1971)

Métodos generales: 1B2, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A1c: Total Arena 2-0.05	Total Limo 0.05 - 0.002	Total Arcilla < 0.002	Arena Muy gruesa 2 - 1	Arena Gruesa 1 - 0.5	Arena Mediana 0.5 - 0.25	Arena Fina 0.25 - 0.1	Arena Muy fina 0.1 - 0.05	3B1 Frag gruesos > 2 o/o suelo	Contenido de agua 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
cm		o/o de < 2 mm								o/o	o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0-15	Ap	8,3	30,4	61,3	0,3	1,0	1,9	2,4	2,7		36	30	6	1,34	
15-36	AB	7,3	37,9	54,8	0,1	0,5	1,5	2,6	2,6		32	28	4		
36-54	Bt1	6,2	37,1	56,7	0,0	0,5	1,3	2,2	2,2		33	29	4		
54-83	Bt2	3,8	16,7	79,5	0,1	0,3	0,7	1,3	1,4		37	34	3		
83-102	B't1	3,2	12,5	84,3	0,1	0,2	0,5	1,0	1,4		40	28	12	1,40	
102-122	2BC	9,1	7,1	83,8	0,0	0,1	0,4	1,5	7,1		44	41	3	1,47	
122-140	3C										45	41	4	1,55	

Profundidad cm	C orgánico 6 A 1a vía húmeda o/o	C orgánico 6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrógeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	Fe extraible como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH 8C1a H2O 1:1	pH 8C1c KCl 1 N 1:1	pH 8C1d NaF
0-15	7,4					9,3	6,5					5,5	4,4	
15-36	2,9					9,1	6,4					5,3	4,2	
36-54	2,3					8,4	5,9					5,3	4,2	
54-83	1,2					10,1	7,1					5,7	4,6	
83-102	1,0					9,9	6,9					5,5	4,7	
102-122	0,7					10,4	7,3					5,4	4,5	
122-140	0,8											5,4	4,4	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC 5A3a Suma cationes meq/100 g	CIC 5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	Saturación básica 5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1 CIC 5A3a	Razón a la arcilla 8D1 Fe extraible 6C3b	Razón a la arcilla 8D1 Agua 15 bar
0-15	3,9	1,1	0,2	0,8	6,0	32,2	38,2			16		0,62	0,11	0,49
15-36	0,9	0,3	0,2	0,5	1,9	29,3	31,2			6		0,57	0,12	0,51
36-54	0,9	0,3	0,1	0,2	1,5	29,7	31,2			5		0,55	0,10	0,51
54-83	2,1	0,9	0,2	0,1	3,3	23,3	26,6			12		0,33	0,09	0,43
83-102	1,6	0,9	0,2	0,0	2,7	23,1	25,8			10		0,31	0,08	0,33
102-121	0,9	0,7	0,2	0,0	1,8	22,9	24,7			7		0,29	0,09	0,49
122-140	0,7	0,6	0,2	0,0	1,5	24,5	26,0			6				

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr - dit-bic. + Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na-oxalato SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
cm	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0-15	36,4	1,67	33,2	9,34	0,21	0,33	0,61	0,10	0,15	0,46	16,9	99,4						
15-36	36,7	1,62	33,1	9,59	0,02	0,35	0,64	0,26	0,10	0,38	17,0	99,8						
36-54	36,0	1,62	32,2	9,56	0,02	tr	1,27	1,47	0,10	0,33	17,0	99,5						
54-83	37,8	1,45	32,9	9,47	tr	tr	1,15	0,77	0,05	0,25	16,2	100,0						
83-102	36,2	1,45	34,4	9,91	-	tr	0,85	0,51	0,05	0,24	15,8	99,4						
102-122	41,0	1,66	31,1	9,58	tr	tr	0,73	0,10	0,98	0,30	14,7	100,2						
122-140	35,7	1,75	34,0	11,59	tr	tr	0,86	0,06	0,91	0,17	14,3	99,3						

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 - 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía a/ b/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0-15		HA5,AL1,GI1
15-36		HA5,AL2,GI1
36-54		HA5,AL2,GI1
54-83		HA5,AL2,GI1
83-102		HA5,AL2,GI1
102-122		HA5,AL2,GI1
122-140		

a/ Código mineral
HA : haloisita 7 Å
AL : Alofán
GI : gibbsita

b/ Fracción aproximada
5 : mayor que 1/2
2 : 1/20 a 1/5
1 : menor que 1/20

8.6.62. Serie Crucero

FAMILIA	: Fresia.
SERIE	: Crucero.
CLASIFICACION	: Fine, mesic, Andeptic Haplohumults.
UBICACION	: A 5 km al oeste de río Negro por camino a Chapaco, Fundo Forrahue.
FISIOGRAFIA	: Zona de transición entre Depresión Intermedia y Cordillera de la Costa. Lomajes altos.
TOPOGRAFIA	: Pendientes complejas de 5 a 10%.
DRENAJE	: Bueno.
VEGETACION	: Formación de Nothofagus obliqua y Laurelia sempervirens.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C; media julio 7-8°C; máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400-500 mm; invierno 500-700 mm; primavera 250-300 mm; verano 150-200 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Udico.
MATERIAL PARENTAL	: Cenizas volcánicas antiguas.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-15 Pardo a pardo oscuro (7,5YR 4/4) en seco y pardo rojizo oscuro (5YR 4/4) en humedo; arcillosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y ligeramente duro en seco; estructura granular media y fina, fuerte. Raices finas, abundantes; poros finos, abundantes y buena actividad biológica. Límite lineal, abrupto.

Bw 15-36 Pardo rojizo (5YR 4/4) en seco y pardo rojizo oscuro (5YR 3/3) en humedo; arcillosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y duro en seco, estructura de bloques subangulares gruesos y medios, débiles. Raices finas, abundantes y medias escasas; poros finos, abundantes y buena actividad biológica. Cutanes de arcilla discontinuos en cada uno de los agregados y canales. Ligeramente compactado. Límite lineal, gradual.

Bt1 36-54 Pardo rojizo (5YR 4/4) en seco y pardo rojizo oscuro (5YR 3/4) en humedo; arcillosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y duro en seco; estructura maciza se rompe a bloques subangulares finos, débiles. Cutanes de arcilla discontinuas, gruesas, en canales. Raices finas, comunes; poros finos, escasos. Límite lineal, gradual.

Bt2 54-83 Pardo rojizo (5YR 4/4) en seco y humedo; arcillosa; plástico y adhesivo; firme en humedo y duro en seco; estructura maciza. Raices finas, escasas; poros finos, comunes. Cutanes de arcilla gruesos, continuos. Nódulos férricos pequeños, comunes. Clastos meteorizados finos y medios, escasos. Límite lineal, gradual.

Bt3 83-102 Pardo rojizo (5YR 4/4) en seco y humedo; arcillosa; plástico y adhesivo; firme en humedo y duro en seco; estructura maciza. Raices finas, escasas; poros finos muy escasos. Cutanes de arcilla, gruesos, continuos. Clastos meteorizados, comunes y manchas ferro-manganésicas, comunes. Límite lineal, gradual.

2BC 102-122 Rojo (2,5YR 4/6) en humedo; arcillosa; plástico y adhesivo; friable en humedo y duro en seco; estructura maciza. Raices finas, muy escasas; poros finos, comunes. Cutanes de arcilla gruesa, discontinuas, comunes. Clastos meteorizados, comunes. Límite lineal, gradual.

2C 122-140 Substratum constituido por clastos de composición petrográfica mixta con dominio de rocas andesíticas y basálticas muy meteorizadas, (saprolito).

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a 120 cm y descansa sobre un substratum de conglomerado volcánico muy meteorizado de composición petrográfica andesítico-basáltico. Las texturas dominantes son arcillosas en todo el perfil y puede variar en los horizontes A y AB a franco arcillosa. Los colores son pardo rojizo oscuro en el tono 5YR en todo el perfil y ocasionalmente en el tono 7,5YR en los horizontes superficiales. El drenaje dominante es bueno a moderado.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: ARENALES Perfil Nº: 28 - BB Ubicación: VIII REGION, PROVINCIA BIO-BIO, Comuna LOS ANGELES

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 2256 - 2259 (1974)

Métodos generales: 1B1, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag. gruesos > 2.0/o suelo	Contenido de agua: 4B1a 1/3 bar o/o	4B1a 15 bar o/o	1/3 menos 15 o/o	Densidad aparente: 4A2a terrón con parafina g/cc	4A3a suelo no disturbado g/cc
		o/o de < 2 mm													
0–20	AP	88.4	9.4	2.2	0.1	4.0	32.7	42.8	8.8		8	4	4		
20–50	2C1	88.6	8.7	2.7	0.1	4.4	35.2	39.2	9.7		13	7	6		
50–70	2C2	91.1	7.5	1.4	0.0	1.5	30.2	49.6	9.8		7	5	2		
70 +	2C3	91.7	7.5	0.8	0.1	4.7	51.2	28.7	7.0		5	3	2		

Profundidad cm	C orgánico: 6 A 1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible: 6C3b como Fe2O3 o/o	6C3b como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible: 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH: 8C1a H2O 1:2,5	8C1c KCl 1 N 1:2,5	8C1d NaF
0–20	0,7											6,4	5,2	
20–50	1,1											6,8	5,9	
50–70	0,2											6,8	6,0	
70 +	0,1											6,9	6,0	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1: 6N2e Ca meq/100 g	6O2d Mg meq/100 g	6P2a Na meq/100 g	6O2a K meq/100 g	suma meq/100 g	6H a Acidez extraible meq/100 g	CIC: 5A3a Suma cationes meq/100 g	5A7a NaOAc pH 7.0 meq/100 g	6G Al extr KCl meq/100 g	Saturación básica: 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1: CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
0–20	1,5	2,0	0,1	0,2	3,8	3,6	7,4			51		3,36		1,82
20–50	3,9	2,6	0,1	0,2	6,8	4,0	10,8			63		4,00		2,59
~~50–70~~	~~2,1~~	~~2,2~~	~~0,1~~	~~0,2~~	~~4,6~~	~~2,0~~	~~6,6~~			~~70~~		~~4,71~~		~~3,57~~
70 +	1,4	1,9	0,1	0,1	3,5	2,0	5,5			64		6,88		3,75

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 — SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3	Soluble en Na–oxalato: SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía a/ b/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x. térmico diferencial. infrarrojo
0–20		
20–50		AM4,FE2,HA1,MT1,VR1,QZ1,CR3,FD2,MI1
50–70		
70 +		

a/ Código mineral
- AM : compuestos amorfos
- FE : óxidos de hierro amorfos
- HA : haloisita 7 Å
- MT : montmorillonita
- VR : vermículita
- QZ : cuarzo
- CR : cristobalita
- FD : feldespatos
- MI : mica

b/ Fracción aproximada
- 4 : 1/3 a 1/2
- 3 : 1/5 a 1/3
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

8.6.63. Serie Arenales

FAMILIA	: Arenales.
SERIE	: Arenales.
CLASIFICACION	: Mesic, Dystric Xeropsamment.
UBICACION	:
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia.
TOPOGRAFIA	: Plana a suavemente ondulada.
DRENAJE	: Excesivo a imperfecto.
VEGETACION	: Estepa de Acacia cavenia.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 15,8°C; verano 19,7°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.200-1.500 mm; otoño 400 mm; invierno 500-700 mm; primavera 200-250 mm; verano 70-100 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Arenas volcánicas andesíticas-basálticas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-20 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; arenosa; no plástico y no adhesivo; estructura de grano simple. Raíces medias y finas comunes y actividad biológica moderada. Límite lineal, claro.

2C1 20-50 Negro (10YR 2,5/1) en húmedo; arenosa; no plástico y no adhesivo; muy friable en húmedo; estructura de grano simple. Raíces finas y medias, escasas. Estrata ligeramente compactada. Límite lineal, claro.

2C2 50-70 Gris oscuro (10YR 3/1) en húmedo; arenosa; no plástico y no adhesivo; estructura de grano simple. Raíces finas y medias, escasas y actividad biológica, escasa. Límite lineal, claro.

2C2 70-80 y más. Gris muy oscuro (10YR 3/1) en húmedo; arenosa; no plástico y no adhesivo; estructura de grano simple. Raíces finas y medias, escasas.

OBSERVACIONES

El solum varía entre 30 y 80 cm y descansa sobre arenas de tipo andesítico-basáltico. Bajo régimen de riego, estos suelos presentan moteados debido fundamentalmente a su alto contenido de hierro del material parental, llegando en casos extremos en áreas deprimidas a formar en profundidad un "orstein". Ocasionalmente entre las diferentes estratas se ha depositado una pequeña capa de cenizas volcánicas de 0,5 a 1 cm de espesor que favorece la retención de humedad.

8.6.64. Serie Coreo

FAMILIA	: Arenales.
SERIE	: Coreo.
CLASIFICACION	: Mesic, Dystric Xeropsamment.
UBICACION	: A 25 km al este de Los Angeles, camino a Antuco.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia.
TOPOGRAFIA	: Plana a suavemente ondulada.
DRENAJE	: Excesivo.
VEGETACION	: Estepa de Acacia cavenia; Quillaja saponaria (quillay); Lithraea caustica (litre); Lomathia ferruginea (radal).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 15,8°C; verano 19,7°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Media anual 1.200-1.500 mm; otoño 400 mm; invierno 500-700 mm; primavera 200-250 mm; verano 70-100 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Arenas andesíticas-basálticas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-23 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; areno francosa, con arenas medias y gravas; no plástico y no adhesivo; suelto en seco; estructura de grano simple. Raíces finas y medias, abundantes. Límite ondulado, claro.

2C1 23-97 Gris oscuro (10YR 3/0) en húmedo; arenosa, con gravas finas; no plástico y no adhesivo; suelto en seco y húmedo; estructura de grano simple. Raíces, escasas. Límite ondulado, difuso.

2C2 97-113 Pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) en húmedo; arenosa gruesa, con gravas comunes; no plástico y no adhesivo; suelto en seco; estructura de grano simple. Raíces, escasas.

OBSERVACIONES

Suelo de texturas medias a gruesas, con gravilla en todo el perfil. En el sector oriente ocupado por este suelo las texturas presentan granulometría más gruesa y aumenta en contenido de gravas y bolones en la superficie.

8.6.65. Serie Santa Teresa

FAMILIA	: Arenales.
SERIE	: Santa Teresa.
CLASIFICACION	: Mesic, Dystric Xeropsamment.
UBICACION	: A 2 km al norte del Salto del Laja por Carretera Panamericana.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia.
TOPOGRAFIA	: Plana.
DRENAJE	: Pobre.
VEGETACION	: Cryptocarya rubra (peumo); Myrceugenia apiculata (arrayán); Boldea boldus (boldo); etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 15,8°C; verano 19,7°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Media anual 1.200-1.500 mm; otoño 400 mm; invierno 500-700 mm; primavera 200-250 mm; verano 70-100 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Arenas volcánicas andesíticas-basálticas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-20 Negro (10YR 2/1) en húmedo; areno francosa; no plástico y no adhesivo; friable en húmedo; estructura de grano simple. Raíces finas, abundantes. Límite lineal, abrupto.

2C1 20-70 Pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) en húmedo; arenosa; no plástico y no adhesivo; friable en húmedo; estructura de grano simple. Raíces, escasas. Límite lineal, abrupto.

3Cq 70-75 Orstein muy firme constituido por arena cementada, similar al "fierrillo".

4BC 75-120 Gris muy oscuro (10YR 3/1) en húmedo; franco arcillo arenosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; firme en húmedo; estructura maciza. Raíces no se observan.

OBSERVACIONES

Este suelo se ubica entre los sectores deprimidos de las Series Arenales y Coreo. Presenta nivel freático alto.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS
ESTACION EXPERIMENTAL LA PLATINA

Suelo: TIJERAL Perfil Nº: B-8 - BB Ubicación: VIII REGION, Provincia BIO-BIO, Comuna NEGRETE

Laboratorio de Análisis de Suelos: DIPROREN - SAG Laboratorio Nº: 2145 - 2152 (1974)

Métodos generales: 1B1, 2A1, 2B

Profundidad cm	Horizonte	Tipo de tamaño y diámetro de partículas (mm) 3A2d — Total: Arena 2–0.05	Total: Limo 0.05 – 0.002	Total: Arcilla < 0.002	Arena: Muy gruesa 2 – 1	Arena: Gruesa 1 – 0.5	Arena: Mediana 0.5 – 0.25	Arena: Fina 0.25 – 0.1	Arena: Muy fina 0.1 – 0.05	3B1 Frag gruesos > 2.0/o suelo	Contenido de agua 4B1a 1/3 bar	4B1a 15 bar	1/3 menos 15	Densidad aparente 4A2a terrón con parafina	4A3a suelo no disturbado
		o/o de < 2 mm								o/o	o/o	o/o	o/o	g/cc	g/cc
0–17	Ap	41,1	51,5	7,4	0,0	0,0	0,1	3,3	37,7		21	10	11		
17–25	AB	47,3	46,2	6,4	0,0	0,0	0,1	4,8	42,4		22	13	9		
25–48	BA	33,6	56,9	9,5	0,0	0,0	3,2	3,4	27,0		32	22	10		
48–64	Bt1	26,5	62,4	11,1	0,0	0,0	0,1	6,8	19,6		35	25	10		
64–84	Bw	33,1	57,0	9,9	0,0	0,2	9,7	2,8	20,4		35	23	12		
84–100	B't1	32,7	57,3	10,0	0,0	0,1	0,2	5,3	27,1		33	24	9		
100–135	BC	33,1	60,4	6,5	0,0	0,1	0,1	6,4	26,6		45	26	19		
135 +		34,2	55,5	10,3	0,0	0,0	0,1	4,3	29,8		46	25	21		

Profundidad cm	C orgánico 6A1a vía húmeda o/o	6A2 vía seca o/o	6B2a Nitrogeno o/o	C/N	6E1b Carbonato como CaCO3 o/o	Fe extraible 6C3b como Fe2O3 o/o	como Fe o/o	6C7a NH4OAc pH 4.8 ppm	Mn extraible 6D2a NH4OAc pH 7.0 ppm	6D3a NH4OAc hidroquinona ppm	Retención de P o/o	pH 8C1a H2O 1:1	8C1c KCl 1 N 1:1	8C1d NaF
0–17	2,6											6,4	5,4	
17–25	1,4											6,3	5,3	
25–48	1,8											6,5	5,4	
48–64	1,6											6,4	5,4	
64–84	1,3											6,3	5,4	
84–100	1,1											6,4	5,8	
100–135	1,1											6,2	5,8	
135 +	0,9											6,3	5,6	

Profundidad cm	Bases extraibles 5B1 — 6N2e Ca	6O2d Mg	6P2a Na	6O2a K	suma	6H a Acidez extraible	CIC 5A3a Suma cationes	5A7a NaOAc pH 7.0	6G Al extr KCl	Saturación básica 5C3 Suma cationes o/o	5C4 NaOAc pH 7.0 o/o	Razón a la arcilla 8D1 — CIC 5A3a	Fe extraible 6C3b	Agua 15 bar
	meq/100 g													
0–17	4,8	0,5	0,1	0,7	6,1	10,5	16,6			37		2,24		1,35
17–25	4,7	0,5	0,1	0,5	5,8	9,5	15,3			38		2,39		2,03
25–48	6,6	0,8	0,2	0,6	8,2	14,3	22,1			36		2,33		2,32
48–64	6,8	0,8	0,1	1,0	8,7	14,6	23,3			37		2,10		2,25
64–84	6,5	0,8	0,1	0,5	7,9	13,2	21,1			37		2,13		2,32
84–100	6,5	0,8	0,2	0,5	8,0	12,1	20,1			40		2,01		2,40
100–135	7,4	0,9	0,2	0,5	9,0	13,2	22,2			41		3,42		4,00
135 +	9,3	1,2	0,3	1,0	11,8	11,7	23,5			50		2,28		2,43

Profundidad cm	Análisis químico total 7C1 — SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO2	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pérdida 800ºC	Total	Soluble en citr – dit–bic. + Na2CO3 SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3	Soluble en Na–oxalato SiO2	Al2O3	Razón molar SiO2/ Al2O3
	o/o de < 0,002 mm												o/o de < 0,002 mm					
0–17	39.2	1,75	25,7	9,35		1,68			0,33	2,12								
17–25	39,3	1,78	26,6	10,34		1,56			0,35	1,86								
25–48	36,6	1,82	26,4	9,28		1,11			0,21	1,30								
48–64	48,4	2,23	20,2	12,78		1,37			0,56	0,66								
64–84	37,7	1,81	27,6	9,25		1,06			0,19	1,44								
84–100	38,9	1,86	28,0	9,31		0,92			0,17	1,46								
100–135	38,7	1,76	27,3	8,87		0,84			0,17	1,11								
135 +																		

Profundidad cm	Mineralogía fracción 2 – 0,05 mm 7A1 7A2g difracción rayos x	Mineralogía a/ b/ fracción < 0,002 mm 7A1 7A2a 7A3 7A4 difracción rayos x, térmico diferencial, infrarrojo
0–17		AL5,HA1,MT1,CR1,FD1,AM1,MI1
17–25		AL5,HA1,MT1,QZ1,CR1,FD1,AM1
25–48		AL5,HA1,MT1,CR1,FD1
48–64		AL2 KK3,HA1,MT3,QZ1,FD1
64–84		AL5,HA1,MT1,CR1,FD1
84–100		AL5,HA1,MT1,CR1,FD1,MI1
100–135		AL5,HA1,MT1,QZ1,CR1,FD1,MI1
135 +		AL5,HA1,MT1,QZ1

a/ Código mineral
- AL : alofán
- KK : caolinita
- HA : haloisita 7 Å
- MT : montmorillonita
- QZ : cuarzo
- CR : cristobalita
- FD : feldepatos
- MI : micas

b/ Fracción aproximada
- 5 : mayor que 1/2
- 3 : 1/5 a 1/3
- 2 : 1/20 a 1/5
- 1 : menor que 1/20

8.6.66. Serie Tijeral

FAMILIA	: Tijeral.
SERIE	: Tijeral.
CLASIFICACION	: Medial, mesic, Andic Xeroumbrept.
UBICACION	: Provincia de Malleco, Depto. de Angol, Comuna Angol.
FISIOGRAFIA	: Depresión Intermedia.
TOPOGRAFIA	: Lomajes ondulados con pendientes hasta 15%.
DRENAJE	: Bueno a moderado.
VEGETACION	: Estepa de Acacia cavenia; Quillaja saponaria (quillay); Lithraea caustica (litre); Maytenus boaria (maitén); etc.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 15,4°C; verano 18,9°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Térmico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 1.000-1.200 mm; otoño 300 mm; invierno 500-700 mm; primavera 150-200 mm; verano 70-100 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Xérico.
MATERIAL PARENTAL	: Arenas volcánicas finas andesíticas-basálticas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

Ap 0-17 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, débiles, que rompen a granular porosa. Raíces finas y medias, muy abundantes; poros medios y finos, abundantes y buena actividad biológica. Límite ondulado, gradual.

AB 17-25 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco arenosa muy fina; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias, comunes; poros finos y medios, abundantes y buena actividad biológica. Límite lineal, claro.

BA 25-48 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medios, comunes; poros finos y medios, abundantes. Límite lineal, gradual.

Bt1 48-64 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura en bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias, escasas; poros finos y medios, abundantes y buena actividad biológica. Límite lineal, gradual.

B2w 64-84 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas y medias, escasas; poros finos y medios, abundantes, gruesos comunes; buena actividad biológica (Crotovinas, abundantes). Límite lineal, gradual.

Bt1 84-100 Pardo amarillento oscuro a pardo oscuro (10YR 4/3,5) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques subangulares medios y finos, débiles. Raíces finas y medias, escasas y buena actividad biológica. Límite lineal, gradual.

BC 84-135 Color varios, dominantes pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) y pardo grisáceo oscuro (10YR 4/2) ambos colores en húmedo; franco limosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo; estructura de bloques subangulares finos, moderados. Raíces finas y medias, escasas; buena actividad biológica. Moteados gruesos, comunes, de colores pardos.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a los 120 cm y presenta una topografía muy ondulada, con pendientes complejas dominantes entre 2-5%. El drenaje varía de bueno a moderado. Presenta alta susceptibilidad a la erosión eólica.

8.6.67. Serie Los Nevados

FAMILIA	: Los Nevados.
SERIE	: Los Nevados.
CLASIFICACION	: Andeptic Udorthents.
UBICACION	: Comuna de Pucón. Sector sur y suroeste del río Pucón.
FISIOGRAFIA	: Cordillera de los Andes. Altura entre 900 a 1.200 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Fuertemente ondulada con pendientes de 15 a 30%.
DRENAJE	: Excesivo.
VEGETACION	: Nothofagus anctartica (ñirre); Nothofagus pumilio (lenga); etcétera.
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 4.000-4.500 mm; otoño 1.000-1.200 mm; invierno 1.500 mm; primavera 700-900 mm; verano 500-600 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Perúdico.
MATERIAL PARENTAL	: Piroclastitas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

5-0 Grava fina escoriácea de origen volcánico.

A 0-20 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco arenosa gruesa, no plástica y no adhesivo; muy friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios, débiles. Raíces finas, abundantes. Límite lineal, claro.

AE 20-42 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco arenosa gruesa; no plástico y no adhesivo; muy friable en húmedo y suelto en seco; estructura de grano simple. Raíces finas, abundantes. Límite ondulado, gradual.

E 42-70 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; areno francosa; no plástico y no adhesivo; suelto en húmedo y seco; grano simple. Gravas gruesas y medias, escasas. Raíces finas, escasas. Límite lineal, abrupto.

C 70 y más. Grava escoriácea de origen volcánico.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 50 y 80 cm y descansa sobre un substratum de gravas escoriáceas de tipo andesítico-basáltico. Suelo estratificado de texturas moderadamente gruesas a gruesas y de drenaje excesivo. El horizonte superficial (5-0) puede faltar.

8.6.68. Serie Coyán

FAMILIA	: Los Nevados.
SERIE	: Coyán.
CLASIFICACION	: Andeptic Udorthents.
UBICACION	: Comuna de Cunco. Sector nororiental de hoya del río Allipén.
FISIOGRAFIA	: Cordillera de los Andes. Altura entre 700 a 1.500 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Escarpada con pendientes complejas superiores a 30%.
DRENAJE	: Excesivo.
VEGETACION	: Nothofagus anctartica (ñirre); Nothofagus pumilio (lenga).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 4.000-5.000 mm; otoño 1.000-1.200 mm; invierno 1.500 mm; primavera 600-700 mm; verano 500-600 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Perúdico.
MATERIAL PARENTAL	: Piroclastitas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

C 0-29 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; arena con grava fina y media, abundantes; no plástico y no adhesivo; suelto en húmedo y seco; estructura de grano simple. Raíces, muy abundantes. Límite lineal, claro.

2C 29-92 Pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo; arena ligeramente franca con gravas finas y medias; no plástico y no adhesivo; suelto en seco y húmedo; estructura de grano simple. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, gradual.

3C 92-145 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; arena, ligeramente franca, con gravas finas y medias, escasas; no plástico y no adhesivo; estructura de grano simple. Raíces finas, escasas. Límite lineal, claro.

4C 145-175 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) y pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) ambos colores en húmedo; franco arenosa; no plástico y no adhesivo; suelto en seco; estructura de grano simple. Raíces finas, escasas.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a 100 cm y constituido por estratas de texturas gruesas con abundancia de gravas en todas ellas. Suelo de drenaje excesivo y con pendientes complejas superiores a 30%.

8.6.69. Serie Rinconada

FAMILIA	: Los Nevados.
SERIE	: Rinconada.
CLASIFICACION	: Andeptic Udorthents.
UBICACION	: Sector centro oriental de la hoya del río Pucón. Comuna de Pucón.
FISIOGRAFIA	: Cordillera de los Andes. Altura entre 500 a 1.200 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Pendientes complejas de 15 a 30%.
VEGETACION	: Nothofagus anctartica (ñirre); Nothofagus pumilio (lenga).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 11-12°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 4.000-4.500 mm; otoño 1.000-1.200 mm; invierno 1.500 mm; primavera 700-900 mm; verano 500-600 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Perúdico.
MATERIAL PARENTAL	: Piroclastitas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-47 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franco arenosa; no plástico y no adhesivo; muy friable en húmedo y suelto en seco; estructura de bloques subangulares medios y finos, débiles. Gravas finas, escasas. Raíces muy finas y medias, muy abundantes.

C 47-59 Estratas de gravas escoriáceas de origen volcánico y de 6 a 18 cm de espesor.

2AC 59-109 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco arenosa; no plástico y no adhesivo; muy friable en húmedo y suelto en seco; estructura de grano simple. Raíces medias y finas, escasas. Límite lineal, claro.

2C 109-133 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; arena ligeramente franca, con grava fina abundante; no plástico y no adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; grano simple. Moderadamente compactado. Raíces finas, escasas. Límite lineal, abrupto.

3C 133 y más. Gravas escoriáceas de origen volcánica, similar a la estrata intercalada.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 60 y más de 100 cm y descansa sobre un substratum de grava escoriácea de tipo andesítico-basáltico. Suelo estratificado, de texturas gruesas y de drenaje excesivo.

8.6.70. Serie Caburga

FAMILIA	: Caburga.
SERIE	: Caburga.
CLASIFICACION	: Mesic, Andic Cryumbrepts.
UBICACION	: Sector centro norte, norte y nororiental de la hoya del río Pucón y en la zona central de la hoya del río Allipén.
FISIOGRAFIA	: Cordillera de los Andes. Altura 650-1.400 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Pendientes complejas entre 15 a 30%.
DRENAJE	: Excesivo.
VEGETACION	: Nothofagus pumilio (lenga); Nothofagus procera (raulí); Nothofagus anctartica (ñirre).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12-13°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 3.500-4.500 mm; otoño 900-1.200; invierno 1.500 mm; primavera 700-1.000 mm; verano 400-500 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Perúdico.
MATERIAL PARENTAL	: Piroclastitas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-28 Pardo muy oscuro (10NR 2/2) en húmedo; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en húmedo y suelto en seco; estructura granular fina y media, moderada. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

EA 28-65 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco arenosa fina; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; muy friable en húmedo y suelto en seco; estructura granular fina y media, moderada. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

Bt1 65-120 y más. Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco arcillosa; ligeramente plástico y no adhesivo; muy friable en húmedo y suelto en seco; estructura con bloques subangulares gruesos y medios, débiles.

OBSERVACIONES

La profundidad del suelo al substratum de escorias varía entre 60 y 100 cm. La pendiente dominante es superior al 30% y varía entre pendientes de 15 a 50%. El drenaje dominante corresponde a excesivo y ocasionalmente en áreas con menor pendiente a moderado. Los colores presentan ligeras variaciones dentro del tono 10YR. Son suelos estratificados y de texturas moderadamente gruesas a gruesas en todo el perfil.

8.6.71. Serie La Compañía

FAMILIA	: Caburga.
SERIE	: La Compañía.
CLASIFICACION	: Mesic, Andic Cryumbrepts.
UBICACION	: Sector central y sur occidental de la hoya del río Pucón.
FISIOGRAFIA	: Cordillera de los Andes. Altura 450 a 800 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Pendientes complejas de 15 a 30%.
DRENAJE	: Excesivo.
VEGETACION	: Nothofagus procera (raulí); Nothofagus obliqua (roble); Nothofagus pumilio (lenga).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12-13°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 3.500-4.500 mm; otoño 900-1.200 mm; invierno 1.500 mm; primavera 700-1.000 mm; verano 400-500 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Perúdico.
MATERIAL PARENTAL	: Piroclastitas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-28 Pardo muy oscuro (10YR 2/2) en húmedo; franca; no plástico y no adhesivo; muy friable en húmedo y suelto en seco; estructura granular, media. Raíces finas y medias, muy abundantes. Límite lineal, claro.

AC 28-70 Pardo oscuro (7,7YR 3/2) en húmedo; franco arenosa; no plástico y no adhesivo; muy friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, débiles. Raíces finas, abundantes y medias, escasas. Límite ondulado, claro.

2AC 70-103 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco arenosa; no plástico y no adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, débiles. Límite lineal, abrupto.

2C 103 y más. Grava fina de basalto, escoriácea, vesicular, oxidada y de débil a moderada cementación.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 50 y 100 cm y descansa sobre gravas finas, escoriáceas, débil a moderadamente cementada. Son suelos estratificados de estructura moderadamente gruesas y de drenaje excesivo.

8.6.72. Serie Llaima

FAMILIA	: Llaima.
SERIE	: Llaima.
CLASIFICACION	: Mesic, Hydric Dystrandept.
UBICACION	: Sector sur y sur oriental de la hoya río Cautín. Comuna de Vilcún.
FISIOGRAFIA	: Cordillera de los Andes. Altura entre 750 a 1.300 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Fuertemente ondulada con pendientes complejas de 15 a 30%.
DRENAJE	: Excesivo.
VEGETACION	: Nothofagus anctartica (ñirre); Nothofagus pumilio (lenga).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12-13°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 3.000-3.500 mm; otoño 700-800 mm; invierno 1.200-1.500 mm; primavera 800 mm; verano 300-400 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Perúdico.
MATERIAL PARENTAL	: Piroclastitas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-43 Pardo muy oscuro a pardo grisáceo muy oscuro (10YR 5/2) en húmedo; franca; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y suelto en seco; estructura granular fina y media, moderada. Raíces finas, abundantes. Límite lineal, claro.

2Bt1 43-98. Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco arcillo arenosa; ligeramente plástico y ligeramente adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios y gruesos, moderados. Raíces finas, comunes. Límite lineal, gradual.

3BT2 98-140 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco arcillosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares gruesos y medios, moderados. Raíces finas, escasas. Límite ondulado, abrupto.

Cm 140 y más. Arcilla densa fuertemente compactada. Raíces no se observan.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum varía entre 50 y más de 100 cm y descansa sobre un substratum de arcilla fuertemente compactado. La topografía es fuertemente ondulada con pendientes de 15 a 30% y sectores escarpados con más de 30% de pendiente. Presenta un suelo enterrado, a partir de los dos últimos horizontes. La clase de drenaje varía de excesiva a moderada.

8.6.73. Serie Huerere

FAMILIA	: Llaima.
SERIE	: Huerere.
CLASIFICACION	: Mesic, Hydric Dystrandept.
UBICACION	: Sector sur oriente, centro sur y norte de las hoyas de los ríos Cautín, Allipén y Lago Colico respectivamente.
FISIOGRAFIA	: Cordillera de los Andes. Altura de 600-1.300 m.s.n.m.
TOPOGRAFIA	: Fuertemente ondulada con pendientes complejas de 15-30%.
DRENAJE	: Excesivo.
VEGETACION	: Nothofagus anctartica (ñirre); Nothofagus pumilio (lenga).
TEMPERATURA DEL SUELO	: Media anual 12-13°C; media julio 8-9°C; máxima media enero 20-22°C.
REGIMEN DE TEMPERATURA	: Mésico.
PLUVIOMETRIA	: Anual 3.000-3.500 mm; otoño 700-800 mm; invierno 1.200-1.500 mm; primavera 800 mm; verano 300-400 mm.
REGIMEN DE HUMEDAD	: Perúdico.
MATERIAL PARENTAL	: Piroclastitas recientes.

CARACTERISTICAS FISICAS Y MORFOLOGICAS DEL PERFIL

PROFUNDIDAD (en cm) :

A 0-30 Pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo; franco limosa; ligeramente plástica y ligeramente adhesivo; muy friable en húmedo y suelto en seco; estructura granular fina y media. Raíces finas y medias, abundantes. Límite lineal, claro.

Bt1 30-83 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco arcillosa; plástico y adhesivo; friable en húmedo y blando en seco; estructura de bloques subangulares medios y gruesos, moderados. Raíces finas, comunes. Límite lineal, gradual.

Bt2 80-140 Pardo amarillento oscuro (10YR 3/4) en húmedo; franco arcillosa; plástico y adhesivo; firme en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura de bloques subangulares gruesos, fuertes. Raíces finas, escasas. Límite lineal, gradual.

Cm 140 y más. Arcilla, fuertemente compactada. Raíces no se observan.

OBSERVACIONES

La profundidad del solum es superior a 100 cm y descansa sobre un substratum de arcilla fuertemente compactada. El drenaje dominante corresponde a excesivo y puede variar hasta bueno.

8.7. SUPERFICIE OCUPADA POR LOS SUELOS

Cenizas Recientes y Modernas

Trumaos	3.282.148 has
Ñadis	475.091 has
TOTAL	**3.757.239 has**

Cenizas Intermedias

Pumicíticos	53.217 has
Pardo Arcillosos	32.844 has
TOTAL	**86.061 has**

Cenizas Antiguas

Rojo Arcillosos	665.335 has

Arenas Recientes

Arenosos	779.435 has
Total suelos derivados de materiales volcánicos:	**5.288.070 has**

I. CENIZAS MODERNAS Y RECIENTES

A) Trumaos

Depresión Intermedia	: Planos	481.591 has
	Lomajes	954.810 has
Precordillera Andina	: Planos	33.875 has
	Lomajes	130.249 has
Cordillera de los Andes	: Lomajes altos	707.375 has
	Cerros	816.811 has
Cordillera de la Costa	: Cerros	157.437 has
	TOTAL	**3.282.148 has**

Resumen

Planos		515.466 has
Lomajes		1.085.059 has
Lomajes altos		707.375 has
Cerros		974.248 has
TOTAL		**3.282.148 has**

B) Ñadis

Depresión Intermedia	: Planos	475.091 has

II. CENIZAS INTERMEDIAS

Depresión Intermedia:

– Pumicíticos	: Lomajes	53.217 has
– Pardo Arcillosos	: Lomajes	32.844 has
	TOTAL	**86.061 has**

III. CENIZAS ANTIGUAS

Rojo Arcillosos

Depresión Intermedia	: Lomajes	432.086 has
Precordillera de la Costa	: Lomajes	233.249 has
	TOTAL	**665.335 has**

IV. ARENAS RECIENTES

Arenosos

Depresión Intermedia	: Planos	347.437 has
Cordillera de los Andes	: Cerros	431.998 has
	TOTAL	**779.435 has**

DISTRIBUCION PORCENTUAL

Trumaos	62,0%
Ñadis	9,0%
Pardo Arcillosos	1,6%
Rojo Arcillosos	12,7%
Arenosos volcánicos	14,7%

8.8. BIBLIOGRAFIA

ALMEYDA, E.A. 1985. Recopilación de Datos Climáticos de Chile y Mapas Sinópticos Respectivos. Ministerio de Agricultura-DTICA, Proyecto 14.

AGROLOG CHILE LTDA. 1981. Estudio de Suelos del Proyecto Maipo. Comisión Nacional de Riego.

COLMET-DAAGE, F., et al. 1972. Caracteristiques et Proprietes Hydriques de Quelques Sols Derives de Gendres Volcaniques Du Chili Central. ORSTOM-S.A.G. Publication N^{o} 85/3 (3eme edition 1978). 120 p.

COLMET-DAAGE, F. 1972. Caracteristiques et Proprietes Hydriques de Quelques Sols Derives de Gendres Volcaniques Du Chili Central. ORSTOM-S.A.G.

C.I.C.A., DIPROREN-S.A.G. 1978. Estudio Integral de Riego de la Cuenca del Río Mataquito. Tomo C, Suelos. Comisión Nacional de Riego.

CICA-HIDROCONSULT. 1982. Estudio de Suelos Area Digua. Instituto de Investigaciones de Recursos Naturales (CORFO).

DIAZ, C.V. et al. 1960. Reconocimiento de Suelos de las Provincias de Osorno y Llanquihue. Agricultura Técnica, Años IX y XX. Ministerio de Agricultura.

DIPROREN-S.A.G. 1969. Estudio Agrológico del Area Maule Norte - 2^{a} Etapa. Ministerio de Agricultura.

DIPROREN-S.A.G. 1971. Estudio Agrológico del Area de Diguillín. Ministerio de Agricultura.

DIPROREN-S.A.G. 1972. Estudio Agrológico de la Provincia de Colchagua. Ministerio de Agricultura.

DIPROREN-S.A.G. 1972. Estudio Agrológico del Area de Coihueco. Ministerio de Agricultura.

DIPROREN-S.A.G.-O.N.U. 1976. Estudio Agrológico de la Hoya Hidrográfica del Bío-Bío. Ministerio de Agricultura. (En revisión).

FUENZALIDA, H.A. 1965. Geografía Económica de Chile en Capítulo VII Biogeografía, págs. 228-266. CORFO.

HIDROCONSULT. 1977. Estudio Agrológico de la Cuenca del Maule. Comisión Nacional de Riego.

IREN-CORFO. 1964. Carta Preliminar de Asociaciones de Suelos.

IREN-CORFO. 1964. Suelos. Descripciones Proyecto Aerofogramétrico Chile/OEA/BID.

IREN-CORFO. 1970. Estudio Integrado de los Recursos Naturales de Cautín. Anexo Tomo II, Suelos.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES DE RECURSOS NATURALES. CORFO. Universidad Austral de Chile. 1978. Suelos Provincia de Valdivia.

KUHNE, A.G. y NISSEN, J.M. 1973. Estudio Mineralógico, Petrográfico y Físico Hídrico de los Principales Suelos de la Provincia de Valdivia. Universidad Austral de Chile. Tesis Título.

NISSEN, J. y KÜHNE, A. 1977. Estudio Mineralógico y Petrográfico de Tres Suelos Forestales de la Provincia de Valdivia. AGROSUR.

SOLAGRO LTDA. 1981. Estudio Suelos de la VII Región. Instituto de Investigaciones de Recursos Naturales (CORFO).

USDA. 1965. Soil Survery Manual. Soil Conservation Service. Agriculture Handbook N^{o} 18.

USDA. 1975. Soil Taxonomy. Soil Conservation Service. Agriculture Handbook N^{o} 436.

USDA. May 1982. Soil Classification. National Soils Handbook págs. 602-19 - 602-30.

VAN WAMBEKE, A. y LUCIO, W. 1982. Determinación de los Regímenes de Humedad y Temperaturas para los Suelos de Chile. Agricultura Técnica. Págs. 151-159.

WRIGHT, CH. y MELLA, A. 1963. Modifications to the Soil pattern of South-Central Chile Resulting from Seismic and Associated Phenomena During the Period May to August 1960. Bulletin of the Seismological of America. Vol.: 53 N^{o} 6, págs. 1367-1402.

ANEXO

Caracterización de suelos: claves de métodos de laboratorio

1. RECOLECCION Y PREPARACION DE LAS MUESTRAS

   A. Muestreo sobre el terreno
   B. Preparación en el laboratorio
      1. Estándar (secado al aire)
         a) Tamiz de orificios cuadrados de 2 mm
         b) Tamiz de orificios redondos de 2 mm
      2. Humedad del terreno

2. CONVENCIONALISMOS

   A. Base fraccional de tamaño para el informe

      1. < 2 mm
      2. > 2 mm, tamaño especificado

   B. Símbolos de la hoja de datos

      tr: Traza, no medible por el procedimiento cuatitativo utilizado o cantidad no indicable
      Espacio en blanco: análisis no efectuado
      < : menos de la cantidad indicada

3. ANALISIS DE TAMAÑO DE PARTICULAS

   A. Fracción < 2 mm (método de la pipeta)

      1. Muestras secadas al aire
      2. Muestras húmedas
         a) Arcilla con y sin carbonatos
         b) Arcilla fina (< 0,2 mm)
         c) Arcilla dispersable en agua
         d) Arcilla dispersable con ultrasonido y nitrato de circonio o hexametafosfato o HCl o NaOH, según el caso

   B. Fracción > 2 mm

      1. Estimaciones por peso
      2. Estimaciones por volumen

4. ANALISIS RELATIVO A LOS MATERIALES

   A. Densidad aparente

      1. Terrones recubiertos con Saran
      2. Terrones recubiertos con parafina

a) Secados en la estufa

3. Suelo no disturbado

a) Humedad del terreno

4. Terrones saturados con líquidos no polares

B. Retención de agua

1. Extracción por presión en placa (1/3 o 15 bar)

a) Muestras tamizadas

C. Diferencia de retención de agua

1. 1/3 a 15 bar

5. ANALISIS DE INTERCAMBIO DE IONES

A. Capacidad de intercambio de cationes

1. NH_4OAc, pH 7,0, embudo Büchner
2. NaOAc, pH 8,2

a) Centrifugación
b) Percolación

3. Por suma

a) Suma de cationes (Acidez por $BaCl_2$-TEA, pH 8,2; bases por NH_4OAc, pH 7,0).
b) Capacidad efectiva de intercambio de cationes

4. KOAc, pH 7,0
5. $BaCl_2$; pH 8,2
6. NH_4OAc, pH 7,0; tubo de lixinación
7. NaOAc, pH 7,0; percolación

a) Na por fotometría de llama

B. Bases extraíbles

1. NH_4OAc, pH 7,0; percolación

a) No corregida
b) Corregida (intercambiable)

C. Saturación de bases

1. NH_4OAc, pH 7,0
2. NaOAc, pH 8,2
3. Suma de cationes
4. NaOAc, pH 7,0

D. Saturación de sodio (% de Na intercambiable)

1. NaOAc, pH 8,2
2. NH_4OAc, pH 7,0
3. NaOAc, pH 7,0

E. Relación de adsorción de sodio (RAS)
F. Saturación de calcio (% de Ca intercambiable)

1. NH_4OAc, pH 7,0
2. NaOAc, pH 7,0

G. Saturación de aluminio

1. Bases más aluminio

6. ANALISIS QUIMICO

A. Carbono orgánico

1. Digestión con dicromato ácido
   a) Titulación con $FeSO_4$
   b) Evolución de CO_2, gravimetría
   c) Titulación con $FeSO_4$, titulador automático
   d) Colorimetría (materia orgánica)
2. Combustión seca
3. Digestión con peróxido (materia orgánica)
   a) Pérdida de peso

B. Nitrógeno

1. Digestión Kjeldahl
2. Digestión semimicro Kjeldahl
   a) Destilación de amoníaco

C. Hierro

1. Extracción con ditionito
2. Extracción con citrato-ditionito
3. Extracción con citrato-ditionito-bicarbonato
   a) Colorimetría
   b) Absorción atómica
4. Extracción con pirofosfato-ditionito
5. Extracción con pirofosfato de sodio
6. Extracción con oxalato de amonio
7. Extracción con NH_4OAc 1N, pH 4,8
   a) Absorción atómica

D. Manganeso

1. Extracción con ditionito-citrato
2. Extracción con NH_4OAc 1N, pH 7,0
   a) Absorción atómica
3. Extracción con NH_4OAc 1N pH 7,0 + hidroquinona 0,2%
   a) Absorción atómica

E. Carbonato de Calcio

1. Tratamiento con HCl

a) Volumétrico de gas
b) Manómetro

2. Método cualitativo sensible

a) Visual, burbujas de gas

F. Yeso

1. Extracto acuoso

a) Precipitación con acetona
b) Estimación indirecta

G. Aluminio

1. Extracción I con KCl, 30 minutos
2. Extracción II con KCl, de la noche a la mañana
3. Extracción con NH_4OAc, pH 7,0
4. Extracción con NaOAc, pH 8,2
5. Extracción I con pirofosfato de sodio
6. Extracción con oxalato de amonio
7. Extracción con ditionito-citrato
8. NH_4Cl, extractor automático
9. KCl, extractor automático
10. Extracción II con pirofosfato de sodio
11. Disolución con HF
12. Extracción con oxalato de sodio
13. Extracción con citrato-ditionito-bicarbonato

H. Acidez extraíble

1. $BaCl_2$-trietanolamina

a) Retrotitulación con HCl

I. Carbonatos

1. Extracto de saturación

a) Titulación con ácido
b) Titulación con ácido, titulador automático

J. Bicarbonato

1. Extracto de saturación

a) Titulación con ácido
b) Titulación con ácido, titulador automático

K. Cloruro

1. Extracto de saturación

a) Titulación de Mohr
b) Titulación potenciométrica

L. Sulfato

1. Extracto de saturación

a) Gravimétrico $BaSO_4$
b) Titulación con EDTA
c) Colorimetría indirecta con $BaCrO_4$

M. Nitrato

1. Extracto de saturación

N. Calcio

1. Extracto de saturación

a) Titulación con EDTA
b) Absorción atómica

2. Extracción con NH_4OAc

a) Titulación con EDTA, previa separación con alcohol
b) Oxalato-permanganato I
c) Oxalato-permanganato II
d) Oxalato-cerato
e) Absorción atómica

O. Magnesio

1. Extracto de saturación

a) Titulación con EDTA
b) Absorción atómica

2. Extracción con NH_4OAc

a) Titulación con EDTA, previa separación con alcohol
b) Titulación del fosfato
c) Gravimetría, pirofosfato
d) Absorción atómica

P. Sodio

1. Extracto de saturación

a) Fotometría de llama

2. Extracción con NH_4OAc

a) Fotometría de llama

Q. Potasio

1. Extracto de saturación

a) Fotometría de llama

2. Extracción con NH_4OAc

a) Fotometría de llama

R. Azufre

S. Fósforo

1. Digestión con ácido perclórico
   a) Colorimetría del ácido molibdovanadofosfórico
2. Coeficiente de adsorción
3. Retención de KH_2PO_4
   a) Colorimetría del ácido molibdovanadofosfórico

7. MINERALOGIA

A. Análisis instrumental

1. Preparación
   a) Eliminación de carbonato
   b) Eliminación de materia orgánica
   c) Eliminación de hierro
   d) Fraccionamiento de tamaño de partícula
   e) Uso de muestras provenientes de 3A
   f) Eliminación de compuestos amorfos
2. Difracción de rayos X
   a) Película delgada en vidrio, pretratamiento con solución
   b) Película delgada en vidrio, pretratamiento con resina
   c) Película delgada en vidrio, pretratamiento con $NaPO_3$
   d) Película delgada en cerámica, pretratamiento con solución
   e) Película delgada en cerámica, pretratamiento con resina
   f) Película delgada en cerámica, pretratamiento con $NaPO_3$
   g) Montaje en polvo, registro en difractómetro
3. Análisis térmico diferencial
4. Espectroscopía infrarroja
   a) Directa
   b) Diferencial

B. Análisis óptico

1. Estudio de granos
2. Microscopía electrónica

C. Análisis total

1. Fusión con Na_2CO_3
2. Espectografía de emisión de rayos X

D. Area superficial

1. Retención de glicerol

2. Retención de EGME
3. Retención de N2

8. MISCELANEOS

A. Pasta saturada, mezclada

1. Extracto de saturación

a) Conductividad eléctrica

B. Pasta saturada, elevación capilar

C. pH

1. Suspensiones de suelo

a) Dilución acuosa
b) Pasta saturada
c) KCl
d) NaF
e) $CaCl_2$

D. Razones y estimaciones

1. A la arcilla total
2. A la arcilla no carbonatada
3. Ca a Mg extraíbles
4. Porcentaje estimado de arcilla
5. Total estimado de sal
6. Hierro y aluminio en pirofosfato de sodio

E. Resistividad de los suelos

F. Contenido mineral

1. Pérdida por ignición (400°C)

G. Volumen de fibra

H. Color con pirofosfato

I. Predicción de sales.

FE DE ERRATAS

Página	Línea	Dice	Debe decir
26	8	Aomine y Yoshinaga (1954).	Aomine y Yoshinaga (1955).
28	27	Scheffer y colaboradores (1970).	Scheffer y colaboradores (1972)
32	32	Chariguin, 1963; Holmes, 1962	Chariguin, 1964; Hŏlmes, 1952
35	23	Mariano (1965).	Mariano (1964)
36	7	Fieldes (1956).	Fieldes (1955).
39	36	Mella y Kühne (1983).	Mella y Kühne (1985)*
39	40	No forman Andosoles sino Entisoles (Xeropsamments, Xeroumbrepts)	No forman Andosoles sinó Entisoles e Inceptisoles (Xeropsamments, Xeroumbrepts)
48	41	Zeuner, 1955	Zeuner, 1956.
49	32	Auer (1959, 1960).	Auer (1958, 1960)
51	Cuadro 3	CIC pH = 4	CIC Σ_{cat}
53	14	es aun pardo muy obscuro (10YR 2/2 en húmedo)	es aún pardo grisáceo obscuro (10YR 4,5/2 en húmedo)
74	23	Ohmsa	Ohmasa
79	Fig. 6(a)	(horizonte 2Cg)	(horizonte 2Cs)
"	Fig. 6(b)	(horizonte 2Gcs)	(horizonte 2Bt2)
80	Fig. 7	(horizonte 2Cg)	(horizonte 2Cs)
80	Fig. 7	(Besoain y Sepúlveda, 1984)	(Besoain y Sepúlveda, 1984: no publicado)
81	Fig. 8	(horizonte 2Cgs)	(horizonte 2Bt2)
81	Fig. 8	(Besoain y Sepúlveda, 1984)	(Besoain y Sepúlveda, 1984: no publicado)
86	23	Con Buch	Von Buch
91	Fig. 9	(Besoain, 1983)	(Besoain, 1983: no publicado)
98			Cortez, A. 1972. Mineralogía de los suelos derivados de cenizas volcánicas de la cordillera central de Colombia. Min. de Obras Públicas. Centro Interam. Fotointerpretación (Mimeografiado) Bogotá. 47 p.
99	16	Flach, K. 1965.	Flach, K. 1964.
102			Luzio, W. 1967. Análisis mineralógico de 5 suelos derivados de cenizas volcánicas. Agric. Técnica 27: 105-109.
102	29	Mella, A., y A. Kühne. 1983. Suelos derivados de materiales piroclásticos de la zona central-sur de Chile. Descriptiva de los perfiles. Capítulo 7 de este libro.	Mella, A., y A. Kühne, 1985. Capítulo 8: Sistemática y Descripción de las Familias, Asociaciones y Series de los suelos derivados de materiales piroclásticos de la zona central-sur de Chile: 549-722. ***En:*** Suelos Volcánicos de Chile. INIA (J. Tosso, Editor).
104			Shoji, S. y J. Masui. 1969. Amorphous clay minerals of recent volcanic ash soils in Hokkaido (I). Soil Sci. Pl. Nutr. 15: 161-168.
106			Yoshinaga, N. y M. Yamagushi. 1970. Occurrence of imogolites as gel film in the pumice and scoria beds of western and central Honshu and Hokkaido. Soil Sci. Pl. Nutr. 16: 215-223.
157	Cuadro 2	(E. Besoain, 1984)	(E. Besoain, 1985)
163	15	(x 70.000)	(x 38.000)
170	2	máximo a 180°C	máximo a 140°C
"	3	mico máximo a 900°C.....	mico máximo a 890°C .....
170	11	y B-cristobalita	y β - cristobalita
207	7	Besoain, E. 1984. Mineralogía de Suelos. IICA. Libros y Materiales Educativos (En Prensa).	Besoain, E. 1985. Mineralogía de Arcillas de Suelos. IICA. San José (Costa Rica). 1025 p.
262	Figura	Osorno 0-20 cm	Figura 1. Espectro IR: Osorno 0- 20 cm
262	Figura	Osorno 20-40 cm	Figura 2. Espectro IR: Osorno 20-40 cm
263	Figura	Osorno 40-75 cm	Figura 3. Espectro IR: Osorno 40-75 cm
263	Figura	Puyehue 0-20 cm	Figura 4. Espectro IR: Puyehue 0-20 cm
264	Figura	Puyehue 20-40 cm	Figura 5. Espectro IR: Puyehue 20-40 cm
264	Figura	Puyehue 40-75 cm	Figura 6. Espectro IR: Puyehue 40-75 cm
265	Figura	Puyehue 75-95 cm	Figura 7. Espectro IR: Puyehue 75-95 cm
265	Figura	Puyehue 95-120 cm	Figura 8. Espectro IR: Puyehue 95-120 cm

*Error sistemático detectado en las páginas 39, 40, 43, 45, 48, 53, 57, 89, 93, 102, 215, 266.

Página	Línea	Dice	Debe decir
266	Figura	Puyehue 120–140 cm	Figura 9. Espectro IR: Puyehue 120–140 cm
267	Figura	Osorno (0–20 cm)	Figura 10. DRX: Osorno 0–20 cm
268	Figura	Osorno (20–40 cm)	Figura 11. DRX: Osorno 20–40 cm
268	Figura	Osorno (40–75 cm)	Figura 12. DRX: Osorno 40–75 cm
269	Figura	Puyehue (0–20 cm)	Figura 13. DRX: Puyehue 0–20 cm
269	Figura	Puyehue (20–40)	Figura 14. DRX: Puyehue 20–40 cm
270	Figura	Puyehue (40–75)	Figura 15. DRX: Puyehue 40–75 cm
286	19	puede verse en la Figura 1	puede verse en la Figura 1, página 276.
341	Figuras 1 y 2	pH2O p HKCl	pH_{H_2O} pH_{KCl}
344	Figuras 5-A a 5-S	pHH_2O PHK KCl	pH_{H_2O} pH_{KCl}
376	Cuadro 1	Brusita	Brushita
570		32–47 AE	32–47 AC
571	28	2 AC 33–47 Negro	2 AC 32–47 Negro
"	31	3 C1 47–85 y más	2 C 47–85 y más
"	"	constituido por bolones	constituido por bloques
"	34	substratum aluvial constituido por bolones	substratum aluvial constituido por bloques
590		55–100 B4	55–100 Bw
594		28–42 E	28–42 2BA
		42–50 AC	42–50 2BC
			50 y más 2C
606		19–42 E	19–36 A
		42–76 EB	36–70 E
		76–110 B1s	70–104 EB
		110–176 B2s	104–170 B1s
			170 y más C1
607	26	EB 36–70	E 36–70
"	29	B 70–104	EB 70–104
615	24	A 13–3	A 13–25
625			Bt2 92–105 Pardo amarillento oscuro (10YR 4/4); franco arcillo limoso; plástico y adhesivo; friable en húmedo y ligeramente duro en seco; estructura en bloques subangulares medios y gruesos, moderados. Raíces finas y medias, escasas. Límite lineal, claro.
626		119–130 3Bt4	119–130 2Bt4
635	27	Ab 20–39	E 20–39
640		59–72 2C	59–72 2C1
		72–92 3C1	72–92 3C2
		92–104 3C2	92–104 4C3
		104–119 4C	104–119 5C4
		119–140 5C	119–140 6C5
648		77–93 2C	77–93 2C1
		93–116 3C	93–116 2C2
		116–172 4C	116–172 4C3
651	40	2Bt 166–230	2Bt4 166–230
658		19–56 EB	19–56 AB
676		54–61 2C1	54–61 3C1
692		12–39 Bt1	12–39 B1w
		39–56 Bt2	39–56 2Bt1
		56–72 B't1	56–72 2Bt2
		72–94 B't2	72–94 2Bt3
696		0–6 Ap	0–6 Ap1
		6–16 Bt1	6–16 Bs
		16–40 Bt2	16–40 Bt1
		40–64 B't1	40–64 Bt2
		64–98 B't2	64–98 Bt3
		98–120 C	98–120 2BC
698		15–36 AB	15–36 Bw
		83–102 B't1	83–102 Bt3
		122–140 3C	122–140 2C
701	26	2C2 70–80 y más	2C3 70–80 y más
704		84–100 B't1	84–100 Bt2
705	36	Bt1 84–100	Bt2 84–100