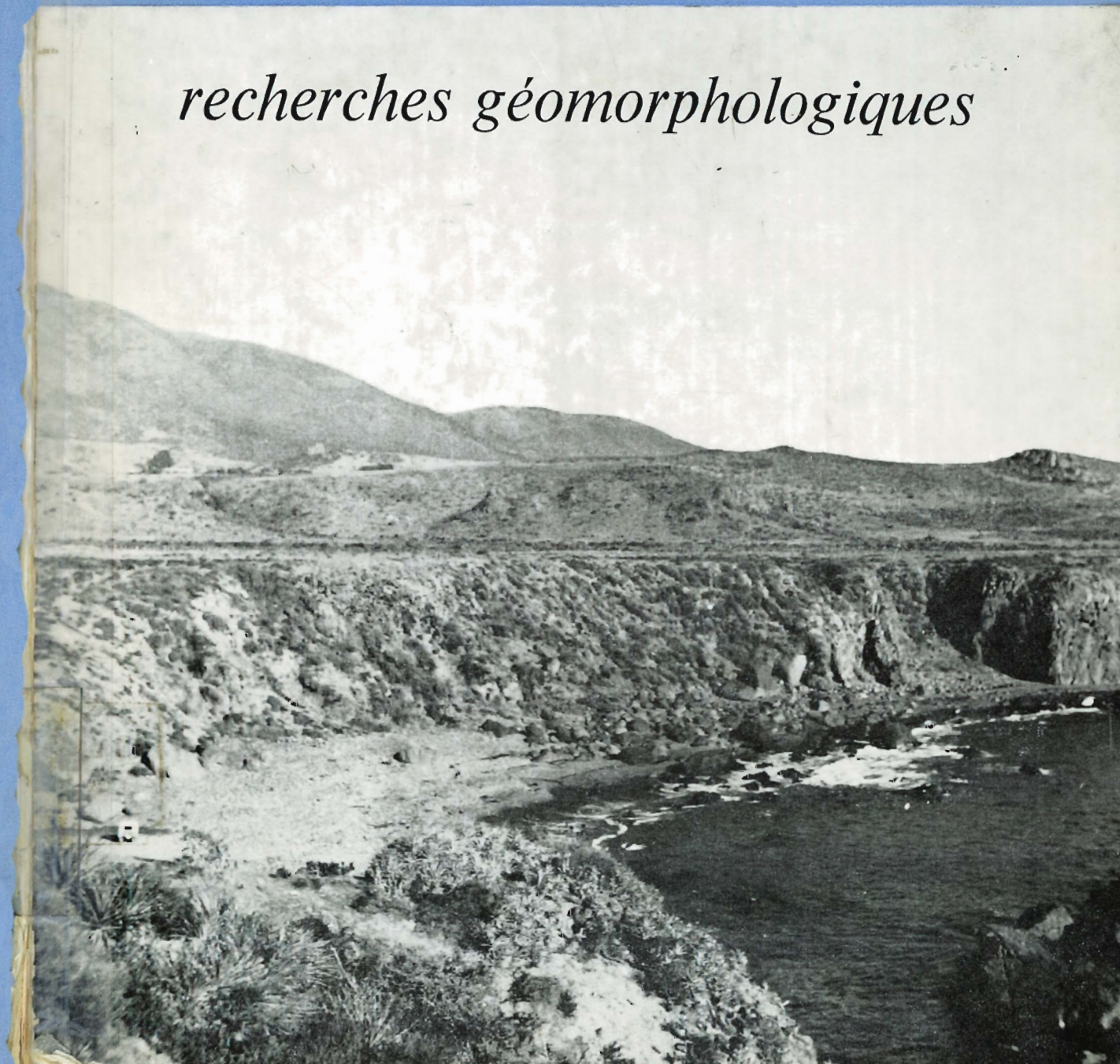


Roland PASKOFF

LE CHILI SEMI-ARIDE

recherches géomorphologiques



LE CHILI SEMI-ARIDE

Roland PASKOFF

Docteur ès Lettres,
Professeur à l'Université du Chili.

**RECHERCHES
GÉOMORPHOLOGIQUES
DANS LE
CHILI SEMI-ARIDE**

BORDEAUX
BISCAYE FRÈRES
IMPRIMEURS
18 à 22, rue du Peugue
1970

Dieu vit que la terre et la mer étaient belles.

Gen. 1, 10.

Tous droits de reproduction, de traduction
et d'adaptation, même partielles, réservés pour tous pays.

Imprimé en France.

© Roland Paskoff, 1970.

A CHILE,

donde nacieron mis hijos Michel y Eric, a su tierra y a su gente, con todo mi cariño.

A MONSIEUR LE PROFESSEUR Jean DRESCH,

en témoignage de ma profonde gratitude.

A MONSIEUR LE PROFESSEUR Henri ENJALBERT,

avec l'expression de mes remerciements.

A MARIE-CLAUDE, MA FEMME,

qui a su partager mes lassitudes et mes enthousiasmes.

A MES PARENTS.

AVANT-PROPOS

Je rends enfin publics les résultats complets de recherches géomorphologiques commencées il y a environ sept ans.

C'est, en effet, au mois de mars 1962 que j'ai pris contact pour la première fois avec l'Amérique du Sud. M. le doyen L. Papy, dont j'avais été l'élève à l'Université de Bordeaux, a bien voulu me témoigner sa confiance en recommandant ma candidature de professeur à l'Université du Chili. J'étais ainsi appelé à succéder dans son poste d'enseignement à M. le professeur J. Borde qui a ouvert en pionnier la voie féconde de la coopération géographique franco-chilienne.

Ce travail n'aurait jamais vu le jour sans les encouragements moraux et matériels que M. le professeur J. Dresch m'a si libéralement prodigués. Le cours sur la géographie physique des terres arides qu'il donna à la Sorbonne pendant l'année universitaire 1956-1957 éveilla ma vocation de géomorphologue orienté vers les régions sèches. Sa visite au Chili en 1963, alors que j'étais assailli par de nombreuses difficultés, fut pour moi décisive. Malgré une douloureuse blessure à la jambe il n'hésita pas à m'accompagner plusieurs jours sur le terrain : il m'éclaira, me conseilla, m'orienta. Par la suite, il n'a cessé de s'intéresser de près au déroulement de mes recherches. Ce livre a été écrit bien souvent en pensant à lui dans le souci de ne pas démentir. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression déférente de ma très profonde gratitude.

M. le professeur H. Enjalbert, à qui je dois mes premières notions de géomorphologie, a bien voulu accepter de diriger cette thèse. Par trois fois il est venu me voir au Chili. Les tournées que nous avons faites ensemble, les discussions longues et souvent passionnées qui les suivaient, m'ont ouvert des perspectives qui seraient probablement restées dans l'ombre. Il a suivi de près l'élaboration finale de mon travail : ses remarques et ses suggestions m'ont obligé à préciser mes points de vue et m'ont permis de combler des lacunes. Je lui exprime mes remerciements respectueux.

Mes recherches ont été l'occasion de nouer une solide amitié avec le D^r D. Herm en compagnie de qui j'ai si souvent parcouru la côte brumeuse du Chili semi-aride. Ses savantes observations sur la faune marine néogène ont été pour moi d'un secours essentiel. Nos échanges de vue qui commençaient autour du feu de camp, se poursuivaient à l'Ecole de géologie de Santiago, voire au Musée paléontologique de Munich. C'est ensemble que nous avons mis au point un essai de classification du Quaternaire marin chilien. Nos travaux se sont prêtés une assistance mutuelle. Je saisis l'occasion qui m'est donnée pour lui témoigner ma reconnaissance.

J'ai eu aussi la chance de recevoir de nombreux visiteurs dont les conseils m'ont été précieux : MM. les professeurs A. Guilcher, P. Birot, J. Aubouin et G. Viers m'ont aidé à résoudre des problèmes que j'ai pu leur présenter sur le terrain. J'ai écouté les utiles suggestions de M. le professeur J. Tricart lors de ses passages à Santiago. Grâce à ces éminents interlocuteurs je n'ai pas connu les dangers de l'isolement.

Partout j'ai rencontré de la bienveillance. Cette thèse n'aurait pas été menée à bien dans de bonnes conditions sans la longue mission d'enseignement à l'Université du Chili que m'a confiée la Direction générale des relations culturelles, scientifiques et techniques, du Ministère des affaires étrangères. Sur place les conseillers culturels de l'Ambassade de France ont compris l'intérêt de mon travail; j'exprime tout particulièrement ma gratitude à M. E. Pommier dont j'ai admiré le dévouement efficace à la cause de la coopération entre la France et le Chili.

A l'Université du Chili les différents directeurs du Département de géographie de Santiago m'ont toujours manifesté de la cordialité. Je salue la mémoire du savant que fut Don Humberto Fuenzalida; c'est lui qui m'accueillit à mon arrivée et me présenta le terrain qui allait devenir celui de mes recherches. Ses successeurs, Don Julio Vega d'abord, Don Eusebio Flores ensuite, m'ont étroitement associé aux tâches du Département. Des collègues sont devenus des amis fidèles : Rómulo Santana a mis sa générosité à mon service; Sergio Sepúlveda ne m'a pas ménagé son appui. Je n'aurais garde d'oublier mes étudiants qui, avec la bonne humeur qui caractérise le tempérament chilien, ont collaboré activement à des travaux utiles pour moi : sur mes carnets de route reviennent souvent les noms de Maria-Cristina et de Hans Schneider, Lucila Recart, Maria-Ester Vera, Rodrigo Antonioletti, Juan Valenzuela, Franklin Rodriguez et de bien d'autres.

Les portes de l'Institut géographique militaire se sont ouvertes à mes demandes grâce à la profonde amitié du lieutenant-colonel J. León qui, dès le début, s'est mis à mon entière disposition; à la cartothèque, à la photothèque où maintes fois M. Retes m'a si aimablement reçu, on m'a toujours donné ce que je sollicitais.

Au moment des remerciements que de visages sympathiques défilent dans ma mémoire! J.-C. Vicente m'a fait profiter de ses connaissances géologiques au cours de randonnées communes. J. Montané m'a souvent reçu au Musée archéologique de La Serena. Les géologues H. Thomas et L. Aguirre m'ont autorisé à prendre connaissance de cartes non encore publiées. H. Katz et J. Stiefel m'ont accompagné dans la Cordillère de l'Elqui. Au Projet minier des Nations unies MM. N. Varlamoff, Cl. Pelletier et Cl. Blanc ont mis à ma disposition une abondante documentation. Irène Descroix qui aimait la Nature a, plusieurs fois, participé à mes sorties. M^{lle} M. Simian s'est appliquée à déchiffrer mes pages manuscrites. La liste serait longue si je devais citer toutes les personnes de bonne volonté que j'ai rencontrées dans ce pays hospitalier.

En France j'ai trouvé les secours indispensables pour mener à bien mes recherches. Le Centre national de la recherche scientifique m'a accordé généreusement, à plusieurs reprises, des subventions pour frais de déplacement et achats de photographies aériennes. M. le professeur P. Monbeig m'y a toujours donné des conseils très sûrs. Au Centre de recherches et de docu-

mentation cartographiques et géographiques du C.N.R.S., M. le professeur F. Joly a accepté de prendre en charge la publication de mes cartes morphologiques en couleurs, cartes qui ont été dessinées avec beaucoup de soin par M^{lle} M.-L. Lambert et M^{me} A. Liquei. M. le doyen A. Journaux a bien voulu inscrire au programme des travaux du Centre de géomorphologie du C.N.R.S. à Caen l'analyse de certains de mes échantillons qui ont été confiés à M^{me} Le Coustumer et M. Pellerin. A l'Institut de géographie de Paris, M^{me} M. Ters, M. R. Coque et M. Guez, au Laboratoire de géologie de l'Ecole normale supérieure de la rue d'Ulm, M. A. Jauzein, à l'Institut de géographie de Bordeaux, M. M. Boyé, à l'Ecole nationale supérieure d'agronomie de Grignon, M. N. Fedoroff, ont consacré une partie de leur temps précieux à examiner des échantillons de roches, de sables, d'argiles, de croûtes calcaires ou de sols. Au Muséum national d'histoire naturelle, M. le professeur R. Hoffstetter s'est intéressé à des ossements de vertébrés fossiles que j'ai recueillis et il m'a fait l'honneur de m'associer à la publication qu'il leur a consacrée. M^{me} Delibrias, au Centre des faibles radioactivités du C.N.R.S. et M. le professeur P. Lévêque, à l'Institut de géologie du Bassin d'Aquitaine, ont procédé à des déterminations d'âge absolu par la méthode du ¹⁴C sur des coquilles prélevées dans d'anciennes plages marines. J'adresse à toutes ces personnes l'expression de ma profonde reconnaissance.

Enfin, last but not least, ma femme a efficacement participé à l'élaboration de cet ouvrage malgré de lourdes occupations familiales et professionnelles. Elle m'a souvent accompagné sur le terrain où elle a été un interlocuteur précieux. Je lui dois aussi la mise au net de la majeure partie de l'illustration. Enfin elle a su accepter avec bonne volonté le rythme de vie ingrat que j'ai imposé aux miens pendant ces dernières années. Je lui exprime mes affectueux remerciements.

*
**

Je n'ai pas la prétention de présenter dans les pages qui vont suivre une étude géomorphologique exhaustive du Chili semi-aride. Il s'agit plus modestement de recherches qui n'ont été poussées, en dehors de la côte, que dans certains secteurs particulièrement intéressants. De vastes régions de l'intérieur n'ont fait l'objet que d'itinéraires de reconnaissance ou seulement d'une interprétation des photographies aériennes avec des vérifications partielles sur le terrain (fig. 2). Il ne pouvait être question de procéder autrement sur un vaste territoire mal desservi par les voies de communication et aussi peu défriché du point de vue de la géographie physique. Du moins mes enquêtes me permettent-elles de proposer un schéma d'ensemble qui pourra servir de base pour des recherches plus détaillées sur l'évolution du relief dans le Chili semi-aride.

Santiago (Chili), juin 1969.

PETIT LEXIQUE

<i>Cerro</i>	mot au sens très large ; il désigne tout relief présentant une dénivellation marquée ; il peut s'appliquer aussi bien à une colline isolée qu'à un haut sommet montagnard.
<i>Cordón</i>	chaînon.
<i>Estero</i>	cours d'eau secondaire à écoulement continu.
<i>Laguna</i>	lagune littorale mais aussi étang ou lac.
<i>Llano</i>	surface plane.
<i>Losa</i>	dalle.
<i>Maicillo</i>	granite réduit à l'état d'arène.
<i>Morro</i>	sommet de forme arrondie.
<i>Paso</i>	col.
<i>Porotos</i>	petits galets très arrondis d'origine marine.
<i>Quebrada</i>	organisme hydrographique à écoulement intermittent (ravin, torrent...)
<i>Rio</i>	cours d'eau principal à écoulement continu.
<i>Sierra</i>	ligne de crête aiguë.
<i>Vega</i>	plaine de remblaiement humide (<i>vegas</i> littorales ou andines).

LIVRE PREMIER

APERÇU D'ENSEMBLE
SUR LA GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

CHAPITRE PREMIER

LES TRAITS ORIGINAUX DU PAYSAGE

Le Chili semi-aride correspond assez bien à l'espace compris entre le 30° et le 33° de latitude sud (*fig. 1*). A cette unité climatique s'ajoutent deux caractères originaux, sans doute liés par une relation de cause à effet (Brüggen, 1950) :

— la disparition de la dépression longitudinale ; ainsi la division tripartite classique du Chili en Cordillère des Andes, fosse médiane et Cordillère de la Côte s'est effacée ;

— l'absence de manifestations volcaniques récentes.

De fait, cette double spécificité, orographique et structurale, apparaît dès le 27° de latitude sud, là où le désert hyperaride est relayé par le désert marginal (Mortensen, 1927). L'appellation consacrée par l'usage de *Norte chico* — le Petit Nord parce qu'il est déjà moins sec que le *Norte grande* — s'applique, dans son sens courant et large (Fuenzalida, 1950 ; Sepúlveda, 1962), à tout le territoire compris entre le 27° et le 33° de latitude sud. Je lui donnerai dans mon texte une acception plus restreinte puisque je l'identifierai avec le Chili semi-aride.

Il est possible de distinguer dans le *Norte chico* ainsi entendu quatre grands ensembles physiques (*fig. 3*) :

- la haute cordillère ;
- la moyenne montagne ;
- les grandes vallées transversales ;
- la bande côtière.

LA HAUTE CORDILLERE

L'édifice andin, au sens large, a perdu ses hauts plateaux et leurs volcans depuis les confins de l'Atacama mais, si l'on tient compte des chaînons de son versant occidental — la moyenne montagne du Chili semi-aride — et des reliefs bordiers de la province de San Juan en Argentine, sa largeur reste imposante : elle est de l'ordre de 400 km. Cependant la haute cordillère proprement dite a un développement transversal réduit à la moitié de cette distance, soit environ 200 km. C'est une montagne très élevée puisque tous ses sommets dépassent 3 500 m et que les cimes supérieures à 5 000 m se comptent par dizaines. Des hauteurs culminantes dépassant 6 000 m marquent même la frontière entre le Chili et l'Argentine là où, aux environs du 30° de latitude, elle est rejetée vers l'Est. Plus au Sud, la ligne de

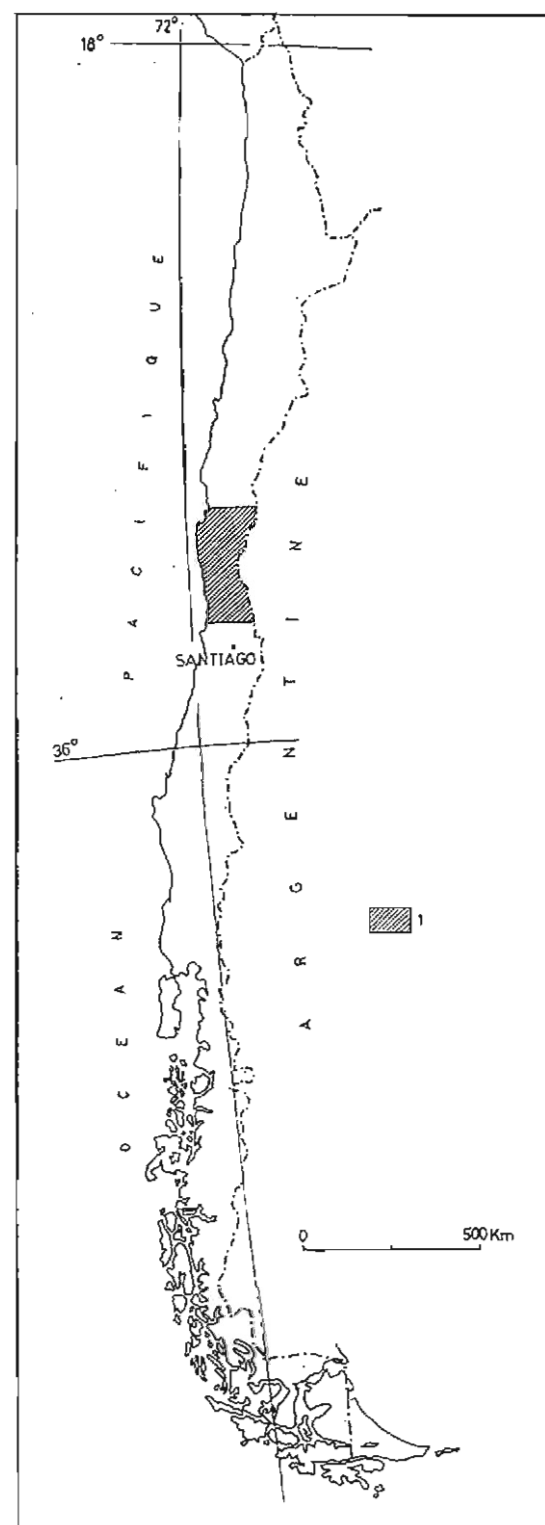


FIG. 1. — Croquis de localisation
du Chili semi-aride.
1. Le Chili semi-aride.

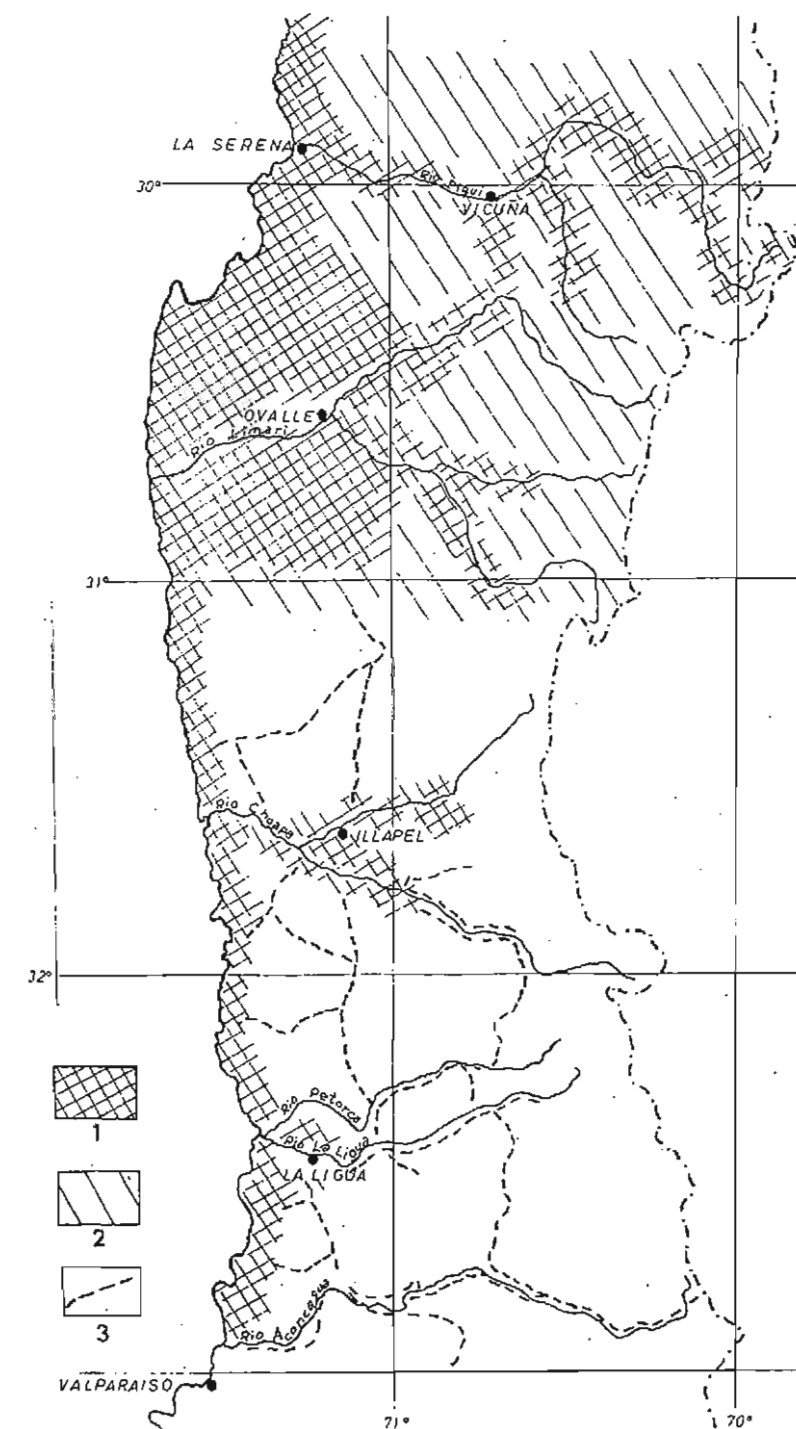


FIG. 2. — L'étude géomorphologique du Chili semi-aride.
1. Recherches détaillées sur le terrain. — 2. Etude des
photographies aériennes et vérifications partielles sur le
terrain. — 3. Itinéraires de reconnaissance.

partage des eaux s'infléchit vers l'Ouest si bien qu'à la hauteur d'Illapel, le Chili ne mesure plus en largeur que 90 km ; il laisse alors les plus hauts cerros sur le territoire du pays voisin. Pourtant, presque toujours les cols se situent entre 3 700 et 4 700 m d'altitude.

La massivité constitue un autre trait caractéristique de la haute cordillère à peine aérée par quelques profondes vallées. Même si la direction N-S semble prédominante dans le compartimentage, celui-ci manque d'ordonnance et de rigueur. Les surfaces sommitales planes sont l'exception. L'agencement des lignes de crêtes, rongées de tous côtés par des cirques, laisse une impression de confusion. Des couloirs bien calibrés, perchés au-dessus des grandes vallées, séparent ces échines entre elles. Parfois, des langues de blocaille, plus ou moins désordonnées d'aspect, longent la paroi à l'ombre de ces auges. Ailleurs, des amoncellement anarchiques encomrent leur fond. Des cônes d'éboulis, plaqués sur les versants meurtris par le gel, peuvent, quand ils sont jointifs, perturber l'écoulement normal des eaux et créer de petits lacs. Partout on devine l'action récente des glaces, même si les vrais glaciers manquent aujourd'hui. Les chutes de neige varient en importance selon les années mais au cœur de l'été ne subsistent plus que des plaques de névé, souvent hérissées de magnifiques pénitents.

Hormis lors des tempêtes hivernales et, quelquefois en saison chaude, lorsque des phénomènes d'ascendance de l'air donnent naissance à de gros nuages blancs, le ciel ne se départit pas de son bleu très pur. La haute cordillère est déjà une montagne aride mais elle n'est pas totalement dépourvue de végétation. Des pâturages d'altitude — ce sont les *veranadas* — reçoivent pendant l'été, sous la garde de quelques bergers, des troupeaux de chèvres et de moutons chassés par la sécheresse des régions plus basses. Pendant l'hiver, c'est le vide humain. Aucune mine de véritable importance n'existe. La piste internationale La Serena-San Juan, unique chemin carrossable traversant la chaîne à ces latitudes, n'est praticable que de décembre à avril. Le reste de l'année, seuls quelques troupeaux de *guanacos*, proches parents du lama, hantent ces parages sans vie.

LA MOYENNE MONTAGNE

La haute cordillère s'achève brusquement à l'Ouest, aux approches du 70° 45' de longitude. Au-delà de ce méridien, on découvre un ensemble de chaînons désordonnés dans leur disposition individuelle ; leurs sommets, souvent subégaux, constituent comme des paliers qui, de 3 000 m à 1 000 m d'altitude, s'abaissent vers l'Océan. Les lignes de crêtes sont presque toujours des formes banales dues au simple recoupement des versants de quebradas qui se sont enfoncées de plusieurs centaines de mètres. Ces serres se trouvent partout, non seulement dans les affleurements granitiques de teinte claire mais aussi dans les roches volcaniques et conglomératiques de couleur violacée dont la disposition le plus souvent inclinée vers l'Est ne donne qu'exceptionnellement des reliefs dissymétriques. De-ci, de-là, quelques rares témoins sommitaux aplanis ont miraculeusement échappé aux destructions de l'érosion. On pressent partout une action torrentielle d'une grande violence mais aujourd'hui cette érosion est apaisée : les versants, en dépit de leur pente, portent des sols — encore qu'ils soient squelettiques — et une steppe

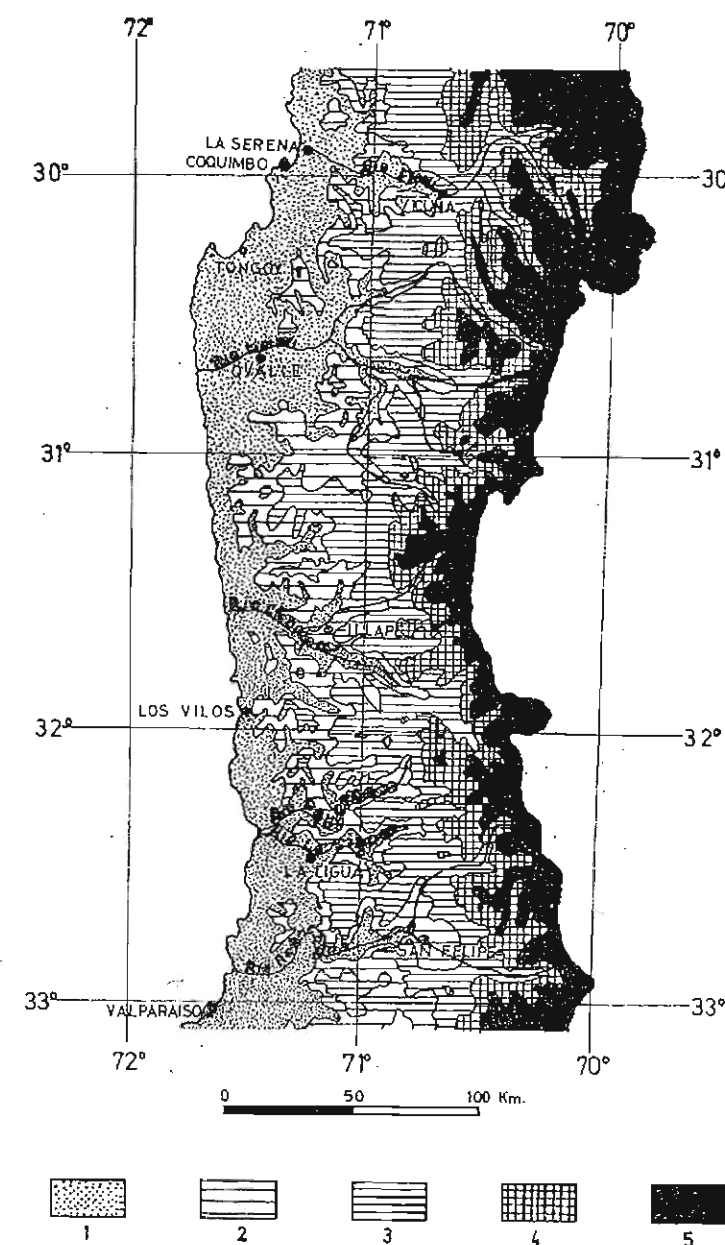


FIG. 3. — Orographie du Chili semi-aride (d'après la carte au 1/100 000 publiée par l'Institut géographique militaire du Chili).

1. Entre 0 et 500 m. — 2. Entre 500 et 1 000 m. — 3. Entre 1 000 m et 3 000 m. — 4. Entre 3 000 et 4 000 m. — 5. Au-dessus de 4 000 m.

basse de plantes épineuses ou succulentes, peuplée de lièvres. Ici aussi le ciel est le plus souvent limpide, l'air sec. L'occupation humaine discrète frappe le visiteur par sa discontinuité : des bergers surveillent des moutons et surtout des chèvres, des mineurs exploitent artisanalement des filons enrichis.

LES GRANDES VALLEES TRANSVERSALES

Parce que la dépression longitudinale médiane manque aux latitudes semi-arides, les grands rios (Elqui, Limari, Choapa, Petorca et La Ligua) jouent un rôle essentiel dans la géographie humaine. D'abord ils constituent des voies naturelles de pénétration ; de plus, ils sont bordés de banquettes ou de terrasses propres aux cultures ; l'irrigation, aisée, corrige les aspects négatifs d'un climat déficitaire en eau mais ensoleillé. De fait, d'anciennes civilisations précolombiennes ont trouvé dans ces vallées un cadre favorable à leur épanouissement, tout particulièrement dans celle du Rio Elqui : les hommes d'El Molle (premiers siècles de l'ère chrétienne) ont introduit l'agriculture et, par la suite, les Diaguites chiliens ont aussi laissé des traces, telle leur originale poterie à motifs géométriques. Aujourd'hui encore les villes du *Norte chico*, à l'exception de l'ensemble urbain La Serena-Coquimbo, sont situées dans la partie moyenne des cours d'eau importants. Il s'agit de petits centres commerciaux avec moins de 20 000 habitants (Vicuña, Ovalle, Illapel, La Ligua).

Les rios ne coulent vraiment vers l'Ouest que dans leur cours aval ; à l'amont ils se ramifient en un réseau aux branches orientées le plus souvent NE-SW ou SE-NW, parfois même franchement N-S. Le réseau hydrographique donne l'impression d'être fait de pièces et de morceaux péniblement réunis les uns aux autres, au total d'être assez mal hiérarchisé.

Toutes ces vallées ont en commun un caractère à première vue assez surprenant : elles sont larges et profondes tout le long de leur cours ; souvent les rivières coulent en chenaux anastomosés sur un fond alluvial ample. Et jusqu'en pleine cordillère, non loin du pied de la muraille qui marque la ligne de partage des eaux, le calibrage se poursuit, même si le plancher paraît moins plat et plus accidenté.

Dans leur cours amont, au-dessus de 3 000-3 500 m, les grandes vallées ont un profil transversal en U que les éboulis vifs et les cônes torrentiels construits par les quebradas affluentes n'ont pas encore réussi à oblitérer. Comme dans toutes les auges de modelé glaciaire typique, des resserrements coupés en trait de scie alternent avec des évasements remblayés. Parfois, des accumulations de blocaille obturent la vallée ; la rivière actuelle y a ouvert une brèche mais il subsiste souvent à l'arrière une petite *laguna* en voie de colmatage. Au-delà de ces bouchons, des lambeaux de terrasse sont constitués par un matériel alluvial à disposition chaotique.

Les vallées s'élargissent dans leur cours moyen et leur fond plat se débarrasse peu à peu des pointements rocheux qui l'encombraient par endroits à l'amont. Les éboulis actifs s'estompent progressivement sur les versants qui dès 1 300 m dans les cas d'orientation favorable (Rio Claro) portent des plantations de vigne étendues. Les terrasses sont ici à peu près inexistantes ;

aussi les cultures fruitières et légumières colonisent-elles, en dépit des périls, un très bas niveau que les fleuves semblent avoir incisé tout récemment et qu'ils peuvent encore recouvrir lors de très fortes crues. Le fait majeur du modelé tient à la présence d'énormes cônes de déjection construits par les cours d'eau affluents ; ils ont dû dans certains cas barrer complètement la vallée principale, tant ils sont imposants. Un gros appareil alluvial, sapé sur son front, s'emboîte souvent dans une construction plus ancienne et plus démantelée. Ces formes appartiennent au passé : l'abondance du matériel fin dans leurs dépôts a permis à l'homme de les aménager en champs cultivés.

Parfois les vallées présentent des élargissements majeurs qui prennent l'aspect de véritables petits bassins intérieurs, tel celui d'Ovalle ou celui d'Illapel ; ils apparaissent comme les signes précurseurs, encore bien isolés, de la dépression centrale du Chili centre-sud. On y découvre d'immenses épandages détritiques anciens issus de la montagne.

Le cours aval des fleuves est caractérisé par l'existence d'un système de trois niveaux étagés principaux qui, à proximité du littoral, passent latéralement à des plates-formes côtières. A quelques dizaines de kilomètres de l'Océan une première terrasse se manifeste ; son altitude relative au-dessus du lit majeur atteint une centaine de mètres aux approches de l'embouchure. Son extension et sa continuité marquent profondément le paysage des grandes vallées au moment où elles s'apprêtent à disparaître. Tous les aéroports du Chili semi-aride ont tiré parti de sa platitude et de sa largeur qui atteint plusieurs kilomètres tant sur la rive droite que sur la rive gauche. Entre cette terrasse et le lit d'inondation on reconnaît deux niveaux d'ampleur plus réduits (quelques centaines de mètres), constitués par un matériel moins grossier et mieux stratifié ; ils sont intégralement irrigués. L'humidité et la douceur de l'air océanique qui pénètrent dans les basses vallées expliquent la présence de cultures d'affinités subtropicales (papayers).

LA BANDE COTIERE

La frange littorale, dont la largeur varie suivant les secteurs de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres, présente une double originalité :

— elle est remarquable d'abord par la présence d'une série d'aplanissements, généralement au nombre de trois, étagés au-dessus de la ligne de côte actuelle, doucement inclinés vers l'Ouest et séparés entre eux par des escarpements tournés en direction de l'Océan. Ces niveaux tranchent des affleurements soit de granite très souvent altéré en arène, soit de roches dont l'aspect tourmenté laisse entrevoir une longue histoire, soit au contraire de grès tendres peu anciens ;

— le climat est ici, paradoxalement, étant donné la latitude, frais, venteux et surtout brumeux. Le brouillard côtier, appelé *camanchaca*, enveloppe très fréquemment le littoral et ses abords ; les premiers nuages apparaissent sur le continent en fin d'après-midi et à l'heure du refroidissement nocturne s'installent les *neblinas matinales* qui se dissipent seulement à la fin de la matinée.

A vrai dire, cette unité d'ensemble laisse place du Nord au Sud à des conditions régionales variées.

Autour de la baie de Coquimbo, de part et d'autre de l'embouchure du Rio Elqui, les plates-formes — on en compte ici cinq — s'étagent sur une distance de 5 km entre 100 m d'altitude et la plage actuelle. Cuirassées en surface par de puissants encroûtements calcaires (c'est la *losa*, pierre à bâtir de La Serena), elles présentent une étonnante régularité à laquelle le climat déjà désertique confère encore une netteté saisissante. D'entrée de jeu, l'œil le moins prévenu soupçonne l'œuvre de l'Océan dans la genèse de ces belles terrasses, à en juger par le foisonnement des mollusques fossiles qui jonchent le sol ; l'esprit imagine sans peine le retrait saccadé de la mer qui a laissé derrière elle des falaises rigoureusement parallèles à la ligne de côte actuelle.

A partir de la baie de Tongoy, la frange littorale s'élargit jusqu'à mesurer une vingtaine de kilomètres. Mais la belle ordonnance de la baie de Coquimbo a disparu. Les indices ne manquent pas qui laissent deviner les vicissitudes récentes d'une histoire troublée. Pourquoi le Rio Limari néglige-t-il un chemin tout tracé vers la baie de Tongoy — chemin qu'il a dû suivre effectivement naguère à en juger par les galets qui jalonnent cet ancien passage et qui progressivement vers le Nord laissent la place à des dépôts marins coquilliers — pour s'enfoncer à grand prix dans une véritable « trouée héroïque » ? Il atteint péniblement l'Océan en suivant pendant 20 km une gorge étroite et profonde, sciée dans un dispositif de marches aplanies qui s'élèvent en direction de l'Ouest. La dernière, haute de 600 m, domine directement les eaux bleu foncé du Pacifique. Elle disparaît souvent à la vue dans un capuchon de nuages qui masque un fait, apparemment hallucinant, dans cette région de steppe rase : l'existence sur sa partie haute d'une véritable forêt dégouttante d'eau, difficilement pénétrable parfois, tant elle est envahie de souches pourrissantes, d'un sous-bois de fougères humides et de mousses gorgées de rosée ! C'est le bois de Fray Jorge, réplique presque exacte de la forêt valdivienne du Chili très arrosé de la région des Lacs, en situation d'avant-poste isolé à plus de 1 000 km au N de son domaine naturel...

Entre la baie Teniente et celle de Los Vilos, la bande côtière se rétrécit mais conserve une largeur appréciable, de l'ordre de 5 km en moyenne. La présence d'une seule grande plate-forme, notable par son ampleur et sa hauteur (jusqu'à 300 et même 400 m), marque le paysage : les quebradas y sont profondément encaissées. Des traits aberrants retiennent l'attention : en certains endroits, la pente très forte du niveau vers l'Océan, la présence de longs escarpements rectilignes, parfois de plusieurs dizaines de mètres de dénivellation, tournés vers l'Est. L'évolution a dû être complexe : on voit que l'Océan a agi mais on pressent que le continent a réagi. Ces symptômes de lutte s'atténuent progressivement vers le Sud et à partir du Rio Choapa la route panaméricaine qui, depuis la baie Teniente s'était éloignée du littoral pour échapper aux divers accidents, s'en rapproche à nouveau.

La baie de Los Vilos marque le retour à une ordonnance régulière des aplanissements même si la largeur de l'ensemble est maintenant réduite à quelques centaines de mètres. Trois plates-formes rocheuses, dans certains cas encore parsemées d'écueils qui évoquent sans ambages la présence passée de la mer, s'étagent entre 100 m environ et le rivage actuel. Elles se suivent sans discontinuité sur une distance de 50 km. La steppe basse — qui, les années humides, peut donner d'étonnantes floraisons — passe progressivement à un matorral épineux. Les tranchées naturelles ou artificielles montrent toujours un horizon induré rouge, appelé par les habitants *tosca* ;

il s'interpose entre le sol actuel et les dépôts de galets des terrasses ; il suggère des conditions d'altération qui ne sont plus réalisées aujourd'hui.

Au-delà de la baie La Ligua, la frange littorale, un moment réduite à un étroit ruban, retrouve de l'ampleur. Au Nord du Rio Aconcagua l'Océan, en d'autres temps, s'est avancé profondément à l'intérieur des terres et il y a laissé des traces sous la forme de sables fossilifères. Mais ils disparaissent souvent sous des accumulations dunaires anciennes qui, le climat étant devenu ensuite plus humide, ont été modelées en collines basses et pourrait-on dire avachies. La végétation devient plus fournie ; les arbustes aux feuilles vernissées, tel le *boldo*, remplacent les buissons épineux.

Cette description de la frange côtière resterait incomplète sans l'évocation, même rapide, du rivage actuel. Le littoral déchiqueté dans le détail, suit une orientation grossièrement rectiligne SSE-NNW, au moins de la baie La Ligua à la pointe Lengua de Vaca. Il est flanqué d'une étroite plate-forme continentale. L'océan Pacifique a de faibles marées mais sa houle puissante et ses dangereux tsunamis donnent à la côte une vie assez agitée. Dans ses eaux froides foisonne la vie animale. Des vents réguliers qui soufflent inlassablement du Sud-Ouest, courbent la végétation et font « fumer » les grandes accumulations dunaires, héritières d'édifices plus anciens et plus imposants encore.

Sur ce rivage ingrat, le peuplement humain est lâche aujourd'hui, mais l'abondance des restes de cuisine préhistoriques témoigne d'une occupation ancienne relativement dense.

CHAPITRE II

LE PROCHE OCEAN

Le climat et la morphologie de la bande côtière du Chili semi-aride dépendent étroitement de l'influence qu'exerce l'« Océan du Sud » sur le domaine continental. Influence indiscutable mais les données qui permettraient de la préciser sont peu abondantes. Celles dont nous disposons pour la bordure sud-orientale du Pacifique, face au *Norte chico*, ont malheureusement un caractère fragmentaire.

LA MARGE CONTINENTALE

L'ORIENTATION GENERALE DE LA COTE

Le littoral montre la même disposition, grossièrement méridienne, que la haute cordillère. Ce parallélisme suggère une relation de premier ordre entre le soulèvement andin et la localisation de la ligne de contact continent-Océan.

LA PLATE-FORME CONTINENTALE

Les renseignements manquent sur sa topographie et sa géologie¹. Le fait le plus notoire est son étroitesse (*fig. 4*) puisque sa largeur ne dépasse guère, dans le meilleur des cas, une dizaine de kilomètres et elle peut se réduire presque à rien sur une longue distance, comme entre les latitudes 30° 15' et 32° S.

L'examen des cotes de profondeur données par les cartes de navigation pour la baie de Coquimbo et celle de Tongoy laisse entrevoir l'existence de deux anciennes terrasses marines aujourd'hui immergées, l'une à —15 —20 m, l'autre vers —45 —50 m. On croit aussi deviner dans la baie de Coquimbo une échancrure du talus continental qui pourrait être due à un ancien cours subaérien du Rio Elqui. Enfin, il semble bien (V. Alberti, comm.

1. Reyes (1967) a publié une carte préliminaire bathy-lithologique de la baie de Valparaíso. Elle montre que les sédiments sableux se rencontrent, d'une part entre le rivage et —30 ou —40 m, d'autre part à proximité du talus continental de —140 à —500 m ; les silts et les sablons occupent l'essentiel de la plate-forme continentale.

orale) que la vallée du Rio Limari se poursuive pendant quelques kilomètres sous l'Océan. La plate-forme continentale actuelle a donc connu une ou plusieurs périodes d'émersion.

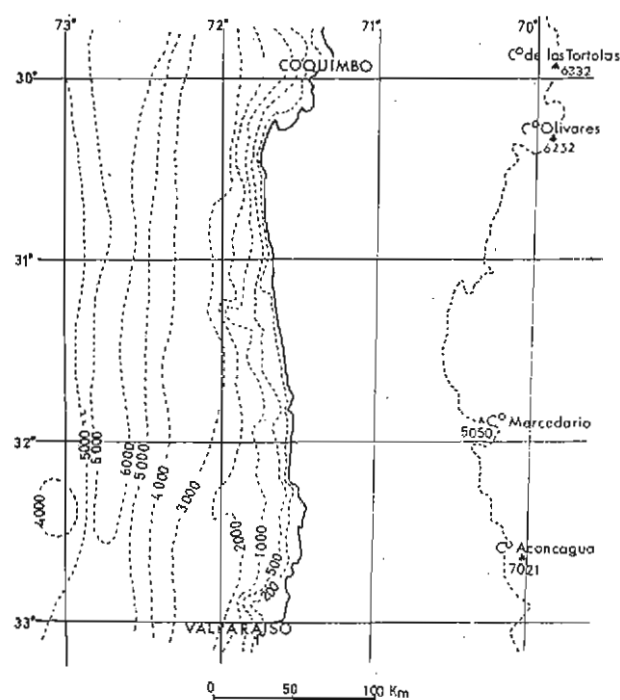


FIG. 4. — Les fonds marins devant la côte du Chili semi-aride.

D'après la carte du Chili au 1/3 000 000
publiée par l'Institut géographique militaire du Chili (1968).

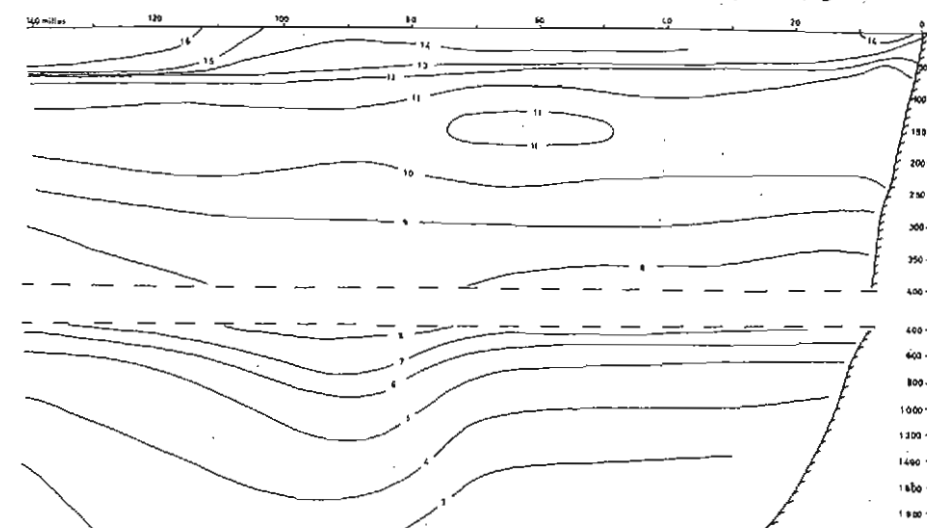
LA FOSSE OCEANIQUE

Le ravin abyssal Pérou-Chili (Fischer et Raitt, 1962 ; Hayes, 1966) atteint entre Coquimbo et Valparaíso des profondeurs qui dépassent 6 000 m. C'est une fosse étroite en forme de V. Les sédiments qui s'y sont accumulés n'atteignent pas 500 m d'épaisseur ; il s'agit d'un mélange de matériaux fins et grossiers qui fait penser à des courants de turbidité ou à des glissements. Des carottes prélevées plus au Nord, devant Antofagasta, ont ramené des argiles fossilifères, rapportées au Miocène, qui gisaient en surface dans la partie la plus profonde du ravin. Ce remplissage est donc à la fois, peu abondant et relativement ancien aux latitudes arides alors que vers le Sud, au-delà du 40°, il s'épaissit à tel point qu'il efface la fosse en tant que forme topographique. On notera également que le ravin correspond à une zone d'anomalie négative du champ de gravité.

La côte est ainsi établie sur un voussoir entre la grande flexure du versant occidental des Andes et la faille-flexure qui limite vers l'Est le ravin abyssal. C'est là un agencement propre aux structures dites pacifiques.

LES EAUX MARINES

Les campagnes océanographiques (Gunther, 1936 ; Brandhorst et Inostroza, 1965) menées en face des côtes du Chili centre-nord ont montré l'existence de trois masses d'eau superposées qui offrent des caractéristiques spécifiques de température, de salinité et de contenu en oxygène (fig. 5, 6 et 7).



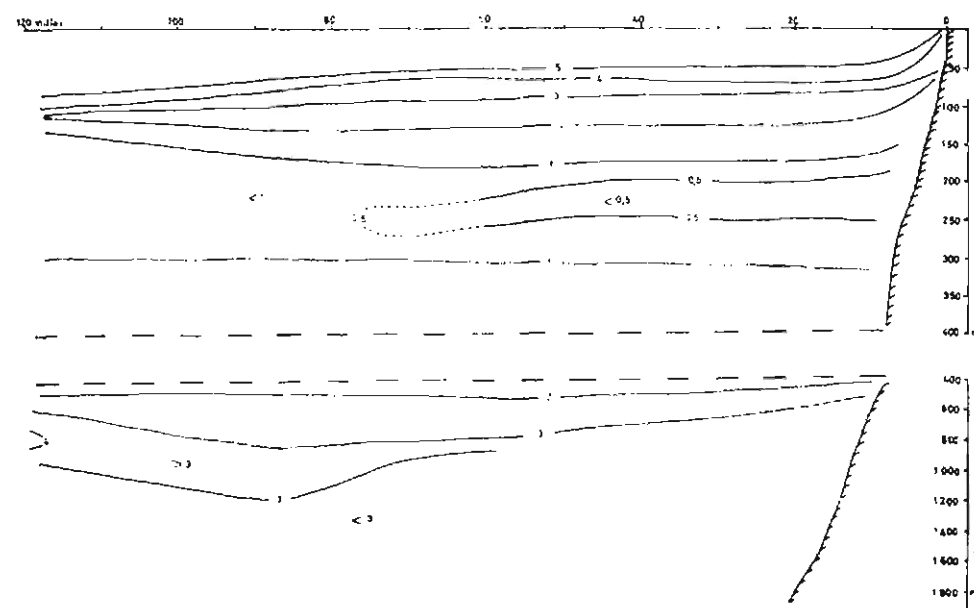


FIG. 7. — Distribution verticale de l'oxygène (mol/l) dans l'océan Pacifique à la latitude de la baie de Pichidangui (32° 8' S), les 28-30 mai 1931, d'après Brandhorst et Inostroza (1965).

En abscisses distances en milles à partir de la côte ; en ordonnées, les profondeurs en mètres.

— Du fond et jusque vers — 400 m a été repérée une masse d'eau inférieure d'origine antarctique intermédiaire ; sa salinité n'atteint pas 34,5 ‰ et sa teneur en oxygène dépasse 1 mol/l.

— De — 400 m à — 100 m environ lui succède une masse d'eau d'origine subtropicale ; sa salinité varie entre 34,6 et 34,9 ‰ ; son contenu en oxygène est très bas : entre 0,4 et 1,0 mol/l. Cette couche liquide est animée d'un mouvement N-S ; Brandhorst (1963 b) lui donne l'appellation de courant de Gunther. Ce flux qui s'amenuise vers le Sud s'écoule, semble-t-il, appuyé au talus continental et ne s'avance qu'en certaines occasions sur la plate-forme continentale elle-même.

— De — 100 m jusqu'à la surface de l'Océan apparaissent des eaux froides qui se dirigent, elles, vers le Nord. On les suit entre le 40° et le 4° S et leur anomalie thermique est toujours très marquée : c'est le fameux courant de Humboldt appelé aussi courant du Pérou (Schweigger, 1959). On y voit généralement à l'origine une dérivation du flanc gauche du courant circumpolaire. Mais à l'apport, par impulsion des vents d'Ouest, d'eaux subantarctiques dirigées vers le Nord par l'obstacle du continent s'ajoutent des remontées d'eaux profondes ; elles compensent celles qui s'éloignent de la côte par suite d'une déviation vers le Nord-Ouest selon la loi d'Ekman. Il semble aussi que la configuration du fond sous-marin puisse dans certains cas imposer une ascension de la masse liquide inférieure. Ainsi dans le secteur littoral qui nous intéresse deux foyers actifs d'*upwelling*, probablement liés à des accidents topographiques, ont été repérés : l'un entre Valparaiso et l'embouchure du Rio La Ligua, l'autre aux environs de Coquimbo (Fuenzalida, 1965 d).

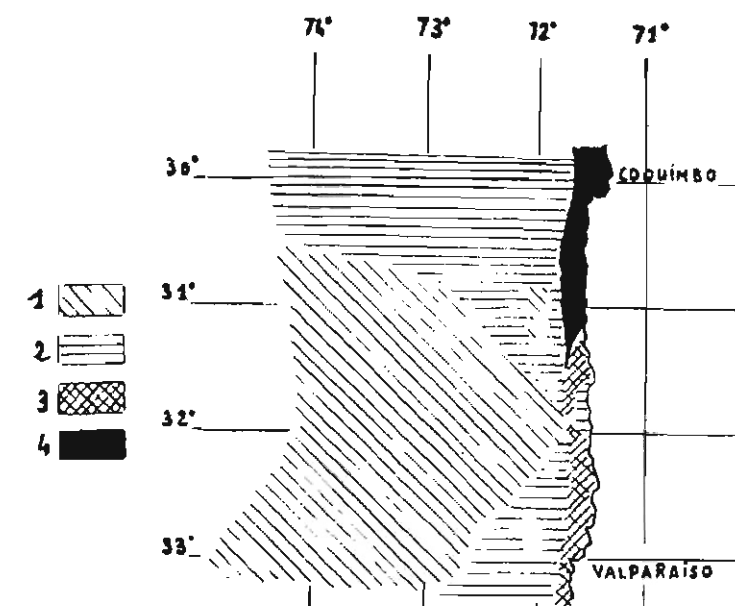


FIG. 8. — Volumes de zooplancton selon Fagetti et Fischer (1965).

Echantillons pris entre 0 et 140 m de profondeur. Les volumes exprimés en centimètres cubes correspondent à une unité de temps de pêche équivalente à 15 minutes. 1. Moins de 50 cc. — 2. De 50 à 100 cc. — 3. De 100 à 200 cc. — 4. Plus de 200 cc. On remarquera que les dépôts marins plio-quaternaires très fossilifères des environs de Coquimbo et de Tongoy correspondent à la zone aujourd'hui la plus riche en zooplancton.

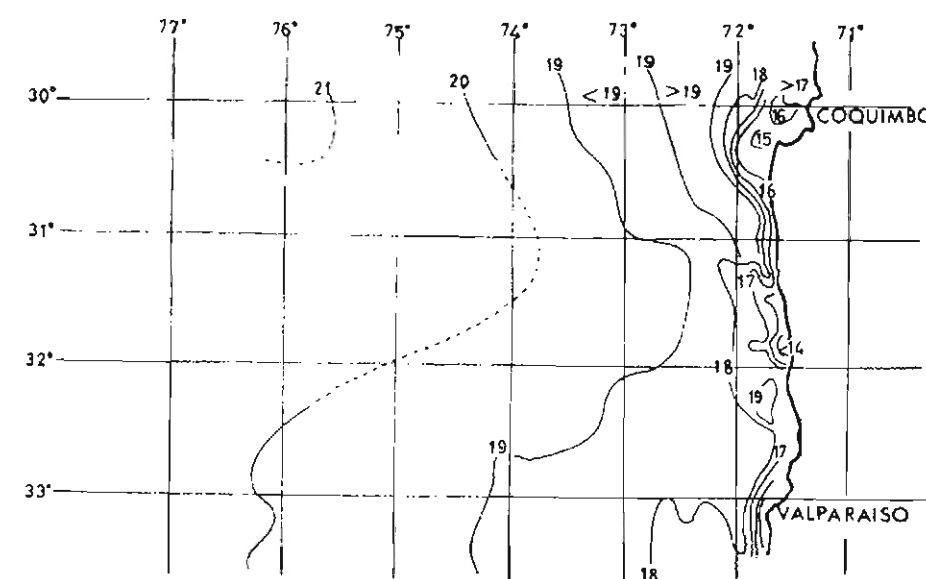


FIG. 9. — Isothermes des eaux océaniques superficielles.

(Expédition Marchile I, 2. II-20. II. 1960, d'après Brandhorst, 1963 a.)

Les eaux côtières superficielles présentent une couleur sombre, verte ou bleue. Elles sont riches en oxygène et en plancton (fig. 8), ce qui explique le foisonnement de la vie animale. La salinité est relativement basse, 34,3 à 34,7 ‰. Aux environs du 30° de latitude on estime la largeur maximale du courant à 100 milles; sa vitesse est réduite; elle se tient entre 0,3 et 0,6 mille à l'heure. Sa température varie, selon la latitude et les saisons, entre 12° et 19° (fig. 9 et 10).

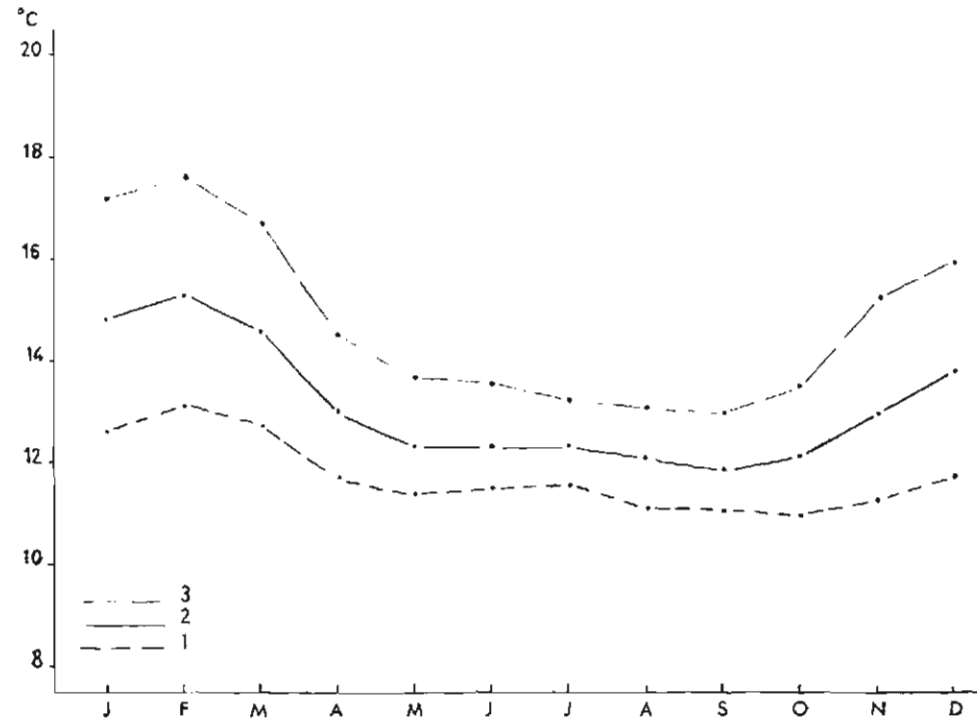


FIG. 10. — Moyennes mensuelles des températures superficielles de l'Océan à proximité de la station de biologie marine de Montemar (32° 57' S).

Période d'observations : 1958-1962. D'après Reyes (1965). 1. Températures minimales. — 2. Températures moyennes. — 3. Températures maximales.

Si le courant de Humboldt ne joue, de par sa faible vitesse, aucune véritable action morphologique — tout au plus est-il capable de transporter des sédiments très fins — son rôle bio-climatique revêt par contre une importance essentielle. La richesse de la faune marine littorale explique le contenu souvent très fossilifère des dépôts laissés par l'Océan au cours du Plio-Quaternaire; l'histoire géologique récente peut ainsi s'appuyer sur une trame paléontologique solide. L'influence de ce courant sur le climat a été souvent mentionnée; elle sera précisée dans le prochain chapitre.

LES FORCES EN ACTION

LES MAREES

Comme sur presque toute la côte ouest de l'Amérique du Sud, les marées qui effectent le littoral du Chili semi-aride appartiennent au type mixte à prépondérance semi-diurne. Le marnage moyen est de l'ordre d'un mètre. Cette faible amplitude représente à priori un élément favorable pour l'étude des anciens rivages de l'Océan car les vagues n'agissent normalement que sur un espace restreint (fig. 11).

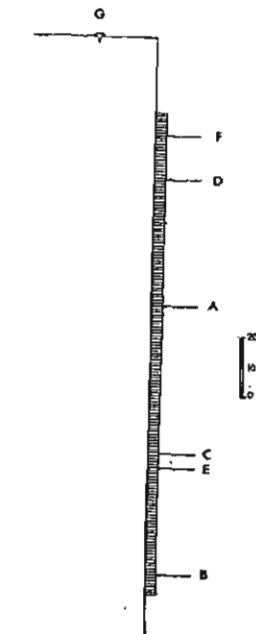


FIG. 11. — Hauteurs des marées à Coquimbo. Observations faites de juin 1960 à avril 1961.

SOURCE : Institut hydrographique de la Marine, Valparaiso.

- A : niveau moyen de la mer (0 des cartes topographiques).
- B : niveau de réduction des sondages (0 des cartes de navigation).
- C : hauteur moyenne des basses mers.
- D : hauteur moyenne des pleines mers.
- E : hauteur moyenne des plus grandes basses mers.
- F : hauteur moyenne des plus grandes pleines mers.
- G : cote fixe primaire des marées.

TABLEAU I

Etablissement du port et amplitude de la marée de syzygie pour quelques ports du Chili semi-aride.

Port	Latitude	Longitude	Etablissement du port	Amplitude de la marée de syzygie
Coquimbo	29° 56' S	71° 21' W	9 h 08'	1,50 m
Tongoy	30° 15' S	71° 30' W	9 h 10'	1,64 m
Los Vilos	31° 55' S	71° 32' W	9 h 19'	1,82 m
Valparaiso	33° 02' S	71° 38' W	9 h 45'	1,66 m

L'absence de grands estuaires² fait que les marées n'ont pas de rôle morphologique notable. D'autre part leur faiblesse même et la configuration de la côte ne sont pas favorables à l'existence de courants de marée.

LA HOULE

La houle océanique due à l'action des Grands Vents d'Ouest vient presque toujours du Sud-Ouest. Elle est remarquable par sa constance. Les observations encore trop peu nombreuses indiquent une amplitude moyenne de 1 m à 2,50 m, une période habituelle de 8 à 12 secondes, une célérité qui varie entre 10 et 20 m par seconde³. Pendant les gros temps d'hiver, l'amplitude peut atteindre et dépasser 4 m et la période 17 secondes.

La houle joue un rôle essentiel dans l'évolution du rivage. Les belles terrasses marines qui donnent à la frange côtière ses traits les plus caractéristiques s'expliquent, en partie au moins, par l'érosion mécanique remarquablement efficace des vagues qui déferlent sans cesse au pied des falaises. La projection d'embruns, dans une atmosphère alternativement brumeuse et ensoleillée, détermine des phénomènes d'éclatement du type *salzsprengung* qui contribuent à désagréger le matériel rocheux. De même, la cristallisation des sels dans les fissures est probablement responsable, au moins en partie, des alvéoles et des taffonis qui, surtout au Nord, à partir de Tongoy, carient

2. Je n'ai observé qu'une seule embouchure de cours d'eau affectée régulièrement par le va-et-vient de la marée : celle de l'Estero Tongoy ; les marais et les phénomènes de sédimentation qui leur sont associés n'y occupent qu'une place très restreinte.

3. Rapport général sur les travaux de la commission d'observations du Laboratoire central d'hydraulique de France au port de San Antonio et à l'embouchure du Rio Maipo (1953-1954).

le haut des parois littorales, granitiques ou gréseuses (Grenier, 1968). Il existe sans aucun doute un rapport entre les conditions pluviométriques franchement désertiques (débilité et irrégularité des pluies) et l'apparition de ces cavités : les trop faibles précipitations ne sont plus capables de nettoyer les roches saupoudrées par les embruns si bien que l'haloclastie peut s'exercer sans entraves.

La dérive littorale qui va vers le Nord naît de l'obliquité de la houle que l'approche du rivage diminue mais ne supprime pas complètement. Elle explique la localisation des plages et des grands champs de dunes immédiatement au N du débouché dans l'Océan des principaux cours d'eau.

LES BRAVEZAS

A l'action régulière et continue de la houle sur le littoral s'ajoute de temps à autre, pendant l'hiver austral, celle des *bravezas*. Ce sont des ondes de tempête qui tirent leur origine de lointaines perturbations atmosphériques intervenues dans le Pacifique sud. Elles progressent le long de la côte, du Sud vers le Nord. Elles se traduisent par une surélévation du niveau de la mer pendant 24 ou 48 heures et s'accompagnent de grosses lames qui battent le rivage au-dessus de la zone d'attaque normale des vagues.

L'onde de tempête de juillet 1968 donne un bon exemple de ces *bravezas*. Née sur l'Océan en un lieu resté indéterminé, elle atteignit le littoral du Chili du centre le jeudi 25 et celui du Nord le vendredi 26, par beau temps ensoleillé lié à un régime anticyclonique, lui-même déterminé par la présence de hautes pressions subtropicales, ceci à une époque de marée de syzygie. A Valparaiso, des témoins ont décrit des vagues jaillissantes hautes d'une vingtaine de mètres. La route côtière qui conduit à Concon, à l'embouchure du Rio Aconcagua, construite sur un bas niveau entre la plage actuelle et une altitude de 5-7 m, a été submergée et un autobus traîné sur 5 m. J'ai pu faire quelques observations dans la journée du 26 entre la baie La Ligua et Los Vilos. D'une façon générale, les traces morphologiques laissées par un ancien stationnement holocène de l'Océan à + 2 m n'avaient pas été affectées mais avaient pu être léchées par les eaux. Près de l'embouchure de l'Estero Ballena (30° 15') le cordon littoral avait été rompu ; la plate-forme marine inférieure, large ici d'une centaine de mètres, avait été inondée sur 30 m de largeur et des galets, sur lesquels étaient fixées des algues (*photo 83*), jonchaient les dépôts coquilliers, généralement hors d'atteinte des vagues actuelles. Aux environs de Los Vilos, les petites dunes bordières avaient été ébréchées par endroits et la plage, semée de cailloux remontés par l'Océan, avait maigri de 30 cm environ ; une microfalaise était apparue (*photo 82*).

C'est très probablement lors de ces *bravezas* que les gros blocs parallélépipédiques de plusieurs mètres cubes de volume, isolés le long des diaclases nettoyées par la mer, sont déplacés de leur logement.

En somme, l'effet morphologique occasionnel de ces ondes de tempête est plus directement appréciable que celui de la houle.

LES TSUNAMIS (fig. 12).

Les raz-de-marée (Saint-Guily, 1967) engendrés par des mouvements séismiques ou des éruptions sous-marines sont fréquents sur la côte chilienne (Brüggen, 1950). Le récit du *maremoto* d'août 1868 à Arica, dû au Lt. Billings qui se trouvait à bord du « Wateree » et rapporté par Tazieff (1962), fournit une description vivante de ce terrible phénomène. Le dernier en date s'est produit en 1964 à la suite d'un tremblement de terre dont l'épicentre était en Alaska. Les tableaux II et III donnent quelques renseignements sur les plus récents tsunamis qui ont affecté la côte du Chili semi-aride.

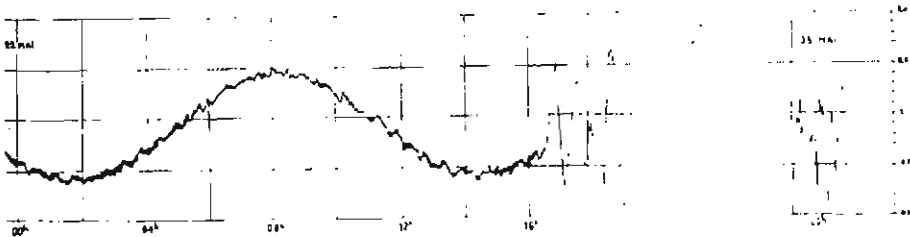


FIG. 12. — Le tsunami du 22 mai 1960 à Coquimbo.

SOURCE : Institut hydrographique de la Marine, Valparaíso.
A gauche, onde de marée normale ; à droite, début de l'enregistrement du raz-de-marée au cours duquel le fil du flotteur s'est rompu. L'échelle donne les hauteurs en mètres.

Je n'ai pas eu la possibilité de faire des observations sur le terrain immédiatement après l'onde séismique du 28 mars 1964. Mais Weischet (1960) a décrit des effets morphologiques dus à celle du 22 mai 1960 sur la côte du Chili centre-sud : falaises ravinées, cordons littoraux rompus, embouchures fluviales modifiées.

Au total la houle constante, renforcée de loin en loin par les *bravezas* et les tsunamis, représente un agent d'érosion efficace sur les rivages du *Norte chico*. La dérive littorale assure le transport de sédiments et leur dépôt sur les plages.

TABLEAU II
Amplitudes maximales en mètres des derniers tsunamis observés à Coquimbo et à Valparaíso.
SOURCE : Institut hydrographique de la Marine, Valparaíso, publication n° 3014.

Port	Tremblement de terre du Kamtchatka 4 novembre 1952	Tremblement de terre du Chili 22 mai 1960	Tremblement de terre d'Alaska 28 mars 1964
Coquimbo	—	2,20 m	4 m
Valparaíso	1,80 m	1,63 m	2,20 m

TABLEAU III
Quelques caractéristiques du tsunami du 22 mai 1960 à Coquimbo et à Valparaíso.
SOURCE : Institut hydrographique de la Marine, Valparaíso, publication n° 3012.

Port	Heure du début du phénomène	Différence entre l'heure du tremblement de terre (15 h 10') et l'arrivée de la première onde	Hauteur de la première onde	Temps mis par la première onde pour atteindre sa hauteur max.	Baisse du niveau de la mer après la première crête	Hauteur de la deuxième onde	Période entre la première et la deuxième crête
Coquimbo	16 h 39'	1 h 29'	0,83 m	18'	1,19 m	1 m	38'
Valparaíso	16 h 16'	1 h 06'	0,65 m	13'	0,78 m	0,58 m	44'

CHAPITRE III

LES DONNEES CLIMATIQUES ET LEURS CONSEQUENCES SUR LE MILIEU NATUREL

La région du Chili comprise entre le 30° et le 33° de latitude sud correspond au passage progressif du climat désertique au climat méditerranéen : c'est le Chili semi-aride.

Le réseau des observations.

L'étude climatique¹ du *Norte chico* est rendue difficile par la médiocre qualité du réseau des observations. Bien des données ne peuvent être retenues qu'à titre indicatif, les conditions de leur obtention appelant de sérieuses réserves. Pour Ovalle, par exemple, les relevés antérieurs à 1942 ont été faits au lycée par des professeurs et des élèves dont la bonne volonté ne saurait tenir lieu de l'indispensable formation technique. La Serena et Coquimbo procurent sans doute les séries les moins mauvaises et pourtant la non-concordance du régime des vents dans ces deux stations situées à proximité l'une de l'autre, dans des conditions topographiques semblables (La Serena : lat. 29° 54' S, long. 71° 15' W, alt. 32 m ; Coquimbo : lat. 29° 56' S, long. 71° 21' W, alt. 25 m) incite à utiliser avec beaucoup de circonspection les résultats relatifs aux observations délicates (vents, nébulosité, etc.).

La figure 13 donne la localisation des stations qui ont été retenues comme offrant des garanties suffisantes ; elle appelle les remarques suivantes :

— quatre stations seulement ont des séries d'observations complètes et satisfaisantes dans l'ensemble ; elles sont situées aux limites nord et sud de la région étudiée. Les données de trois autres stations peuvent être utilisées mais elles sont plus médiocres, courtes ou discontinues ;

— les postes pluviométriques sont assez nombreux et mieux répartis ; leurs relevés sont bons et, dans un pays sec, ils sont particulièrement précieux ;

1. Les travaux sur la climatologie du Chili semi-aride sont rares et d'inégale valeur ; les plus utiles seront cités en référence au cours du développement. La meilleure étude de synthèse est un diplôme d'études supérieures préparé sous ma direction, en 1967, par l'un de mes étudiants de l'Université du Chili, M. Hans Schneider, et intitulé : *El clima del Norte chico, ensayo de estudio climático regional con aplicación de índices de aridez* ; ce travail a été publié en 1969.

— l'absence de renseignements chiffrés pour la montagne est gênante ; la station de Los Molles (2 620 m) ne donne des résultats nivo-pluviométriques que depuis 1957 ; la haute cordillère où l'étude climatique présenterait un grand intérêt, échappe à toute analyse quantitative.

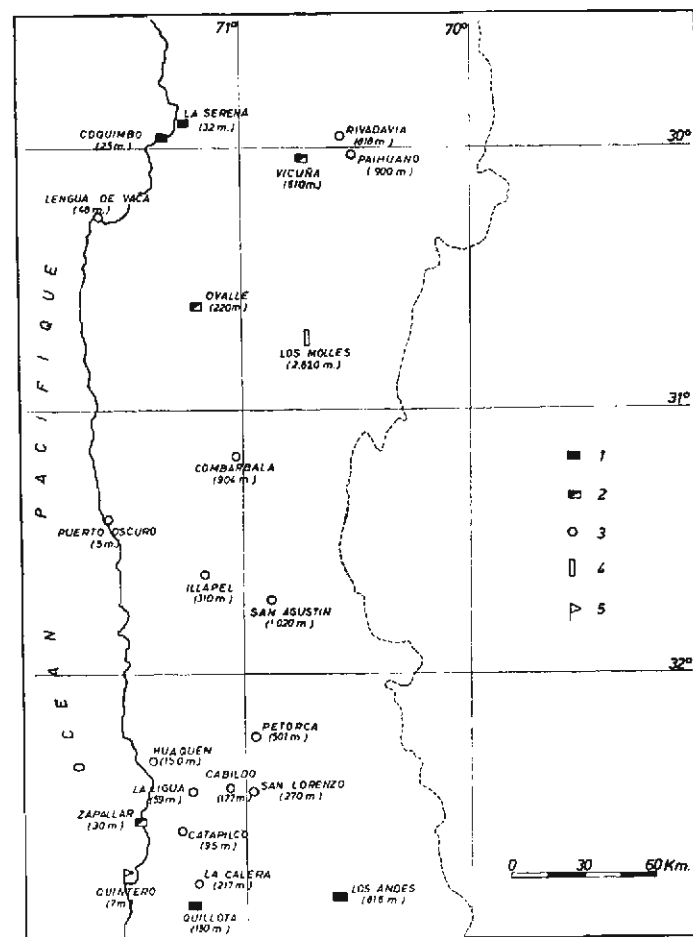


FIG. 13. — Les stations météorologiques dans le Chili semi-aride.

1. Station météorologique donnant des observations complètes (période 1916-1945). — 2. Station météorologique donnant des observations incomplètes ou discontinues. — 3. Poste pluviométrique donnant une moyenne calculée sur 30 ans d'observations. — 4. Poste nivo-pluviométrique. — 5. Poste d'observation des vents.

LES FACTEURS DU CLIMAT

LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE ; MASSES D'AIR ET FRONT POLAIRE

Presque tout reste à faire dans le domaine de la climatologie dynamique au Chili ; aussi me bornerai-je à présenter brièvement quelques données de base indispensables à la compréhension des grands traits du climat dans le *Norte chico* (Serra et Ratisbonna, 1959-1960 ; Serra, 1963).

L'anticyclone du Pacifique sud.

Cette cellule de hautes pressions subtropicales est centrée sur le 100° de longitude ; sa position face à la côte du Chili varie en latitude, selon les saisons, entre le 25° et 45°. Elle joue un rôle fondamental. Sa présence explique la sécheresse qui règne généralement dans *Norte chico* non seulement parce que l'air y est subsident et stable, mais aussi parce qu'elle le met à l'abri des courants perturbés venus de l'Ouest. Ce voisinage d'un grand centre anticyclonal constitue un élément protecteur capital : il est absolu en été (décembre à mars) lorsqu'il gagne en latitude, rejetant vers le Sud la zone des *Westerlies*. Sa position hivernale (juin à septembre) plus septentrionale permet de temps à autre la remontée du front polaire dont les dépressions peuvent alors éclabousser le Chili semi-aride (Van Husen, 1967).

Les masses d'air.

Les masses d'air qui intéressent le *Norte chico* se ramènent à deux types principaux : l'air tropical et l'air polaire.

L'air tropical règne en maître pendant la plus grande partie de l'année. Son humidité absolue est faible. Il provient de la partie orientale de l'anticyclone du Pacifique sud et envahit le Chili semi-aride soit par l'Ouest, soit plus fréquemment encore par le Sud-Ouest. Il en résulte un beau temps (fig. 14) avec ciel clair au moins dans l'intérieur car le courant de Humboldt provoque souvent des brouillards sur la côte.

L'air polaire maritime, frais et humide, n'aborde la région qu'en certaines circonstances, soit en hiver lorsque l'anticyclone du Pacifique sud est rejeté vers le Nord, soit au printemps et même parfois en été lorsque, par suite du réchauffement, les hautes pressions disparaissent sur le continent. Cette invasion d'air polaire (*Suradas* ou *Bajas frias*) peut s'accompagner, lorsque le sol a une température élevée, de phénomènes convectifs qui déclenchent des pluies d'orage (fig. 15).

Exceptionnellement une liaison peut s'établir entre l'anticyclone du Pacifique sud et les hautes pressions polaires : elle déclenche une irruption d'air antarctique « dégénéré » : le temps est alors assez froid (fig. 16).

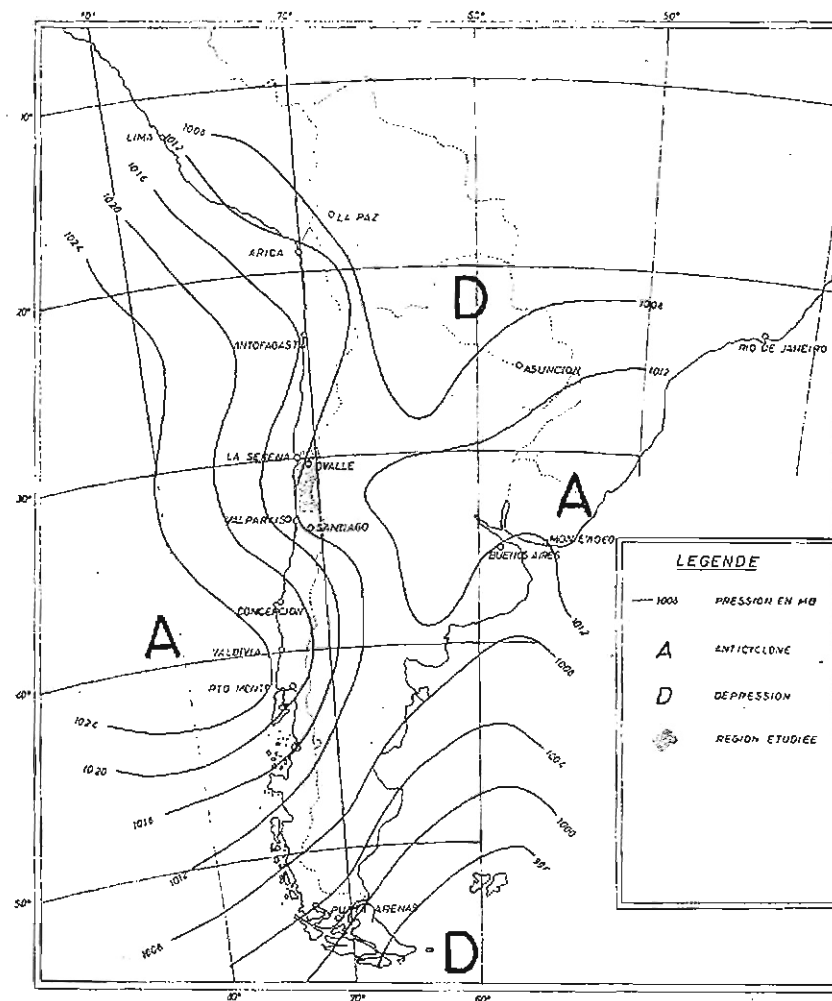


FIG. 14. — Situation météorologique du 7 janvier 1965 (été austral).
Beau temps chaud sur le Chili semi-aride.

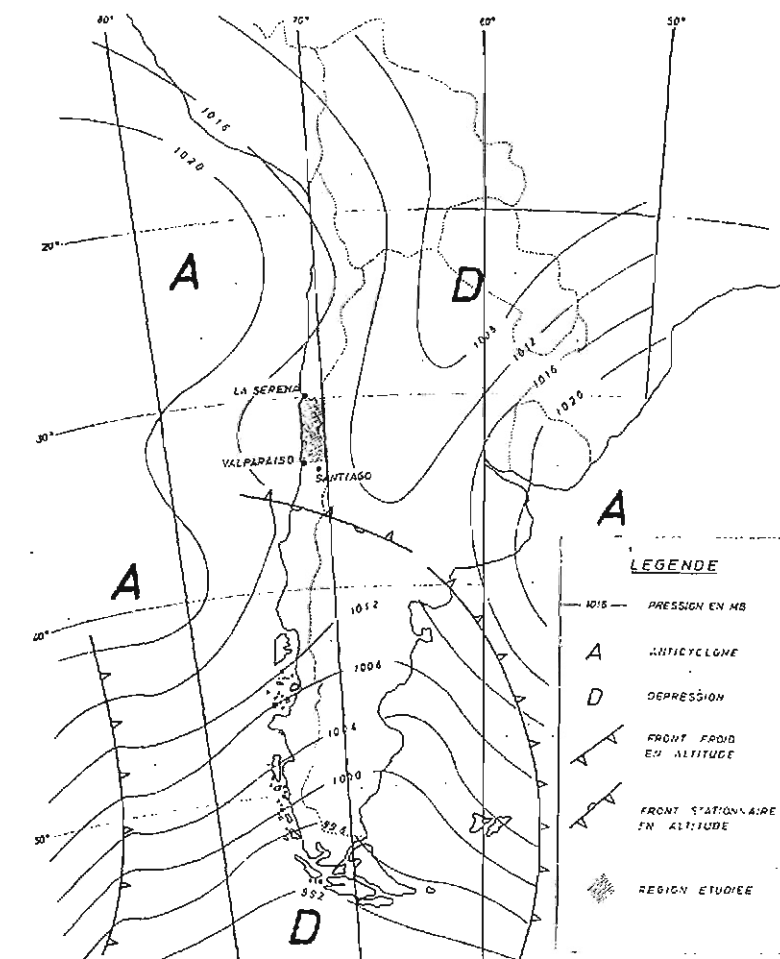


FIG. 15. — Situation météorologique du 21 septembre 1965
(fin de l'hiver austral).

Invasion du Chili semi-aride par de l'air polaire (*Suradas* ou *Bajas frías*) ; des pluies d'orage sont possibles.

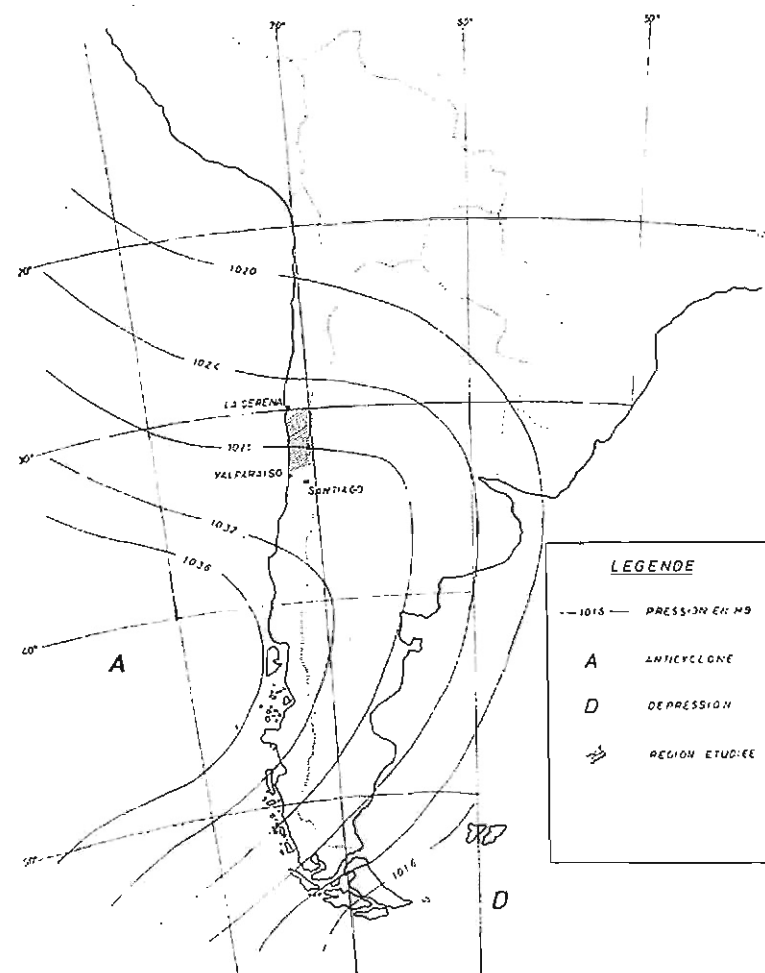


FIG. 16. — Situation météorologique du 18 août 1965 (hiver austral).

Régime anticyclonique général. Jonction des hautes pressions polaires avec l'anticyclone du Pacifique sud. Le temps est assez froid sur le Chili semi-aride.

Le front polaire du Pacifique sud.

A la latitude du *Norte chico* l'influence du front polaire apparaît comme intermittente et affaiblie. Les perturbations qu'il engendre ne l'atteignent que lorsque sa position est suffisamment septentrionale, ce qui arrive seulement de loin en loin pendant la saison froide. Le mauvais temps (fig. 17), caractérisé par des précipitations cycloniques, peut parfois se prolonger pendant quelques jours.

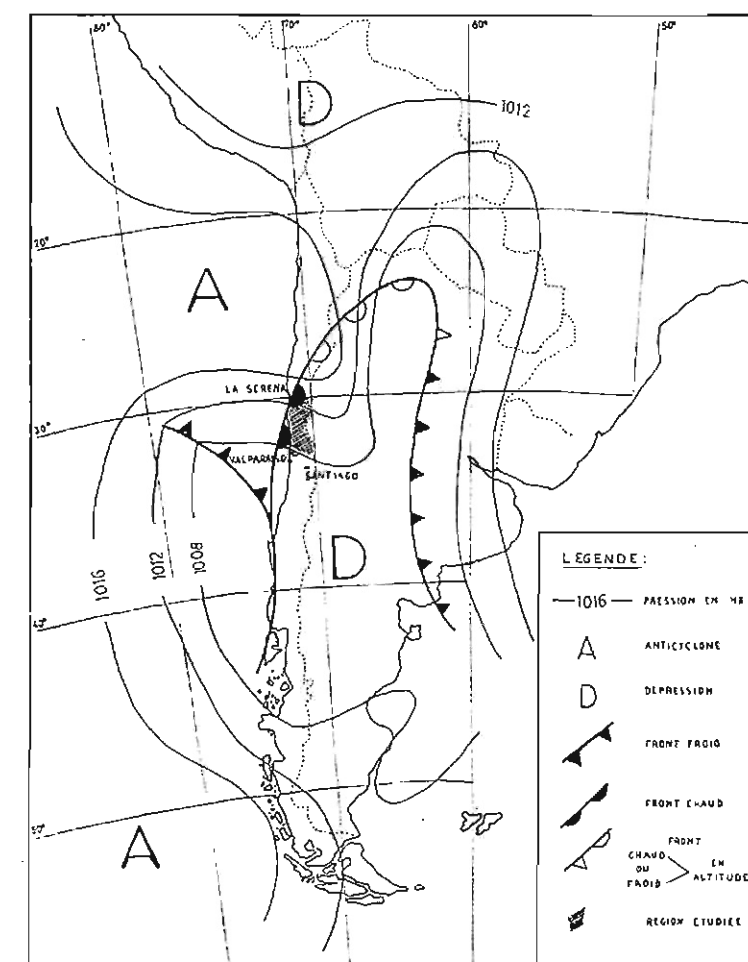


FIG. 17. — Situation météorologique du 12 juillet 1965 (hiver austral).

Pluies sur le littoral et neige sur la cordillère du Chili semi-aride.

LES INFLUENCES GEOGRAPHIQUES LOCALES

La proximité d'un immense océan se fait sentir de façon particulière sur le climat du Chili semi-aride. Il modère le régime thermique et détermine le souffle d'une puissante brise de mer pendant le jour sur la côte. Mais c'est par l'intermédiaire du courant de Humboldt (*cf. supra* p. 30) que son action est la plus originale.

Le courant de Humboldt.

De l'existence d'un courant froid le long du littoral découlent trois caractères climatiques originaux :

- le régime thermique présente une anomalie négative de l'ordre de 3-4° par rapport à la température moyenne du cercle de latitude. D'autre part, les effets de la latitude sont pratiquement annulés puisque les températures ne varient guère le long du littoral ;

- la fréquence des nuages, du brouillard (*camanchaca*) et des condensations occultes par rosée sur la frange côtière : ces phénomènes sont dus à la saturation des couches inférieures de l'air au contact du substratum froid ;

- le total pluviométrique accuse une anomalie négative qui affecte l'ensemble de la région : l'aridité y est en effet plus marquée que ne le laisserait supposer sa position zonale dans l'hémisphère sud. On en donne généralement l'explication suivante : l'air anticyclonal subsident a une température plus élevée que les eaux marines superficielles ; il se refroidit à la base et acquiert ainsi une très grande stabilité ; aucun brassage ne se produit et il ne peut absorber qu'une faible quantité de vapeur d'eau au-dessus de 300-400 m ; enfin cette masse d'air en passant sur le continent a toutes les chances de s'échauffer, donc de s'éloigner de son point de saturation.

La disposition du relief.

Elle participe à la définition des caractères climatiques régionaux. Deux faits méritent d'être soulignés :

- la disparition de la Cordillère de la Côte aux latitudes du *Norte chico* et l'existence de grandes vallées transversales permettent aux influences maritimes de pénétrer assez loin vers l'intérieur avant de disparaître progressivement ;

- la présence d'une haute chaîne crée non seulement un milieu climatique d'altitude, mais aussi provoque une série d'effets dérivés qui retentissent sur le climat régional. Elle isole le territoire des masses d'air qui affectent le domaine atlantique, en particulier de la cellule estivale de basses pressions installée au centre du continent sud-américain. Elle bloque pendant l'hiver

les perturbations du front polaire qui, arrêtées dans leur progression, finissent par être occluses. Enfin les versants de la chaîne sont, surtout en saison chaude, le siège de mouvements convectifs puissants qui expliquent la formation de magnifiques nuages à grand développement vertical : ils couvrent les cimes les plus élevées mais ne produisent pas de pluie par suite de la sécheresse de l'air. Au coucher du soleil, le refroidissement est brusque et il s'établit un flux d'air frais descendant vers le pied de la montagne : ainsi s'expliquent les fortes amplitudes diurnes enregistrées dans l'intérieur du Chili semi-aride.

LES ELEMENTS DU CLIMAT

LES PLUIES

Le *Norte chico* peut se définir comme une région semi-aride qui reçoit annuellement une tranche comprise entre 400 et 150 mm. Des chiffres plus élevés dans le Sud-Est (500 mm), plus faibles dans le Nord-Ouest (100 mm) indiquent une variation notable dans la distribution spatiale de la pluie. Celle-ci, d'autre part, comme il est de règle dans la zone de dégradation aride du climat méditerranéen, présente une double irrégularité dans le temps, à la fois annuelle et interannuelle.

La distribution spatiale de la pluie (*fig. 18*).

L'insuffisance du réseau des observations gêne l'étude de la pluviométrie qui est essentielle dans un pays marqué par la sécheresse. On dispose cependant pour la côte et le cours moyen des vallées transversales de mesures offrant des garanties suffisantes pour pouvoir s'appuyer sur elles. Par contre, aucune station météorologique n'existe dans la haute cordillère, sur ses pentes ou sur ses sommets. La carte des pluies établie par Schneider (1969) a donc dû être construite sur le principe de la variation de la pluviosité en fonction de l'altitude et de l'exposition, en tenant compte aussi des indications fournies par la végétation. Ce document préliminaire met en évidence :

- une diminution de la tranche d'eau du Sud vers le Nord ; elle s'explique par le passage plus fréquent des dépressions cycloniques aux latitudes plus élevées ;

- l'action desséchante du courant froid de Humboldt dans la moitié nord de la région où les isohyètes sont parallèles au littoral ;

- l'influence du relief dans la recrudescence des précipitations de l'Ouest vers l'Est ; les moyennes proposées pour la haute cordillère restent cependant conjecturales ; je pense même que les parties les plus élevées de la chaîne se trouvent au-dessus de la zone de précipitations maximales et qu'elles ne reçoivent pas plus de 300 mm au moins au N du 32° de latitude.

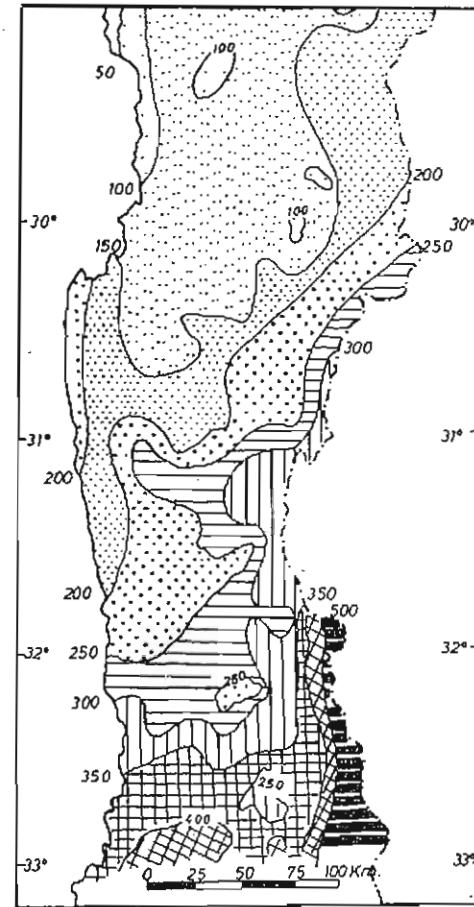


FIG. 18. — Carte des isohyètes annuelles en mm dans le Chili semi-aride selon Schneider (1969).

La répartition des pluies dans l'année (fig. 19).

L'opposition caractéristique en climat méditerranéen entre la saison froide et pluvieuse d'une part, la saison chaude et sèche d'autre part, apparaît dans toutes les stations.

LA CONCENTRATION DES PLUIES EN HIVER.

Quatre mois de l'année, mai, juin, juillet et août, reçoivent quelque 85 % des précipitations ; juin est, sauf rares exceptions, le mois le plus pluvieux (25 % environ du total annuel) tandis que mai, juillet et août reçoivent en moyenne chacun 20 % de la tranche d'eau. La chute du pourcentage est brutale en septembre.

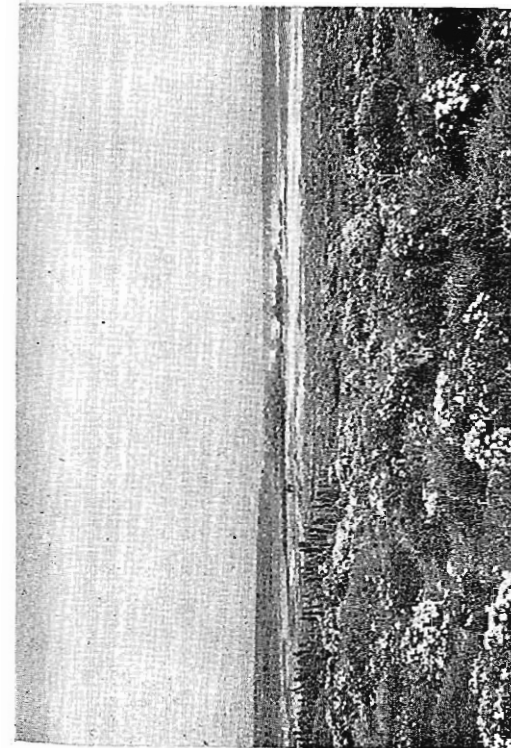


PHOTO 1. — La steppe côtière en fleurs au printemps, près de l'embouchure de l'Estero Manzano (32° 15' S) ; photographie prise en septembre 1965.

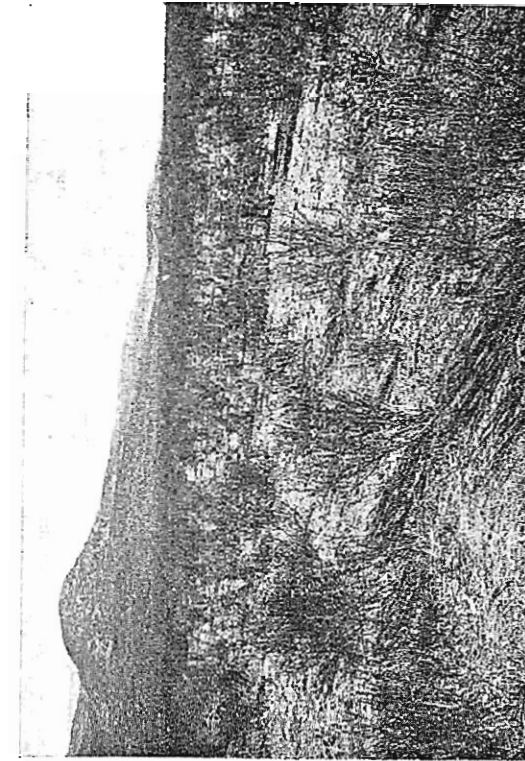


PHOTO 2. — La steppe côtière à la fin de l'été, près de la Quebrada Seca (30° 30' S) ; photographie prise en mars 1969.

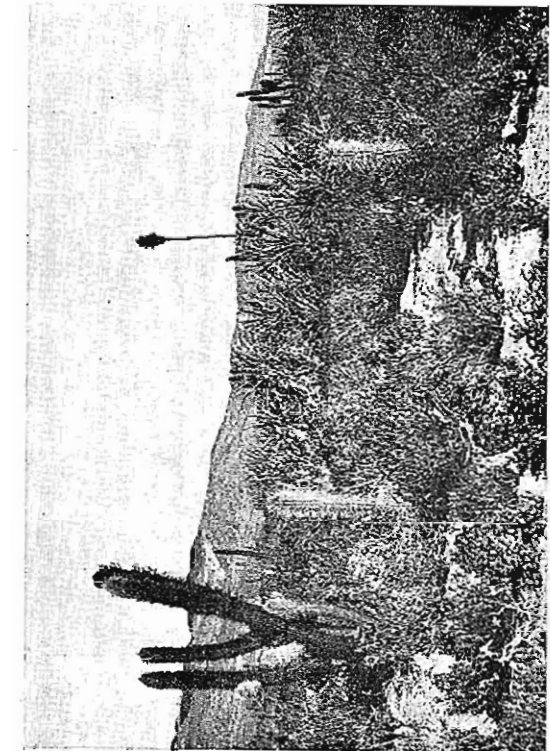


PHOTO 3. — Quisco (*Cereus chiloensis*) et cardón (*Puya chilensis*) du Jaral costero (km 330 de la Route panaméricaine).



PHOTO 4. — Matorral de l'intérieur (vallée de l'Estero Las Palmas, 32° 15' S).
Au premier plan deux exemplaires de *Jubaea chilensis* ; glaciis d'érosion sur du granit altéré (maficillo) ; les versants sur la droite correspondent à des roches volcanico-détritiques du Crétacé inférieur ; ils dérivent d'une faille orientée N-S.



PHOTO 5. — Phyllades intracambriennes microplis-sées de Huentelauquen (Rio Choapa).



PHOTO 6. — La série à faciès rythmique de Puerto Manso (31° 30' S); schistes et grès du Carbonifère supérieur.

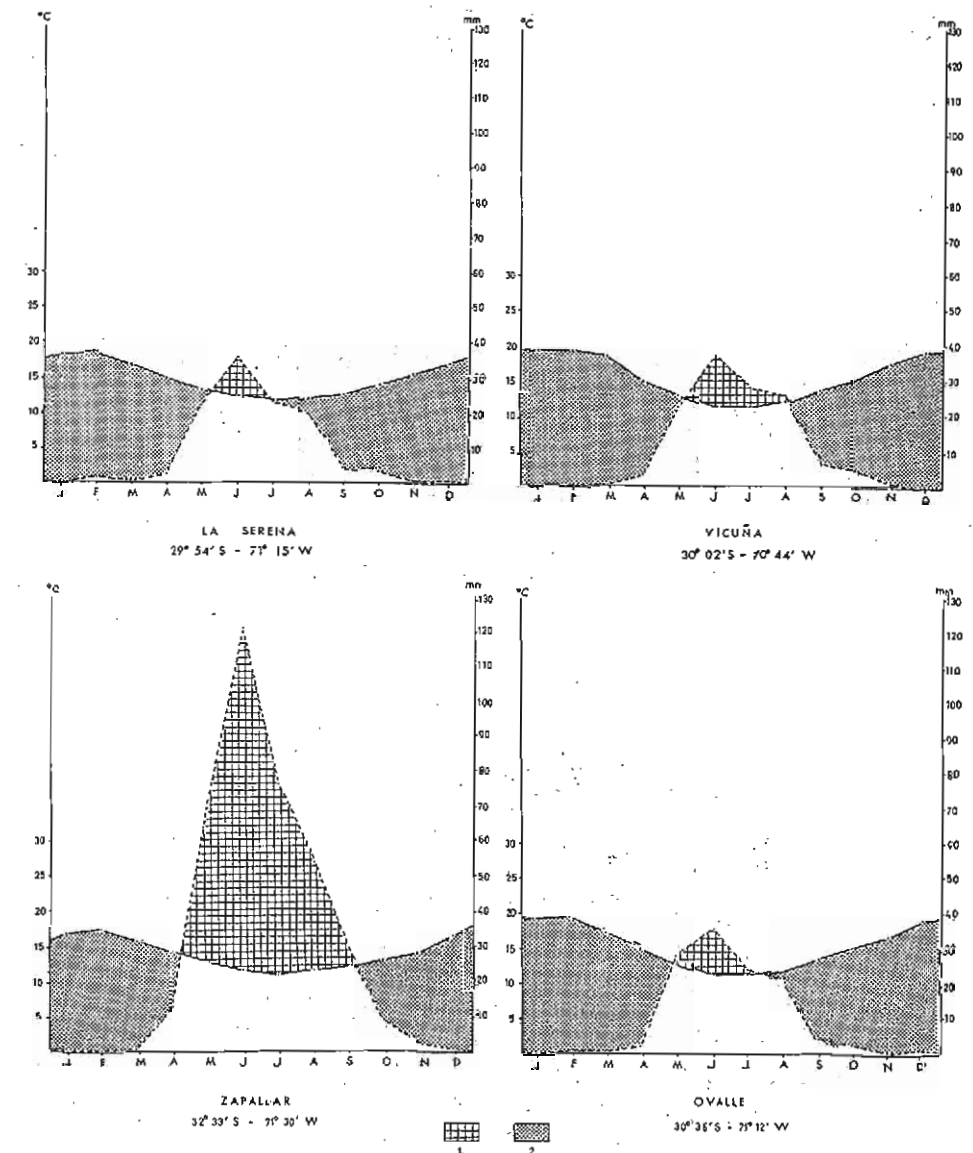


FIG. 19. — Courbes ombrothermiques (Gaussen) pour quatre stations du Norte chico.

1. Mois humides. — 2. Mois secs.

LA LONGUEUR DE LA SAISON SÈCHE.

Novembre, décembre, janvier, février et mars ne reçoivent pratiquement pas d'eau, environ 3 % du total annuel, peut-être légèrement plus dans les stations de l'intérieur où il tombe quelques pluies d'orage. Le retour à la saison des pluies est aussi rapide que l'établissement de la saison sèche : avril ne totalise encore que quelques millimètres d'eau.

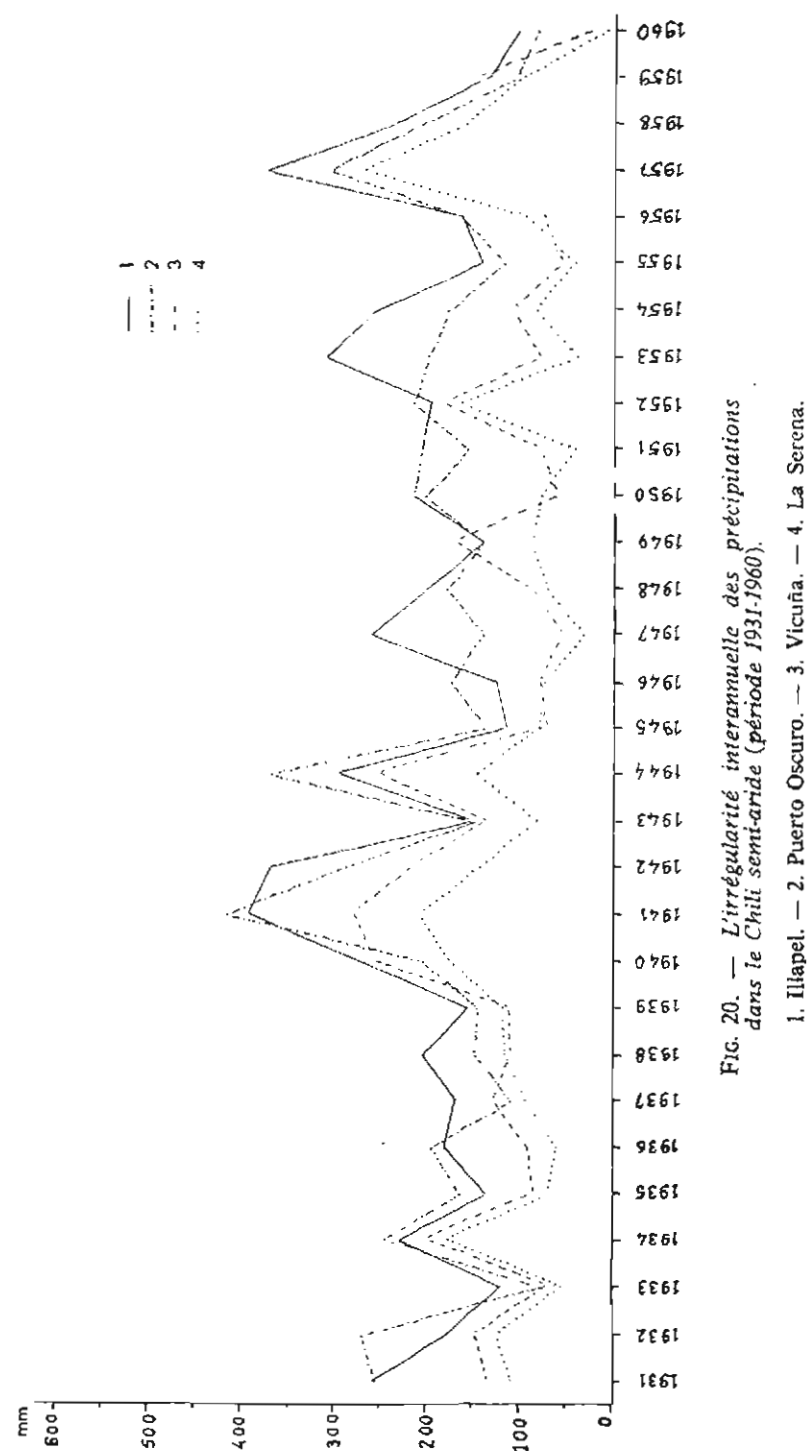


Fig. 20. — L'irrégularité interannuelle des précipitations dans le Chili semi-aride (période 1931-1960).

1. Illapel. — 2. Puerto Oscuro. — 3. Vicuña. — 4. La Serena.

L'irrégularité interannuelle des pluies (fig. 20).

Quelques exemples donneront une idée de la fantaisie du climat. La Serena qui accuse une moyenne annuelle de 127,1 mm a reçu 411,6 mm en 1888 mais seulement 7 mm en 1920. Au cours de l'année pluvieuse 1888, juillet a totalisé à lui seul 235 mm tandis que novembre, décembre, janvier, février, mars et, fait curieux, mai ont été entièrement secs. L'année 1920 a connu huit mois sans une goutte d'eau et seulement deux mois ont reçu plus d'un millimètre.

Illapel dont la moyenne annuelle est de 219,8 mm, n'a vu tomber que 16,5 mm en 1924 avec seulement deux mois pluvieux (juillet et août) mais plus de 400 mm en 1914 (407 mm). En 1950, à un mois de mai arrosé (112,5 mm) a succédé un mois de juin totalement sec.

Dans le *Norte chico* tous les mois de l'année peuvent avoir une pluviométrie nulle mais, en contrepartie, des mois d'été ont pu être copieusement arrosés comme ce fut le cas en février 1945 (La Serena : 54,3 mm ; Illapel : 57 mm ; La Ligua : 131,2 mm).

Enfin il est intéressant de noter que les années très pluvieuses (1941, 1957) et les années très sèches (1924, 1955, 1960, 1968) du Chili semi-aride sont aussi des années exceptionnelles dans la région centrale. Cette interdépendance actuelle ne pourra être négligée lorsque j'aborderai le problème des oscillations climatiques quaternaires (*cf. infra* p. 325).

LES TEMPERATURES (fig. 19 et 21).

Les données relatives aux températures du Chili semi-aride sont mauvaises dans l'ensemble. Font exception, sur la côte, les stations de La Serena et de Zapallar, dans le cours moyen des vallées, celles de Vicuña, d'Ovalle et de Los Andes, cette dernière située à l'extrême limite sud de la région étudiée. Plusieurs faits sont remarquables, qu'il faut mettre en rapport avec la très forte influence du courant de Humboldt :

— des moyennes de températures inférieures à celles que la latitude devrait imposer : l'anomalie thermique atteint 3,7° à Coquimbo (29° 55' lat. S) ;

— l'annulation des effets de la latitude ; les températures moyennes en juillet et en janvier à La Serena et à Zapallar, stations côtières séparées par presque 3° de latitude, sont voisines, respectivement 11,6° et 11,2° en hiver ; 18,6° et 17,7° en été. Entre Vicuña (30° 02') et Los Andes (32° 50'), villes situées à l'intérieur des terres, la différence est à peine plus sensible, respectivement 11,4° et 9,1° en juillet ; 19,9° et 22,2° en janvier. On peut penser avec Almeyda et Saez (1958) que le tracé des isothermes court parallèlement au littoral ;

— la faible diminution des températures d'hiver en fonction de la continentalité : Vicuña à 610 m d'altitude et à 50 km de l'Océan a une moyenne de juillet inférieure seulement de 0,2° à celle de La Serena, station côtière située presque à la même latitude ; Los Andes (816 m d'altitude et à

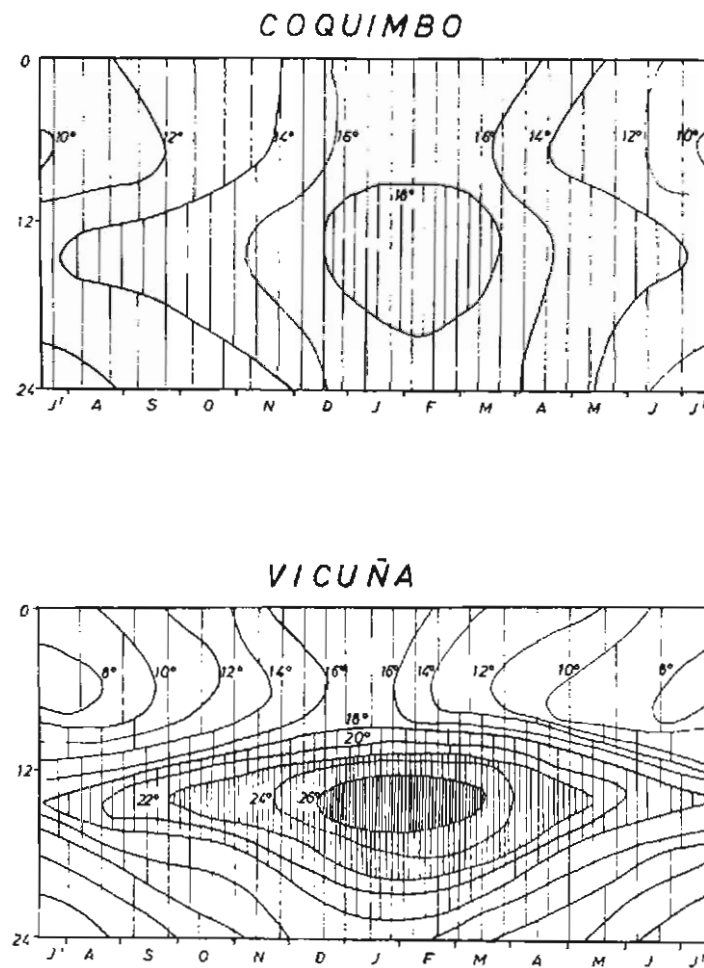


FIG. 21. — Thermo-isoplèthes d'une station de la côte (Coquimbo) et d'une station de l'intérieur (Vicuña) située à une latitude voisine, selon Schneider (1969).

80 km de l'Océan) a une température de juillet de 9°1 tandis que Zapallar, au bord de la mer, n'accuse que 11,2°. Ce fait doit être mis en rapport avec l'existence d'une inversion thermique qui affecte toute la région (Almeyda, 1944 et 1955) et qui fait que les températures augmentent avec l'altitude — au moins jusqu'à 1 000 m — au lieu de diminuer; des sondages réalisés en altitude au-dessus de Quintero (32° 47' lat. S) donnent les températures moyennes annuelles suivantes :

0 m	14,4°
1 000 m	15,2°
2 500 m	8,9°
3 000 m	5,2°
3 750 m	0,2°

— une amplitude annuelle faible : elle apparaît non seulement sur la côte (La Serena, 7°, Zapallar, 6,5°), mais aussi dans l'intérieur (Vicuña 8,9°, Ovalle 8,5°);

— l'inexistence de pulsations thermiques fortes :

Stations	Latitude	Maximum absolu	Minimum absolu	Amplitude
La Serena	29° 54'	29,3°	1,8°	27,5°
Zapallar	32° 33'	28,5°	2,3°	26,2°
Vicuña	30° 02'	40°	— 2,5°	42,5°
Ovalle	30° 36'	36,4°	— 1,8°	38,2°

L'HUMIDITE RELATIVE, L'INSOLATION, LE BROUILLARD (fig. 22).

La frange côtière, baignée par le courant de Humboldt, est humide, nuageuse et brumeuse sur une largeur de 10 à 20 km. Au contraire, l'intérieur fortement ensoleillé a une atmosphère limpide et sèche. Cette vigoureuse opposition climatique apparaît dans le tableau IV.

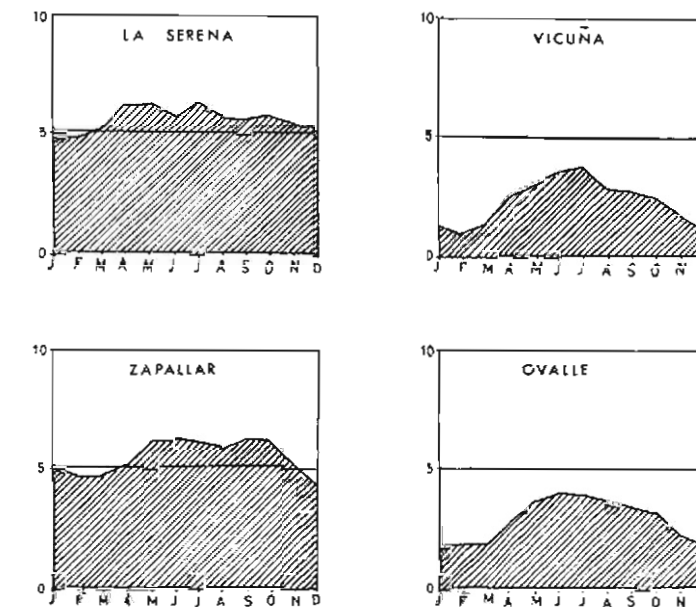


FIG. 22. — La nébulosité au-dessus du Chili semi-aride.

Contraste entre la côte (La Serena, Zapallar) et l'intérieur (Vicuña, Ovalle).

Cependant ces chiffres traduisent mal la fréquence de la nébulosité et des brouillards légers (*camanchaca*) le long du littoral. C'est pourtant là un fait géographique remarquable. Les premiers nuages naissent en fin de soirée

et le voile continu qui couvre le ciel ne se déchire qu'au début de l'après-midi ; ces *neblinas matinales* peuvent se produire toute l'année mais elles atteignent leur maximum pendant les mois d'été.

TABLEAU IV
Humidité relative, insolation et brouillard.

Stations côtières.

Stations	Latitude	Humidité relative		Insolation		Brouillard ³
		Janvier	Juillet	Nombre de jours par an		Nombre de jours par an
				Ciel couvert ¹	Ciel dégagé ²	
La Serena.	29° 54' S	74 %	80 %	114	74	29
Zapallar ..	32° 33' S	80 %	85 %	112	92	26

Stations intérieures.

Stations	Latitude	Humidité relative		Insolation		Brouillard ³
		Janvier	Juillet	Nombre de jours par an		Nombre de jours par an
				Ciel couvert ¹	Ciel dégagé ²	
Vicuña ...	30° 02' S	61 %	61 %	19	214	19
Ovalle ...	30° 36' S	64 %	76 %	33	179	—

SOURCE : Bureau météorologique du Chili.

1. Ciel couvert : nébulosité égale ou supérieure à 8/10^e au cours des trois observations journalières.

2. Ciel dégagé : nébulosité égale ou inférieure à 2/10^e au cours des trois observations journalières.

3. Brouillard : visibilité horizontale inférieure à 1 000 m par suite du brouillard.

LES VENTS (fig. 23).

Les renseignements concernant les vents sont assez disparates. Les plus sûrs viennent de la base aérienne militaire de Quintero (trois observations quotidiennes à 8 h, 14 h et 19 h, depuis 1952, selon la rose à huit directions). On possède aussi des séries d'observations plus longues (1916-1945) mais sans doute plus discutables, concernant Coquimbo et Los Andes. Enfin des données relatives à Ovalle et Vicuña peuvent être utilisées, avec précaution, à titre indicatif.

La direction dominante est le Sud-Ouest ; à Quintero (*tableau V*) les trois quarts des vents observés viennent du Sud-Ouest ; à Coquimbo plus de la moitié sont à composante Ouest, ceux du Sud-Ouest entrant dans une proportion de 30 %. Les données fournies par les stations de l'intérieur (Los Andes, Ovalle, Vicuña) confirment la primauté des courants d'Ouest au cours de l'année ; elle s'accroît encore pendant les mois d'été. Au voisinage de la côte l'orientation des champs de dunes, l'inclinaison des arbustes,

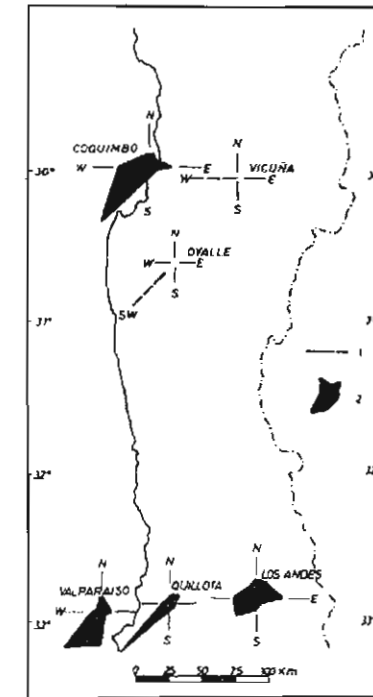


FIG. 23. — Les vents dans le Chili semi-aride selon Schneider (1969).

1. Direction dominante. — 2. Fréquence.

tous courbés dans la même direction, traduisent sans équivoque l'existence d'un vent dominant, soufflant inlassablement d'un même secteur (*photo 65*). Les observations anémométriques montrent que les grandes vitesses sont exceptionnelles ² ; à Coquimbo, selon une moyenne calculée sur trente ans, seuls deux jours par an ont des vents qui dépassent 36 km à l'heure ; la vitesse moyenne paraît se situer entre le 2 et le 3 de l'échelle Beaufort.

Ce flux d'Ouest s'explique par les conditions de la circulation générale de l'atmosphère à ces latitudes. Le long du littoral, il est encore renforcé par la brise de mer ; en été surtout, par type de temps anticyclonique, le continent surchauffé voit se constituer un minimum barométrique qui attire l'air plus frais de l'Océan ; cette brise apparaît en fin de matinée et s'efface avec la baisse de température qui accompagne le coucher du soleil. Le phénomène inverse ne peut guère se produire pendant la nuit, les eaux marines

2. Des vents ont cependant atteint 113 km à l'heure à Valparaíso en 1880.

refroidies par le courant de Humboldt s'opposant à l'établissement d'un gradient suffisant pour que l'air s'écoule de la terre vers la mer. En cordillère les brises de montagne et de vallée soufflent pendant les mois chauds selon le schéma classique ; le renversement de direction se produit généralement vers 1 heure du matin.

TABLEAU V

Direction dominante (rose de 8) et vitesse moyenne (en nœuds) des vents au sol (3 observations journalières) à Quintero (lat. 32°47' S, long. 71°32' W, alt. 7 m).

An.	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1952	6 SW	7 SW	8 SW	4 W	6 SW	6 SW	7 N	7 SW	8 SW	8 SW	8 SW	7 SW
1953	8 W	7 SW	7 SW	6 N	6 SW	5 SW	6 SW	6 SW	7 SW	8 SW	9 SW	7 W
1954	9 SW	8 W	6 W	7 SW	7 SW	6 N	6 SW	8 SW	11 SW	9 SW	9 SW	10 SW
1955	8 SW	8 SW	6 SW	6 SW	6 SW	6 N	7 SW	6 SW	8 SW	8 SW	8 W	10 SW
1956	9 SW	8 N	8 SW	8 SW	7 SW	6 SW	7 SW	7 SW	9 SW	10 SW	9 SW	9 SW
1957	10 SW	7 W	8 SW	6 SW	7 N	5 S	5 S	5 SW	7 SW	9 SW	8 SW	10 SW
1958	8 SW	9 SW	7 SW	6 SW	6 SW	4 SW	4 SW	8 SW	6 SW	8 SW	11 SW	10 SW
1959	9 SW	8 SW	8 SW	6 SW	6 SW	7 N	6 N	7 SW	8 S	6 S	9 SW	11 SW
1960	11 SW	12 SW	10 SW	8 N	7 N	8 N	8 S	12 SW	—	15 SW	15 SW	3 SW
1961	16 SW	15 SW	10 SW	8 SW	7 SW	10 SW	8 SW	10 N	11 N	12 SW	14 SW	13 SW
1962	12 SW	8 SW	10 W	10 SW	6 SW	9 N	7 SW	8 SW	15 SW	12 SW	12 SW	—
1963	14 SW	9 SW	14 SW	7 N	8 SW	7 S	—	9 N	12 SW	8 SW	—	—

SOURCE : Bureau météorologique du Chili.

EVALUATION DE L'ARIDITE DANS LE NORTE CHICO LES NUANCES CLIMATIQUES REGIONALES ET LES FORMATIONS VEGETALES CARACTERISTIQUES

On connaît les difficultés qui surgissent dès qu'il s'agit d'évaluer l'aridité. Différentes méthodes (Köppen, 1931 ; de Martonne, 1926 et 1935 ; Gaussen et Bagnouls, 1952 ; Thornthwaite, 1948, et Emberger, 1930) ont été appliquées pour essayer de l'apprécier dans le *Norte chico* ; les résultats sont consignés dans le tableau VI. Il en ressort clairement que si le secteur du territoire chilien compris entre les latitudes 30° et 33° S voit le climat désertique céder progressivement la place au climat méditerranéen (fig. 24), le domaine semi-aride ainsi défini présente des nuances climatiques régionales qu'il faut essayer de cerner.

TABLEAU VI
Indices d'aridité et catégories climatiques pour quelques stations du Norte chico.

Station	Latitude	Longitude	Köppen (1931)		de Martonne (1926)		de Martonne (1935)		Gaussen et Bagnouls (1952)		Thornthwaite (1948)		Emberger (1930)
			P cm	T °C	Indice	Catégorie	Indice	Catégorie	Nbre de mois secs	Catégorie	Indice	Catégorie	Quotient pluvio-thermique
La Serena	29° 54' S	71° 15' W	12,7	14,9	5,1	aride	2,6	aride	11	hémirémique subdésertique chaud	48,8	E ₁ B ₂ da' aride	26
Vicuña	30° 02' S	70° 44' W	13,4	15,5	5,2	aride	2,6	aride	9	hémirémique subdésertique chaud	51	E ₁ B ₂ da' aride	17
Ovalle	30° 36' S	71° 12' W	13,3	15,2	5,3	aride	2,6	aride	9	hémirémique subdésertique chaud	50	E ₁ B ₂ da' aride	17
Los Andes	32° 50' S	70° 36' W	30,5	15,2	12,1	semi-aride	6,5	semi-aride	8	xérothermique	34,5	DB ₂ da' semi-aride	31
Zapallar	32° 33' S	71° 30' W	38,4	14,7	15,5	semi-aride	7,9	semi-aride	7	xérothermique	17,5	C ₁ B ₁ da'	88

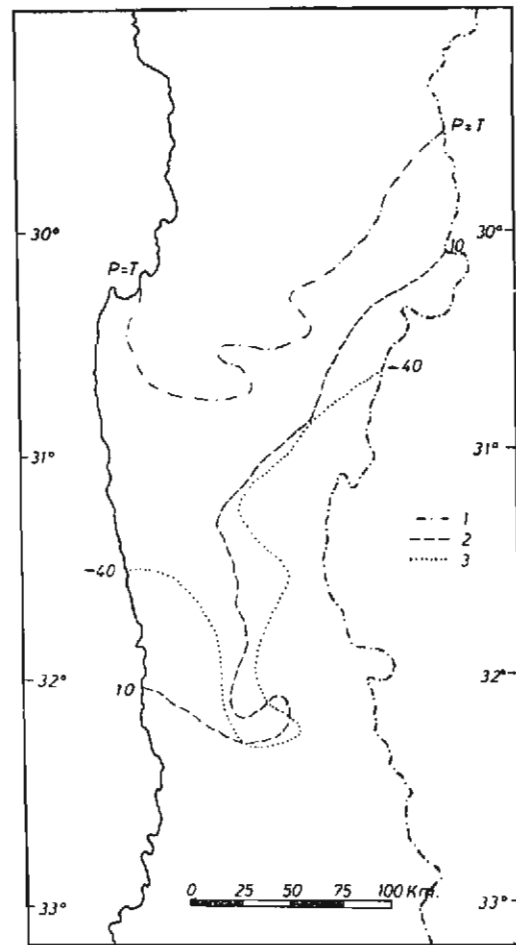


FIG. 24. — Limite entre aridité et semi-aridité (Schneider, 1969).

1. Selon Köppen. — 2. Selon de Martonne (1926).
— 3. Selon Thornthwaite.

LE CLIMAT SEMI-ARIDE LITTORAL

Il s'étend sur la bande côtière et pénètre dans le cours aval des grandes vallées. Son originalité tient à plusieurs traits :

- l'humidité relative élevée de l'air, proche de 80 %, pendant toute l'année ;
- la fréquence des brouillards, des brumes et de la nébulosité en général : seulement cent jours de l'année ont en moyenne un ciel dégagé ;
- la température moyenne annuelle modérée : elle est de l'ordre de 15° et les gelées sont absolument inconnues ;
- la faible amplitude thermique tant annuelle que diurne, d'environ 6 à 7° dans l'un et l'autre cas ;

- un régime de vents du Sud-Ouest très marqué ;
- des pluies peut-être légèrement inférieures à celles de l'intérieur : leur total, voisin de 100 mm aux approches de 30° S, augmente d'environ 100 mm par degré de latitude.

Cet accroissement du total annuel des précipitations avec la latitude rend compte des transformations progressives de la végétation du Nord au Sud.

Entre 30° et 31° S c'est le *jaral costero* (Fuenzalida, 1965 c), formation ouverte composée de buissons xérophiles de petite taille — inférieure au mètre — (*Oxalis gigantea*, *Balbisia peduncularis*, *Euphorbia lactiflua*, etc.) et de cactées (genres *Cereus*, *Echinocactus*, *Opuntia*, etc.). Au printemps, lorsque l'hiver a été bien arrosé, un étonnant tapis herbacé de plantes très diverses, aux tissus délicats, presque hygrophiles, peut couvrir tout le sol (photo 1). La floraison de ces thérophytes provoque une hallucinante symphonie de couleurs : c'est l'époque du *desierto florido* (Muñoz, 1965). A partir de 31° S la steppe buissonnante devient plus dense, plus haute aussi ; aux côtés des Cactées, les Broméliacées sont fréquentes telle la caractéristique *Puya chilensis* dotée de larges feuilles dentelées d'épines et d'une panicule (photo 3). Au-delà de 32° S apparaît un *matorral*, plus ou moins ouvert suivant les endroits, sans doute par suite d'actions anthropiques ; il est fait d'arbustes sclérophiles, aux feuilles persistantes, petites, vernissées, souvent odorantes tels le *Quillaja saponaria*, le *Maytenus boaria*, le *Peumus boldus* (Oberdorfer, 1960).

Dans la classification de Köppen, le climat du littoral du *Norte chico* est du type BSn (Fuenzalida, 1965 c).

LE CLIMAT SEMI-ARIDE INTERIEUR

Il règne sur la moyenne montagne ; des nuances, dues à des conditions locales d'altitude et d'exposition, n'altèrent pas son individualité qui tient à des caractères généraux :

- la sécheresse de l'atmosphère : l'humidité relative annuelle se situe autour de 60 % ;
- la limpidité de l'air : le nombre de jours de ciel dégagé est de l'ordre de 200 par an ;
- une amplitude thermique annuelle beaucoup plus marquée que sur la côte : l'hiver connaît des températures négatives et de fortes chaleurs se manifestent pendant l'été ; l'amplitude thermique diurne est aussi plus accusée ;
- à latitude égale, une légère hausse des pluies par rapport au littoral ;
- des vents faibles soufflant du secteur ouest.

La formation végétale caractéristique est ici une steppe à épineux et succulents (Schmithüsen, 1956) au moins jusque vers 2 000 m d'altitude. On y retrouve les Cactées de la côte ainsi que la *Puya chilensis* mais l'épineux dominant est l'*Acacia cavenia* dont la hauteur peut atteindre 3 m et qui couvre

par endroits de vastes espaces, les *espinales*. Le tapis herbacé printanier n'a pas la richesse ni l'aspect mésophile de celui du littoral (plusieurs espèces du genre *Stipa*). Vers le Sud s'infiltrèrent des représentants de la flore arbustive sclérophile (photo 4).

Dans la classification de Köppen, le climat de l'intérieur du *Norte chico* est du type BSt (Fuenzalida, 1965 c).

LE CLIMAT SEMI-ARIDE MONTAGNARD

Il correspond à la haute cordillère. En l'absence d'observations météorologiques au-dessus de 3 000 m, il est très mal connu ; on peut cependant noter que :

— l'air est particulièrement sec : l'humidité relative moyenne ne doit pas dépasser 50 % ;

— les températures moyennes annuelles sont basses (8,7° en 1965 à Los Molles, à 2 620 m d'altitude) ; la forte insolation rend compte de variations thermiques diurnes importantes de part et d'autre de 0° pendant une grande partie de l'année ;

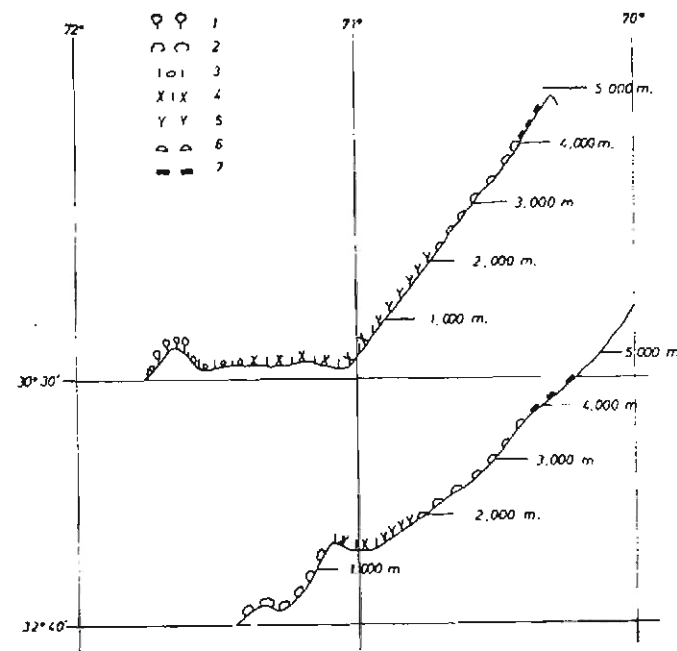


FIG. 25. — Etagement de la végétation en altitude dans le Chili semi-aride (d'après Schmithüsen, 1956).

1. Bois relicté hygrophile de Fray Jorge. — 2. Matorral d'arbustes sclérophiles. — 3. Jaral costero. — 4. Steppe à épineux et succulents. — 5. Espinales. — 6. Tolar. — 7. Llaretales.

— les précipitations qui tombent sous forme de neige augmentent avec l'altitude, au moins jusqu'à une certaine hauteur ; ainsi le total annuel passe, semble-t-il, du simple au double, entre Ovalle (220 m) et Los Molles (2 620 m), deux stations situées à des latitudes voisines ;

— les brises de montagne et de vallée sont des phénomènes fréquents.

La steppe andine témoigne d'une double adaptation à la sécheresse et au froid. On désigne sous le nom de *tolar* une formation ouverte et basse de buissons résineux tels que *Baccharis tola* et *Fabiana denudata*, auxquels s'ajoutent des graminées xérophiles représentées par des espèces des genres *Stipa* et *Festuca* ; au-dessus de 4 000 m les *llaretales* constituent une association de plantes en coussinet, mêlant des espèces des genres *Laretia* et *Azorella* (fig. 25).

DONNÉES CLIMATIQUES REMARQUABLES DU POINT DE VUE MORPHOLOGIQUE

LES ECARTS DE TEMPERATURE (fig. 26) ; LE GEL

Le rôle morphologique des écarts de température doit être nul sur la bande côtière où l'amplitude tant annuelle que diurne est très amortie ; le gel y est absolument inconnu. A l'intérieur des terres, au-dessous de 1 000 m, les effets de la thermoclastie sont difficiles à apprécier à défaut d'une étude

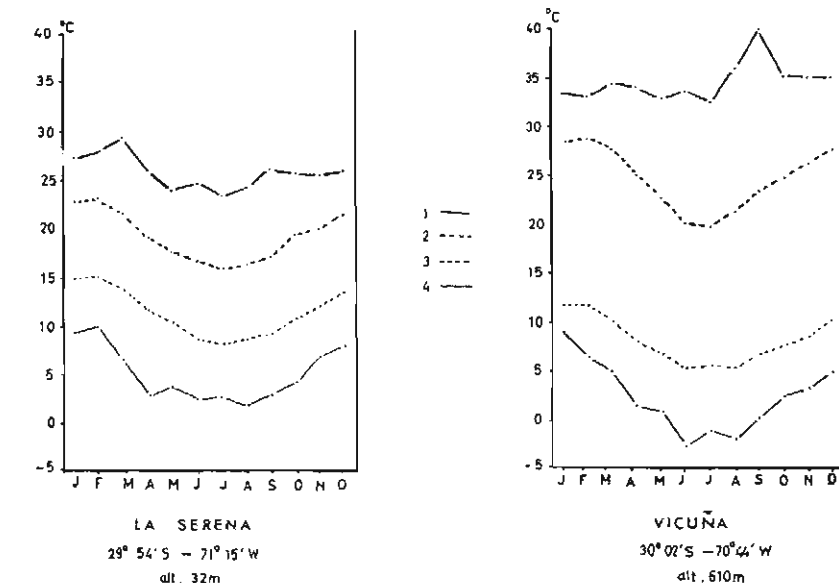


FIG. 26. — Moyennes mensuelles des températures maximales et minimales, maxima et minima absolus mensuels à La Serena (période 1916-1945) et à Vicuña (période 1941-1950).

1. Maxima absolus. — 2. Maxima moyens. — 3. Minima moyens. — 4. Minima absolus. — Le gel est inconnu sur la côte.

approfondie du phénomène. L'insolation a-t-elle le pouvoir de fragmenter un matériel virtuellement préparé par un réseau serré de brisures diverses : fentes de refroidissement, diaclases, fractures ? Peut-être explique-t-elle, concurremment avec d'autres processus physico-chimiques, des formes mineures de désagrégation comme l'écaillage et la desquamation des surfaces rocheuses de granite ou d'andésite qui ne sont pas protégées par un régolite ou un sol.

C'est au-dessus de 1 000 m, quand le gel nocturne au cours de la saison froide n'est plus un phénomène exceptionnel, qu'apparaissent, au pied des parois rocheuses, des cônes d'éboulis de gravité, évidemment dus à la cryoclastie ; leur importance croît avec l'altitude. A partir de 3 000-3 500 m, suivant l'exposition, lorsque les conditions climatiques sont caractérisées par un enneigement de longue durée, un gel saisonnier pendant l'hiver et un cycle gel-dégel quotidien pendant les autres saisons (tableau VII), l'éboulis sec cède la place, à la base des pentes fortes, à l'éboulis cryonival du type décrit en détail par Dollfus (1965) dans les Andes du Pérou. C'est une formation détritique litée dans laquelle le matériel s'amenuise en progressant, de telle sorte qu'il est plus grossier à l'amont qu'à l'aval ; dans sa genèse interviennent à la fois la gélifraction et le ruissellement nival. Autre phénomène du type périglaciaire, spécifique de la haute montagne là où les déclivités sont moins fortes : les versants de congélifluction (Joly, 1962 a) sur lesquels les débris se déplacent en masse, montrant parfois des indices d'entrave (terrassettes). Sur les espaces plats le pavage qui ébauche par endroits une disposition géométrique, est la règle. Dans toute la haute montagne la fragmentation des roches par le gel correspond à un processus morphologique très actif à l'heure actuelle.

TABLEAU VII

Maxima et minima thermiques absolus pendant les mois de l'année 1965 relevés à la station de Los Molles (30°45' S, 70°26' W, alt. 2 620 m).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Max. abs.	20° 5	22° 5	20° 5	20° 5	18° 5	20°	12°	14°	13° 5	19° 5	18° 5	21°
Min. abs.	5° 5	5° 5	6°	0° 5	-7° 5	-1°	-8° 5	-11°	-9° 5	2°	-1° 5	3°

L'HUMIDITE ATMOSPHERIQUE

L'humectation prolongée — due à la *camanchaca* — des roches de la bande côtière, surtout quand elle affecte des roches cristallines fissurées à grande ou petite échelle, doit s'accompagner d'une attaque, sinon proprement chimique, du moins physico-chimique (hydratation). La proximité de l'Océan fait que l'haloclastie, due à la cristallisation des sels apportés sur le continent par l'intermédiaire des embruns, intervient sans doute aussi. Il faut probablement rattacher à ces processus des phénomènes d'arénisation, de desquamation, voire d'éclatement qui se notent sur les affleurements granitiques, là où ils ne disparaissent pas sous des produits d'altération ancienne.

LES EAUX SUPERFICIELLES

Les eaux superficielles se répartissent en trois catégories :

- le ruissellement diffus ;
- l'écoulement concentré ;
- les eaux dormantes.

Le ruissellement diffus.

Les phénomènes de *rill wash* et de *sheet wash*, pour reprendre les expressions consacrées par la littérature géologique américaine, se manifestent de temps à autre dans le Chili semi-aride ; ils répondent à une conjonction remarquable (Joly, 1962 a) de données pluviométriques (concentration des pluies et violence des averses) qui sont les plus importantes, biogéographiques (discontinuité de la végétation [photo 2]) et topographiques (pentes inférieures à 25 %, versants peu rugueux, couverts par un matériel de petit calibre). De telles conditions se trouvent occasionnellement réalisées dans la bande côtière et dans la moyenne montagne du Norte chico (tableau VIII).

TABLEAU VIII

Concentration des précipitations dans le Chili semi-aride (période 1931-1960).

Station	Latitude	Altitude	Total annuel des pluies	Nbre de jours de pluie par an	Max. en 24 h	
					Total	Mois
La Serena ..	29° 54' S	32 m	104,7 mm	19	100,2 mm	Mai
Ovalle	30° 36' S	220 m	125,8 mm	11	110 mm	Mai
Combarbala	31° 11' S	904 m	254,2 mm	15	160 mm	Mai
La Ligua ...	32° 27' S	59 m	341,7 mm	20	106 mm	Juillet

L'action morphologique du ruissellement diffus a pu être importante au cours des périodes pluviales du Quaternaire lorsque ce type d'écoulement était probablement plus fréquent et intervenait sans doute à grande échelle (*sheet flood*). Aujourd'hui ses effets semblent limités à la mobilisation de débris fins jusqu'à la taille des graviers sur des pentes que protège malgré tout une végétation plus ou moins ouverte mais omniprésente. C'est seulement lorsque celle-ci a été détruite par l'homme (défrichements pour des cultures ou pour la construction de chemins, surcharge en bétail) qu'apparaissent les marques de l'« érosion du sol » : à l'étape des rigoles succède d'abord celle des ravins puis celle des *bad lands* généralisés, là où affleurent des arènes granitiques (photo 84). Exemple vécu : après les grandes pluies de

l'hiver 1965, alors que j'étudiais les terrasses littorales situées entre le 30° et le 32° de latitude, il était impossible d'utiliser les pistes labourées par de profondes ravines ; mais mon véhicule circulait sans peine sur leur côté, là où les touffes herbeuses avaient assuré une protection efficace des formations marines meubles de surface.

L'écoulement concentré.

Sa continuité ou sa discontinuité dans le temps conduit à distinguer les cours d'eau pérennes d'une part, les organismes à activité temporaire — saisonnière ou non — d'autre part.

LES COURS D'EAU PÉRENNES.

Suivant leur importance ils reçoivent dans le vocabulaire du pays le nom de *rio* (cours d'eau principal) ou d'*estero* (cours d'eau secondaire).

Les principaux bassins hydrographiques (fig. 27).

On peut les classer en fonction de leur superficie.

— *les bassins étendus* (entre 8 000 et 12 000 km²) : ce sont en allant du Nord au Sud, ceux du Rio Elqui (9 657 km²), du Rio Limari (11 760 km²), du Rio Choapa (8 124 km²) ;

— *les bassins moyens* (entre 2 000 et 3 000 km²) : ce sont ceux du Rio Petorca (2 669 km²) et du Rio La Ligua (2 066 km²) ;

— *les petits bassins* (inférieurs à 1 000 km²) : ce sont ceux du Rio Quilimari et de l'Estero Pupio, cours d'eau qui ne naissent pas dans la haute cordillère.

Le régime des rios.

Sources. — Les données les plus sûres figurent dans l'Annuaire hydrologique du Chili dont seulement trois volumes (1961-1962 ; 1962-1963 et 1963-1964) ont été publiés au moment de la rédaction du présent chapitre. Les archives du Département de l'irrigation du ministère des Travaux publics du Chili renferment aussi des renseignements ; ils sont cependant peu utilisables parce que les relevés des échelles limnimétriques sont très incomplets. L'étude des débits est enfin rendue difficile par l'irrigation qui fausse les observations, en saignant les rios pendant l'été et en livrant leurs eaux à l'évaporation. La seule publication utilisable, d'ailleurs sommaire, est celle de Fuenzalida (1965 a).

Caractères généraux.

D'un point de vue hydrologique les rios du Norte chico sont des cours d'eau méditerranéens de dégradation aride, soumis à une influence montagnarde marquée (Guilcher, 1965 a). Ils sont caractérisés par :

— *des modules spécifiques faibles.*



PHOTO 7 (ci-contre). — Diorite jurassique fracturée et altérée près de la côte ; boules prêtes à être dégagées (Angostura, 31° 30' S).



PHOTO 8 (ci-contre). — Dôme granitique lisse de Tilama (32° 07' S, cours moyen du Rio Quilimari).

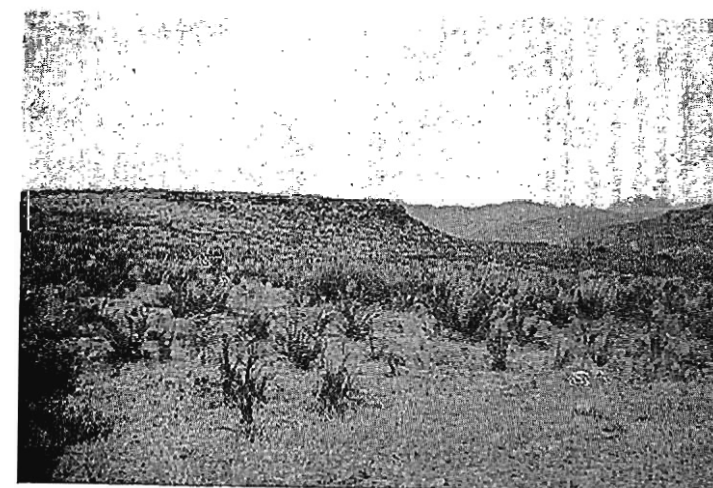


PHOTO 9. — La mesa (alt. 1 080 m) de la Quebrada Higuera (30° 24' S) ; formation ignimbrétique horizontale fossilisant un vestige de la topographie mûre oligomiocène.



PHOTO 10. — Vue aérienne oblique montrant un vestige de la vieille surface andine près de Pichasca, à une cinquantaine de kilomètres au N.E. d'Ovalle; à droite, le Rio Hurtado; au fond, la haute cordillère.

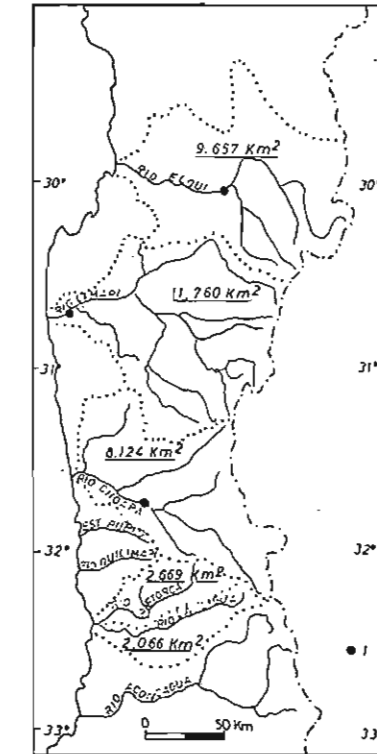


FIG. 27. — Les grands bassins hydrographiques du Chili semi-aride.

1. Station limnimétrique dotée de limnigraphe. — Rio Elqui: Algarrobal, altitude 707 m, superficie du bassin en amont: 5 812 km². — Rio Limari: Route panaméricaine, altitude 36 m, superficie du bassin en amont: 11 513 km². — Rio Choapa: Limahuida, altitude 293 m, superficie du bassin en amont: 3 252 km².

TABLEAU IX

Modules spécifiques des principaux rios du Chili semi-aride.

Rio	Station d'observations		Module spécifique
	Nom	Altitude	
Elqui	Algarrobal	707 m	1,01 l/s.km ²
Limari	Route panaméricaine	36 m	0,54 l/s.km ²
Choapa	Limahuida	293 m	4,12 l/s.km ²

La pauvreté du débit s'explique en fonction d'un total réduit des précipitations annuelles et d'un régime de températures aux moyennes assez élevées en été pour provoquer une forte évaporation.

— des variations saisonnières de débit très accusées (fig. 28).

Les caractères des pluies sont à l'origine de ces contrastes. Les averses, on l'a vu, sont violentes, courtes, rares et concentrées en saison froide. D'autres facteurs favorisent encore ce régime fantasque : les pentes fortes, l'absence de masses calcaires perméables, la faiblesse et la discontinuité du tapis végétal, la minceur des sols. Seule la rétention nivale en cordillère — le soutirage par les fissures des roches éruptives et l'absorption par l'arène granitique jouant probablement un rôle secondaire — intervient pour apporter un élément de pondération : à cause d'elle le maximum principal correspond à la fin du printemps et non à l'hiver ; le minima le plus marqué se produit logiquement en été, à une date plus ou moins avancée suivant les cas.

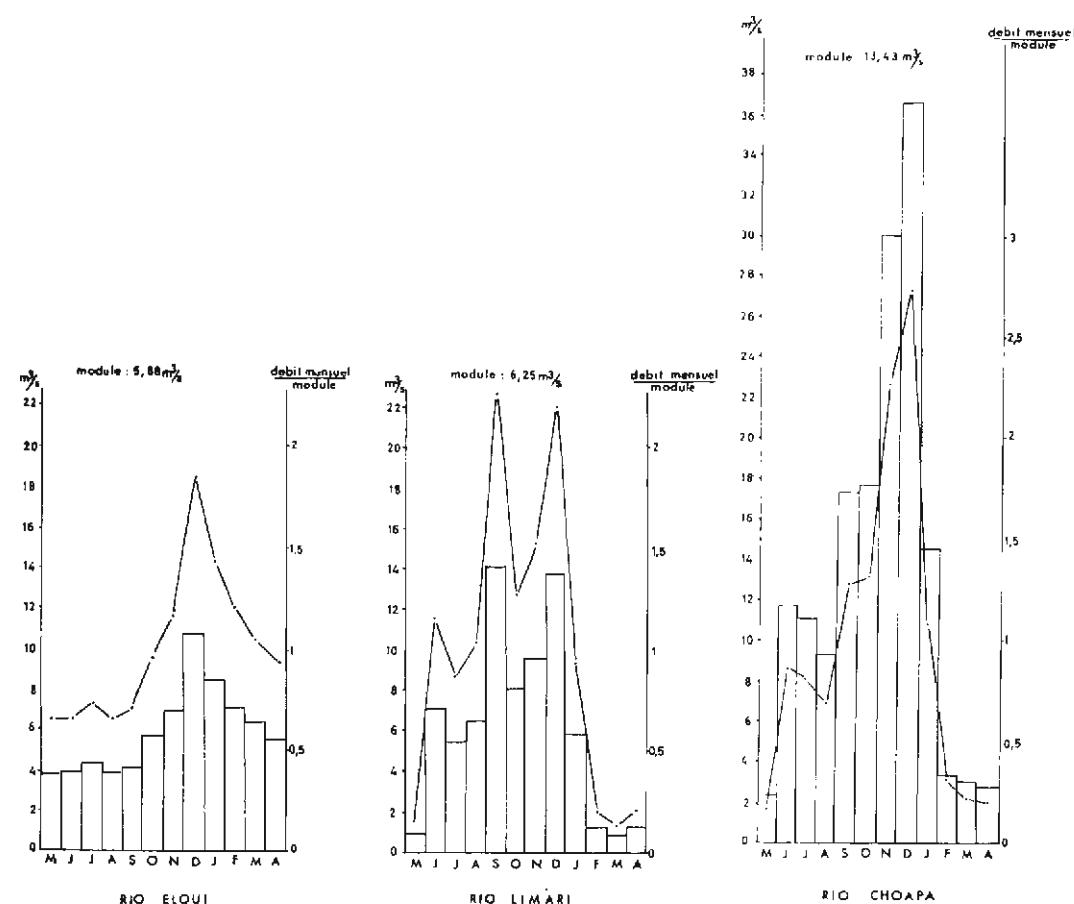


FIG. 28. — Régime hydrologique des trois grands cours d'eau du Chili semi-aride.

Débits moyens et coefficients mensuels de débit. Durée des observations : — Rio Elqui à Algarrobal : 1961-1962 à 1963-1964. — Rio Limari, Route panaméricaine : 1959-1960 à 1963-1964. — Rio Choapa à Limahuida : 1961-1962 à 1963-1964.

SOURCE : Annuaire hydrologique du Chili et Département d'irrigation du ministère des Travaux publics du Chili.

— des variations interannuelles très accusées.

La variabilité des débits moyens annuels apparaît (tableau X) comme une conséquence directe de l'irrégularité des précipitations d'une année à l'autre.

TABLEAU X

Modules et précipitations annuelles.

Rio	Station d'observations		Module et pluviométrie annuelle					
	Nom	Altitude	1961-1962		1962-1963		1963-1964	
Elqui	Algarrobal	707 m	5 m³/s	143,5 mm (Vicuña)	4,11 m³/s	26,3 mm (Vicuña)	8,44 m³/s	208,2 mm (Vicuña)
Limari	Route panaméric.	36 m	9,87 m³/s	150,8 mm (Ovalle)	1,71 m³/s	52,6 mm (Ovalle)	16,60 m³/s	220,4 mm (Ovalle)
Choapa	Limahuida	293 m	13,37 m³/s	226,8 mm (Illapel)	5,63 m³/s	97,5 mm (Illapel)	20,56 m³/s	252,2 mm (Illapel)

— des étiages très marqués.

TABLEAU XI

Débits d'étiage.

Rio	Station d'observations		Débits minimaux		
	Nom	Hauteur	1961-1962	1962-1963	1963-1964
Elqui	Algarrobal	707 m	2,99 m³/s août 1961	2,85 m³/s août 1962	3,15 m³/s juin 1963
Limari	Route panaméricaine	36 m	0,07 m³/s août 1961	0,17 m³/s janv. et fév. 1963	0,32 m³/s mai 1963
Choapa	Limahuida	293 m	1,00 m³/s mai 1961	0,50 m³/s janv. et fév. 1963	1,40 m³/s mai 1963

Plus qu'en été, les étiages se produisent donc à l'automne, voire en hiver, lorsque la saison pluvieuse marque un retard ou que le taux des précipitations reste insignifiant. Les valeurs rapportées dans le tableau XI suggèrent qu'ils doivent parfois être égaux à zéro. Une crue peut les interrompre brusquement (cf. cas du Rio Limari, *infra* p. 68).

— des crues soudaines et démesurées.

TABLEAU XII

Débits maximaux instantanés.

Rio	Station d'observations		Débit maximal instantané		
	Nom	Hauteur	1961-1962	1962-1963	1963-1964
Elqui	Algarrobal	707 m	9,60 m ³ /s 2,3 et 4 nov. 1961	6,85 m ³ /s 31 oct. 1962	28,3 m ³ /s 25 déc. 1963
Limari	Route panaméricaine	36 m	542 m ³ /s 29 août 1961	113 m ³ /s 26 juin 1962	205 m ³ /s 5 sept. 1963
Choapa	Limahuida	293 m	62,4 m ³ /s 4 nov. 1961	174 m ³ /s 10 et 25 juin 1962	109 m ³ /s 30 déc. 1963

La crue du Rio Limari dans son cours aval, intervenue au mois d'août 1961, illustre bien l'aspect brutal du phénomène : le 26 le débit du fleuve était presque nul (0,07 m³/s) et le lendemain il était toujours faible (5,36 m³/s); mais le 28 il passait à 89 m³/s; dans la journée du 29 la moyenne montait à 345 m³/s (débit instantané : 542 m³/s); le 30 il baissait déjà à 98 m³/s pour se stabiliser ensuite dans la première semaine de septembre autour de 30 m³/s. De telles montées de niveau sont accompagnées de flots tumultueux, à turbidité spécifique élevée, qui envahissent, là où elle existe, la basse terrasse; après le retrait des eaux celle-ci apparaît recouverte de boue et jonchée de débris de végétation.

Les crues peuvent se produire à deux époques de l'année. D'une part en hiver, lors de chutes de pluie exceptionnellement abondantes et c'est le cas de la crue du Rio Limari du 28-30 août 1961 : ce mois d'août totalisa 66,5 mm de hauteur d'eau; ces précipitations survenant après un mois de juin lui aussi pluvieux (65,3 mm), le terrain était donc saturé lorsque, dans la seule journée du 28 août, il tomba 30 mm de pluie qui provoquèrent le gonflement brusque des eaux. D'autre part — et ce sont les plus fréquentes, sans doute aussi les plus fortes — au printemps quand l'année a été particulièrement humide; il y a alors une rétention neigeuse importante en haute montagne au moment où la rapide hausse des températures détermine une fusion accélérée, donc une montée brusque des eaux fluviales.

Analyse du régime des trois grands rios du Chili semi-aride (fig. 28).

Le Rio Elqui. — L'histogramme des débits moyens mensuels du Rio Elqui à Algarrobal, à 80 km de l'Océan, montre que les mois les mieux fournis sont dans l'ordre : décembre, janvier, février et novembre; d'autre part les plus basses eaux correspondent à l'automne et à l'hiver — époque des pluies — mais pas à l'été. On peut donc parler, à une latitude voisine de 30°, d'un régime presque glacio-nival. De fait le haut bassin du Rio Elqui s'identifie avec la cordillère du même nom, remarquable par sa massivité et sa hauteur

(sommets au-dessus de 5 000 m), dans laquelle se maintient encore une glaciation de type résiduel (petits glaciers, glaciers rocheux, plaques de névé).

La courbe des coefficients mensuels de débit n'indique pas de grands contrastes; cette relative pondération est sans doute due au régime lui-même mais elle a été artificiellement renforcée par la construction d'une retenue d'eau dans le cours supérieur du Rio Elqui (barrage La Laguna).

Le Rio Limari. — Au pont de la Route panaméricaine, soit à une vingtaine de kilomètres de son embouchure, le Rio Limari offre un régime complexe à trois maxima qui sont par ordre d'importance : celui de septembre (nival) et celui de décembre (glaciaire), très voisins par le débit, celui de juin (pluvial) beaucoup moins marqué. Le minimum principal correspond à l'été et se prolonge jusqu'en automne. La variabilité saisonnière apparaît plus accusée que dans le cas du Rio Elqui.

Le Rio Choapa. — Le Rio Choapa à Limahuida, à une soixantaine de kilomètres de l'Océan, présente un module spécifique plus abondant. Il est le reflet d'une position plus méridionale, donc d'un bassin déjà mieux arrosé. Dans ce cas encore, l'importance du phénomène de fusion dans l'alimentation fluviale rend compte d'un maximum principal nivo-glaciaire de septembre à janvier. Les pluies provoquent en juin-juillet un maximum secondaire. Un minimum très creusé en été donne en définitive un régime annuel assez peu pondéré.

Action morphologique des cours d'eau pérennes.

En temps normal les filets d'eau qui serpentent en chenaux anastomosés sur le plancher de cailloux et de blocs roulés des grandes vallées, ne développent qu'une très faible puissance d'érosion, capable seulement de mobiliser des débris fins. Seules les fortes crues — j'ai pu l'observer pendant l'hiver 1965 — peuvent contribuer à modifier véritablement le lit des rios; cette constatation relève d'ailleurs d'une règle générale bien établie dans les régions semi-arides (Tricart et Cailleux, 1960-1961, Joly; 1962 a).

Ce sont les effets de l'érosion latérale qui sont alors les plus visibles. Les flots gonflés affouillent les berges. Lorsqu'elles sont taillées dans du matériel alluvial ancien, elles s'effondrent par pans entiers. Le rio dont la compétence et la capacité de transport sont alors accrues, voit sa charge augmenter, phénomène qui provoque à son tour une élévation de la viscosité et de la turbulence du courant, donc en définitive de sa puissance d'attaque. Le fond du lit est aussi modifié par le remaniement de la nappe de galets, par le déplacement des seuils et des mouilles.

La largeur étonnante du lit majeur des rios, disproportionnée au regard de la minceur des chenaux ordinaires d'écoulement, dérive directement des effets de cette érosion latérale lors des crues les plus importantes. Il faut avoir présent à l'esprit ce processus actuel pour comprendre la discontinuité, voire parfois l'absence, sur certains tronçons des cours d'eau, des niveaux de terrasses anciennes. Il faut aussi en tenir compte dans la construction des ouvrages d'art : les remblais édifiés pour réduire la longueur des ponts sont irrésistiblement balayés par des flots brutalement déchaînés qui ont besoin de tout l'espace disponible; ils doivent être définitivement condamnés; la

solution du problème ainsi posé réside dans l'allongement des tabliers sur les rios principaux, dans l'aménagement de radiers à la traversée d'organismes secondaires.

L'érosion linéaire, elle, ne s'exerce que dans le cas particulier des gorges, surtout à l'amont, mais aussi au passage de ressauts structuraux entaillés par le rio.

LES COURS D'EAU TEMPORAIRES.

Ils sont désignés au Chili sous le nom de *quebrada*, terme très général qui vaut aussi bien pour un long talweg à écoulement saisonnier et pour un petit torrent de montagne à activité périodique, que pour un simple ravin le plus souvent à sec. Dans la moyenne montagne les quebradas affluentes des rios dessinent un réseau hydrographique dense et ramifié ; leur tracé, fréquemment rectiligne sur de bonnes distances mais soudainement interrompu par des coudes brusques, trahit le contrôle d'accidents cassants. Les quebradas de la frange côtière descendent directement vers l'Océan et échappent à l'emprise des grands bassins hiérarchisés. Les unes comme les autres ont des crues locales d'origine pluviale, soudaines et à l'occasion puissantes. Elles exercent alors un creusement surtout vertical car la vallée n'est le plus souvent qu'une simple entaille à forte pente. En cordillère, les eaux de fusion de printemps dégradent les anciens cirques en entonnoirs de réception torrentiels et défoncent le fond évasé des auges calibrées pendant la dernière glaciation.

Les eaux dormantes.

Il y a peu de choses à dire à leur sujet. Les seules étendues d'eaux dormantes naturelles se rencontrent dans la haute montagne : ce sont les *lagunas*, logées dans les vallées derrière les bouchons morainiques abandonnés par les glaciers de l'époque froide la plus récente. Ces petits lacs sont en voie de colmatage rapide et ils laisseront la place à des étendues planes, humides et herbeuses, les *vegas* andines.

NEIGE ET GLACE

Les données nivométriques manquent presque totalement pour la haute montagne du *Norte chico*, là où précisément elles seraient le plus utiles. La seule station de mesure a été installée depuis 1957 à proximité de la centrale hydroélectrique de Los Molles (*cf. supra*, p. 40 et *fig. 13*) mais elle ne fournit que des séries discontinues. On peut cependant affirmer que la neige est absolument inconnue sur la bande côtière et que au-dessus de 3 000 m d'altitude la quasi totalité des précipitations — de saison hivernale, je le rappelle — tombent à l'état solide. Les formes du terrain de type nival, actuellement en cours d'élaboration, sont fréquentes en cordillère, surtout sur les versants orientés au Sud ou à l'Est : ce sont des niches échancrant les parois rocheuses et des couloirs d'avalanches guidés par des

fractures ; des dallages pierreux, dus partie à l'action de lavage des eaux de fonte, partie à la déflation éolienne, couvrent souvent les surfaces à pente faible.

Les glaciers correspondent dans le Chili semi-aride à un phénomène de décrépitude dont les manifestations se rencontrent à partir de 4 500 m ou 5 000 m d'altitude suivant l'exposition. Il s'agit de petits appareils glaciaires résiduels, de faible extension, ou, plus souvent, de champs de névé sans mouvement ; les glaciers rocheux surtout, nombreux et variés, font de cette région des Andes le domaine par excellence d'un type d'appareil qui résulte autant de processus périglaciaires que d'actions vraiment glaciaires.

LE VENT

On sait depuis les travaux de Bagnold (1941) que le vent n'exerce un rôle morphologique qu'au-dessus d'une vitesse évaluée à 3° Beaufort soit environ 10 nœuds. Les relevés anémométriques des stations côtières montrent qu'à proximité de l'Océan au moins ce seuil est souvent franchi. Il existe d'ailleurs sur le littoral d'importants champs de dunes vives et mobiles aujourd'hui. En cordillère la déflation éolienne intervient sans doute aussi : on rencontre par endroits des espaces caillouteux sans débris fins qui semblent bien être pour une part des regs d'altitude.

LES ETAGES MORPHOCLIMATIQUES ACTUELS

A la lumière de toutes ces observations, trois étages morphoclimatiques principaux apparaissent actuellement dans le *Norte chico* :

— *un étage semi-aride côtier*, caractérisé par une évolution morphologique de toute évidence très lente : attaque de détail des roches cristallines par hydratation et haloclastie, ravinements sporadiques lors des grandes pluies. Au total les transformations les plus notables semblent concerner d'une part les champs de dunes sur lesquels s'exercent la déflation et l'accumulation éoliennes, d'autre part le littoral qui subit l'action de l'Océan.

— *un étage semi-aride intérieur*, — qui correspond à la moyenne montagne et aux grandes vallées, à l'exception de leur cours supérieur — où le travail de l'érosion ne revêt pas non plus une grande efficacité : éboulis de gravité, sapement latéral des berges le long des rios principaux, ravinements temporaires dans les quebradas.

— *un étage semi-aride montagnard*, — il s'identifie à la haute cordillère — marqué par une combinaison des actions du gel, de la neige et du ruissellement ; les formes du relief subissent une évolution de type périglaciaire généralisée : éboulis cryonivaux, versants de congélifluction, édification de cônes torrentiels.

APPRECIATION D'ENSEMBLE SUR LE COMPORTEMENT ACTUEL DE L'ÉROSION

Le bilan général souligne la faiblesse de l'érosion actuelle. Sur la bande côtière et en moyenne montagne les versants sont presque toujours couverts par un manteau de débris plus ou moins épais : ce sont, sur les pentes mêmes, des dépôts colluviaux et, à leur pied, des accumulations torrentielles là où débouche une quebrada ; or tous ces revêtements sont fossiles comme en témoignent les sols qui s'y sont formés et la végétation qui y pousse. Même en cordillère les processus périglaciaires dont j'ai souligné l'activité présente, ne sont pas parvenus, pendant les 8 à 10 000 ans des temps holocènes à effacer l'empreinte profonde laissée par la dernière glaciation (*cf. infra*, p. 140).

Donc, parce qu'une distorsion existe entre le modelé et les intempéries d'aujourd'hui force, est bien d'admettre que l'analyse morphologique ne peut se fonder ici — comme d'ailleurs en bien d'autres régions du Globe — sur le seul climat actuel. Du moins sa présentation était-elle indispensable pour montrer la nécessité de faire appel à des paléoclimats plus favorables aux processus d'érosion. Elle était aussi nécessaire pour essayer de comprendre — à travers l'étude des situations météorologiques exceptionnelles d'aujourd'hui — ce qu'ont pu être les grandes crises climatiques du Quaternaire, celles qui ont marqué d'une façon durable les formes du terrain (*cf. infra*, p. 325).

CHAPITRE IV

LES DONNEES STRUCTURALES

La recherche géologique au Chili a fait un grand pas en avant au cours de la dernière décennie ; l'enquête géomorphologique doit prendre à son compte cet apport toutes les fois qu'il peut contribuer à une meilleure compréhension des formes du relief¹.

LE MATERIEL PRE-ANDIN ET SES DEFORMATIONS

LES TERRAINS INFRACAMBRIENS (*fig. 29*).

Les géologues rattachent à un bâti cristallin antérieur au Cambrien — bâti hypothétiquement raccordé au bouclier brésilien — des roches noirâtres, grisâtres ou verdâtres (micaschistes, amphibolites, gneiss et phyllades [*photo 5*], souvent injectés de veines de quartz) qui affleurent par places le long du littoral du Chili semi-aride : elles apparaissent immédiatement au N de l'embouchure du Rio Choapa et sur les Hauteurs de Talinay. Des « roches vertes » auraient aussi été repérées dans la Cordillère de l'Elqui, non loin de la frontière avec l'Argentine (Blanc, *inéd.*). L'âge de ces noyaux anciens reste sujet à discussion, aucune formation cambrienne n'étant connue au Chili. Cependant leur métamorphisme, de type général, est beaucoup plus intense que celui qui affecte les roches ordoviciennes, paléontologiquement datées. D'autre part, des intrusions granitiques qui les recoupent seraient, à en croire des résultats radiométriques obtenus en dehors de ma région d'étude, présiluriennes (Corvalán, 1965). La question n'est pas définitivement tranchée. On soupçonne d'ailleurs l'existence, dans cet ensemble, de deux unités dont la plus récente appartiendrait déjà au Paléozoïque inférieur ; la plus ancienne dont les couches sont redressées à la verticale ou accusent de très forts pendages, aurait pu subir les effets de l'orogénie huronienne.

1. J'ai eu recours, pour la mise au point de ce chapitre, outre les articles et ouvrages cités en référence dans le cours du développement, aux publications suivantes d'intérêt général : Brüggén, 1950 ; Muñoz Cristi, 1950 et 1956 ; Hoffstetter et *al.*, 1957 ; Zeil, 1964 ; Corvalán, 1965 et 1966 ; Ruiz, 1965.

LES TERRAINS PALEOZOIQUES (*fig. 30*).

La distribution des roches primaires en deux alignements longitudinaux — un axe paléozoïque occidental ou côtier et un axe paléozoïque oriental ou intérieur — très nette au Pérou (Debelmas et Trottereau, 1964) se poursuit jusqu'au Chili semi-aride. Au-delà, vers le Sud, l'axe oriental passe sur le territoire argentin en raison de l'inflexion générale de la cordillère.

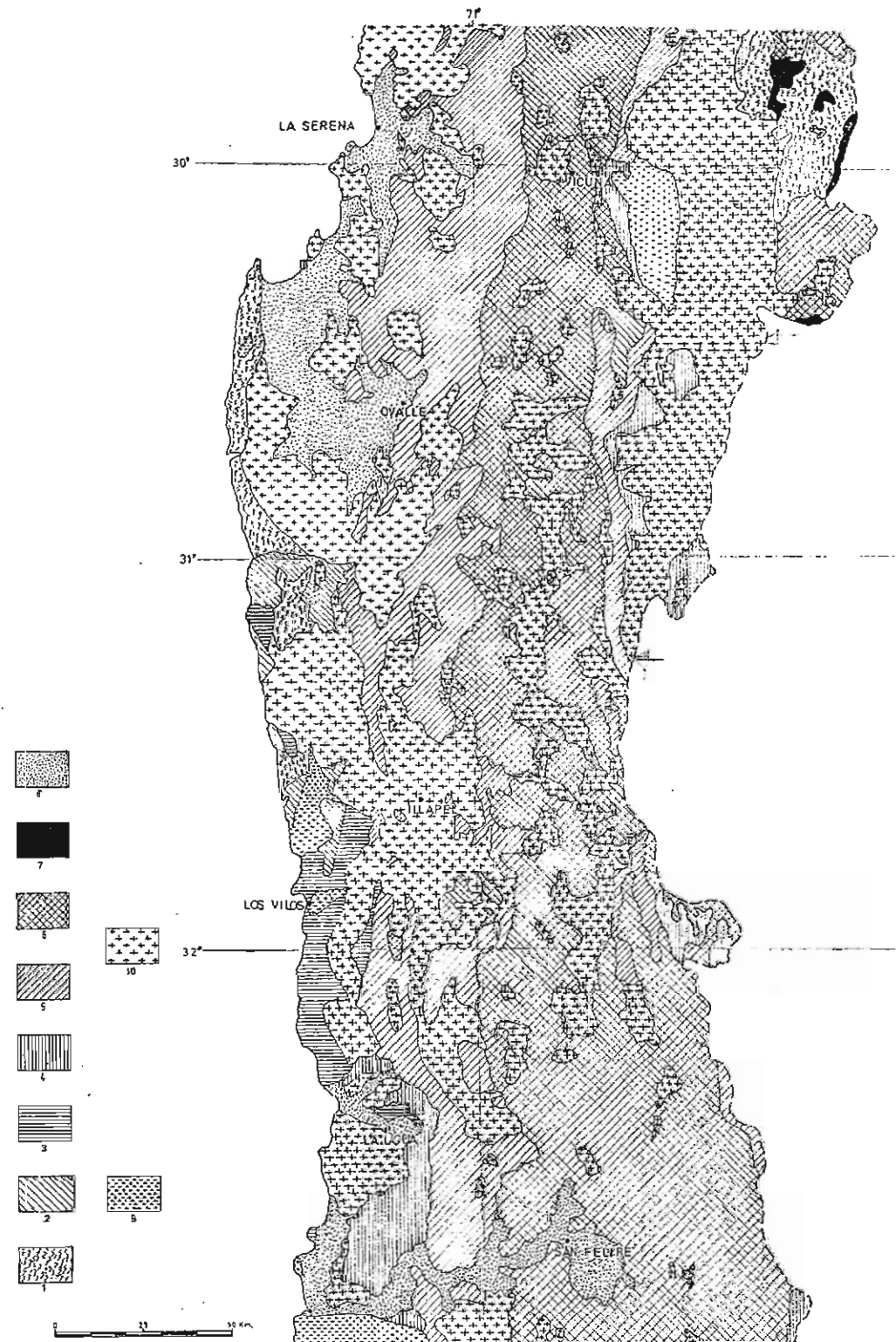


FIG. 29. — Croquis géologique du Chili semi-aride (d'après la carte géologique du Chili au 1/1 000 000 publiée en 1969 par l'Institut de recherches géologiques).

1. Infrecambrien. — 2. Paléozoïque. — 3. Trias. — 4. Jurassique. — 5. Crétacé inférieur. — 6. Crétacé supérieur. — 7. Mio-Pliocène. — 8. Plio-quaternaire. — 9. Roches intrusives primaires. — 10. Roches intrusives secondaires et tertiaires.

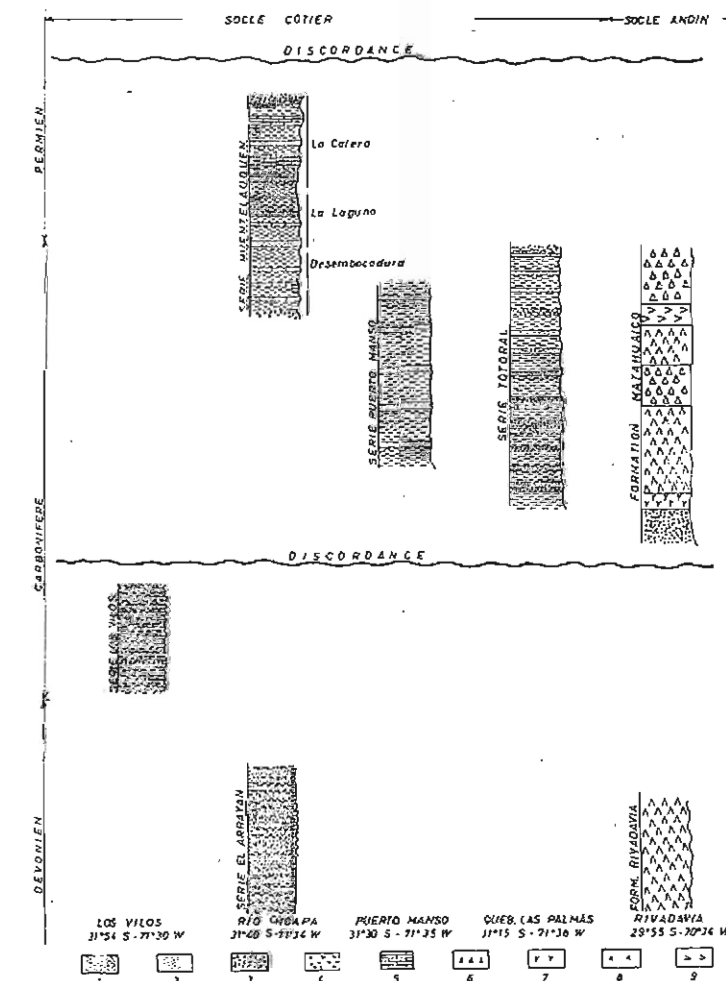


FIG. 30. — Lithologie des séries paléozoïques du Chili semi-aride, d'après Muñoz Cristi (1942) et Dedios (1967).

1. Schiste. — 2. Grès. — 3. Conglomérat. — 4. Brèche continentale (tillite ?). — 5. Calcaire. — 6. Rhyolite. — 7. Tuf volcanique. — 8. Brèche volcanique. — 9. Trachyte.

Les hauteurs des colonnes sont seulement relatives. La formation Rivadavia est peut-être plus ancienne que le Dévonien (Paléozoïque inférieur ?).

L'axe paléozoïque côtier.

Des roches primaires apparaissent entre le 31° et le 32° de latitude sud sous la forme d'affleurements étroits et discontinus, localisés sur la bande côtière et isolés entre eux, selon des contacts anormaux, par du matériel plus ancien ou plus jeune. Ces formations proviennent d'une sédimentation marine ou lacustre à faciès rythmique (schistes, grès, calcaires). Elles ont été plissées mais n'ont pas subi les effets d'un métamorphisme général. Deux ensembles stratigraphiques séparés par une discordance y sont reconnaissables.

L'UNITÉ INFÉRIEURE.

Deux séries ont été décrites qui appartiennent, l'une au Dévonien (série d'El Arrayan), l'autre au Carbonifère inférieur (série de Los Vilos).

La série d'El Arrayan (Muñoz Cristi, 1942 ; Cecioni, 1962).

Cette série se rencontre sur quelques kilomètres à peine au S de l'embouchure du Río Choapa, de part et d'autre de la quebrada éponyme (31° 42' S) et se retrouve aussi, semble-t-il, autour du rivage nord de la baie Chigualoco (31° 45' S). Elle est constituée essentiellement, sur une épaisseur supérieure à 150 m, par des grès contenant des intercalations de schistes noirâtres ; vers le haut, selon Cecioni (1962), ils sont remplacés par des dépôts de brèche. Les grès contiennent beaucoup de mica qui pourrait provenir du plancher de micaschistes infracambriens. La flore à Psilophytales dont on a retrouvé des traces, suggère à la fois un milieu continental lacustre de sédimentation et un âge dévonien inférieur à moyen. La tectonique montre une alternance d'anticlinaux et de synclinaux, hachés de failles inverses ; l'axe des plis répond, d'après un calcul statistique, à une direction N 40° E.

La série de Los Vilos (Muñoz Cristi, 1942 ; Maas, 1967).

On rencontre aussi dans cette série, cantonnée sur 5 km de long aux environs de Los Vilos (31° 54' S), entre la quebrada Quereo et la pointe Chingos, une alternance de bancs gréseux et schisteux, grisâtres ou noirâtres. Les conglomérats y sont rares. L'ensemble a été fortement plissé selon un modèle souple (microplis à l'affleurement) mais peu métamorphisé. Il est entrelardé par des filons de kératophyres et de granite, sans doute beaucoup plus récents. Des restes végétaux mal conservés et difficilement déterminables laissent des doutes sur l'âge de la formation qui, d'abord rapportée au Dévonien, est attribuée maintenant au Carbonifère inférieur.

La série d'El Arrayan et celle de Los Vilos ont été affectées par des déformations. On peut y voir avec Cecioni (1962) la marque de l'orogénie acadienne, dernière étape des plissements calédoniens, ou bien, comme le pense Mégard (1967) pour le Pérou, celle d'une phase éohercynienne, antérieure au Pennsylvanien. L'étude détaillée, actuellement en cours (H. Miller), du style tectonique cherche à faire la part des serrages anciens dont les effets ne sont pas toujours faciles à séparer de ceux qui sont dus aux mouvements postérieurs.

L'UNITÉ SUPÉRIEURE.

Elle est représentée par trois séries : la série de Totoral, la série de Puerto Manso et la série de Huentelauquen.

La série de Totoral (Muñoz Cristi, 1942).

La série de Totoral borde la côte sur 10 km de long entre la quebrada Las Palmas (31° 55' S) et la quebrada Totoral. C'est une unité continentale, attribuée au Carbonifère supérieur, qui présente des bancs alternés de conglomérats plus ou moins grossiers, d'arkoses et de schistes noirs ; elle est affectée par des déformations. Les fossiles qu'elle contient — des restes végétaux — sont mal identifiables : un doute plane donc sur sa place réelle dans la chronologie paléozoïque.

La série de Puerto Manso (Muñoz Cristi, 1942).

La série de Puerto Manso — rapportée elle aussi au Carbonifère supérieur — affleure entre la crique de Puerto Manso et la pointe Crucita (31° 30' S). Elle est surtout constituée de schistes plissés d'origine marine (présence du genre *Bellerophon*) avec quelques intercalations gréseuses (photo 6).

La série de Huentelauquen (Fuenzalida, 1940 ; Muñoz Cristi, 1942).

Cette série, elle aussi déformée, est visible aux abords méridionaux immédiats de l'embouchure du Río Choapa (31° 38' S). C'est l'une des formations paléozoïques les plus anciennement connues de la côte chilienne grâce à sa faune abondante de Brachiopodes (genres *Productus* et *Spinifer*) signalée pour la première fois par Sundt (1897). Cette série a été mise en corrélation par Groeber (1922) avec « les couches fossilifères intercalées dans les moraines permienes de la Precordillera de San Juan ».

Muñoz Cristi (1942) a distingué de bas en haut trois ensembles :

— *les couches de la Desembocadura*. Elles commencent par des dépôts de brèche, emballant parfois de gros blocs polis, que Muñoz Cristi (1942) a interprétés comme des tillites. Des doutes s'élèvent aujourd'hui, d'une part sur leur nature morainique (absence de stries, Maas, 1967), d'autre part sur leur appartenance même à la série de Huentelauquen puisque Cecioni (1962) tend plutôt à les rattacher à la série d'El Arrayan. Elles se poursuivent par des schistes noirs calcarifères comportant quelques bancs de calcaire fossilifère. Ces couches de la Desembocadura présentent une structure monoclinale selon une direction N 40° W, perpendiculaire donc à celle relevée pour la série d'El Arrayan avec laquelle elles se trouvent en contact anormal.

— *les couches de La Laguna*. Elles sont également représentées par des schistes calcarifères de teinte gris-plomb mais les bancs calcaires se réduisent en nombre. On y rencontre aussi des grès à grain fin, de couleur verdâtre ou jaunâtre.

— *les couches de la Quebrada La Calera*. Les schistes dominent encore et les grès s'y retrouvent mais la nouveauté réside dans l'existence de niveaux calcaires puissants (jusqu'à 10 m d'épaisseur), et, vers le sommet, de conglomérats grossiers.

La série de Huentelauquen se présente hachée de failles N-S et E-W qui rendent difficile l'évaluation de son développement vertical. Elle est datée du Carbonifère supérieur ou du Permien inférieur. On peut lui rattacher un affleurement de grès à *Productus* signalé par Thomas (1958) près de San Antonio de Puchuncavi, à 50 km au NE de Valparaíso.

La discordance du Trias sur les formations plissées du Paléozoïque supérieur de l'axe côtier met en évidence l'orogénie hercynienne. Celle-ci est vraisemblablement intervenue au Permien supérieur; elle a été accompagnée par endroits de phénomènes de granitisation : des plutons supra-crustaux ont pu être datés de cette époque; mais elle n'a pas produit de métamorphisme général.

D'un point de vue géomorphologique, l'existence sur la bande côtière d'un matériel sédimentaire de résistance moyenne aux effets de l'érosion marine (schistes et grès principalement, en disposition alternée et inclinée) a représenté un facteur structural très favorable au développement de belles surfaces d'abrasion et à leur bonne conservation.

L'axe paléozoïque intérieur.

La présence de terrains primaires à l'intérieur du Chili semi-aride vient tout récemment d'être signalée dans les environs de Rivadavia, à 70 km à l'E de La Serena (Dedios, 1967). Mais la carence de vestiges paléontologiques laisse encore une large part d'incertitude dans l'interprétation des faits.

LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR (?).

Dedios (1967) décrit sous le nom de formation Rivadavia des affleurements, discontinus et d'aspect massif, de rhyolite à texture porphyrique, de couleur gris rose ou gris clair. Parce qu'elle est affectée par une intrusion de tonalite datée de 373 ± 40 millions d'années, soit du Dévonien, cet auteur suggère de la rapporter au Paléozoïque inférieur. Elle est séparée du Paléozoïque supérieur par une discordance.

LE PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR.

Toujours dans les mêmes parages, Dedios (1967) attribue au Paléozoïque supérieur une unité stratigraphique volcanique et continentale, azoïque; il la nomme formation Matahuaico et en donne la coupe type suivante — ici simplifiée — relevée de bas en haut :

- conglomérat, avec passées gréseuses, constitué d'éléments pris dans la formation Rivadavia; épaisseur : 70 m;
- tuf rhyolitique; épaisseur : 20 m;
- rhyolite, tuf et brèche rhyolitiques de couleur grisâtre; épaisseur : 150 m;
- brèche volcanique grossière, de teinte gris rose; épaisseur : 80 m;
- rhyolite, tuf et brèche rhyolitiques de couleur grisâtre; épaisseur : 80 m;
- trachyte de teinte sombre; épaisseur : 20 m;
- brèche et tuf rhyolitiques, rhyolite de couleur gris vert; épaisseur : 100 m.

Ailleurs l'épaisseur totale peut être beaucoup plus forte et dépasser 1 000 m. La formation Matahuaico a été plissée. Sa datation se fonde sur plusieurs critères : analogie lithologique avec d'autres unités mieux connues du Nord du pays; discordance d'une part avec la formation Rivadavia antérieure, d'autre part avec celle de Las Breas postérieure et rapportée au Trias; détermination d'âge absolu de roches intrusives qui la recoupent (335 ± 35 millions d'années, c'est-à-dire d'époque carbonifère).

Des terrains granitiques primaires apparaissent tant sur la côte qu'à l'intérieur. Le long du littoral les affleurements de roches intrusives anciennes sont discontinus; le plus important correspond au granite rose dit de Huentelauquen, sur la rive gauche du Rio Choapa, à proximité de son embouchure. Mais ils forment dans la Cordillère de l'Elqui un grand batholite large de plusieurs dizaines de kilomètres, allongé dans le sens N-S. Le faciès le plus répandu — dans le bassin du Rio Claro, affluent du Rio Elqui — est celui d'une tonalite très caractéristique par sa couleur gris pâle, de grain moyen, traversée par de longs filons de lamprophyre verdâtre, épais de plusieurs mètres. Déjà moins fréquent est un granite gris rose, de grain moyen à grossier, recoupé par des filons d'aplite. Toutes ces roches présentent de forts effets cataclastiques et ceci jusqu'au niveau des cristaux (Dedios, 1967); on y observe l'extinction onduleuse du quartz, la brisure des plagioclases, l'étirement de la biotite (*tableau XIII*). Ces phénomènes de rupture, d'écrasement et de broyage à toutes les échelles s'expliquent par les vicissitudes imposées à ces terrains au cours d'une longue histoire géologique. Ils constituent des données structurales pour l'étude géomorphologique régionale ou locale.

LA SEDIMENTATION MESOZOÏQUE ²

LE TRIAS

Le Trias marque une transition entre les terrains anciens sur lesquels il est discordant et ceux du cycle andin; s'il rappelle encore les premiers par une sédimentation schisto-gréseuse rythmique, il annonce déjà les seconds par l'importance que revêtent les formations volcaniques.

Trois catégories d'événements interviennent pendant le Trias :

— *le démantèlement des reliefs hérités de l'orogénèse hercynienne.* Le matériel clastique corrélatif de cette œuvre de destruction généralisée s'accumule dans de grands bassins intérieurs : ce sont des conglomérats,

2. Borde (1966) a dit les difficultés de l'enquête stratigraphique dans les terrains mésozoïques parmi lesquels dominent des formations volcanico-détritiques : manque de fossiles, caractère aléatoire du recours aux faciès caractéristiques, difficultés d'interprétation des lacunes et des discordances en raison de leur discontinuité. Il reste que ces problèmes, fondamentaux pour le géologue, ne revêtent qu'un intérêt secondaire pour le géomorphologue puisqu'ils n'ont pas d'incidence directe sur les formes actuelles du relief. Pour comprendre ce dernier, l'essentiel est de bien connaître la nature et les déformations du matériel hérité de ces événements paléogéographiques.

des arkoses, des grès, des lutites rouges qui contiennent souvent des restes de plantes (présence du genre *Dicroidium*). Ces faciès continentaux qui apparaissent, semble-t-il, dès la fin du Primaire et se suivent jusqu'au Rhétien, occupent le premier rang dans la sédimentation triasique.

— *de puissantes émissions volcaniques*. Elles constituent un fait nouveau qui ne sera pas sans lendemain ; il est responsable de l'accumulation de fortes épaisseurs de roches éruptives, à caractère acide, les kératophyres.

— *des ingressions marines*. Venues de l'Ouest, elles ne dépassent guère la ligne de côte actuelle. Deux transgressions, l'une à l'Anisien, l'autre pendant le Carnien et le Norien — séparées au Ladinien par des épanchements si puissants de vulcanites qu'ils semblent bien avoir fait reculer le rivage — préludent à l'invasion plus générale de l'Océan au Jurassique. Ces épisodes laissent des formations bien datées grâce à la présence d'Ammonites. Les assises sont faites avant tout de schistes noirs mais aussi de bancs de grès et de lutites, de rares calcaires et, à la base, des conglomérats aux éléments bien émoussés. L'opinion courante voit dans ces dépôts la marque de mers épicontinentales recouvrant une plate-forme, voire dans certains cas — lorsqu'il y a intercalation de couches plantifères — de bassins paraliques. Par contre, Cecioni (1963), approuvé par Katz (1967), les assimile à un véritable flysch — dans lequel il croit retrouver la trace de courants de turbidité — formé dans un milieu qui serait déjà de type géosynclinal.

Les affleurements connus du Trias répondent à la même distribution en deux alignements, déjà constatée pour les terrains anciens. Ainsi apparaît le dispositif paléogéographique qui se maintiendra pendant tout le Secondaire : deux morceaux de socle, l'un à l'Ouest, l'autre à l'Est, limitant un bassin médian où s'accumuleront les produits de la sédimentation mésozoïque.

Le Trias de la bande côtière (fig. 31).

Il est bien connu depuis les travaux de Fuenzalida (1937 a et b), de Muñoz Cristi (1938, 1942) et de Cecioni (Cecioni et Westermann, 1968). Comme le Paléozoïque, il se manifeste sous la forme de fragments larges de quelques kilomètres, plaqués le long du littoral.

La meilleure coupe est sans conteste celle qui a été étudiée par Fuenzalida, Muñoz Cristi et Cecioni entre Los Vilos (31° 54' S) et la pointe Pichicui (32° 20' S) ; la série complète montre de la base au sommet la succession suivante :

- en discordance sur la série de Los Vilos, une brèche de 10 m d'épaisseur rapportée au Trias inférieur ;
- 200 à 250 m de conglomérats peu grossiers, d'arkoses et de grès ; les galets des conglomérats, bien roulés, suggèrent une transgression ;
- les schistes noirs marins de la Quebrada Quereo (31° 55' S) qui contiennent vers le haut des intercalations de grès et d'arkoses, en position monoclinale (direction des couches N 80° E) ; la faune à *Orthoceras*, *Ceratites* et *Arcestes* permet de leur assigner un âge carnien ; épaisseur : 100 m ;
- 150 à 200 m de bancs alternés de tufs volcaniques acides, de psammites et de conglomérats ;

- une énorme accumulation (2000 m de puissance) de kératophyres (laves, tufs et brèches) traversée par des filons de diabase, qui se suit jusqu'à Los Molles (32° 13' S) ; apparaissent dans la partie supérieure des intercalations continentales de schistes noirs (schistes de la pointe Puquen) fossilifères à empreintes de *Dicroidium* qui sont rapportées au Norien ;
- l'unité suivante (couches de Los Molles) comprend environ 1000 m de schistes noirs ou gris fossilifères (Ammonites) ; dans sa partie haute des niveaux de grès à Bélemnites indiquent un passage au Lias basal ; les bancs montrent une direction grossièrement N-S et un pendage moyen de 30° vers l'E ; des failles existent sans être nombreuses ;
- encore au-dessus et toujours sans discontinuité, on retrouve des kératophyres pourvus d'intercalations peu épaisses de schistes marins ou continentaux ; la série se termine par des grès et des conglomérats peu grossiers rapportés au Rhétien (pointe Pichicui).

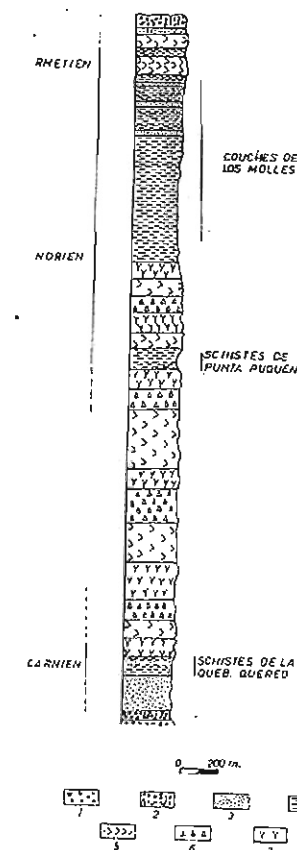


FIG. 31. — Le Trias côtier du Chili semi-aride, d'après Fuenzalida (1937 a et b) et Muñoz Cristi (1938, 1942).

1. Brèche continentale. — 2. Conglomérat. — 3. Grès. — 4. Schiste. — 5. Kératophyre. — 6. Brèche volcanique. — 7. Tuf volcanique.

On rencontre dans d'autres endroits de la bande côtière des affleurements du Trias. Entre la baie de Los Vilos (31° 54' S) et celle de Chigualoco (31° 45' S), les kératophyres dominent mais ils admettent par intervalles

des bancs de grès, des couches de conglomérats, des paquets de schistes. Le versant ouest du Cerro Talinay ($31^{\circ} 30' S$) donne sur 1 000 m d'épaisseur une bonne coupe du Trias : en contact anormal avec la série de Puerto Manso gisent quelques dizaines de mètres de schistes fossilifères (Anisien ?) recouverts en concordance par plusieurs centaines de mètres de conglomérats, eux-mêmes surmontés près du sommet par des schistes marins du Trias moyen (Carnien ?) ; le toit manque, victime d'une intrusion dioritique mésozoïque. Enfin, entre la Quebrada Amolanas ($31^{\circ} 13' S$) et la Quebrada Hornillos ($31^{\circ} 7' S$) affleurent exclusivement des schistes et des conglomérats en bancs alternés, reposant en contact tectonique sur la série de Totoral.

Exceptionnels sont les endroits où les formations schisto-gréseuses inclinées du Trias côtier s'élargissent suffisamment pour avoir pu échapper à l'attaque de l'Océan pendant le Plio-Quaternaire et pour donner, en raison de leur disposition, des formes typiques des structures concordantes monoclinales. Ce qui a été dit des conditions favorables offertes à l'abrasion marine par les terrains paléozoïques devrait être répété ici. La nouveauté réside dans l'apparition de faciès volcaniques qui réservent plus d'obstacles au rabotage par les vagues : *les plates-formes hérissées d'écueils anciens s'identifient étroitement avec les affleurements de kératophyres.*

Le Trias de l'intérieur.

Il se réduit à des manifestations volcanico-sédimentaires continentales.

Thiele (1964) a reconnu dans la Cordillère de l'Elqui une unité stratigraphique (formation Pastos Blancos) d'une épaisseur visible variant entre 500 et 1 200 m, aux couches inclinées vers le NE ; il s'agit de kératophyres : laves, brèches, tufs, avec parfois des intercalations de grès azoïques. L'auteur la rapporte au Trias supérieur.

Moins hypothétique parce que fondée sur des restes de plantes du genre *Dicroidium* est l'attribution, proposée par Dedios (1967), au Trias supérieur d'une séquence continentale essentiellement sédimentaire, la formation Las Breas. Elle affleure selon une bande méridienne, étroite et discontinue, au S. de Rivadavia. La coupe type suivante — ici simplifiée — a été relevée de bas en haut :

- brèche basale de couleur grise ; épaisseur : 10 m ;
- grès gris vert ; épaisseur : 5 m ;
- tuf et brèche rhyolitiques, de teinte gris clair ; épaisseur : 15 m ;
- grès, schistes et lutites en bancs alternés de 30 à 70 m d'épaisseur chacun ; épaisseur totale : 50 m ;
- grès et conglomérats peu grossiers ; épaisseur : 60 m ;
- grès sombres et quartzites ; épaisseur : 50 m ;
- brèche rosée ; épaisseur : 5 m ;
- lutite grise ; épaisseur : 20 m ;
- brèche brun jaune ; épaisseur : 15 m.

L'épaisseur moyenne de cette formation est de l'ordre de 200 m ; le pendage se fait vers l'Ouest.

On retiendra l'idée, pour le Trias continental de l'intérieur, d'une échelle de dureté aux contrastes atténués et n'offrant, par la même, qu'un champ d'action restreint à l'érosion différentielle.



PHOTO 11. — Le cours moyen du Rio Elqui (vue aérienne oblique) ; le grand accident structural qui passe près du village de Vicuña apparaît nettement : il sépare brutalement la haute cordillère enneigée de la moyenne montagne aux formes de dissection torrentielle.



PHOTO 12. — Erosion glaciaire dans la haute cordillère (vue aérienne oblique); vigueur du burinage des cirques et des auges; glaciers rocheux actuels. La grande auge est celle de la Quebrada Piedra, affluent du Rio Hurtado (39° 30' S, 70° 30' W).

LE JURASSIQUE (fig. 32).

Le Lias marque l'avènement d'une sédimentation marine plus épaisse dans le bassin longitudinal médian à tendance subsidente. Cependant les grandes manifestations volcaniques inaugurées au Trias continuent. Des laves, des brèches et des tufs, de type toujours acide mais aussi maintenant de composition intermédiaire, s'intercalent dans des dépôts néritiques et sublittoraux, de nature détritique et chimique; leur disposition suggère une mise en place sous-marine. Dans les limites du Chili semi-aride, le retrait des eaux se situe au Bajocien; il est signalé par la présence de formations exclusivement continentales.

Les terrains jurassiques affleurent selon deux bandes discontinues, l'une à l'Ouest sur le flanc oriental du socle côtier, l'autre à l'Est sur le flanc occidental du socle andin; leur nature de type *shelf* montre qu'alors ces deux ensembles étaient bien émergés.

Les formations jurassiques occidentales.

La coupe suivante relevée dans le secteur El Melon-La Ligua (32° 30' S) est reproduite d'après Thomas (1958) en tenant compte de modifications postérieures (Aliste et al., 1960) :

- à la base apparaît la formation Quebrada El Pobre, rapportée au Lias inférieur à moyen; elle commence par un conglomérat basal de 20 à 30 m d'épaisseur, suivi par une alternance de grès et de lutites marins avec quelques lentilles de calcaire et de rares intercalations de matériel détritique grossier; la participation volcanique est faible; la puissance de cette série varie, suivant les endroits, entre 300 et 1 250 m;
- vient ensuite la formation Ajial, attribuée partie au Lias supérieur, partie au Bajocien; sur un développement vertical d'environ 1 000 m se succèdent des kératophyres (laves, brèches et tufs) avec quelques passées sédimentaires, des grès fossilifères surtout mais aussi des lutites et des calcaires;
- enfin, et toujours en concordance, se place la formation El Melon du Bajocien, divisée en deux membres :
 - d'abord le membre Nogales, épais de quelque 3 000 m, qui se subdivise à son tour en trois unités :
 - au départ des brèches et des tufs volcaniques de type intermédiaire, plus des intercalations de grès (650 m);
 - des grès plus ou moins fins avec des niveaux volcaniques (700 m) qui disparaissent vers le haut laissant place à un ensemble sédimentaire homogène de grès et de lutites interrompues par deux bancs de calcaire d'une dizaine de mètres d'épaisseur (1 000 m);
 - un paquet de kératophyres (650 m);
 - ensuite le membre Horqueta, composé presque entièrement de brèches volcaniques de composition intermédiaire; quelques passées gréseuses se remarquent dans la partie inférieure; sa puissance peut varier de 1 700 m à 400 m seulement.

Quelques témoins de terrains jurassiques se retrouvent plus au Nord : à l'W d'Ovalle, Thomas (1967) signale des affleurements d'andésites de texture porphyrique, sans intercalations sédimentaires, qu'il date du Bajocien inférieur.

Les formations jurassiques orientales.

Thiele (1964) a proposé le nom de formation Punilla pour une unité stratigraphique faite de sédiments marins fossilifères, de type néritique ou sublittoral, alternant avec des dépôts volcaniques, qui apparaît selon une direction méridienne à l'W du Cerro Doña Ana. Il la date du Lias supérieur au Bajocien inférieur. Les coupes montrent des couches de calcaire ou des conglomérats séparés par des vulcanites (des kératophyres à la base, ensuite des andésites). D'Est en Ouest les dépôts détritiques gagnent en finesse, suggérant un approfondissement océanique dans cette direction.

Or, près de Rivadavia, Dedios (1967) individualise des terrains jurassiques, disposés en un ruban orienté NNW-SSE. Il y distingue deux formations qui seraient séparées par une discordance angulaire : d'une part la formation Tres Cruces (Lias inférieur et moyen) exclusivement marine, constituée par des bancs alternés d'épaisseur variable (5 à 40 m) de calcaire et de grès calcaire, avec un développement total de 400 m ; d'autre part la formation Algarrobal (Jurassique moyen à supérieur) de puissance irrégulière (entre 100 et 200 m) d'origine continentale, montrant de grosses coulées d'andésites, des brèches et des tufs, séparés par de minces niveaux de conglomérats ou de grès.

Au S du Rio Elqui, dans le bassin du Rio Grande, branche supérieure du Rio Limari, Thomas (1967) signale entre San Miguel et Las Ramadas des affleurements lithologiquement semblables à ceux décrits par Dedios (1967) près de Rivadavia.

LE CRETACE

Après le régime continental du Jurassique supérieur, se reconstitue pendant le Néocomien un bassin longitudinal médian, à tendance subsidente, envahi par les eaux : il est le siège d'une sédimentation marine active mais aussi, surtout sur son bord occidental — tout comme pendant le Lias et le Dogger — d'importantes manifestations éruptives. Les dépôts de calcaire, de grès et de lutites sont interrompus par des couches d'andésites qui remplacent désormais les kératophyres. L'Aptien-Albien marque une régression qui sera définitive puisque le pays restera dorénavant émergé. La subsidence persistera néanmoins jusqu'à la fin du Crétacé, peut-être même jusqu'au début du Tertiaire (Klohn, 1960). Elle explique l'énorme accumulation, sur plusieurs milliers de mètres, de conglomérats et de grès rouges continentaux mêlés à des épanchements de laves qui, avec le temps, prennent un caractère plus basique et accentuent leur importance relative au point de devenir presque exclusifs dans la sédimentation.

Le Crétacé inférieur.

Les terrains du Néocomien et de l'Aptien-Albien, concordants entre eux, se présentent selon deux alignements N-S, limités sur leur côté externe par ceux du Jurassique et séparés par ceux du Crétacé supérieur. Les formations

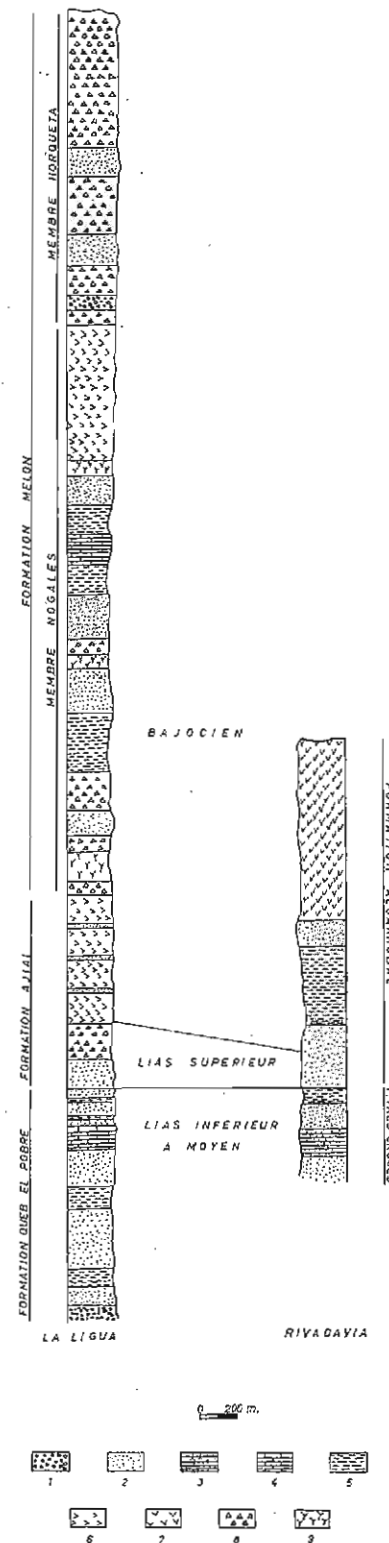


FIG. 32. — Les formations jurassiques du Chili semi-aride, d'après Thomas (1958) et Dedios (1967).

1. Conglomerat. — 2. Grès. — 3. Grès calcaire. — 4. Calcaire. — 5. Lutite. — 6. Kératophyre. — 7. Andésite. — 8. Brèche volcanique. — 9. Tuf volcanique.

occidentales du Crétacé inférieur — les plus étendues — sont bien connues grâce aux travaux de Thomas dans le Sud (1958) et dans le centre (1967), d'Aguirre et d'Egert (1965) dans le Nord du Chili semi-aride.

Dans la région de La Ligua, Thomas (1958), compte tenu de modifications apportées par Aliste et al. (1960) a donné une coupe très complète du Crétacé inférieur ; il identifie de bas en haut les séquences suivantes, en succession régulière :

- la formation Patagua : elle est constituée par des grès plus ou moins fins, des calcaires, des conglomérats, disposés en lits de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de développement vertical ; son origine marine est mise en évidence par sa faune d'âge valanginien (Ammonites des genres *Argentineras* et *Cuyaniceras*) ;
- la formation Pachacama : essentiellement volcanique (laves, brèches et tufs plutôt acides) mais comportant aussi des niveaux de grauweekes ; elle semble avoir été déposée sous les eaux bien qu'elle n'ait livré aucun fossile ; épaisseur : 800 à 1 200 m ;
- la formation Lo Prado (300 à 1 000 m) : elle est représentée surtout par des grès, des lutites et des produits éruptifs (andésites et kératophyres) mais aussi par des intercalations de conglomérats et de lentilles calcaires dont les fossiles marins (genre *Thurmannites*) sont valanginiens voire barrémiens ;
- enfin la formation Veta Negra : rapportée à l'Aptien-Albien (équivalente donc de la formation Colimapu du Chili central), elle témoigne de conditions de sédimentation exclusivement continentales (4 000 à 6 000 m d'épaisseur) ; à la base (membre Purehue) affleurent des andésites avec des intercalations de grès rouges, parfois conglomératiques ; ensuite (membre Ocoa) viennent des andésites de texture porphyrique d'une puissance supérieure à 3 000 m.

Dans les environs d'Ovalle, vers le Sud (Punitaqui) comme vers le Nord (Panulcillo), Thomas (1967) a repéré des calcaires fossilifères peu épais intercalés dans de grosses effusions andésitiques : la faune marine militerait en faveur d'un âge néocomien.

A une trentaine de kilomètres à l'Est de La Serena, Aguirre et Egert (1965) ont étudié en détail le Crétacé inférieur qui se divise en deux formations concordantes (fig. 33) :

- à la base la formation Arqueros, d'origine marine, d'un développement vertical de 1 000 m environ. Des bancs d'andésites, épais de 200 m ou plus (membres 1, 3 et 5), sont séparés par des niveaux fossilifères dans lesquels alternent surtout des grès calcaires et des calcaires, voire des lutites. La faune (Rudistes comme *Agria blumenbachi*, *Crioceras duvalii*) suggère un âge hauterivien-barrémien ;
- au-dessus, sur 1 000 à 2 000 m suivant les endroits, la formation Quebrada Marquesa. A l'exception de quelques lentilles de calcaire basales, sa genèse est continentale. Sur les trois quarts de sa hauteur (membre 1) dominant des andésites (laves, brèches, tufs) qui laissent parfois la place à des intercalations de conglomérats ou de grès, ensuite (membres 2 et 3) des couches peu épaisses, renfermant des restes de plantes, dans lesquelles alternent des conglomérats, des grès rouges ou jaunâtres, des schistes, quelques lentilles de gypse, le tout recouvert par un paquet de 150 m d'andésites (membre 4). Cette formation est datée de l'Aptien-Albien et semble bien être l'équivalent de la formation La Negra décrite par Thomas (1958) dans la région de La Ligua.

Les formations orientales du Crétacé inférieur sont plus étroites et plus discontinues parce qu'elles disparaissent en partie sous des accumulations postérieures ; elles sont aussi moins bien connues.

Dedios (1967) n'a pas retrouvé dans les environs de Rivadavia d'assises néocomiennes marines. Mais il rapporte, sur des critères stratigraphiques et lithologiques, à l'Aptien-Albien une unité continentale qu'il désigne sous le nom de formation Pucalluma (épaisseur très variable, de 150 à 1 600 m).

Sa base et sa partie moyenne sont constituées par des roches détritiques (conglomérats, arkoses, grès) qui n'excluent pas quelques niveaux pyroclastiques. A l'approche du toit, les andésites de texture porphyrique et des intercalations de rhyolites éliminent presque complètement les dépôts terrigènes.

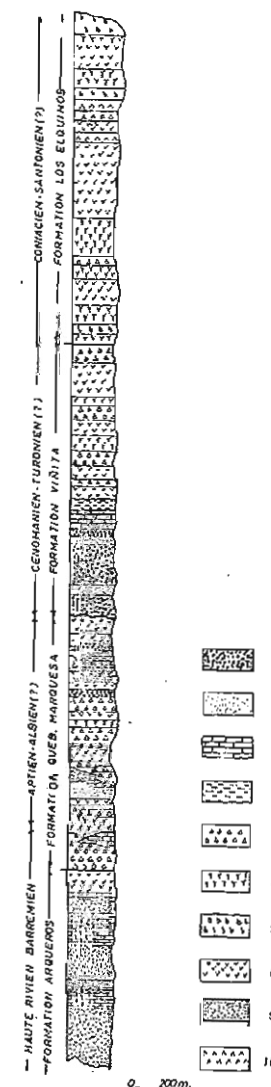


FIG. 33. — Les formations crétacées du Chili semi-aride, d'après Aguirre et Egert (1965).

1. Conglomérat. — 2. Grès. — 3. Calcaire. — 4. Lutite. — 5. Brèche volcanique. — 6. Tuf volcanique. — 7. Basalte. — 8. Andésite. — 9. Andésite de texture porphyrique. — 10. Rhyolite.

Le Crétacé supérieur.

Les terrains du Crétacé supérieur, épais de plusieurs milliers de mètres, répondent à un seul alignement axial, large de 30 à 50 km. Ils reposent, en contact angulaire, sur ceux du Crétacé inférieur. Les géologues y distinguent deux unités, parfois séparées par une discordance. L'unité inférieure, rapportée au Cénomaniens-Turonien, représente une puissante accumulation volcanico-détritique (vulcanites de type andésitique mises en place par des émissions fissurales, conglomérats, grès) qui débute généralement par d'épais conglomérats ; les faciès vulcanogènes diminuent d'importance de l'Est vers l'Ouest. L'unité supérieure qui couvrirait le laps de temps Sénonien-fin du Crétacé ou début du Tertiaire, comprend beaucoup moins de matériel détritique ; les roches effusives y occupent le premier rang (andésites mais aussi ignimbrites rhyolitiques et parfois même des basaltes).

C'est ainsi que, dans la région de La Ligua, Thomas (1958) a identifié deux formations dans le Crétacé supérieur :

- La formation Las Chilcas, d'environ 6500 m d'épaisseur, constitue un ensemble d'accumulations lenticulaires continentales de conglomérats aux éléments bien roulés (fig. 34), de grès et de lutites d'une part, des empilements de laves, de brèches et de tufs andésitiques, de basaltes aussi, d'autre part. La formation se signale par sa couleur sombre qui prend souvent une teinte violette. Elle est rapportée au Cénomaniens-Turonien et une corrélation avec l'unité stratigraphique Abanico du Chili central a été postulée ;
- en légère discordance sur la précédente, la formation Lo Valle, de couleur plus claire, réduite à un développement vertical de 600 à 700 m, représente une série essentiellement effusive (laves, tufs, ignimbrites de composition trachytique ou rhyolitique) ; quelques niveaux de lutites, de grès et de conglomérats existent aussi. Elle se serait déposée à la même époque que l'unité Farellones du Chili central, entre le Coniacien et le Maestrichtien, sans exclure cependant une prolongation jusqu'au Tertiaire inférieur.

A l'intérieur de La Serena, entre El Almendral et Peralillo, la vallée de l'Elqui recoupe les terrains du Crétacé supérieur. Aguirre et Egert (1965) d'une part, Dedios (1967) d'autre part, y ont retrouvé une succession semblable (fig. 33) à celle décrite par Thomas (1958) dans les environs de La Ligua :

- à la base la formation Viñita, en discordance sur la formation Quebrada Marquesa (Aptien-Albien) à l'Ouest mais en concordance apparente sur la formation Pucalluma (Aptien-Albien) à l'Est, d'une épaisseur qui varie entre 1000 et 4500 m, daterait du Cénomaniens-Turonien, tout comme la formation Las Chilcas ; on y retrouve d'ailleurs une composition lithologique assez analogue : d'abord un puissant conglomérat basal aéré de passées gréseuses (membre 1), puis des calcaires et des lutites alternant avec des niveaux volcaniques (membre 2), ces derniers devenant exclusifs vers le toit (lave et matériel pyroclastique andésitique du membre 3) ;
- ensuite la formation Los Elquinos, composée seulement d'effusions et de projections de caractère rhyolitique à basaltique, d'une puissance de l'ordre de 2000 à 3000 m, est rapportée au Coniacien-Santonien. Elle représenterait l'homologue de la formation Lo Valle. Si à l'Ouest elle apparaît concordante sur la formation Viñita, à l'Est une discordance est possible entre les deux unités.

Pendant le Crétacé le socle andin était le siège lui aussi d'importantes manifestations éruptives qui accumulaient leurs déjections, concurremment avec celles de l'érosion continentale, dans des bassins intérieurs. La Cordillère de l'Elqui montre l'extension d'une telle sédimentation que Thiele (1964) désigne sous le nom de formation Baños del Toro ; c'est un empilement

de laves, de brèches et de tufs volcaniques, y compris quelques intercalations conglomératiques, rapporté au Crétacé moyen.

A l'opposé, le socle côtier ne connaît apparemment aucune forme de dépôt au Crétacé ; la transgression sénonienne qui a laissé des traces au S de Valparaíso et autour de Concepción, ne l'a pas atteint aux latitudes du Chili semi-aride.

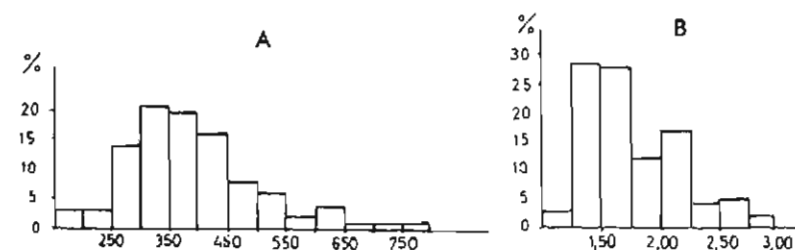


FIG. 34. — Indices d'éroussé (A) et d'aplatissement (B) des galets du conglomérat basal de la formation Las Chilcas (Cénomaniens-Turonien).

Indice d'éroussé élevé (médiane : 373) et indice d'aplatissement faible (médiane : 1,65) ; milieu dynamique de type torrentiel ; fortes dénivellations.

Des vicissitudes de la sédimentation mésozoïque, le géomorphologue retiendra l'indiscutable prépondérance des faciès volcaniques d'une part, détritiques grossiers d'autre part. Le matériel rocheux apparaît peu doué pour le dégagement de formes structurales. En effet :

- la tectonique plissante ne rencontre pas l'aide de niveaux importants de roches plastiques ;
- l'érosion différentielle n'eut pas à sa disposition une échelle de dureté contrastée ; le caractère lenticulaire des dépôts et l'absence d'alternance de bancs durs et de bancs tendres contribua à réduire encore le champ de son action.

On pressent d'emblée une gamme de formes structurales peu étendue dans laquelle les accidents cassants peuvent se produire à toutes les échelles. De fait, ils occupent la première place.

LES MOUVEMENTS ANDINS ET LEURS EFFETS

LA CHRONOLOGIE DE LA TECTONIQUE ANDINE

La chronologie des plissements andins, leur nombre même, restent des problèmes controversés et seule la multiplication des études stratigraphiques — parce qu'elle finira par mettre en évidence les véritables discordances dues à des mouvements de la croûte terrestre et non de simples hiatus dans une sédimentation volcanico-détritique, forcément spasmodique de nature —

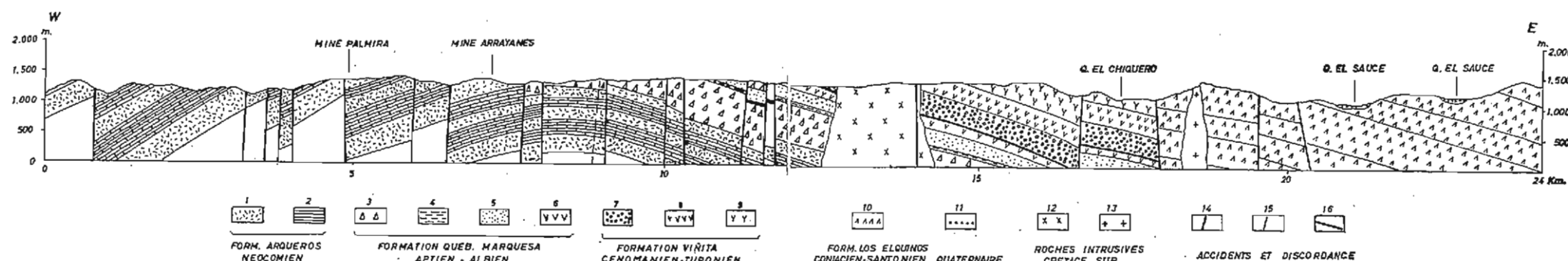


FIG. 35. — Style des plissements dans les formations mésozoïques du Chili semi-aride (30 km à l'E de La Serena), d'après Aguirre et Egert (1965).

Plis lourds; voûtes anticlinales faillées; larges synclinaux. 1. Andésite. — 2. Calcaire. — 3. Brèche. — 4. Lutite. — 5. Grès. — 6. Andésite. — 7. Conglomérat. — 8. Andésite. — 9. Tuf. — 10. Rhyolite. — 11. Plio-quaternaire. — 12. Andésite intrusive. — 13. Diorite. — 14. Faille. — 15. Fracture. — 16. Discordance.

est susceptible d'apporter des données plus sûres. Borde (1966) a mis en garde contre les schémas orogéniques traditionnels dont il dénonce le double postulat, discutable en effet, de continuité (phase orogénique intéressant tout ou grande partie du pays) et de concomitance (corrélation avec les grandes périodes d'orogénèse de la planète).

La compilation des travaux les plus récents tant sur la géologie du Chili que sur celle de l'Argentine (Aubouin et Borrello, 1966) et celle du Pérou (Mégard, 1967) permet de proposer le tableau chronologique suivant :

— au Malm (Lusitanien-Kimmeridgien) une première phase (phase « névadienne » ou « andine ») déforme les terrains jurassiques du Grand Nord ; mais aux latitudes du Norte chico — et seulement à l'Ouest — elle se manifeste par des mouvements verticaux qui découpent des blocs plus ou moins soulevés, limités par des accidents N-S et aussi E-W. Ainsi s'expliqueraient dans la région de La Ligua, d'une part la lacune qui sépare le membre Horqueta (formation El Melon, Bajocien) et la formation Patagua (Valanginien), d'autre part leur relation de concordance ;

— au Crétacé moyen (entre l'Albien et le Cénomanién) une seconde phase (phase « autrichienne ») affecte encore avant tout la bande occidentale du territoire, mais cette fois-ci par des actions tangentielles, accompagnées de soulèvements : les galets très usés des conglomérats de base des formations céno-mano-turonniennes (formation Las Chilcas près de La Ligua, formation Viñita à l'E de la Serena), conglomérats du type Nagelflüh, parlent en faveur de pentes fortes ;

— au Crétacé supérieur (Sénonien inférieur) une troisième phase (phase « laramienne ») serait, selon Aubouin et Borrello (1966), la plus importante puisqu'elle aurait provoqué à nouveau un serrage énergétique des séries mésozoïques en même temps qu'une surrection généralisée de tout le pays. Elle a aussi laissé sa marque au Pérou : c'est la phase « péruvienne » de Steinmann (1929) ;

— au Tertiaire inférieur enfin une quatrième phase (phase « pyrénéenne ») exerce des compressions très souples (ondulations lâches des formations Lo Valle et Los Elquinos). Des divergences s'élèvent à propos de sa datation ; un âge éocène (Lutétien) paraît le plus probable (phase « incaïque » de Steinmann [1929] au Pérou).

LES DEFORMATIONS DU MATERIEL ROCHEUX MESOZOIQUE

Les effets des compressions latérales ont été limités parce que le matériel ne s'y prêtait pas : les séries volcanico-détritiques sont à la fois très puissantes et de faciès monotone ; les couches suffisamment plastiques et les niveaux de décollement, essentiels d'un point de vue mécanique, sont absents. Sans doute aussi la fosse andine dont le fond manquait de souplesse, n'a-t-elle pas favorisé des actions de serrage énergiques (Debelmas et Trottereau, 1964). Plus encore que pour le Chili central — car dans la zone interne des Andes de Santiago il existe de véritables plis — c'est pour le Chili semi-aride qu'il faudrait mettre, comme l'a fait Borde (1966), le terme de plissements entre guillemets. Pas de disharmonies donc, pas d'écaillés, pas de plis déversés ou couchés, comme sur le versant argentin, dans la vallée du Rio Mendoza par exemple, mais seulement d'amples vagues de plis lourds, mal venus, à grand rayon de courbure, victimes d'accidents cassants dès leur formation ; les voûtes anticlinales faillées sont séparées par de larges synclinaux (fig. 35). Les axes de ces déformations répondent généralement à une direction méridienne ; les pendages ne dépassent guère une vingtaine de degrés. Quant aux déjections continentales, effusives, pyroclastiques et détritiques, accumulées pendant le Crétacé sur le socle andin, elles sont plus inclinées qu'ondulées (Thiele, 1964) : par leur position même elles ont, bien sûr, échappé aux actions tangentielles mésozoïques et éotertiaires.

Il ne faut donc pas s'attendre à trouver dans le Chili semi-aride, sinon fugitivement, les formes classiques de relief dérivées des structures plissées.

LES INTRUSIONS GRANITIKES

Les roches cristallines postpaléozoïques apparaissent partout dans le Chili semi-aride où elles représentent près de la moitié du matériel rocheux de surface. Un très vaste affleurement plutonique occupe la majeure partie du secteur occidental de la région, entre le méridien 71° W et l'Océan ; il est

responsable de la discontinuité du socle côtier puisqu'il atteint le rivage sur de longs tronçons (entre le 29° 58' et le 30° 5' S; entre le 31° et 31° 5' S; entre le 31° 19' et le 31° 26' S; entre le 32° 25' et le 32° 34' S). Ailleurs les intrusions correspondent à des taches plus ou moins étendues qui, dans le paysage, se décèlent par une teinte claire au milieu des couleurs plus sombres des formations volcanico-sédimentaires, par une position topographique plutôt déprimée au regard du bâti encaissant, enfin par un modelé de détail significatif : présence de blocs arrondis sur les versants, dépôts d'arène colluviale à leur pied.

L'expression de « batholite andin », longtemps classique dans la littérature géologique du Chili, est en passe de rejoindre dans la désuétude celle non moins traditionnelle de « formation porphyrique » qui, depuis Darwin (1846), servait à désigner les accumulations éruptives et détritiques mésozoïques, expressions victimes, l'une et l'autre, du progrès des études stratigraphiques et pétrographiques. Certes on savait depuis longtemps que les « granites andins » sont divers puisqu'ils vont du granite vrai au gabbro, avec prédominance de la diorite quartzifère ou granodiorite. Mais les acquisitions les plus nouvelles concernent l'âge des roches intrusives. L'année 1960 (Ruiz et al., 1960) représente un tournant important puisqu'elle a vu les premiers résultats de datation absolue obtenus par la méthode du plomb-alpha et contrôlés ensuite par les procédés potassium-argon et rubidium-strontium (Levi et al., 1963). Les valeurs acquises à ce jour proviennent en partie d'échantillons recueillis dans le Chili semi-aride; elles sont assez nombreuses pour faire admettre la probabilité de trois cycles magmatiques postérieurs à celui du Paléozoïque; on les relie aux phases orogéniques qui auraient provoqué des « craquèlements » dans le bassin mésozoïque et ses abords, mais les spécialistes discutent toujours pour savoir s'ils sont syntectoniques, post-tectoniques ou, sans doute plus raisonnablement, les deux à la fois.

La première montée plutonique du Secondaire se situe au Jurassique supérieur. Les diorites (photo 7) de couleur relativement foncée, de grain moyen à grossier, qui s'y rattachent, se rencontrent à proximité de la côte, immédiatement à l'E des masses sédimentaires ou cristallines du socle, sans former cependant comme plus au Nord une bande continue orientée du NNE au SSW. Les résultats radiométriques suivants ont été obtenus pour des échantillons prélevés à l'O d'Ovalle (Thomas, 1967):

Lieu de prélèvement	Age en millions d'années
Cerro Las Chinchillas	171 ± 20
Pont Rio Limari (Route panaméricaine)	171 ± 20
Peña Blanca	169 ± 20

C'est le Crétacé qui voit la mise en place des affleurements les plus étendus de roches cristallines, surtout des granodiorites de teinte claire, de grain moyen, qui constituent l'essentiel de la masse plutonique occidentale. Les résultats légués par la détermination des âges absolus de plusieurs échantillons se situent entre 110 ± 10 millions et 90 ± 10 millions d'années, soit, selon l'échelle de Kulp, entre le Cénomanién et le Turonien. Ainsi serait confirmée l'idée de Brüggén (1950) qui voyait — contrairement à l'opinion actuelle d'Aubouin et de Borrello (1966) — dans la phase orogénique du Crétacé moyen l'étape majeure des mouvements andins.

Enfin l'activité magmatique s'est encore manifestée au Tertiaire inférieur par l'intrusion de plutons dispersés à l'Est, dans le domaine de la cordillère. Voici quelques âges absolus donnés par Ruiz (1965) pour le Norte chico :

Lieu de prélèvement	Age en millions d'années
Vicuña	96 ± 10
Chalinga (20 km à l'E de Salamanca)	65 ± 10
Cuncumen (35 km à l'E de Salamanca)	32 ± 10
Los Patos (25 km au NE de Putaendo)	55 ± 10

Ces résultats confirmeraient l'occurrence de mouvements tectoniques à l'Eocène.

La mise en place des batholites ne s'est pas accompagnée de métamorphisme général mais seulement de métamorphisme de contact sous la forme d'auréoles dont la largeur est variable; elle ne dépasse pas le plus souvent quelques centaines de mètres (fig. 36).

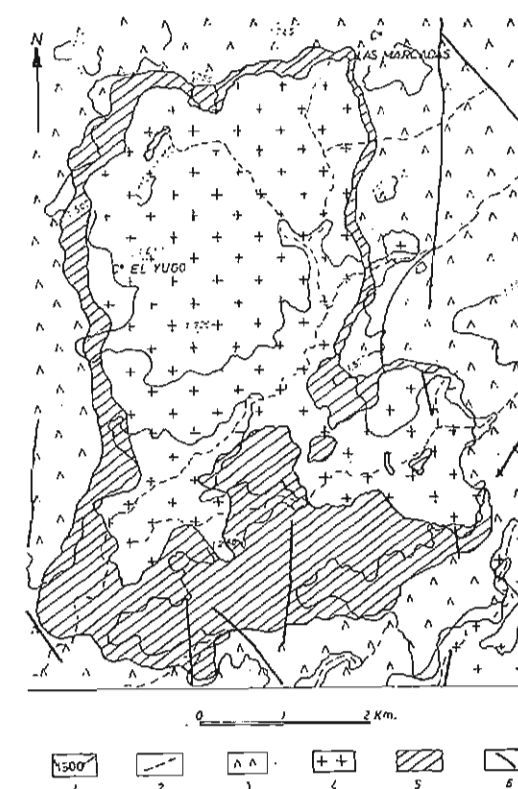


FIG. 36. — L'auréole métamorphique de l'intrusion du Cerro El Yugo à environ 45 km à l'ENE de la Serena, d'après Aguirre et Egert (1965).

1. Courbe de niveau. — 2. Quebrada. — 3. Formation volcanique Los Elquinos (Coniacien-Santonien?). — 4. Diorite (Crétacé supérieur). — 5. Roches métamorphiques de contact. — 6. Faille.

L'auréole métamorphique ne se traduit pas dans la morphologie.

Les granites mésozoïques et cénozoïques se distinguent des granites primaires par leur teinte encore plus claire, leur grain plus fin, une moindre quantité de biotite, moins de quartz enfin. Les marques cataclastiques au niveau des cristaux sont aussi plus discrètes (*tableau XIII*). Au total, ils devraient donc en principe mieux résister aux phénomènes d'altération.

LES GRANDES UNITES LITHO-STRUCTURALES (*fig. 37*).

Toutes les données antérieures permettent de diviser le Chili semi-aride en différentes unités litho-structurales. Elles présentent une orientation grossièrement méridienne jusqu'au 32° de latitude sud, latitude à partir de laquelle elles amorcent une courbe vers l'Est. Cette obliquité des domaines isopiques par rapport à l'alignement N-S de la cordillère fait que, dans le Chili central, certaines caractéristiques du versant pacifique de la chaîne passent sur le côté argentin (Aubouin et Borrello, 1966).

Entre le 30° et le 33° de latitude sud apparaissent successivement en allant de l'Ouest à l'Est :

— *le socle côtier*. Il rassemble les restes d'une très vieille montagne dont l'évolution a été complexe : aux terrains infracambriens fortement métamorphisés s'ajoutent des formations primaires associées à des intrusions anciennes ; il s'est comporté pendant tout le Mésozoïque comme un arrière-pays en proie à l'érosion.

— *le « batholite » côtier*. On a vu sa complexité, tant lithologique que chronologique ; il résulte en fait de plusieurs montées magmatiques, intervenues pendant le Secondaire. Elles ont, en grande partie, pris la place des dépôts jurassiques et crétacés ; des vestiges du matériel sédimentaire mal digérés subsistent par taches de-ci de-là.

— *les formations occidentales, néritiques — détritiques et volcaniques — du Jurassique et du Crétacé inférieur (Néocomien)*. Les roches par leur nature (calcaires fossilifères, grès, par endroits conglomérats aux éléments bien roulés) ou leur aspect (andésites avec une structure du type pillow-lavas) indiquent clairement une sédimentation de plate-forme marine sur le bord oriental du socle côtier.

— *les formations continentales — volcaniques et détritiques — du Crétacé moyen (Aptien à Turonien)*. Les faciès traduisent l'émersion du milieu de dépôt : ce sont des conglomérats grossiers, des grès rouges, des évaporites (lentilles de gypse) qui alternent avec des niveaux d'andésites (laves à débit prismé, brèches et tufs).

— *les formations volcaniques du Crétacé supérieur*. Ces formations témoignent de l'intensité d'une phase volcanique de type fissural, responsable de l'émission d'une quantité énorme de matériel de nature soit effusive (coulées d'andésites et de basaltes), soit explosive (tufs et brèches rhyolitiques) ; les accumulations détritiques dues à l'érosion continentale peuvent être considérées comme des épiphénomènes.

— *les formations orientales, néritiques — détritiques et volcaniques — du Jurassique et du Crétacé inférieur (Néocomien)*. Comme celles de la bande occidentale elles révèlent un milieu de dépôt caractéristique d'un *shelf* : des calcaires fossilifères mêlés à des couches éruptives passent vers l'Est à des

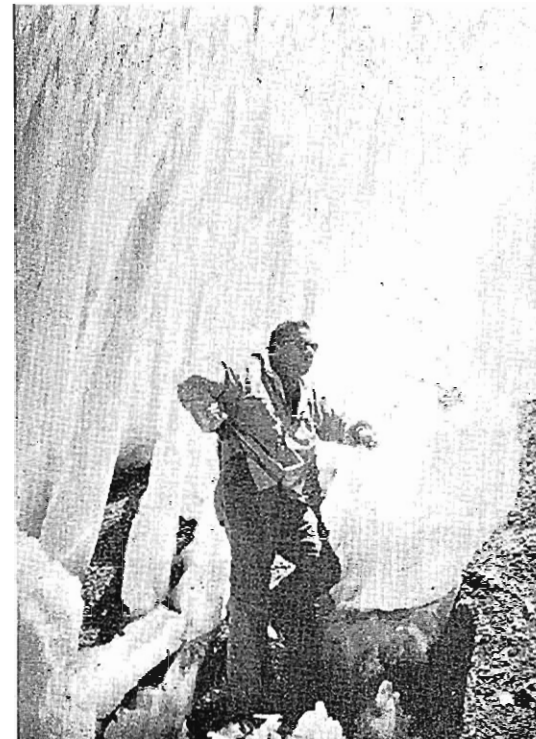


PHOTO 13 (ci-dessus). — Cordillère de l'Elqui ; pénitents de glace à 4 200 m d'altitude apparus après l'hiver neigeux de 1965 ; photographie prise en février 1966.

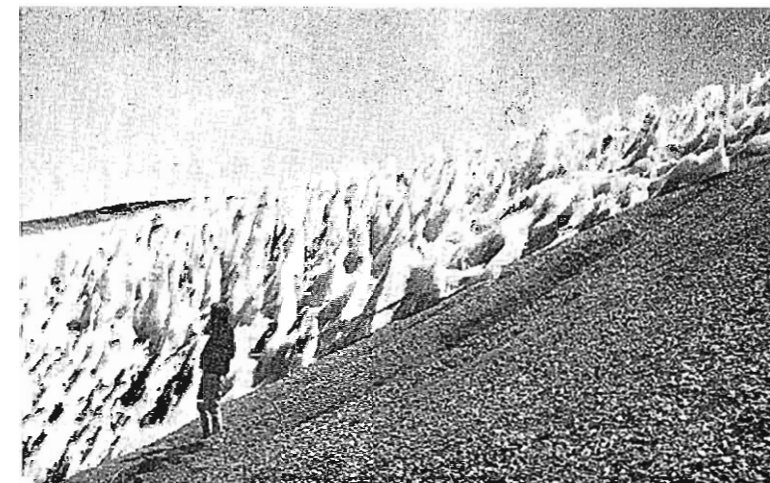


PHOTO 14. — Cordillère de l'Elqui : pénitents de glace dégradés après deux années sèches ; photographie prise en mars 1968.



PHOTOS 15 (ci-contre) et 16 (ci-dessous). — Cordillère de l'Elqui ; vue aérienne (15) et vue au sol (16) des environs du Cerro Tapado (5 024 m).

Glacier résiduel, plaques de névé, glaciers rocheux, cirques et auges (*cf. fig. 55*) ; photographie aérienne (échelle approximative : 1/250 000 ; le Nord est en haut) prise en avril 1956 et photographie au sol prise en mars 1968.





PHOTO 17. — Vallée glaciaire du Rio La Laguna : terrasse de kame vers 3800 m d'altitude.

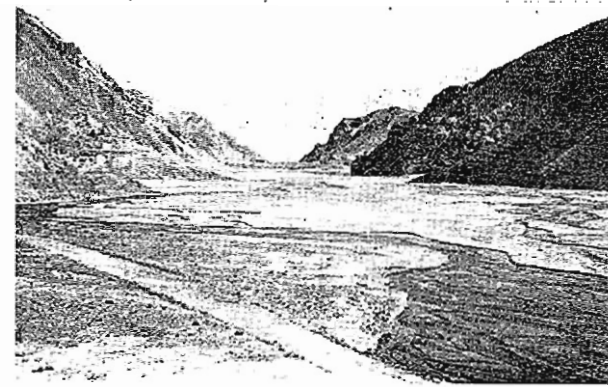


PHOTO 18. — Vallée glaciaire du Rio La Laguna : plaine d'épandage proglaciaire vers 3600 m d'altitude.

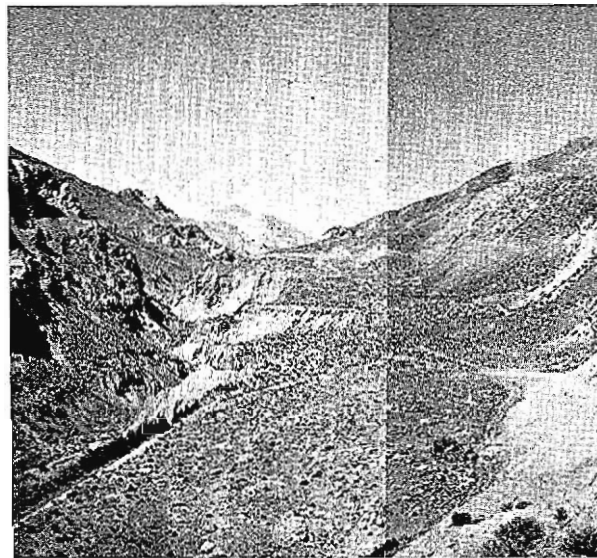


PHOTO 19. — Le système morainique de La Laguna édifié à 3100 m d'altitude lors de la dernière glaciation (cf. fig 60).



PHOTO 20. — Le matériel morainique de l'arc médian du système de La Laguna.

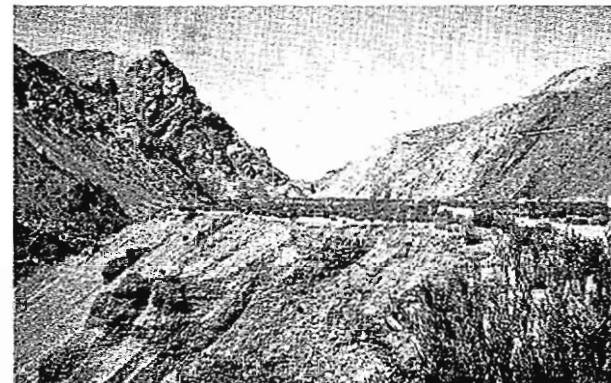


PHOTO 21. — La terrasse de débâcle (t1) de la glaciation de La Laguna, à 2 km environ du front morainique encore visible dans le fond.

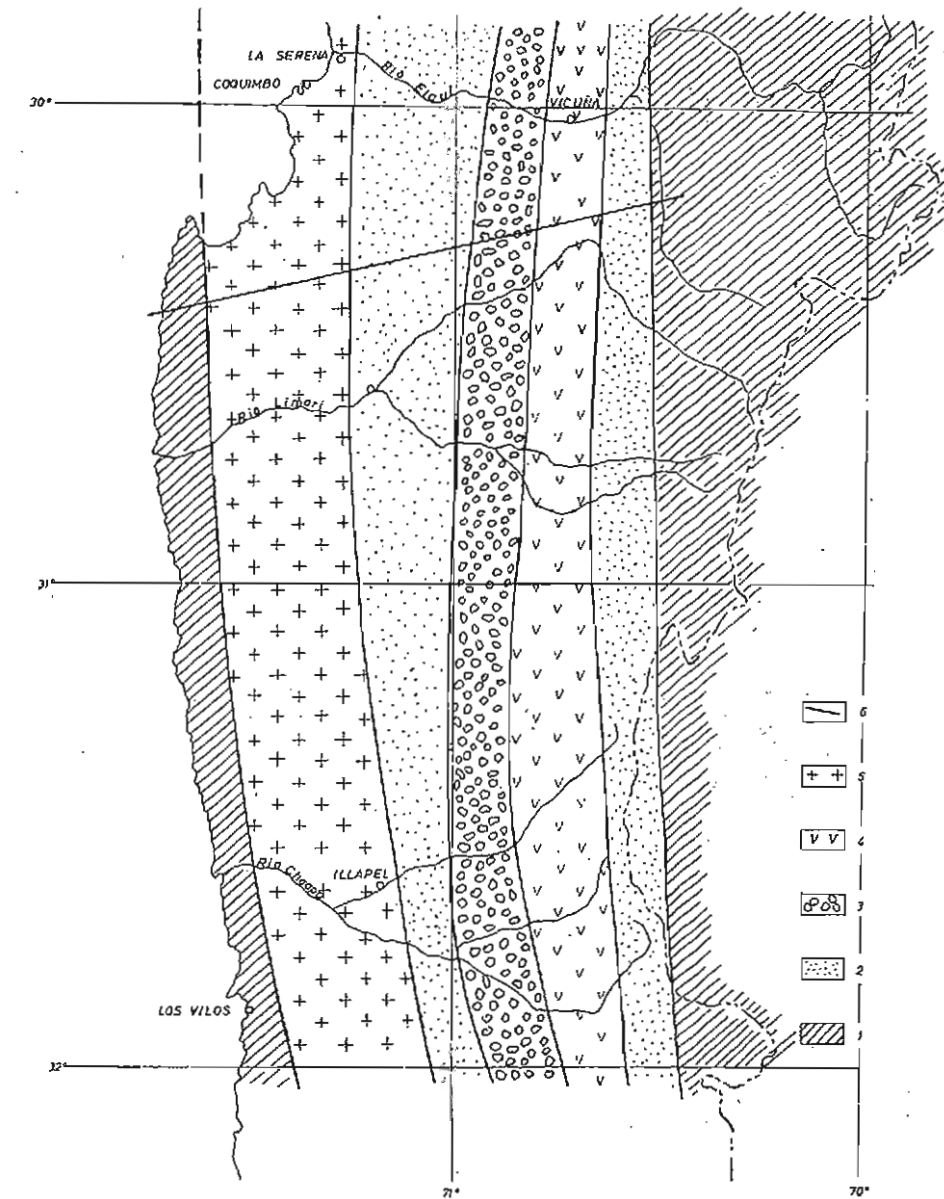


FIG. 37. — Schéma des unités litho-structurales du Chili semi-aride.

1. Socle côtier et andin. — 2. Formations néritiques — détritiques et volcaniques — du Jurassique et du Crétacé inférieur (Néocomien). — 3. Formations continentales — volcaniques et détritiques — du Crétacé moyen (Aptien à Turonien). — 4. Formations volcaniques du Crétacé supérieur. — 5. « Batholite » côtier. — 6. Localisation de la coupe de la figure 38.

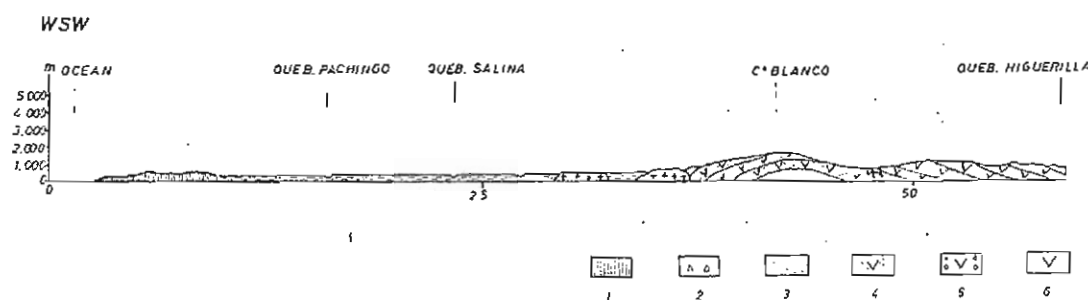


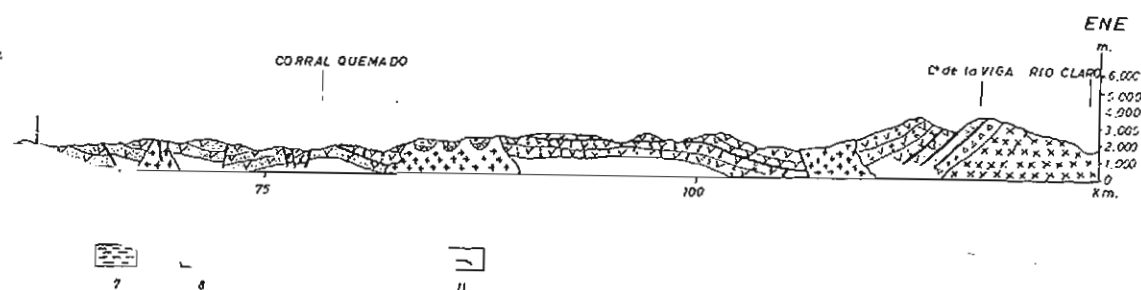
FIG. 38. — Coupe aux environs du 30° 15' S, d'après Thomas (1967).

1. Terrains infracambriens. — 2. Permo-Trias. — 3. Jurassique. — 4. Néocomien. — 5. Crétacé moyen. — 6. Crétacé supérieur. — 7. Plio-Quaternaire. — 8. Granites paléozoïques. — 9. Granites mésozoïques et cénozoïques. — 10. Faille. — 11. Discordance.

grès de plage ou à des conglomérats deltaïques sur le bord d'une terre émergée.

— *le socle andin*. Il représente un autre bloc de type cratonique dans lequel dominent les roches intrusives anciennes recouvertes en partie par des sédiments continentaux permo-triasiques ; pendant le Mésozoïque il a été le siège d'activités volcaniques et érosives limitées dont les formations corrélatives constituent sur lui de simples placages.

L'agencement de ces différents ensembles permet de reconstituer la paléogéographie du Chili semi-aride au cours du Secondaire : au centre une étroite fosse méridienne, à tendance subsidente, toujours peu profonde et même le plus souvent exondée, recueillie une gigantesque accumulation volca-



nique et détritique ; elle est bordée à l'Ouest comme à l'Est par des blocs de roches anciennes restés émergés³.

Cependant ces unités structurales, définies par leurs caractères géologiques, — même si elles peuvent avoir une influence indirecte sur la morphologie présente — ne correspondent pas aux ensembles orographiques d'aujourd'hui (fig. 38). C'est seulement pendant le Tertiaire que sont intervenus des événements qui ont contribué de première main à donner au Chili semi-aride sa configuration actuelle. Leur histoire et leurs effets seront rapportés dans le livre II.

3. Selon le schéma proposé par Aubouin (1965) pour la genèse des grandes chaînes de montagne, la fosse peut être qualifiée de « eugéosynclinal » ou plutôt de « euliminaire » (Aubouin et Borrello, 1966). Mais on sait l'encre qu'a fait couler le concept de géosynclinal appliqué à l'origine des Andes. Debelmas, Lemoine et Mattauer (1966), à propos du Pérou, ont exprimé des réserves et Borde (1966), étudiant le Chili central, a même parlé de « la faillite de la notion de géosynclinal ». Je me garderai d'entrer dans un débat qui relève essentiellement de la géologie, de la géophysique aussi, mais qui n'intéresse que très lointainement la géomorphologie. Qu'il s'agisse d'un vrai géosynclinal, d'une fosse liminaire, d'un simple sillon tectogène ou d'un jeu de la *super-fault* de Benioff (1954), l'important pour l'explication des formes du relief n'est-il pas, après tout, de prendre connaissance de la localisation, de la nature et des déformations de la sédimentation mésozoïque, quelles que soient en définitive les causes premières de ces faits ?

TABEAU XIII
Quelques caractéristiques des roches intrusives de la vallée du Río Elqui.

<i>Nature</i>	<i>Lieu de prélèvement</i>	<i>Age</i>	<i>Couleur</i>	<i>Texture</i>	<i>Minéraux par ordre d'abondance</i>	<i>L du grain</i>	<i>Observations</i>	<i>Auteur</i>
Tonalite	Environs de Rivadavia	Paléozoïque inférieur	Gris-rose	Hypidiomorphe grenue	Plagioclases Quartz Orthose Biotite (?) Magnétite Apatite Zircon	0,2 -3,0 0,2 -0,8 0,6 -2,6 0,02-2,0 0,02-2,0 0,02-0,1 0,04 (moy.)	Plagioclases à structure zonale. Quartz à extinction onduleuse. Biotite (?) altérée en chlorite et magnétite en limonite.	Dedios 1967
	Quebrada Tres Cruces							
Tonalite	Environs de Rivadavia	Paléozoïque inférieur	Gris-blanchâtre	Hypidiomorphe grenue	Quartz Plagioclases Biotite Amphibole Épidote Muscovite Titanite Apatite Zircon Magnétite	0,02-0,3 0,2 -3,0 0,2 -2,5 2,2 (max.) 0,06-1,0 0,05-0,6 0,1 -0,5 0,02-0,2 0,02-0,3 0,02-0,1	Effets cataclastiques très accusés. Quartz à extinction onduleuse marquée. Plagioclases et biotite tordus ou brisés.	Dedios 1967
	Quebrada Tres Cruces							
Diorite	Quebrada Marquesa	Crétacé supérieur à Éocène	Gris-verdâtre	Hypidiomorphe grenue	Plagioclases Amphibole Quartz Orthose Pyroxène Magnétite Apatite Chlorite	1,5 (moy.) 1,0 (max.) 0,7 (max.) 0,6 (max.)	Amphibole en partie altérée en chlorite.	Aguirre et Egert 1965
	Co. Alto del Llano							
Grano-diorite	Environs de Vicuña	Éocène	Gris-jaunâtre	Hypidiomorphe grenue	Plagioclases Quartz Orthose Chlorite Magnétite	0,2 -2,4 0,3 (moy.) 0,5 (max.) 0,3 (max.) 0,2 (max.)	Magnétite altérée en limonite.	Dedios 1967

LIVRE II

LE LEGS ANTEQUATERNAIRE

CHAPITRE UNIQUE

L'HERITAGE TERTIAIRE DANS LE RELIEF ACTUEL

La méthode géologique, à elle seule, est insuffisante pour retracer les événements des temps postsecondaires, surtout dans le Nord du Chili qui, à l'exception d'une transgression marine limitée à la frange côtière, au Pliocène supérieur, a connu seulement une évolution de type continental. Il faut donc recourir aussi à l'enquête morphologique qui, par l'analyse des paysages et par l'étude des formations corrélatives, éclaire l'histoire du Chili semi-aride pendant le Tertiaire.

LES VESTIGES SOMMITAUX D'UNE TOPOGRAPHIE ANCIENNE

Il ne subsiste pas dans le *Norte chico*, comme plus au Nord dans la chaîne des Andes, des aplanissements étendus qui pourraient être rapportés à une surface d'érosion tertiaire. Cependant les indices ne manquent pas qui parlent en faveur d'une ancienne surface. Il est souvent possible de restituer au niveau des crêtes qui plafonnent par endroits à des altitudes assez constantes, un plan topographique, résultat d'une longue évolution antérieure au dernier grand soulèvement de l'édifice andin ; il est plus rare de rencontrer, en position perchée, des résidus incontestables d'aplanissement, épargnés comme par miracle de la destruction. Ce sont là les traces morphologiques de la plus vieille famille de formes qui se retrouvent encore dans le relief actuel.

TRAVAUX ANTERIEURS

Les géologues chiliens auteurs des plus récentes synthèses (Corvalán, 1965 ; Ruiz, 1965) continuent à suivre Brügger (1950) qui ramenait à un unique et même aplanissement primitif élaboré en fonction du niveau de base de la mer pliocène, toutes les hautes surfaces du Chili.

Les seules observations relatives au Chili semi-aride sont dues à Willis (1929). Cet auteur a signalé, à côté du profil soutenu des sommets sur de bonnes distances, des témoins d'une topographie ancienne — qui se serait développée du Miocène supérieur au Pliocène inférieur — au NE de La Calera vers 1 400 m d'altitude et au SW de Combarbala vers 900 m d'altitude. Il note la puissance de l'altération des roches à la surface de ces vestiges

Au terme de pénéplaine, qu'il juge impropre, il préfère celui de *matureland* car, pense-t-il, l'arasement n'était pas parfait : des reliefs notables pouvaient encore survivre, tel ce Cerro Caquis (2 192 m) qui se dresse d'environ 800 m au-dessus de l'aplanissement décrit près de La Calera.

Dans la Cordillère de la Côte du Chili central, Borde (1966) a repéré des surfaces sommitales non structurales (Altos de Lipangue, de Tapihue) qu'il date du Paléogène. S'agit-il de restes de pénéplaine ou de simples couloirs d'érosion ? Il est difficile d'en décider. En tout cas, ils se sont conservés là où le soulèvement a été modéré et où les roches étaient assez résistantes. Aux mêmes latitudes mais dans les Andes du versant argentin, Viers (1964) suggère, avec des réserves, l'existence de deux surfaces culminantes qui semblent se recouper sous un angle net.

Parce qu'il existe un rapport étroit entre l'élaboration de « la surface tertiaire » et les phénomènes d'altération, d'oxydation et de lixiviation qui sont à l'origine des grandes richesses minières du désert, le problème de sa nature et de son âge a fait l'objet de récentes études dans le Nord du Chili.

Segerstrom (1962 *a*) retrouve sur de vastes étendues au N de Copiapo une topographie ancienne qui aurait atteint l'état de maturité au Tertiaire moyen. Galli (1967) pense qu'il s'agit plutôt d'une pédiplaine à inselbergs, modelée à l'Oligo-Miocène sous un climat à dominante aride. L'équipe de géologues anglais (Clark et *al.*, 1967 *b*) qui depuis une dizaine d'années essaye de déchiffrer l'évolution morphologique du *Norte grande*, rejette le concept de *matureland* pour proposer un « *polycyclic landscape* » antérieur au Miocène supérieur.

Enfin, on dispose pour les Andes du Pérou de la mise au point récemment présentée par Dollfus (1965) : jusqu'au Pliocène l'altitude générale était médiocre et assez proche du niveau de base ; « la surface de la puna » avec ses vigoureux reliefs résiduels a été ensuite énergiquement soulevée ; sa genèse reste difficile à déterminer en l'absence de dépôts corrélatifs significatifs.

IDENTIFICATION DE QUELQUES TEMOINS

L'analyse des cartes topographiques au 1/50 000 récemment publiées par l'Institut géographique militaire, l'examen des photographies aériennes verticales et des tournées sur le terrain en moyenne montagne m'ont permis de reconnaître quelques vestiges (la toponymie locale les désigne sous le nom de *llanos de...* ou *llanillos de...*) d'une topographie ancienne réduite à l'état de lambeaux par des actions érosives postérieures à son élaboration. Dans le Chili semi-aride, l'absence d'épanchements volcaniques importants pendant le Néogène — tels ceux qui, plus au Nord, ont scellé des témoins étendus du paysage antérieur à l'ultime surrection des Andes — explique, concurremment sans doute avec des climats plio-quaternaires plus agressifs, au moins par périodes, cette destruction quasi totale.

J'ai indiqué sur mon esquisse cartographique de la paléogéographie du Tertiaire (*carte hors-texte I*) les restes les plus notables de cette topographie

ancienne. On remarquera qu'ils se localisent essentiellement en moyenne montagne, au sommet des interfluvés et loin de l'Océan, donc en position marginale pour une conquête par l'érosion régressive. Le manque de témoins, apparemment surprenant, en haute cordillère, à l'exception de quelques vestiges possibles, repérés sur les photographies aériennes à proximité de la ligne de partage des eaux entre l'Atlantique et le Pacifique, doit être imputé au vigoureux défonçage glaciaire des parties élevées de la chaîne pendant le Quaternaire.

Trois lambeaux moins anonymes que les autres appellent quelques commentaires :

— à une cinquantaine de kilomètres au NE d'Ovalle, l'interfluvé entre le Rio Hurtado et le Rio Elqui réserve une surprise à qui veut le traverser (*photo 10*). En partant du village de Pichasca, situé à 700 m au bord du Rio Hurtado, on s'élève d'abord de 1 000 m en remontant, pendant 3 ou 4 km, le talweg tendu de quebradas profondément encaissées ; on accède ensuite à un paysage tout différent, fait de larges vallées séparées par des reliefs hauts de quelque 200 m ; les versants sont couverts par un épais manteau de débris qui masque presque partout la roche en place. Je pense que pendant les crises humides et froides du Pléistocène, le gel et plus encore la neige — qui, malgré l'altitude modeste, devait s'accumuler sur de grandes épaisseurs parce que la topographie constituait un réceptacle favorable à son amoncellement — ont encore évasé et adouci la topographie. Mais, même si des retouches ont été apportées par la suite, je suis conduit à penser qu'il y a en cet endroit, sur environ 50 km², un paysage assez évocateur de ce qu'était l'ancien modelé du territoire avant l'orogénèse andine ;

— l'aplanissement perché au-dessus de la Quebrada Higuercilla sera décrit en détail dans un autre paragraphe (*cf. infra*, p. 105) parce qu'il a été, seul cas connu jusqu'ici dans le Chili semi-aride, plombé par un dépôt volcanique ; il est peu étendu (70 ha) mais il est intéressant car, avec ses annexes, il suggère que, parfois au moins, la topographie ancienne était une véritable surface d'érosion plane tranchant les couches inclinées du substratum rocheux.

— le petit vestige de Cavilolen (*fig. 39*), situé à 25 km au NE de Los Vilos, vers 750-800 m d'altitude, apporte de son côté un autre témoignage : ici le nivellement a été réalisé au détriment du granite du batholite côtier, granite mal conservé mais armé de filons basiques résistants ; un manteau d'altérite, épais de plusieurs mètres, caractérise la partie sommitale de l'aplanissement ; la fraction argileuse est importante : il s'agit essentiellement d'une montmorillonite mal cristallisée¹.

CONCLUSIONS

Il est bien difficile, à partir de vestiges aussi réduits, d'apporter des éléments d'appréciation nouveaux susceptibles de faire progresser le grand débat que soulève « la surface tertiaire » reconnue dans les pays andins. On peut cependant penser que dans le Chili semi-aride :

1. Détermination faite par M^{me} Le Coustumer au Laboratoire de géomorphologie du C.N.R.S. à Caen.

— il ne s'agissait sans doute pas d'un aplanissement parfait mais seulement d'un relief qui, si l'on me permet d'utiliser encore la terminologie davisienne, avait atteint le stade de la *maturité* : vallées évasées, séparées par des interfluvies de quelques centaines de mètres de dénivellation ; par endroits pourtant l'évolution vers l'arasement paraît avoir été beaucoup plus avancée ;

— les phénomènes d'altération ont revêtu une grande importance dans l'élaboration de cette topographie ancienne, qu'ils aient été d'origine externe (météorisation des roches, surtout des granites réduits à l'état de *maicillo* sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur) ou interne (actions hydrothermales très diverses : épidotisation, kaolinisation, libération d'oxydes de fer donnant des limonites jaunâtres, etc.) ;

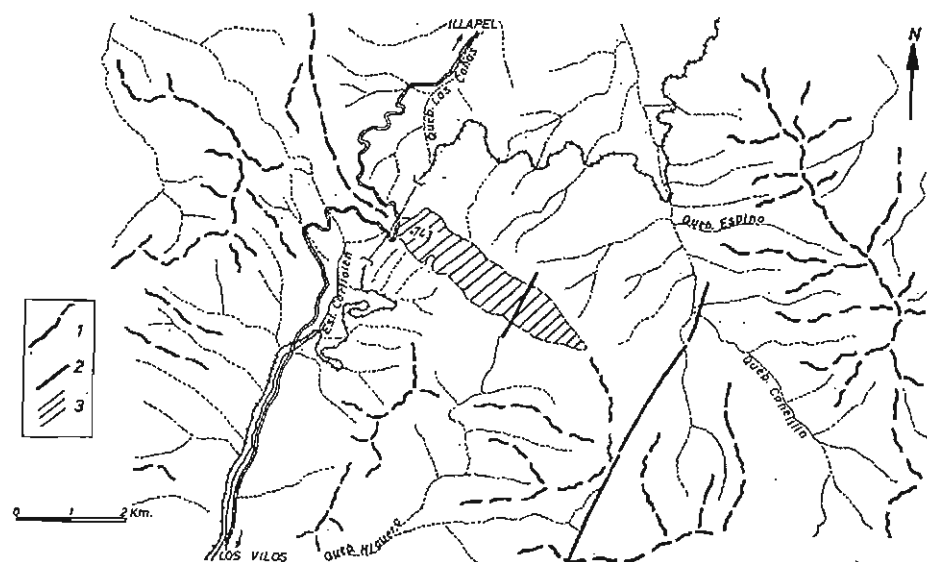


FIG. 39. — L'aplanissement tertiaire de Cavilolen, témoin résiduel de la vieille surface andine.

Croquis d'après la photographie aérienne n° 319 R 31 de l'I.G.M. du Chili. L'échelle est approximative.

1. — Crête. — 2. Fracture. — 3. Aplanissement.

— les dépôts corrélatifs des actions morphogénétiques qui s'exerçaient alors sont ici l'exception tandis qu'ils foisonnent plus au Nord (« *mantling gravels* » de Willis [1929] ou « *upland gravels* » de Segerstrom, [1965]). Dedios (1967) a signalé l'existence de cailloux roulés anciens² à proximité du col de Tres Cruces, à 2 500-2 800 m d'altitude, sur la gauche de la piste qui conduit d'Hurtado, sur le rio du même nom, à Vicuña.

En tout état de cause, ce n'est pas dans le Norte chico mais bien dans le Grand Nord chilien que les problèmes majeurs posés par « la surface ter-

2. Il les attribue au Pliocène alors qu'ils sont, à mon avis, d'âge miocène (cf. *infra*, p. 127).

tière » (surface mono- ou polycyclique, mono- ou polygénique, nature exacte des reliefs qui la surmontent, sa position par rapport au niveau de la mer...) pourraient recevoir des éléments de solution.

LE VOLCANISME NEOGENE

TRAVAUX ANTERIEURS

Les seuls affleurements étendus de roches volcaniques néogènes dans le Chili semi-aride se rencontrent dans le bassin du Rio Turbio, une des branches supérieures du Rio Elqui ; ils ont été étudiés par Thiele (1964) qui y a distingué, d'une part la formation Vallecito représentée par une accumulation épaisse d'environ 300 m de brèches et de tufs liparitiques, d'autre part la formation Doña Ana, constituée par des coulées d'andésite et de basalte dont la puissance peut dépasser 1 000 m ; l'auteur rapporte ces deux unités au Plio-Pléistocène mais signale cependant que la seconde paraît plus récente que la première.

Au Sud du 30° de latitude sud et jusqu'à la vallée du Rio Aconcagua, aucun indice d'activité volcanique au Tertiaire supérieur n'était connu (Muñoz Cristi, 1956) jusqu'à la publication de ma note (Paskoff, 1964 b) sur les témoins des environs d'Ovalle³.

Je me dois donc de donner ici une description détaillée des vestiges volcaniques, attribuables au Néogène, que j'ai pu identifier dans le Chili semi-aride. Même s'ils sont modestes (*carte hors-texte I*) ils constituent un jalon dans l'histoire du Cénozoïque.

LES VESTIGES A L'EST D'OVALLE

J'ai découvert à l'E d'Ovalle de petits témoins d'une activité volcanique au Néogène (*fig. 40*).

La mesa de la Quebrada Higuera (30° 24' S - 71° 05' W).

A une dizaine de kilomètres au N de la retenue d'eau de Recoleta une table volcanique isolée se trouve perchée à 600 m au-dessus de la Quebrada Higuera. Allongée sur 2,3 km du SE au NW, sa largeur varie entre 150 et 700 m ; elle couvre une superficie de l'ordre de 70 ha. Elle est très plane : son altitude se situe autour de 1 080 m (*photo 9*). Du côté nord-est l'érosion a détaché deux petites buttes (*fig. 41*).

3. Cf. aussi le rapport inédit (11 p.) de J. Karzulovic (1964) : *Informe geotécnico de las rocas del Cerro Tololo, Provincia de Coquimbo*, Instituto de geología, Universidad de Chile.

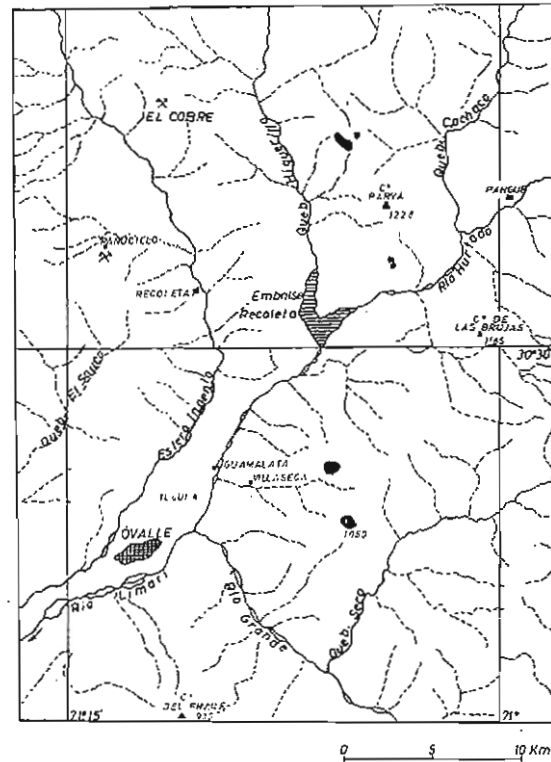


FIG. 40. — Les petits affleurements volcaniques néogènes des environs d'Ovalle.

Croquis de localisation.

Cette mesa correspond à des bancs volcaniques restés horizontaux. L'étude pétrographique⁴ a montré qu'il ne s'agit pas de vraies laves mais d'un matériel de type ignimbritique dans lequel se distinguent de haut en bas :

- un tuf aggloméré rose rhyolitique, de texture clastique, d'aspect frais ; épaisseur : 10 m ;
- un dépôt gris foncé de nature rhyolitique, peu épais (1 à 2 m) ;
- une cinérite rhyolitique blanchâtre à ciment vitreux ; épaisseur variable pouvant atteindre une cinquantaine de mètres.

Les deux premiers bancs sont durs et donnent un classique escarpement à corniche sur la cinérite qui s'est comportée comme une roche tendre ; ils fournissent des débris grossiers : ceux-ci, en croulant sur la pente d'allure concave, se fragmentent et se mêlent à une proportion croissante de débris fins.

Cette série volcanique rhyolitique repose en discordance angulaire très nette sur un complexe volcanico-sédimentaire (laves roses et violettes, conglomérats verdâtres et rougeâtres, grès rose pâle) passablement altéré et affecté

4. Instituto de investigaciones geológicas, Santiago (Chili).

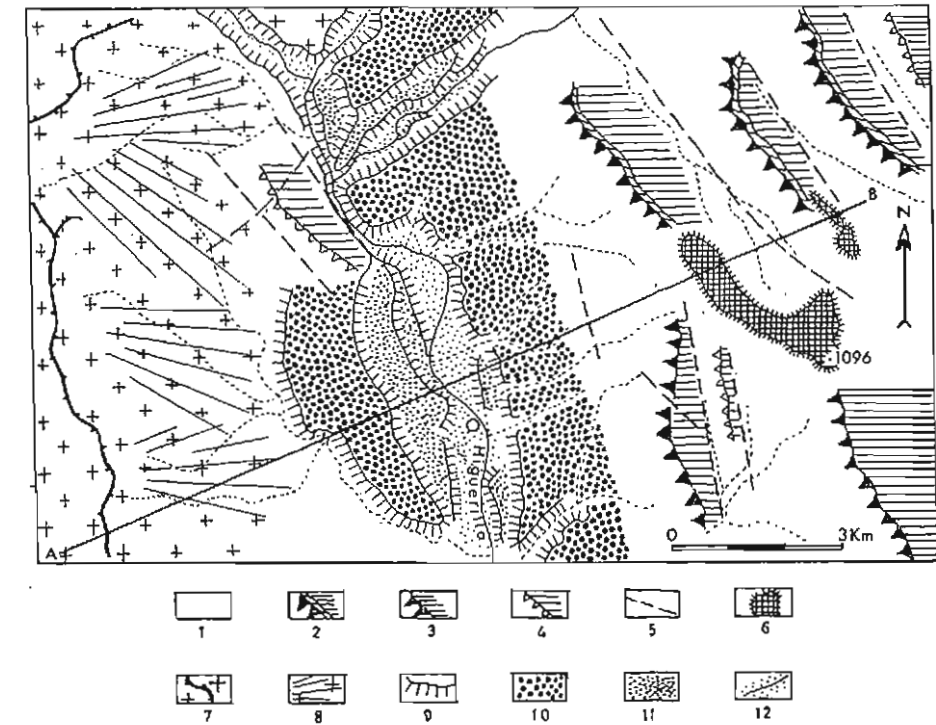


FIG. 41. — La mesa de la Quebrada Higuera et ses alentours.

Croquis morphologique d'après la photographie aérienne n° 2787 R. 17 de l'I.G.M. du Chili. L'échelle est approximative.

1. Reliefs non interprétés et versants dans les roches volcanico-détritiques du Crétacé inférieur. — 2. Crêt dont le sommet porte des traces d'aplanissement. — 3. Crêt. — 4. Cuesta. — 5. Fracture. — 6. Mesa avec sa corniche. — 7. Crête de recoupement dans du granite. — 8. Pédiment dans du granite. — 9. Talus d'érosion. — 10. Terrasse avec apports transversaux prédominants. — 11. Terrasse avec apports longitudinaux prédominants. — 12. Dépôts de lit majeur actuel.

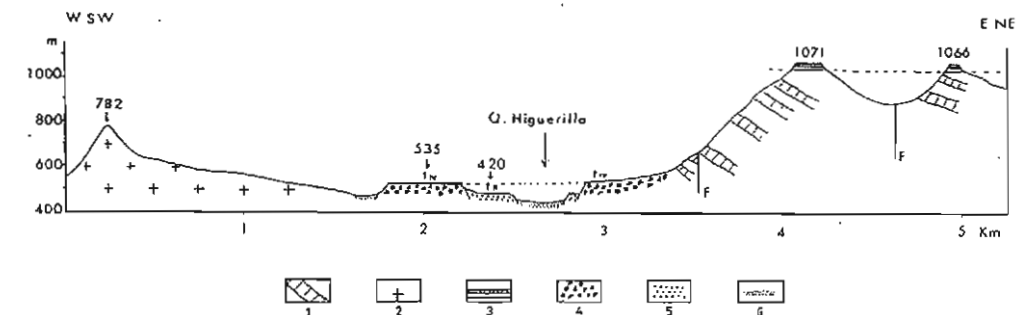


FIG. 42. — Coupe géologique suivant la ligne A-B de la figure 41.

1. Roches volcanico-détritiques du Crétacé inférieur. — 2. Roches granitiques du Crétacé supérieur. — 3. Roches éruptives néogènes. — 4. Terrasse avec apports transversaux prédominants. — 5. Terrasse avec apports longitudinaux prédominants. — 6. Dépôts de lit majeur actuel.

d'un pendage général vers l'Est de l'ordre de 30° (*fig. 42*) que Thomas (1967) attribue au Crétacé inférieur.

Les deux buttes-témoins de la Quebrada Villaseca (30° 34' S - 71° 05' W).

On retrouve à une dizaine de kilomètres au S de la retenue d'eau de Recoleta, aux approches de la naissance de la Quebrada Villaseca, deux petites buttes-témoins volcaniques.

L'étude des photographies aériennes montre des traits morphologiques analogues à ceux de la mesa de la Quebrada Higuera : surface sommitale plane à une altitude semblable — 1 050 m — mais réduite pour chaque butte à une dizaine d'hectares seulement. Le rebord escarpé est dû à un banc résistant qui repose horizontalement sur une couche blanchâtre, elle-même discordante sur les formations volcanico-sédimentaires du Crétacé inférieur.

Les formes volcaniques de déchaussement du Rio Hurtado (30° 28' S - 71° 04' W).

Elles se rencontrent sur la rive droite du Rio Hurtado, dans une courte quebrada affluente, à quelque 5 km de la retenue d'eau de Recoleta. On peut distinguer :

— deux culots verticaux (*fig. 43*), grossièrement cylindriques, alignés sur une fracture et distants l'un de l'autre d'une centaine de mètres ;

— un dyke presque vertical qui se suit sur plusieurs dizaines de mètres de longueur.

Culots et dyke sont faits d'une lave rose rhyolitique restée saine. Ils représentent le squelette d'un ancien volcan en cours de destruction. Le démantèlement de l'appareil par l'érosion a mis à jour les racines des cheminées et les fissures d'épanchement qui, remplies d'une lave récente, résistent mieux que les roches volcaniques encaissantes, plus anciennes et surtout plus altérées.

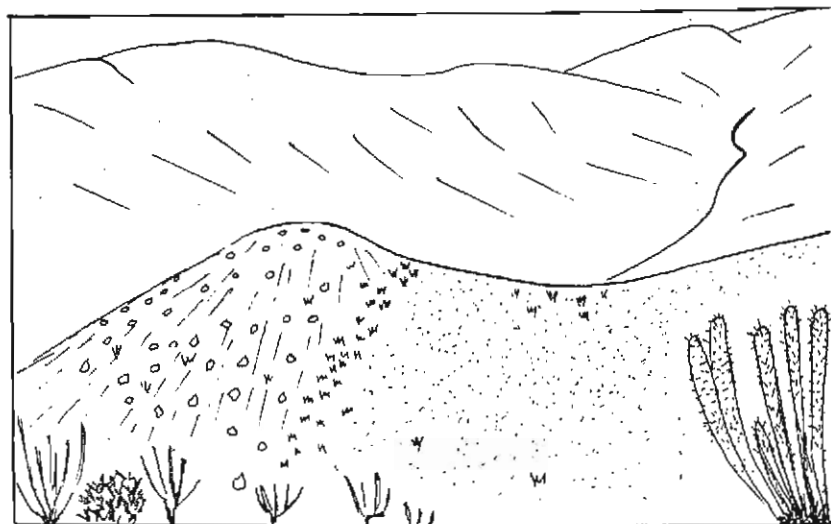


FIG. 43. — Un des culots volcaniques du Rio Hurtado, non loin de la retenue d'eau de Recoleta.

Dessin d'après une photographie de l'auteur.

Un lien semble s'imposer entre les formations ignimbritiques conservées en position sommitale (mesa ou buttes-témoins) et les racines volcaniques. La situation géographique des necks et la nature rhyolitique de leur lave peu altérée justifient d'y voir les vestiges d'un appareil éruptif de type vulcanopéléen responsable de l'émission des ignimbrites⁵ qui se sont répandues sur une aire dont le rayon est supérieur à 10 km. Elles se sont consolidées sur une surface aplanie puisque leurs témoins se retrouvent presque à la même altitude ; la trace de cette topographie ancienne se reconnaît aussi dans le nivellement des sommets des crêtes environnantes qui, autour de la retenue d'eau de Recoleta, culminent à des altitudes subégales. Forme typique d'inversion de relief due à l'action de l'érosion déclenchée par le dernier grand soulèvement du pays, la mesa de la Quebrada Higuera a conservé intact un morceau de la topographie tertiaire grâce au plombage assuré par la série volcanique, plombage qui, semble-t-il, doit se placer avant les mouvements de surrection.

LES VESTIGES A L'EST D'ILLAPEL

A 25 km à l'E d'Illapel se sont conservés quelques petits témoins volcaniques que j'attribue aussi au Néogène.

Le cadre morphologique régional (*fig. 44*) correspond à une partie de l'interfluve qui sépare le Rio Illapel du Rio Chalinga. Des crêtes de recoupement, taillées par de profondes quebradas dans d'épaisses formations volcanico-détritiques (andésites, conglomérats, grès) du Crétacé supérieur (Cénomani-Turonien ?), s'abaissent vers l'un ou l'autre cours d'eau. Deux grands escarpements rocheux ont une origine structurale : ils dérivent d'accidents cassants à rejet important. A proximité de la ligne de partage des eaux, entre 2 000 et 2 800 m d'altitude, quelques espaces plus ou moins aplanis ont échappé à l'érosion torrentielle ; de-ci de-là se remarquent des niches de nivation héritées de la dernière période froide du Pléistocène mais encore un peu fonctionnelles aujourd'hui lors des années neigeuses.

Les témoins volcaniques se rencontrent en position culminante et forment comme des taches qui se regroupent à proximité des sommets du triangle délimité par le Cerro Montera (2 126 m), le Cerro Carrizal (2 802 m) et le Cerro Carrizo (2 456 m), soit dans les endroits les plus hauts de l'interfluve. L'observation du terrain à proximité du Cerro Montera montre des tufs blanchâtres de type dacitique⁶, contenant des cristaux isolés de quartz et de biotite, sur 4 à 5 m d'épaisseur. Ils reposent sur un mince matelas de grès à stratification entrecroisée et de galets bien roulés. Les deux dépôts constituent un ensemble clairement discordant sur les roches sombres volcanico-détritiques sous-jacentes.

L'étude attentive des photographies aériennes n'a pas fait apparaître l'existence de vestiges d'un appareil d'émission. Parce que tout le secteur est haché de failles importantes qui se suivent sur plusieurs kilomètres,

5. Je distingue comme le recommandent P. Bordet et H. Tazieff (1963) l'ignimbrite, état physique particulier du matériau volcanique au moment de son émission, et la formation ignimbritique, roche qui résulte de ce type particulier d'émission.

6. Détermination de J.-C. Vicente.

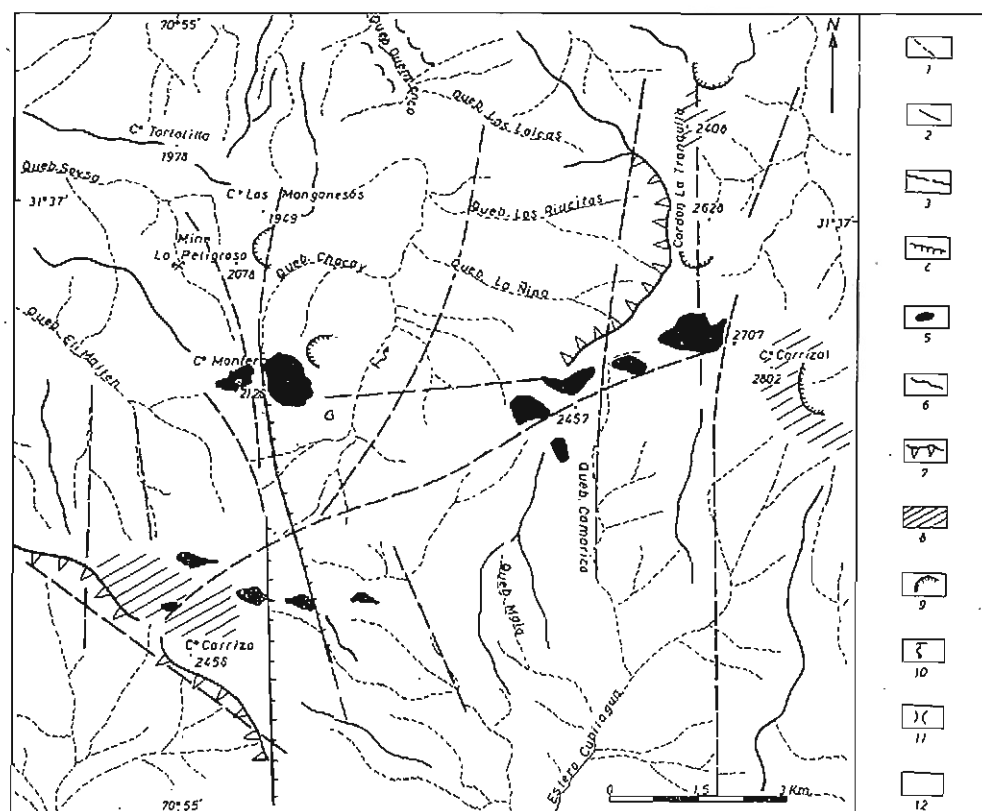


FIG. 44. — Les affleurements volcaniques néogènes des environs de Illapel.

Croquis morphologique d'après la photographie aérienne n° 2201 R. 14 de l'I.G.M. du Chili. L'échelle est approximative.

1. Quebrada. — 2. Estero. — 3. Fracture. — 4. Escarpement de faille. — 5. Tufs acides néogènes. — 6. Ligne de crête. — 7. Grand escarpement rocheux. — 8. Surface culminante. — 9. Niche de nivation. — 10. Rupture de pente dans une quebrada. — 11. Gorge. — 12. Versants dans les roches volcanico-sédimentaires du Crétacé supérieur.

je pense qu'il s'agit de traces laissées par un *volcanisme explosif de type fissural*.

Les trois sites principaux où affleurent les tufs acides correspondent à des nœuds dus au recoupement d'accidents cassants diversement orientés. A proximité du Cerro Montero passe une faille qui se traduit morphologiquement par un escarpement dont la fraîcheur suggère un rejeu récent, probablement quaternaire.

Je mets ces manifestations volcaniques en rapport avec les fractures liées aux mouvements verticaux qui ont dénivélé la vieille topographie élaborée au Tertiaire — les grès et les cailloux roulés recouverts par les tufs en sont les dépôts corrélatifs — et ont donné au relief l'essentiel de son volume actuel. Ces émissions n'ont pas dû se prolonger bien longtemps ni intéresser une vaste surface, à en juger par la faible épaisseur du matériel et l'exiguïté de ses affleurements.

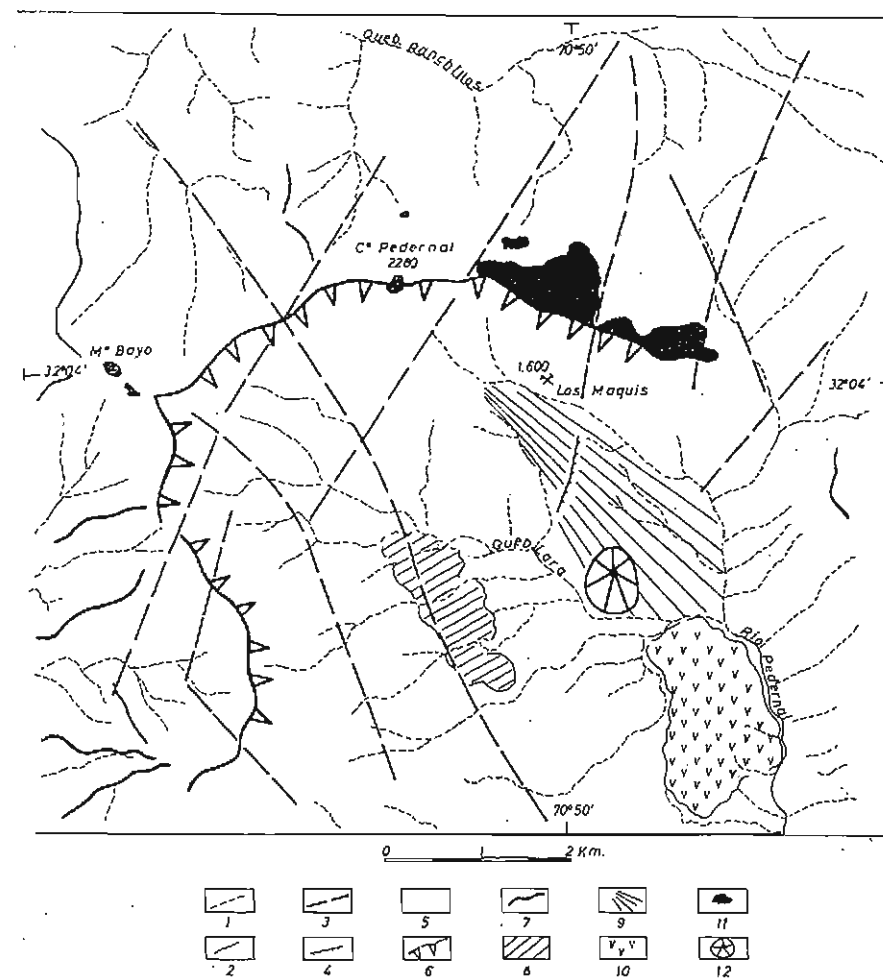


FIG. 45. — Les affleurements volcaniques néogènes au NNE de Petorca.

Croquis morphologique d'après la photographie aérienne n° 1863 R. 12 de l'I.G.M. du Chili. L'échelle est approximative.

1. Quebrada. — 2. Rio. — 3. Fracture. — 4. Escarpement de faille. — 5. Versants dans les formations volcanico-sédimentaires du Crétacé supérieur. — 6. Grand escarpement rocheux. — 7. Ligne de crête. — 8. Replat d'érosion. — 9. Glacis d'érosion. — 10. Massif d'andésite intrusive. — 11. Laves acides néogènes. — 12. Piton volcanique néogène.

LES VESTIGES AU NORD DE PETORCA

Au-dessus de la petite mine de cuivre de Los Maquis (32° 04' S - 70° 51' W), à quelque 25 km au NNE de Petorca, existent de petits affleurements très localisés de laves acides qui appartiennent probablement eux aussi à la phase

7. J'ai parcouru la région en compagnie de mon collègue géologue et ami J.-C. Vicente dont l'attention avait été attirée, au cours d'une tournée précédente, par le glacis jonché de blocs volcaniques (cf. *infra*, p. 112).

volcanique néogène. On notera qu'ils se rencontrent à la même longitude que ceux des environs de Illapel.

Les témoins éruptifs se sont, ici encore, conservés sur une ligne de partage des eaux : celle qui sépare le bassin versant du Rio Pedernal, affluent du Rio Petorca, de celui de la Quebrada Ranchillos, tributaire du Rio Choapa (fig. 45).

Un vaste amphithéâtre ouvert au Sud-Est a été excavé dans les formations volcaniques (laves et brèches andésitiques) et détritiques (conglomérats) du Crétacé supérieur. Ses parois, presque verticales, sont hautes de plusieurs centaines de mètres ; l'escarpement, là où il prend le nom de Cerro Pedernal (2280 m), correspond au front d'un crêt puisque les couches s'inclinent vers le Nord (fig. 46). Un quadrillage de fractures a orienté le travail de l'érosion qui a laissé des marques de ses vicissitudes : un replat s'explique peut-être par un rejeu tectonique ; un petit massif contourné par les cours d'eau correspond à une intrusion d'andésite ; enfin un glacis à forte pente, couvert par une blocaille de gros calibre, disséqué aujourd'hui par de petites quebradas, parle en faveur d'actions climatiques — sans doute de type péri-glaciaire — aujourd'hui révolues. Un matorral de *quillay* (*Quillaja saponaria*) traduit la nuance méridionale du climat semi-aride.

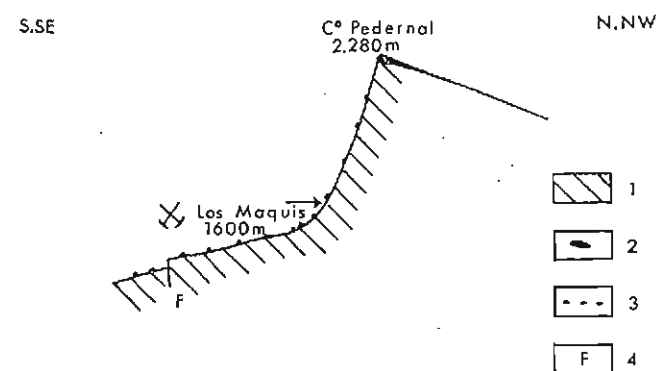


FIG. 46. — Coupe schématique à travers l'escarpement du Cerro Pedernal et le glacis basal.

1. Formations volcanico-sédimentaires du Crétacé supérieur. — 2. Laves acides du Néogène. — 3. Blocs de lave acide. — 4. Escarpement de faille quaternaire.

Les vestiges volcaniques relèvent de deux catégories : des placages sommitaux d'une part, un piton d'autre part.

Les placages sommitaux n'occupent guère au total (Cerros Pedernal et Bayo) qu'une superficie de l'ordre de 1 km²⁸. Ce sont des restes de lave blanche, riche en silice, qui recouvrent en discordance angulaire apparente les formations du Crétacé supérieur. Au total ces coulées n'atteignent pas 5 m

8. Un autre petit placage se trouve isolé à une vingtaine de kilomètres à l'Ouest (32° 05' S - 71° 02' W) ; il a été figuré sur l'esquisse cartographique de la paléogéographie du Tertiaire (carte hors-texte I).



PHOTO 22. — Le complexe de Juntas (2200 m d'altitude) à la jonction du Rio La Laguna avec le Rio Toro (sur la droite) ; à gauche on devine un vestige de la terrasse de débâcle (t1) de la glaciation de La Laguna ; au centre on voit un ancien passage fluvial muré par des dépôts lacustres de couleur claire.



PHOTO 23. — Rio Turbio : vestige de la terrasse de décharge (t1) de la glaciation du Tapado (avant-dernière glaciation), enfoui sous des éboulis de pente (altitude 1700 m).

PHOTO 24. — Rio Turbio : lambeau de la terrasse de débâcle (t1) de la glaciation de La Laguna ; lit majeur large (altitude 1700 m).



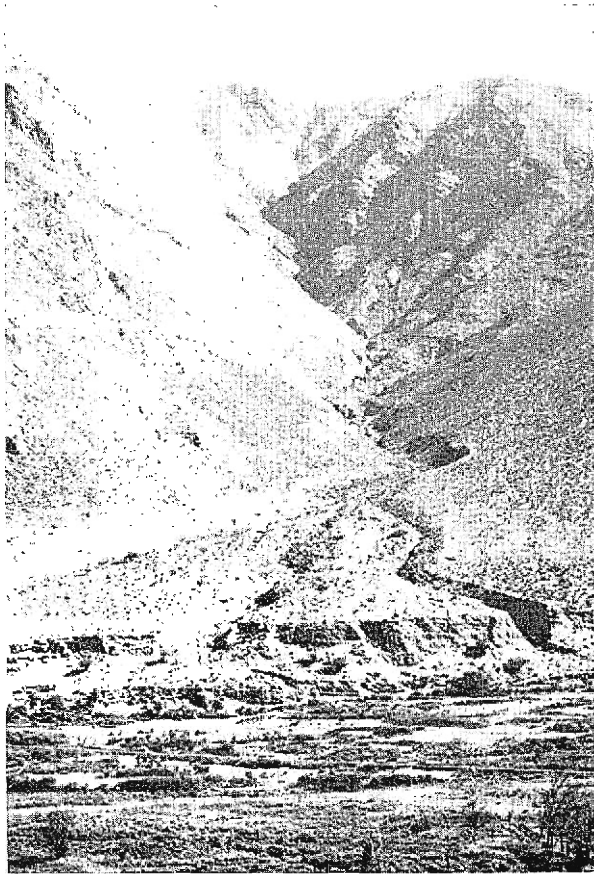


PHOTO 25. — Rio Elqui : cône de déjection de la dernière crise climatique à environ 2 km en aval de Rivadavia ; il est aujourd'hui entaillé par les eaux de la quebrada qui fonctionne de loin en loin.

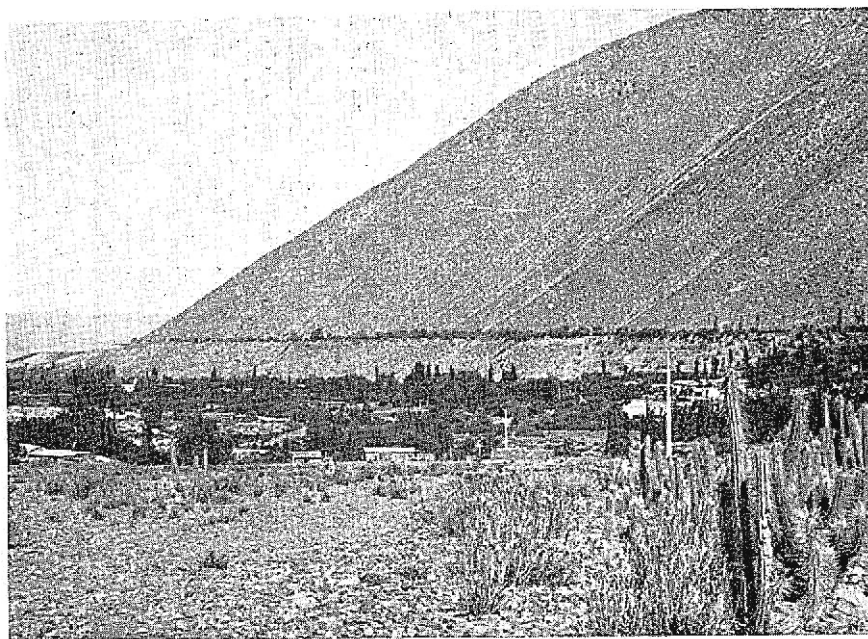


PHOTO 26. — Versant couvert d'éboulis ordonnés anciens (pente voisine de 30°), rive droite du Rio Elqui, à proximité du village de Diaguita construit sur la terrasse T₁ ; ravinements d'origine anthropique.

d'épaisseur. A l'occasion, le matériel éruptif peut revêtir un faciès plus scoriacé, plus tuffacé ou plus bréchique.

Le piton prend l'aspect d'un dôme, haut de 150 m, qui se dresse dans le fond de l'amphithéâtre. Je ne pense pas qu'il s'agisse d'un culot de lave bouchant une ancienne cheminée et déchaussé par l'érosion. J'y vois plutôt une aiguille d'extrusion d'âge relativement récent comme en témoignent et sa belle régularité géométrique et la fraîcheur de la roche (rhyodacite à trachyandésite quartzifère ?) qui se débite en prismes magnifiques, longs de 2 m et plus, tant sur ses flancs que sur sa coupole terminale.

Dans ce cas encore, aucun vestige d'appareil volcanique n'a été reconnu, qui pourrait être à l'origine de la lave blanchâtre. Parce que la région est hachée par des failles importantes (l'une d'entre elles a vraisemblablement joué au Quaternaire et dénivélé le glacis), une émission par fractures paraît le plus probable.

Le fait que les blocs, aujourd'hui totalement immobilisés, qui parsèment le glacis du fond de l'amphithéâtre, sont des morceaux de cette lave blanchâtre, permet de penser à une extension originelle plus grande des coulées sans qu'elles aient pour autant, compte tenu de leur épaisseur réduite, couvert une vaste surface.

CONCLUSIONS

L'étude morphologique des vestiges du volcanisme néogène dans le Chili semi-aride conduit à identifier deux séquences dans l'activité éruptive. Les témoins des alentours d'Ovalle sont de toute évidence postérieurs à l'élaboration de la topographie évoluée du Tertiaire mais antérieurs à son soulèvement ; ils proviennent d'un appareil d'émission de type punctiforme dont les racines ont pu être localisées. Les restes des environs de Illapel et de Petorca, liés à des accidents cassants, paraissent au contraire étroitement associés aux mouvements de surrection des Andes qui ont ravivé d'anciennes failles ou en ont créé de nouvelles : par ces fractures les produits magmatiques ont été expulsés à l'air libre.

Tous les dépôts éruptifs de type ignimbrétique prédominant que je viens de décrire, peuvent être considérés comme les manifestations les plus méridionales d'une certaine classe de volcanisme caractéristique des Andes moyennes (Pérou, Bolivie, Argentine et Chili) où, entre le 16° et le 27° de latitude sud, ses produits, associés à des accumulations continentales détritiques, couvrent plus de 150 000 km² avec des épaisseurs qui peuvent dépasser 1 000 m (Zeil et Pichler, 1967). Ils posent un double problème de mise en place et de datation qui doit être abordé dans le cadre général de l'histoire magmatique de la Cordillère pendant le Cénozoïque supérieur. Pour le morphologue qui cherche à suivre dans le temps l'évolution des formes du terrain, la seconde question a évidemment beaucoup plus d'importance que la première.

Dans le Grand Nord du Chili, ces affleurements rhyolitiques ou rhyodacitiques néogènes qui représentent une surface égale à 70 000 km² (Ruiz, 1965) ont reçu différentes appellations : formation liparitique (Brüggen, 1918), formation rhyolitique (Brüggen, 1934), formation Altos de Pica (Galli et Dingman, 1962), formation Oxaya (Salas et al., 1966) enfin dans la région d'Arica où la série volcanique se suit depuis l'*Altiplano* jusqu'aux approches de l'Océan.

Les conditions de la mise en place de ce matériel éruptif acide ont fait l'objet de plusieurs hypothèses : Brüggen (1950) pensait à des épanchements de vraie lave fluide tandis que Galli et Dingman (1962) ont soutenu l'idée — qui pourrait s'appliquer aux vestiges des environs d'Ovalle et d'Illapel — de dépôts de cendres incandescentes dues à des nuées ardentes. Zeil et Pichler (1967) croient plutôt à des bains de magma en état de fusion débordant par les fractures comme du lait qui verse ; c'est bien ce qui semble s'être produit au NE de Petorca¹⁰.

L'âge de la « formation rhyolitique » a aussi été le sujet de controverses : Miocène pour Brüggen (1950), elle serait un peu moins ancienne pour la plupart des auteurs actuels (Galli et Dingman, 1962 ; Ruiz, 1965 ; Salas et al., 1966 ; Zeil et Pichler, 1967) qui la situent entre le Miocène supérieur et le Pléistocène inférieur. Des datations absolues obtenues par le procédé potassium-argon à partir des phénocristaux de biotite qui constituent, de l'avis des spécialistes, un excellent matériel pour les déterminations isotopiques ont donné des résultats s'échelonnant entre 12,6 et 4,2 millions d'années (Dingman, 1965 ; Rutland et al., 1965 ; Clark et al., 1967 a). Les émissions volcaniques ont donc commencé au Miocène supérieur et se sont poursuivies pendant le Pliocène (Katsui et González, 1968).

LA SURRECTION DES ANDES

L'étude du volcanisme néogène a montré qu'il était, en partie au moins, associé à la phase d'orogénèse qui a donné au Chili semi-aride son volume montagneux actuel. Ce grand soulèvement revêt donc pour les recherches géomorphologiques un intérêt capital. Le présent paragraphe a pour but d'en esquisser la nature et d'en décrire les manifestations les plus importantes.

Le problème de sa datation, essentiel lui aussi, sera abordé seulement à la fin du chapitre parce qu'il ne peut être dissocié d'une appréciation d'ensemble de la chronologie des événements survenus pendant le Tertiaire.

TRAVAUX ANTERIEURS

Tous les auteurs de synthèses sur la géologie du Chili admettent l'existence d'une puissante orogénèse au Tertiaire supérieur, orogénèse caractérisée par une tectonique cassante de grande ampleur. L'accord est unanime pour

10. A propos de la mise en place des formations ignimbrétiques, cf. Locardi et Mittemperger (1967).

situer, sinon au début du Quaternaire comme on le soutenait encore il y a quelques années (Brüggen, 1950 ; Muñoz Cristi, 1956 ; Fuenzalida in Hoffstetter, 1957), du moins à la fin du Pliocène (Zeil, 1964 ; Ruiz, 1965 ; Corvalán, 1965) les vigoureuses dislocations verticales responsables des traits généraux de l'orographie actuelle du pays. Ce schéma chronologique est pourtant mis en doute depuis quelque temps (Paskoff, 1963 c et 1964 b ; Hollingworth, 1964 ; Rutland et al., 1965 ; Clark et al., 1967 a).

LE STYLE TECTONIQUE

Le relief des Andes doit sa configuration présente à une tectonique de fracture caractérisée par des jeux de failles — anciennes remises en mouvement ou nouvelles — à fort rejet vertical, sans doute aussi accompagnés de décrochements horizontaux importants. Les plissements sont inconnus comme en témoigne dans le désert du Nord l'allure de la formation rhyolitique qui a été cassée, flexurée, inclinée mais jamais vraiment plissée. Pour le Pérou, Megard (1967) n'exclut pas non plus des déformations à grand rayon de courbure ; il n'est pas possible d'en juger pour le Chili semi-aride, en l'absence d'une couverture volcanique néogène suffisamment étendue.

Cette tectonique essentiellement en extension, dont le mécanisme reste mal connu, serait, selon Aubouin et Borrello (1966), caractéristique de la période postgéosynclinale ou, si l'on reprend la terminologie qu'ils proposent pour la Cordillère sud-américaine, *postliminaire*. Elle rend compte des blocs faillés monoclinaux de toutes dimensions, plus ou moins soulevés, allongés préférentiellement dans le sens N-S. Le pays se trouve ainsi découpé en une série de compartiments.

LES FAILLES AU ROLE MORPHOLOGIQUE MAJEUR

Les accidents les plus importants — ceux qui déterminent les grands traits du relief actuel — figurent sur mon esquisse cartographique de la paléogéographie du Tertiaire (*carte hors-texte 1*). On remarquera que tous présentent une orientation méridienne¹¹. Ce sont d'Ouest en Est :

— la faille de Puerto Aldea qui est directement responsable de l'histoire mouvementée du Rio Linari (cf. *infra*, p. 261) ;

— les failles qui, de Romeral au Nord à Las Cardas au Sud, limitent le graben de La Serena (cf. *infra*, p. 189 et fig. 74) ;

— les failles discontinues qui ébauchent un étroit fossé sur environ 100 km de long, depuis les approches d'Illapel au Nord jusqu'à la confluence de l'Esterio Las Palmas avec le Rio Petorca au Sud ;

— la faille Vicuña-Pocuro (*photo 11*). Cet accident majeur qui affecte toute la région étudiée appelle quelques commentaires. Pressenti par Willis

11. Les accidents E-W ont aussi joué au Tertiaire supérieur mais leur répercussion sur la morphologie reste toujours discrète ; peut-être ont-ils mieux fonctionné comme décrochements que comme failles verticales ?

(1929), signalé par Brügger (1950), il est fondamental au point de vue morphologique puisqu'il sépare un bloc très soulevé à l'Est et marqué d'une profonde empreinte glaciaire — la haute cordillère — d'un compartiment plus bas modelé seulement par l'érosion torrentielle — la moyenne montagne. Selon Carter et Aguirre (1965), il cisailerait le manteau et se prolongerait vers le Sud par la grande cassure qui limite à l'Est la « vallée longitudinale » du Chili central, jusqu'au golfe d'Ancud et peut-être même au-delà. S'il en était ainsi, sa longueur supérieure à 1 300 km, son rejet considérable, toujours supérieur à 1 000 m et parfois beaucoup plus, et sa profondeur en feraient une des grandes fractures du Globe. On s'étonnera pourtant de l'absence de toute manifestation volcanique récente à proximité même de son trajet¹².

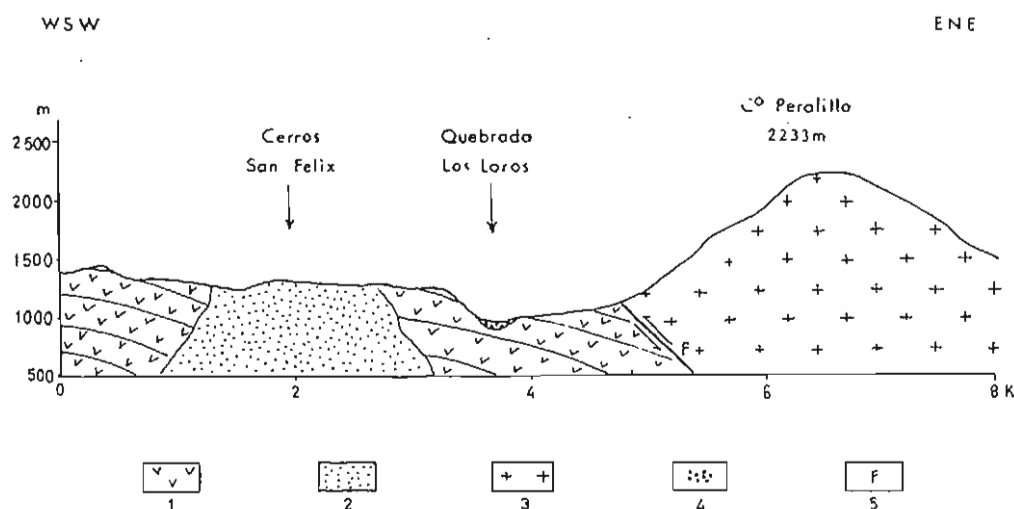


FIG. 47. — La faille de Vicuña d'après Dedios (1967). Le Cerro Peralillo se situe à environ 8 km à l'ESE de Vicuña.

1. Roches volcaniques de la formation Los Elquinos (Coniacien-Santonien ?). — 2. Zone d'altération hydrothermale. — 3. Granodiorite éocène. — 4. Dépôts quaternaires. — 5. Faille.

Si sur certains tronçons il s'agit bien d'une seule faille, ailleurs elle peut être accompagnée par des cassures subparallèles ou même se résoudre en une série de cassures, toujours d'orientation N-S qui finissent par se rejoindre. Dans le bassin du Rio Aconcagua où Aguirre (1960) lui donne le nom de faille Pocuro, son plan est soit vertical, soit nettement incliné vers l'Ouest ; mais dans la région du Rio Elqui, là où elle reçoit l'appellation de faille Vicuña (Dedios, 1967), c'est une faille inverse avec un pendage de 25° vers l'Est (fig. 47), qui implique une poussée vers le haut et vers l'Ouest. D'autre part, l'éventualité de mouvements latéraux ne doit pas être exclue

12. Cependant Carter et Aguirre (1965) croient pouvoir relier à ce grand accident le volcanisme andésitique et basaltique néogène qui apparaît en haute cordillère, près de la frontière argentine, à partir du 33° de latitude sud. Mais au N de cette latitude, il n'y en a pas de trace. Est-ce parce qu'il n'existe pas dans le Norte chico un véritable graben suffisamment affaissé comme l'est la « vallée longitudinale » du Chili central ? Il faut convenir qu'aucune solution satisfaisante n'a été donnée pour l'instant à cette question.

(Carter et Aguirre, 1965). C'est donc un accident complexe dont l'étude géologique ne fait que commencer. Son identification sur le terrain est relativement facile car il est possible de jouer sur plusieurs critères.

Critères morphologiques.

La fracture se traduit presque toujours par une dénivellation très nette de plusieurs centaines de mètres (passage brutal de la haute cordillère à la moyenne montagne), au tracé plus ou moins festonné. Cependant, par endroits, elle prend l'aspect d'une muraille rectiligne et abrupte (1 000 m de commandement et plus) découpée par de belles facettes. Peut-être ces contrastes s'expliquent-ils, comme le pense Borde (1966) à propos de la retombée presque verticale du San Ramon au-dessus de Santiago, par un jeu quaternaire ? Le problème sera évoqué dans le chapitre consacré à la néotectonique (cf. *infra*, p. 358).

Elle impose aussi de longs trajets rectilignes aux cours d'eau qui se sont localisés à son contact et qui s'en échappent par des coudes brusques.

Critères géologiques.

Le passage de la faille se signale quelquefois par des affleurements de matériel broyé ou altéré — on y relève des venues hydrothermales — larges de plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines de mètres ; ils apparaissent avec une couleur blanchâtre sur les photographies aériennes.

Souvent elle met en contact des roches de teinte différente : à l'Ouest se sont fréquemment conservés les dépôts éruptifs clairs (laves roses) du Coniacien-Maestrichtien, tandis qu'à l'Est, sur le compartiment soulevé, l'érosion a mis à jour les formations volcanico-détritiques rougeâtres du Cénomani-Turonien. Parfois enfin, les pendages changent de sens de part et d'autre de l'accident.

LE CYCLE D'ÉROSION TORRENTIELLE CONSECUTIF À LA SURRECTION DES ANDES

LES MODIFICATIONS DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

La surrection des Andes, accompagnée de gauchissements, a créé un nouveau système de pentes et a provoqué des phénomènes de capture ou de déversement qui ont modifié le tracé du réseau de drainage antérieur au soulèvement.

Quelques indices suggèrent l'allure générale que devait présenter le réseau hydrographique installé sur la topographie mûre tertiaire. Willis (1929) pense que des vallées au profil transversal très évasé s'orientaient vers le Nord ou le Nord-Ouest et qu'elles rejoignaient l'Océan par de courts tronçons E-W. Les coudes brusques et aigus que dessinent par endroits les grands cours d'eau actuels vont à l'appui de cette opinion. Ainsi il se peut

que les Rios Turbio et Claro se soient dirigés autrefois vers ce qui est aujourd'hui le Rio Los Choros. La présence de cailloux roulés (*cf. supra*, p. 104) aux approches du col de Tres Cruces donne en tout cas la preuve d'un passage ancien du Rio Hurtado qui était alors un affluent de l'actuel Rio Elqui. Par contre, il semble beaucoup plus problématique de soutenir, comme le fait Börgel (1961), que le Rio Grande se soit jadis écoulé vers le Nord le long de la vallée suivie à présent — en sens inverse — par l'Estero Ingenio : le fossé longitudinal de La Serena tire son origine de la tectonique du Tertiaire supérieur (*cf. supra*, p. 115) ; il aurait donc dû, en bonne logique, attirer le rio supposé et non le repousser dans une direction opposée.

La surrection de la cordillère a évidemment favorisé la mise en place de tronçons d'écoulement E-W. Ils ont pu ainsi bénéficier des réajustements imposés au drainage. Le réseau hydrographique issu de la dernière orogénèse des Andes est, à peu de chose près, celui que nous connaissons maintenant. Seule exception d'importance, le cours inférieur du Rio Limari qui a connu des bouleversements importants au Plio-Quaternaire (*cf. infra*, p. 223). Il va sans dire que le tracé des nouveaux organismes a presque toujours subi, peu ou prou, l'influence des accidents cassants et que les phénomènes de surimposition ont été fréquents.

LES ETAPES DANS LE CREUSEMENT DES VALLÉES

Elles sont essentiellement déterminées par celles du soulèvement.

L'étude morphologique de la Cordillère de la Côte du Chili central mène Borde (1966) à penser que sa surrection s'est faite en deux temps principaux séparés par un moment de répit ; il en voit la preuve dans l'existence fréquente sur les versants d'un palier qu'il appelle « le niveau supérieur des *rinconadas* ». Dans le désert d'Atacama, les géologues anglais (Clark et al., 1967 a) ont reconnu, en contrebas de la topographie la plus ancienne, au moins trois séries d'aplanissement du type pédiment qu'ils expliquent par un enfoncement saccadé — lié aux mouvements tectoniques — des cours d'eau.

Mon expérience du terrain dans le Chili semi-aride me conduit aussi à considérer que le soulèvement de la région s'est réalisé par à-coups. La trace des assoupissements qui ont marqué un temps d'arrêt ou qui ont seulement ralenti le mouvement d'ascension se retrouve dans les vestiges d'épaulement étagés qui se remarquent de-ci de-là, accrochés aux versants des grandes vallées (*fig. 48*) et dans les ruptures de pente qui accidentent le profil longitudinal des quebradas les plus importantes ; elles sont au nombre de trois, par exemple, dans la Quebrada Maitencillo que suit en partie la route La Serena-Andacollo ou dans la Quebrada Los Mantos à l'E de Punitaqui. On peut interpréter dans le même sens les replats d'érosion qui s'imposent à l'observation un peu partout dans la moyenne montagne. Je n'aborderai cependant pas l'étude de ces témoins morphologiques par trop discontinus. Leur analyse est délicate et surtout elle ne permettrait pas d'apporter des conclusions valables sur le plan général. En effet, s'ils attestent sans doute des étapes dans la surrection de la région, leur existence peut fort bien n'avoir qu'un caractère local : les blocs ont connu des soubressauts qui n'ont

pas affecté obligatoirement, en même temps et avec la même intensité, tout le territoire du Chili semi-aride ; le contraire paraît même beaucoup plus probable.

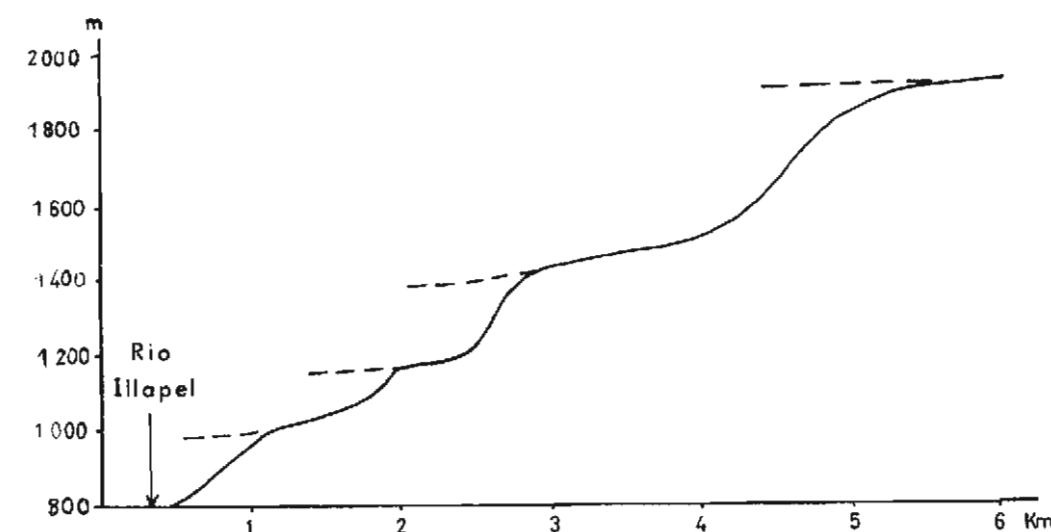


FIG. 48. — Profil du versant gauche de la vallée du Rio Illapel entre la Quebrada Quilmenco et la Quebrada Los Manganosos.

Profil établi à partir de la carte topographique au 1/50 000 de l'I.G.M. du Chili (Arboleda Grande 3130-7045) et d'observations faites sur le terrain. Vestiges de replats d'érosion étagés.

L'OCCURRENCE D'UN NIVEAU MARIN PLUS BAS QUE L'ACTUEL

Si le nombre des étapes dans le creusement des cours d'eau peut prêter à discussion, un fait par contre doit être admis : à un moment donné le niveau de base a été beaucoup plus déprimé qu'il ne l'est actuellement. Les sondages pratiqués dans le cours inférieur des rios montrent que la roche en place se rencontre toujours à une profondeur égale au moins à une centaine de mètres (*fig. 49 a et 50*). Ce surcreusement n'est pas seulement l'apanage du tronçon le plus aval des cours d'eau. En effet, le Rio Elqui — pour lequel sont disponibles les résultats d'une campagne géophysique menée à l'occasion d'une étude sur les ressources en eau de la région (Elqui Valley, Chile, 1955) — fournit à cet égard un témoignage éloquent : le profil longitudinal du fond rocheux, relevé entre l'Océan et Rivadavia, fait apparaître qu'à 75 km de l'embouchure le talweg de l'ancienne vallée se trouve encore à 100 m sous le lit majeur actuel (*fig. 49 b et 50*) ; on peut donc supposer avec beaucoup de vraisemblance, en l'absence de toute prospection gravimétrique, que le phénomène se poursuit encore assez loin vers l'amont. L'ampleur des vallées jusque dans la haute cordillère vient à l'appui de cette opinion : leur largeur et leur fond plat ne semblent pas dus pour l'essentiel ni à un calibrage glaciaire ni à des actions de sapement latéral, mais à une entaille énergique, aujourd'hui en partie masquée par un épais remblaiement (*cf. infra*, p. 122).

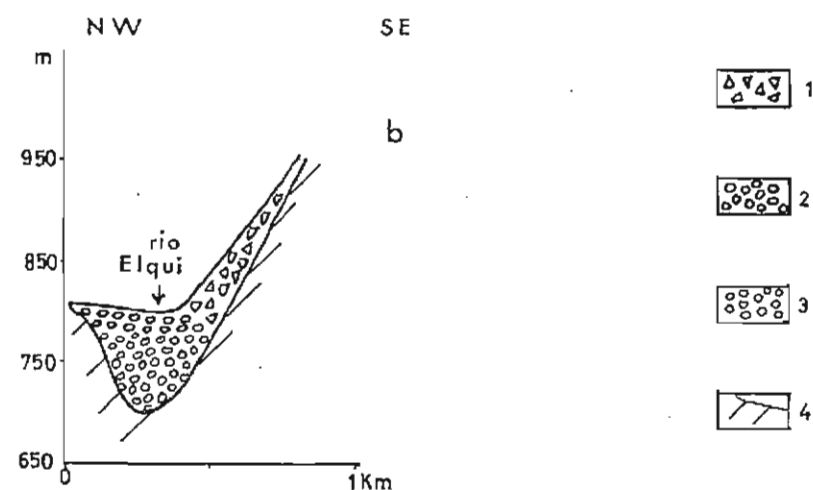
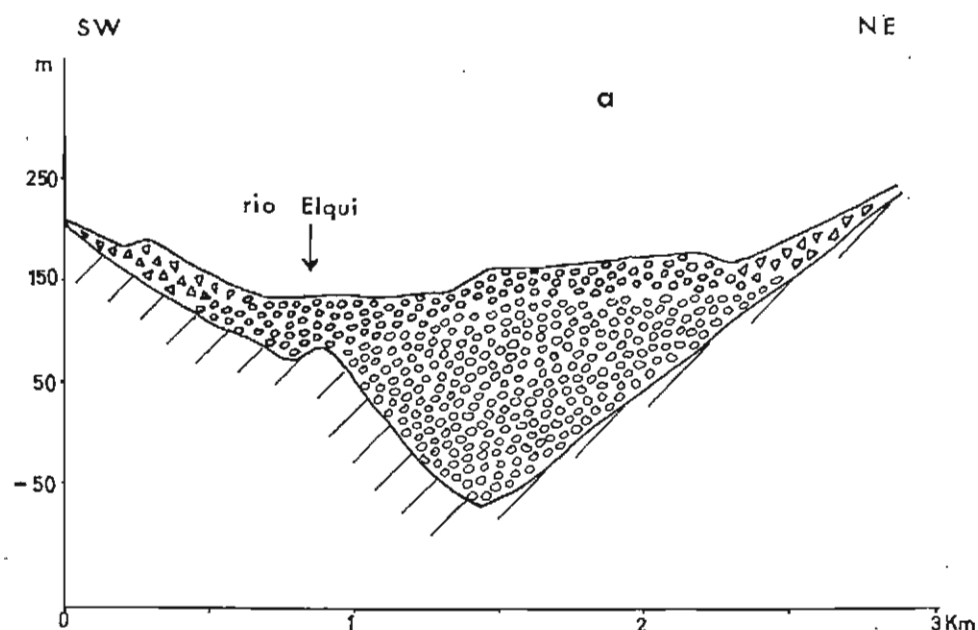


FIG. 49. — Coupes transversales interprétatives dans la vallée du Rio Elqui (en partie d'après Elqui Valley, Chile, 1955).

a : à 15 km de l'embouchure.

b : à 75 km de l'embouchure.

1. Dépôts de versant du Quaternaire. — 2. Galets de l'Elquien (Pliocène supérieur) et du Quaternaire. — 3. Galets du Limarien (Pliocène inférieur). — 4. Roche en place.

ELABORATION D'UN MODELE DE DISSECTION

Le soulèvement des Andes a donc déclenché un nouveau cycle d'érosion qui, pendant un certain laps de temps au moins, a exercé ses effets en fonction d'un niveau de base déprimé, situation qui créait des dénivellations encore plus marquées qu'actuellement et, partant, donnait aux eaux courantes une puissance accrue.

Mais pour bien comprendre le travail énorme alors réalisé par l'érosion, il faut aussi prendre en compte l'existence de conditions climatiques et lithologiques qui suscitaient le déchaînement des forces exogènes et les actions érosives.

La restitution du climat qui régnait à cette époque relève évidemment de la conjecture. Dans son étude sur les Andes péruviennes, Enjalbert (1958) imagine que régnaient alors « des intempéries d'une violence extrême, intempéries dont nous n'avons sans doute plus l'équivalent de nos jours qu'à titre de très petits échantillons ». Il faut bien convenir que nous ne savons à peu près rien de sûr à propos des différents mécanismes mis en jeu lors de cette crise morphogénétique décisive pour l'évolution du relief ; il semble cependant que l'érosion torrentielle, liée à des contrastes saisonniers et interannuels accentués, déterminée aussi par des précipitations violentes et espacées, ait joué un rôle prépondérant.

Cette érosion torrentielle, déjà agressive par elle-même, a aussi rencontré des conditions favorables à un déblaiement d'envergure : les roches étaient, on l'a vu, fracturées et fissurées d'une part, altérées ou décomposées sur d'énormes épaisseurs, d'autre part.

C'est au cours de cette phase torrentielle qu'ont été dégagées les formes qui caractérisent toujours aujourd'hui la moyenne montagne : en effet, au cours du Quaternaire, elles ont, en raison de leur altitude trop basse, échappé aux glaciations et les crises pluviales les ont seulement retouchées. Sauf exception, ce sont — je le répète — des formes banales, des crêtes de recoupement du type serre où les influences de la structure, accidents casants mis de côté, sont toujours discrètes ; aussi n'ai-je pas jugé utile de leur consacrer une étude détaillée¹³ surtout dans une présentation de la morphologie du Chili semi-aride qui veut en premier lieu insister sur les effets des événements plio-quaternaires. Quant au matériel issu de cette destruction, du fait que le niveau marin était bas, il a été exporté au loin, dans l'Océan, toutes les fois que le système des pentes le permettait.

LE REMBLAIEMENT CONTINENTAL DES VALLEES - LE LIMARIEN

Un moment vint qui vit cette évacuation des produits de l'érosion s'arrêter. En effet les forages et les mesures gravimétriques réalisés dans les vallées principales et leurs grands affluents indiquent l'existence d'un épais

13. Elles ont été cartographiées dans la région comprise entre le 30° et le 31° de latitude sud ; cf. carte hors-texte II.

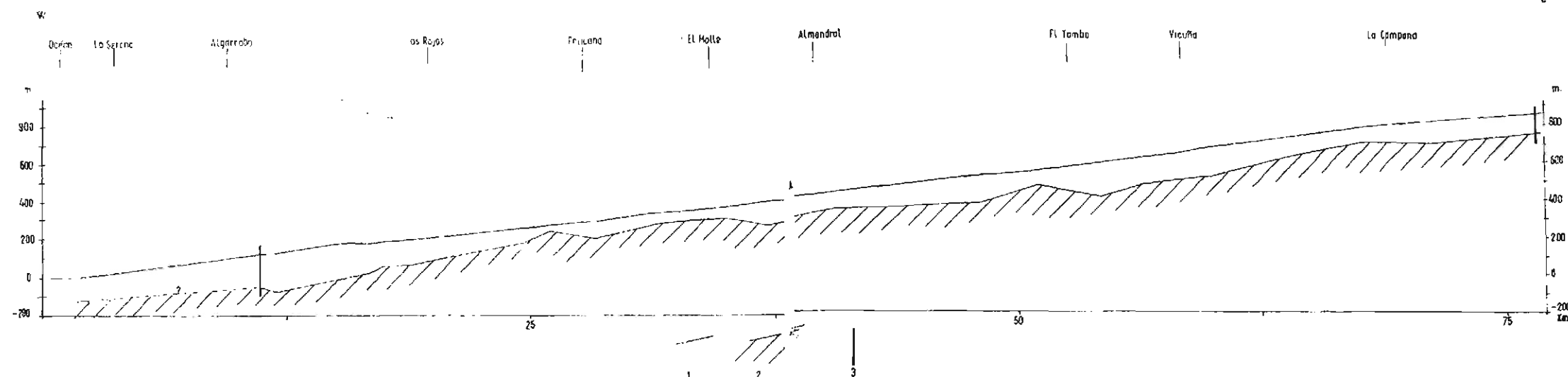


FIG. 50. — Profil longitudinal du fond rocheux de la vallée du Rio Elqui entre Rivadavia et l'Océan (d'après Elqui Valley, Chile, 1955).

1. Sommet du remblaiement. — 2. Roche en place. — 3. Emplacement des coupes de la figure 49.

matelas alluvial d'origine continentale qui s'est déposé sur le fond rocheux, auparavant entaillé par les cours d'eau (fig. 49 a et b).

L'étude de ce matériel détritique impose d'y distinguer deux formations successives dans le temps, l'une antérieure à l'invasion de l'actuelle bande littorale par la mer à partir du Pliocène moyen, l'autre contemporaine au contraire de cet événement.

Je donne à la première le nom de formation du Limari ou *Limarien* et j'en propose la définition suivante : le Limarien représente un épisode continental qui précède la transgression marine du Pliocène moyen à supérieur et qui a vu le début du remblaiement partiel des vallées creusées au cours de la phase de dissection immédiatement antérieure.

La puissance verticale de ses dépôts dépasse généralement plusieurs dizaines de mètres et peut atteindre, dans certains cas particuliers de subsidence, plusieurs centaines de mètres. Le faciès caractéristique est celui d'une accumulation désordonnée, mal lavée, médiocrement triée (fig. 51) de sables et de galets, avec de rares bancs de matériel fin, souvent tronqués et ravinés. L'étude morphométrique¹⁴ des cailloux roulés fait apparaître un émoussé prononcé et un aplatissement réduit (tableau XIV et fig. 52). L'usure avancée s'explique à la fois par les fortes pentes du relief andin et probablement par le débit liquide considérable des fleuves d'alors, du moins pendant certains mois de l'année ; ceci dans un cadre montagnard qui accroissait le total et la violence des précipitations. Ainsi était assuré un brassage actif de la charge alluviale. Quant à la faiblesse de l'aplatisse-

14. Mesures effectuées par M.-E. Vera.

ment, on pourrait y voir le reflet d'un climat de type tropical, l'absence d'un gel important pouvant l'expliquer (Boyé, 1960) encore que la tendance des fragments de roche volcanique ou granitique soit de garder toujours une forme plutôt isodiamétrique (Cailleux et Tricart, 1959).

Cette formation détritique a de toute évidence une origine torrentielle : elle a été mise en place sous un climat à saison sèche accentuée, lors de crues puissantes qui provoquaient des divagations du fleuve et l'abandon en vrac du matériel transporté. Parce qu'elle est corrélative de la destruction d'une chaîne de montagne on peut la qualifier de molasse si l'on veut bien donner à ce terme un sens plus génétique que pétrographique car, par son faciès elle mériterait davantage le nom de *Nagelfluh*, mais d'un *Nagelfluh* qui ne serait pas consolidé.

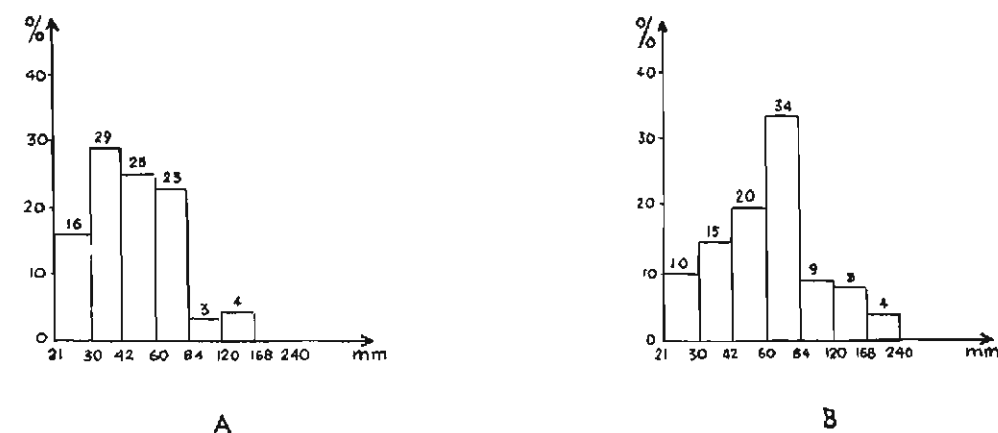


FIG. 51. — Granulométrie des galets du Limarien : histogrammes des longueurs (Méthode Hommeril, 1961).

A : Rio Limari (route Ovalle-Socos, à 1,5 km au SW du pont sur le Rio Limari) ; B : Rio La Ligua (km 158 de la Route panaméricaine).

Triage médiocre.

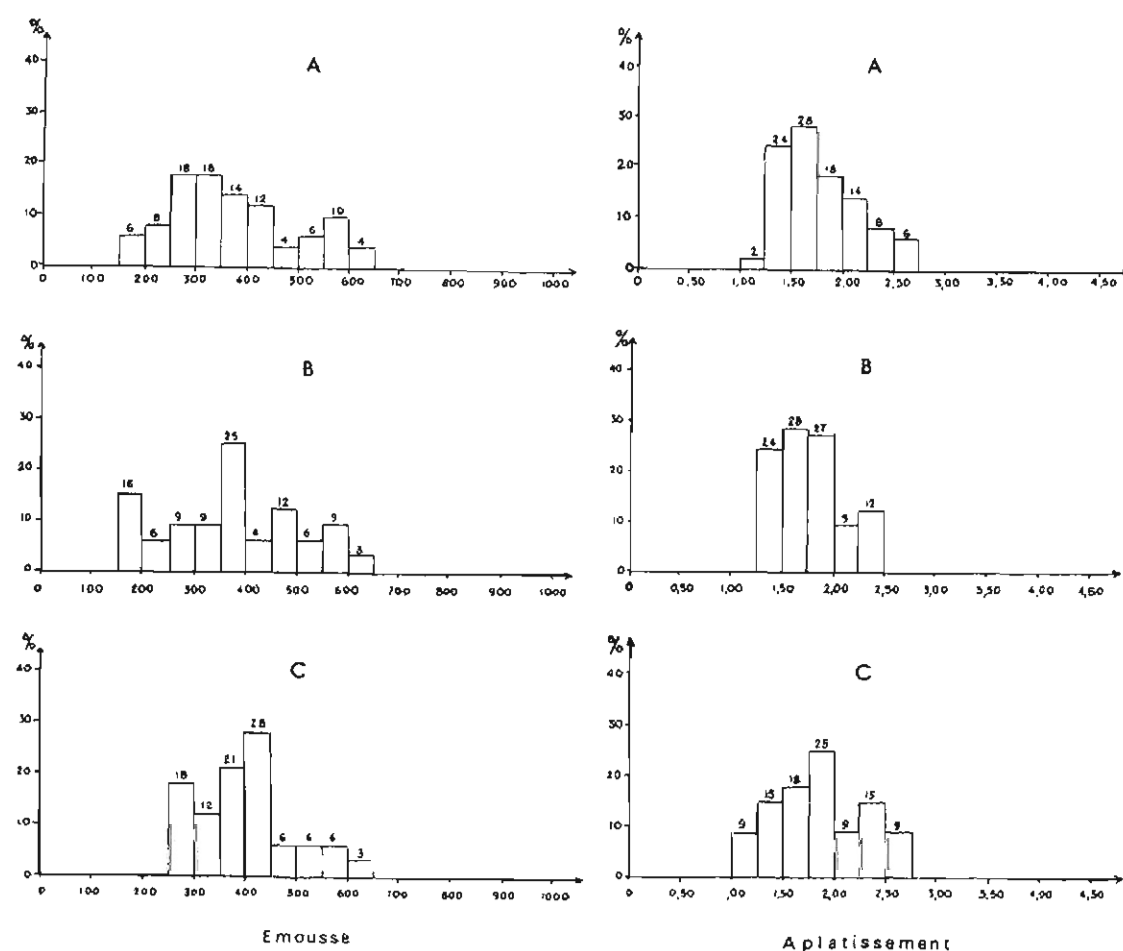


FIG. 52. — Morphométrie des galets du Limarien (Méthode Cailleux et Tricart, 1959).

Histogrammes des indices d'émoussé :

A : Rio Limari (route Ovalle-Socos, à 1,5 km au SW du pont sur le Rio Limari), galets volcaniques.

B : Rio La Ligua (km 158 de la Route panaméricaine), galets volcaniques.

C : Rio La Ligua (*idem*), galets granitiques.

Histogrammes des indices d'aplatissement :

A : Rio Limari (route Ovalle-Socos, à 1,5 km au SW du pont sur le Rio Limari), galets volcaniques.

B : Rio La Ligua (km 158 de la Route panaméricaine), galets volcaniques.

C : Rio La Ligua (*idem*), galets granitiques.

Émoussé prononcé et aplatissement réduit.

TABEAU XIV
Le Limarien : morphométrie des galets.

Lieu de prélèvement	Altitude	Nombre de galets mesurés	Nature pétrographique	Longueur en mm			Émoussé			Aplatissement		
				Min.	Méd.	Max.	≤ 100 en %	Méd.	≥ 500 en %	≤ 1,5 en %	Méd.	≥ 2,5 en %
Rio Limari : route Ovalle Socos à 1,5 km au S W du pont sur le Rio Limari	198 m	50	Andésite	59	71	86	0	345	20	26	1,7	6
Rio La Ligua : km 158, Route panaméricaine	85 m	33	Andésite	61	68	82	0	380	18	24	1,7	0
Rio La Ligua : km 158, Route panaméricaine	85 m	33	Granite	56	68	79	0	400	18	24	1,85	9

Le mauvais état de conservation du Limarien fournit un excellent critère pour son identification : on observe que 60 à 80 % des galets sont altérés ou pourris ; presque tous les individus granitiques et aussi une bonne partie des volcaniques ont été victimes de la décomposition (*tableau XV*). Jusqu'ici cette formation n'a livré aucun fossile.

TABLEAU XV

Le Limarien : état de conservation des galets.

Site	Altitude	% galets sains	% galets altérés	% galets pourris
Rio Limari : Route Ovalle-Socos, à 1,5 km au SW du pont sur le Rio Limari	198 m	38	27	35
Rio La Ligua : km 158 de la Route panaméricaine	85 m	27	46	25

On appelle ici :

galet sain, un galet qui résiste au choc du marteau.

galet altéré, un galet qui se désagrège sous l'effet d'une simple percussion du marteau.

galet pourri, un galet qui s'effrite sous la seule pression des doigts.

Le Limarien existe dans le cours moyen et inférieur des vallées principales du Chili semi-aride ; mais il n'apparaît à l'air libre qu'à l'aval, là où les fleuves, répondant à la baisse du niveau de base au cours du Quaternaire, l'ont mis à jour sous les dépôts alluviaux plus récents qui le recouvrent. Les meilleures coupes se rencontrent dans la vallée du Rio Limari, à l'W d'Ovalle, là où le cours d'eau ronge aujourd'hui par sapement la base de ses berges taillées directement dans cette formation.

Il faut enfin se demander pourquoi le Limarien s'est déposé dans les vallées alors qu'auparavant les produits de la destruction du relief étaient entraînés plus au loin. On peut penser, comme le suggère Enjalbert (1958), que le maximum de la crise morphoclimatique qui avait coïncidé à peu de chose près avec la surrection des Andes, était déjà dépassé : les intempéries s'atténuant et les précipitations décroissant en total et en violence, les crues fluviales diminuaient de puissance ; les débris n'étaient plus évacués jusqu'à l'Océan et par régradation s'accumulaient dans les vallées principales. Mais un autre fait, lui, est certain : le niveau de l'Océan est remonté et il a déclenché sur le continent une vague de remblaiement par diminution de la pente. Peut-être les deux causes ont-elles conjugué leurs effets ?

Le Limarien¹⁵ est recouvert à proximité du littoral (*fig. 53*) par les grès — sous lesquels il est connu par des sondages — laissés lors de la transgression du Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo) et

¹⁵ Il pourrait correspondre en partie au *Cachaqueño* récemment étudié par Viers (1967).

vers l'intérieur par l'accumulation caillouteuse à laquelle ces grès passent latéralement (formation de l'Elqui ou Elquien). Formation de Coquimbo et formation de l'Elqui appartiennent encore au Tertiaire mais elles seront étudiées avec les événements des temps quaternaires dont il est préférable de ne pas les séparer.

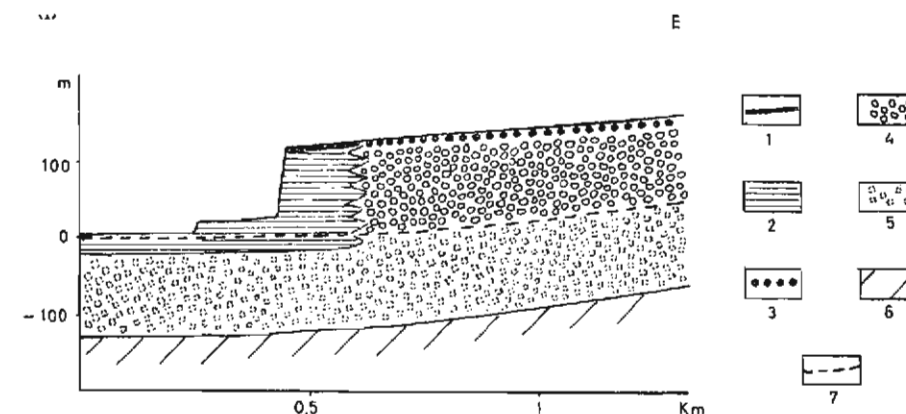


FIG. 53. — Coupe interprétative longitudinale dans la basse vallée du Rio Elqui, à proximité de l'embouchure, montrant les relations stratigraphiques entre les différentes formations sédimentaires du Pliocène.

1. Dépôts marins du Sérénien I (Quaternaire ancien). — 2. Grès marins de la formation de Coquimbo (Pliocène moyen à supérieur). — 3. Cailloutis continentaux du Quaternaire ancien. — 4. Dépôts continentaux de l'Elquien (Pliocène moyen à supérieur). — 5. Dépôts continentaux du Limarien (Pliocène inférieur). — 6. Roche en place. — 7. Talweg actuel.

CONCLUSION :

CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS DE L'ERE TERTIAIRE

La transgression marine de la fin du Tertiaire constitue, du fait qu'elle est très fossilifère, un jalon chronologique fondamental, le premier depuis bien longtemps car il faut remonter jusqu'au Néocomien pour retrouver une série contenant une faune caractéristique. La formation de Coquimbo, héritée de cette transgression, a fait l'objet, nous le verrons dans les chapitres du livre suivant, de sérieuses recherches paléontologiques et sa datation peut être considérée comme définitivement acquise : elle correspond au laps de temps compris entre le Pliocène moyen et le Pliocène supérieur. Par conséquent, le *Limarien* qui est recouvert par elle doit appartenir au *Pliocène inférieur*. Et comme lui-même a été précédé par un très important épisode de dissection provoqué par la surrection du relief, il faut bien rejeter au *Miocène supérieur* ou, au plus tard, au tout début du Pliocène les grandes dislocations verticales de la dernière *orogénèse andine*. Par là même, l'élaboration de la topographie mûre évoquée ci-dessus couvre nécessairement une longue période du Tertiaire moyen : elle est vraisemblablement d'âge *oligo-miocène*.

TABLEAU XVI

Les grands événements géologiques et morphologiques dans le Chili semi-aride pendant l'ère tertiaire. Essai de chronologie.

ÉOCÈNE	OLIGOCÈNE	MIOCÈNE	PLIOCÈNE	Époque
	?	Soulèvement des Andes		Tectonique
		Vestiges volcaniques		Volcanisme
	Élaboration d'une topographie mûre			Érosion
		Creusement des vallées		
			Li-ma-rien El-quien	Accumulation continentale
			Formation de Coquimbo	marine

Le tableau XVI synthétise les datations qui viennent d'être présentées et conduit à admettre la chronologie « longue » que j'ai proposée dès 1963 (Paskoff, 1963 c) et qui remet en question le schéma traditionnel de l'évolution morphologique pendant le Tertiaire. D'autres arguments ne manquent pas qui viennent à l'appui de ce vieillissement des paysages andins. Par exemple, la disposition des séries gréseuses laissées par la transgression du Pliocène moyen à supérieur entre le 23° et le 34° de latitude sud montre que la Cordillère de la Côte ou les chaînons côtiers qui en tiennent lieu dans le Chili semi-aride existaient déjà en tant qu'unités orographiques constituées puisqu'ils ont interdit l'avancée de l'Océan vers l'intérieur du continent : dans l'ensemble, les dépôts pliocènes sont restés horizontaux et dans le Norte chico ils ne dépassent jamais 200 m d'altitude. D'autre part, il faut bien accepter, puisque le tracé des cours d'eau était fixé sur l'emplacement qui

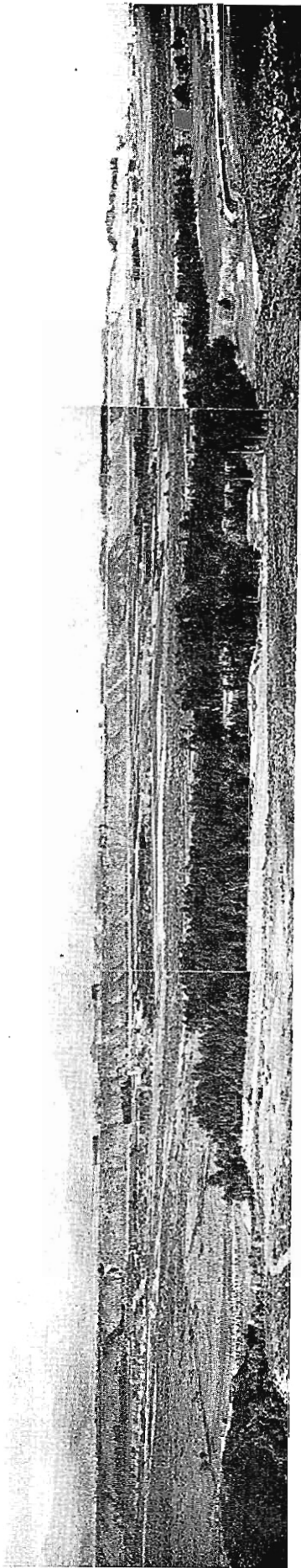


Photo 27. — Les terrasses de la rive gauche du Rio Elqui à proximité de son embouchure; on distingue successivement au-dessus du lit majeur II, III et IV.

Photo 28 (à gauche). — La basse terrasse (II) du Rio Elqui près de Punta de Piedra; stratigraphie révélée par des fouilles archéologiques en 1962 (la description de la coupe est donnée dans le texte, p. 170).

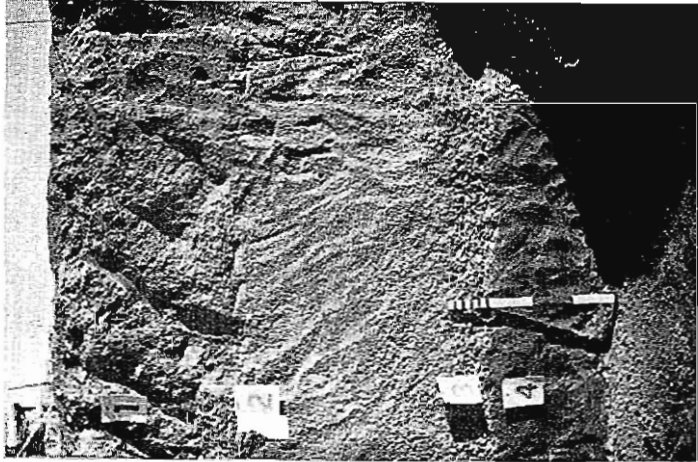


Photo 29 (à droite). — La coupe type de l'Elquien sous la caserne du Régiment « Arica » à La Serena (cf. p. 173). On voit les cailloutis continentaux elquiens à gauche passer latéralement aux grès tendres marins de la formation de Coquimbo (Pliocène moyen à supérieur).

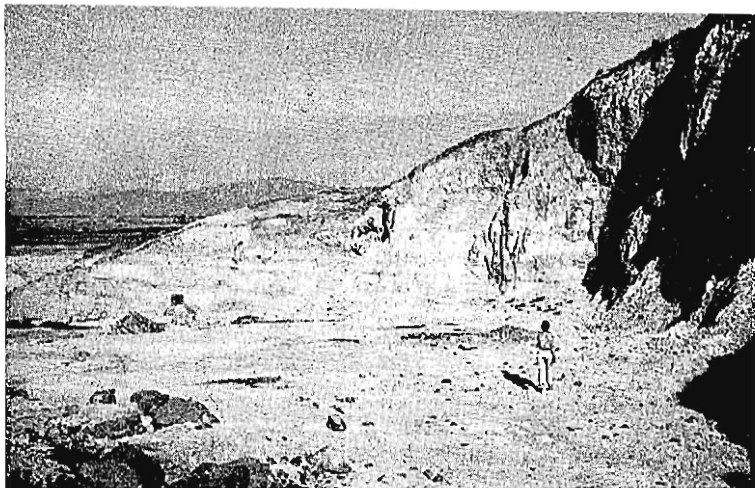


PHOTO 30. — Coupe dans la formation de Coquimbo (Pliocène moyen à supérieur) près de La Serena (baie Herradura).

Sables grésifiés et grès tendres fossilifères de couleur claire disposés en strates horizontales ; existence de gros blocs provenant du substratum rocheux sous-jacent et incorporés aux dépôts marins.

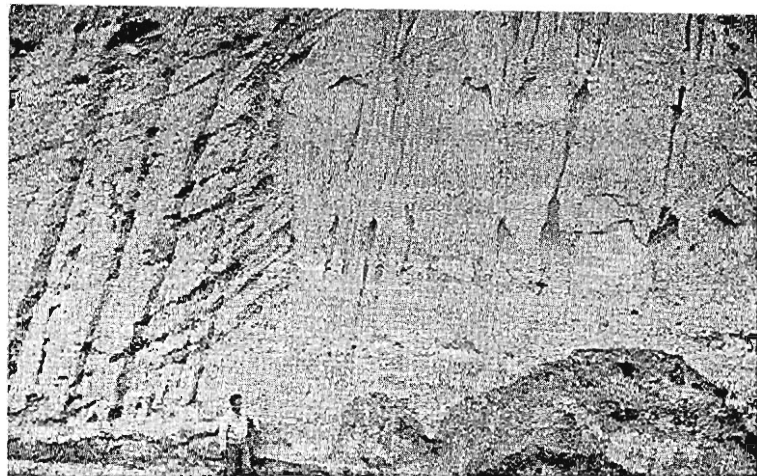


PHOTO 31. — Les deux unités stratigraphiques de la formation de Coquimbo ; coupe du km 481 de la Route panaméricaine au N de La Serena (cf. p. 188 et fig. 75) : on discerne clairement l'ancienne falaise fossilisée.

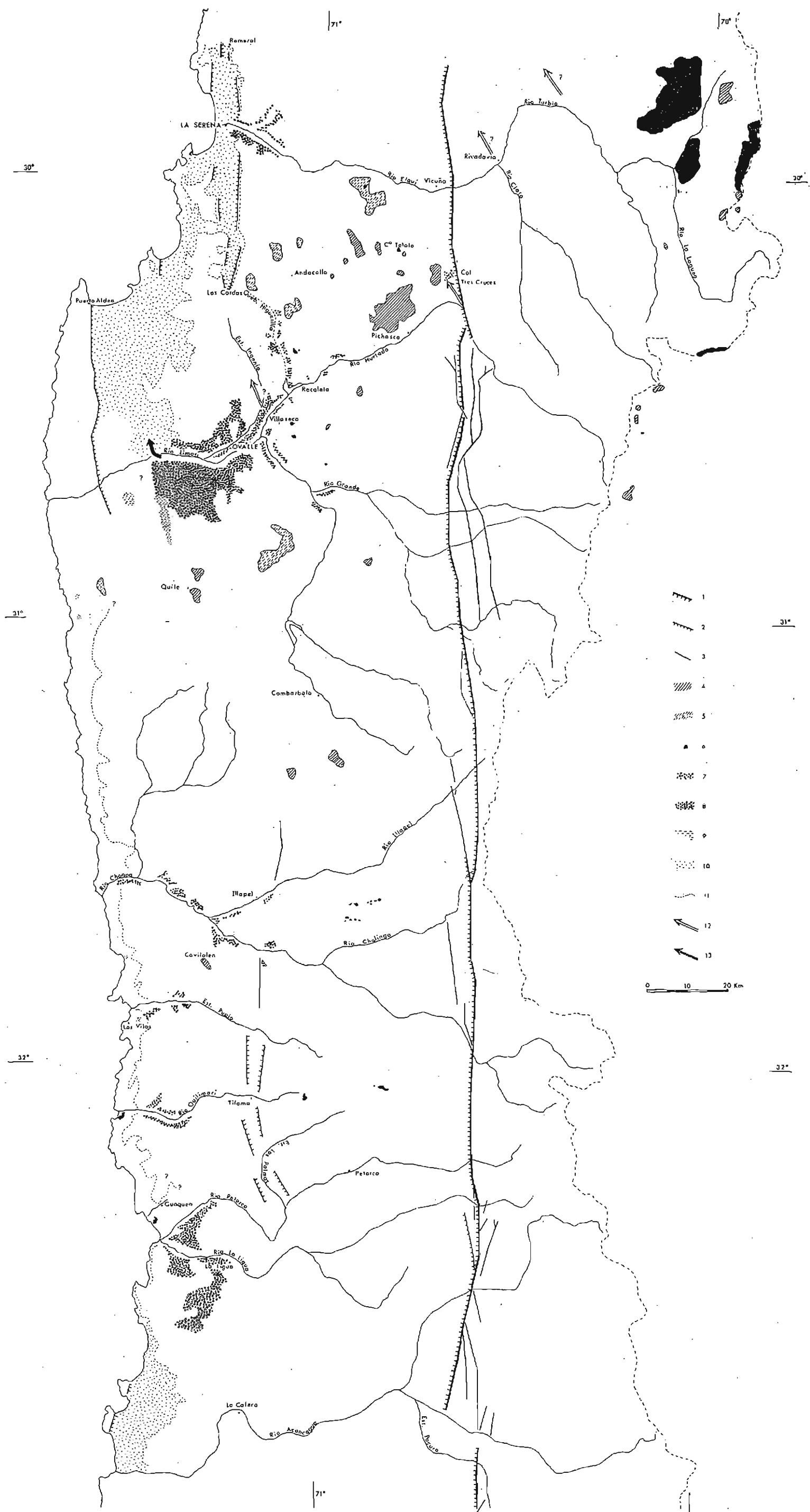


PHOTO 32. — Coupe dans la terrasse marine supérieure de La Serena, près de Tierras Blancas ; dépôt transgressif du Sérénien I ravinant le Pliocène marin sous-jacent (cf. p. 197 et fig. 81).



PHOTO 33. — Même site : détails du dépôt transgressif du Sérénien I.

On remarque au-dessus de la tête du marteau des moules de *Veneridae* arrachés au Pliocène et incorporés au « conglomérat de base » du premier cycle marin du Quaternaire ancien.



Echelle: 1/1 000 000.

CARTE I

ESQUISSE CARTOGRAPHIQUE DE LA PALEOGEOGRAPHIE DU TERTIAIRE

1. Grande faille. — 2. Faille. — 3. Faille secondaire. — 4. Vestige de la topographie mûre oligo-miocène. — 5. Traces de la topographie mûre oligo-miocène. — 6. Dépôts volcaniques néogènes. — 7. Dépôts de galets continentaux miocènes. — 8. Dépôts de galets continentaux pliocènes (Limarien et Elquien). — 9. Dépôts lacustres du Pliocène moyen à supérieur (formation de Chalinga). — 10. Dépôts marins du Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo). — 11. Limite probable de la transgression marine pliocène. — 12. Direction possible de l'écoulement au Miocène. — 13. Direction probable de l'écoulement au Pliocène inférieur.

est le leur aujourd'hui avant la transgression du Pliocène moyen, que, dans ses grandes lignes, le système de pentes issu du dernier soulèvement des Andes ne peut dater de la fin du Tertiaire. Enfin l'interruption de la sédimentation marine sur la bande littorale du Chili centre-nord entre le Miocène supérieur (formation de Navidad qui se perd vers le Nord au-delà du 33° de latitude sud) et le Pliocène moyen est significative (Herm et Paskoff, 1966) : ce hiatus¹⁶ doit être mis en rapport avec l'époque d'orogénèse ; il confirme les enseignements de la morphologie sur l'existence d'un niveau marin bas en fonction duquel ont été profondément creusées les vallées au Pliocène inférieur.

Cette chronologie longue que dictent les faits d'observation et qui s'est récemment imposée à Borde (1966) et à Martinez (1968) pour le Chili central, à Viers (1967) pour l'Argentine du Nord-Ouest, est corroborée par les plus récents résultats de datation absolue publiés par les géologues anglais (Clark et *al.*, 1967 *a*). Ils font apparaître que les ignimbrites de la formation rhyolitique remonteraient, dans le Sud du désert d'Atacama, au Miocène supérieur (entre 12,6 et 9,15 millions d'années). Et la conclusion de ces auteurs s'ajuste parfaitement à la nôtre obtenue par d'autres moyens : « Our present evidence suggests that tectonic activity in Pliocene and more recent times has been of little fundamental importance in this area » (p. 724).

*
**

On peut donc considérer que le relief du Chili semi-aride était mis en place dans ses grandes lignes et que les vallées principales étaient creusées dès le Pliocène inférieur. Le Pliocène supérieur et le Quaternaire ont seulement apporté des modifications au modelé par le jeu combiné des changements climatiques, des variations du niveau marin et de la néotectonique.

16. Il a été aussi signalé par Borde (1966) sur la côte du Chili central : cet auteur attribue (p. 170) au Pliocène inférieur ou au Mio-Pliocène « les cailloux roulés de Chacarillas qui semblent se placer entre le Miocène de Navidad et le Pliocène de Tubul ».

LIVRE III

**ÉTUDE RÉGIONALE
DES ÉVÉNEMENTS PLIO-QUATERNAIRES**

CHAPITRE PREMIER

LA VALLEE DU RIO ELQUI

J'ai conduit des recherches détaillées dans la vallée du Rio Elqui qui joint en 250 km les sommets de 5 à 6 000 m de la haute cordillère à l'Océan. Elle représente un domaine géographique étonnamment privilégié dans lequel se succèdent d'amont en aval des formes glaciaires, fluviales et marines d'une netteté peu commune. L'étude de leurs rapports réciproques apporte une contribution décisive à la compréhension des événements plio-quaternaires, de leur enchaînement et de leurs effets morphogénétiques dans le *Norte chico*.

LE COURS AMONT DU RIO ELQUI

On donne généralement le nom de Cordillère de l'Elqui aux bassins hydrographiques des deux branches supérieures du Rio Elqui, le Rio Turbio d'une part formé par la jonction du Rio Toro et du Rio La Laguna, le Rio Claro d'autre part qui reçoit un affluent important, le Rio Cochiguas. Il s'agit d'un bastion étendu de terres élevées dont l'inventaire morphologique revêt un intérêt exceptionnel. A l'heure actuelle la Cordillère de l'Elqui est le domaine d'activités périglaciaires originales, propres à un milieu de haute montagne aride : les longs remblais des glaciers rocheux ou les champs de pénitents élancés en donnent des témoignages spectaculaires.

Mais dans un passé encore proche cette même cordillère, parce que située à la charnière de deux zones climatiques, l'aride et l'humide, a connu un englacement épais qui a laissé en héritage un modelé glaciaire d'une vigueur remarquable. Par la richesse et la variété de ses formes, le bassin du haut Elqui offre au géomorphologue, soucieux de démêler la séquence des épisodes froids du Quaternaire dans le Chili semi-aride, un champ d'action plein de promesses.

UNE CORDILLERE HAUTE ET MASSIVE

Hauteur et massivité caractérisent la Cordillère de l'Elqui. Elle est large d'une soixantaine de kilomètres d'Est en Ouest et couvre une superficie supérieure à 6 000 km². Les interfluves, rongés de cirques et creusés de gouttières, se situent pour l'essentiel au-dessus de 4 000 m d'altitude. Les sommets aigus ou plats approchent sans peine les 5 000 m et deux d'entre eux dépassent même 6 000 m, le Cerro Olivares qui s'élève à 6 252 m et le Cerro Las Tortolas,

point culminant de la région, qui atteint 6 332 m. Aucun col frontalier ne s'abaisse à moins de 4 000 m ; la seule piste carrossable qui, depuis 1966, unit pendant les mois d'été le Chili à la République Argentine franchit la chaîne au *paso* de Agua Negra à 4 775 m.

Le relief est à peine aéré par quelques grandes vallées, orientées préférentiellement N-S ou SE-NW ; ces longs couloirs d'érosion, bien calibrés jusque très loin en amont, permettent d'accéder sans trop de peine au pied de l'imposante muraille qui partage les eaux entre les deux versants des Andes.

J'ai dit (*cf. supra*, p. 60) ce qu'est le climat actuel de cette haute montagne sèche, vide d'hommes pendant l'hiver, à peine animée en été par les troupeaux transhumants de chèvres que la chaleur chasse des basses vallées vers les maigres pâturages d'altitude.

Les données structurales (fig. 54).

Elles sont très fragmentaires. La carte géologique du Chili au 1/1 000 000 publiée en 1960 ne donnait qu'une idée très sommaire de l'agencement des formations ; les parties les plus hautes de la cordillère avaient d'ailleurs été laissées en blanc¹. Le lever de Thiele (1964) qui ne concerne que le bassin du Rio Toro apporte des renseignements nouveaux mais, selon l'aveu même de l'auteur, il faut encore les considérer comme préliminaires. Enfin quelques vues originales ont été suggérées par Blanc (1966).

A en croire les plus récentes synthèses sur la géologie du Chili (Corvalán, 1965 ; Ruiz, 1965), tout ce morceau de la chaîne andine aurait été partie intégrante de ce qu'il est convenu d'appeler le géosynclinal andin. Pourtant il semble bien, à la lumière des observations en cours, que les affleurements anciens soient beaucoup plus étendus qu'on ne le croyait naguère. Les intrusions granitiques d'âge paléozoïque apparaissent sans conteste plus importantes que les montées mésozoïques dans lesquelles domine la granodiorite. Des morceaux de socle fortement métamorphisés (présence de « roches vertes ») ont été repérés au S de la région tandis qu'au N une formation volcanique et continentale, faite de kératophyres, tufs, grès fins et grossiers, a été attribuée par Thiele (1964) au Trias. Les seuls sédiments marins, peu étendus, essentiellement des calcaires fossilifères interstratifiés avec des roches éruptives, sont rapportés au Jurassique (Lias supérieur - Dogger inférieur). Le Crétacé a vu le retour définitif à un régime continental caractérisé par des épanchements volcaniques de type andésitique, des accumulations de produits pyroclastiques et des dépôts conglomératiques grossiers. Tous ces faits laissent pressentir l'existence d'une ride eugéoclinale sur l'emplacement de l'actuelle Cordillère de l'Elqui pendant la majeure partie du Mésozoïque.

Les traces d'un volcanisme néogène n'existent que dans le bassin du Rio Toro, au N du 30° de latitude sud ; ce sont soit des laves, des brèches

1. Depuis la rédaction de ce chapitre est parue la nouvelle carte géologique du Chili au 1/1 000 000 (1968). Les espaces non interprétés ont disparu mais la datation des formations garde un caractère provisoire ; en effet les affleurements de roches anciennes, en particulier les granites primaires, occupent, semble-t-il, des surfaces encore plus étendues que celles qui y sont figurées.

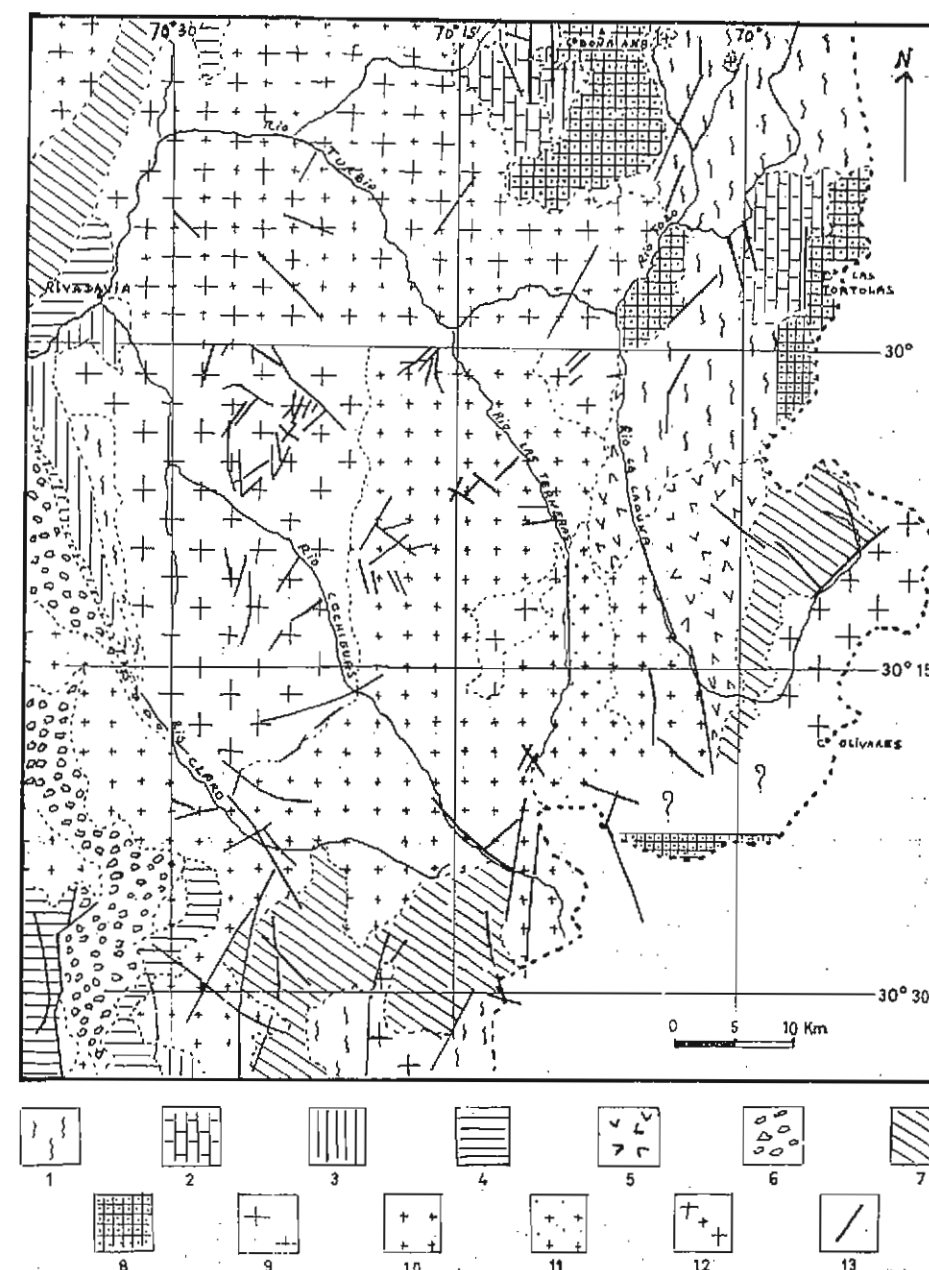


FIG. 54. — Esquisse géologique de la Cordillère de l'Elqui. Croquis établi d'après la carte géologique du Chili au 1/1 000 000 (1968), Thiele (1964) et Blanc (1966).

1. Roches métamorphiques paléozoïques. — 2. Roches volcanico-sédimentaires du Trias. — 3. Roches volcanico-sédimentaires du Jurassique. — 4. Roches volcanico-détritiques du Crétacé inférieur. — 5. Roches volcaniques du Crétacé moyen à supérieur. — 6. Roches détritiques d'origine continentale du Crétacé moyen à supérieur. — 7. Roches volcanico-sédimentaires (faciès indifférenciés) du Crétacé moyen à supérieur. — 8. Epanchements volcaniques néogènes. — 9. Granites paléozoïques. — 10. Diorite et granodiorite mésozoïques. — 11. Granite mésozoïque. — 12. Roches granitiques d'âge et de nature indifférenciés. — 13. Faille.

et des tufs de caractère rhyolitique à l'E de la région de confluence du Rio Toro avec le Rio La Laguna, soit des épanchements basaltiques et andésitiques dans le secteur du Cerro Doña Ana et autour du Cerro Las Tortolas. Le premier ensemble se rattache de toute évidence à la formation rhyolitique de Brügger (1934) ou à la formation Altos de Pica de Galli et Dingman (1962). Thiele pense que ces deux unités appartiennent au Plio-Pléistocène, la deuxième étant peut-être plus récente que la première. Je serais pour ma part tenté de vieillir ces formations et de les reporter au Pliocène inférieur voire au Miocène supérieur, compte tenu du contexte géomorphologique du *Norte chico* (cf. *supra*, p. 127 ; *tableau XVI*) et du mauvais état de conservation des formes ; seuls peut-être le Cerro Las Tortolas qui porte une dépression fermée sommitale et les surfaces planes perchées du type mesa qui l'avoisinent pourraient suggérer la probabilité d'un volcanisme relativement récent. En tout état de cause il serait cependant antérieur à la dernière grande glaciation du Pléistocène qui y a laissé des traces indiscutables.

Le matériel prétertiaire est dans l'ensemble favorable à un travail de déblaiement glaciaire : les granites sont souvent profondément pourris ; les altérations hydrothermales affectent de vastes surfaces ; enfin les roches peu plastiques ont été fissurées, souvent broyées, en quelque sorte ameublées sur place sous les effets des pressions internes subies au cours des temps géologiques. La preuve semble en être fournie par le matériel volcanique néogène dans lequel les marques de la glace sont moins bien venues, sans doute parce qu'il s'agit de roches plus saines, encore peu affectées par la tectonique en raison de leur relative jeunesse. On pourrait aussi expliquer ce fait, il est vrai, en pensant que ces épanchements se sont poursuivis jusqu'au Quaternaire et qu'ils n'ont été affectés que par les derniers épisodes glaciaires.

Enfin il faut souligner le rôle morphologique majeur joué par de grands accidents verticaux qui commandent la disposition du réseau hydrographique et, par là même, dans ses grands traits, l'agencement du relief ; elles répondent à trois grandes orientations qui sont, par ordre d'importance décroissante, N-S, NNW-SSE et NNE-SSW.

LA GLACIATION ACTUELLE : DES FORMES DE DECREPITUDE

Un glacier résiduel.

Dans la Cordillère de l'Elqui, Brügger (1928) situe la ligne d'équilibre glaciaire vers 5 500 m alors que Lliboutry (1956) la rapproche de 5 000 m. Quoiqu'il en soit, de telles altitudes expliquent les très faibles étendues couvertes par l'eau à l'état solide. De-ci de-là persistent sur les sommets les plus hauts (Cerro Las Tortolas, Cerro Olivares, Cerro Doña Ana), orientées surtout vers le Sud ou l'Est et jamais vers le Nord, des plaques de glace et des taches de névé, apparemment sans mouvement ; elles sont fixées sur des pentes, dans des sortes de grandes niches de nivation ; elles ne peuvent jouer qu'un rôle morphologique mineur.

Seul survit dans la région un petit glacier résiduel. Il ne figure pas sur la carte de reconnaissance au 1/250 000, publiée par l'Institut géographique

militaire du Chili, et Lliboutry (1956) n'en signale pas l'existence. Il paraît ne pas porter de nom et, s'il en était bien ainsi, je proposerais de l'appeler glacier du Tapado, du nom d'un sommet voisin. C'est un appareil suspendu d'environ 3 km² de superficie, disposé vers le Sud-Est, orientation qui explique sa conservation. L'étude de la photographie aérienne montre une zone d'alimentation accrochée sur le haut d'un versant ; elle présente des crevasses transversales, concaves dans le sens de la pente ; sa position topographique fait qu'elle peut recevoir seulement l'apport de chutes de neige et non d'avalanches. Une paroi de glace, collée à la muraille d'un cirque situé en contrebas, lui fait suite. Enfin une langue glaciaire terminale, hérissée de pénitents, « flotte » vers 4 500 m dans un arc morainique frontal bien marqué. Ce glacier n'échappe donc pas à la règle générale de la décrue récente.

Du côté argentin, tout près du col de Agua Negra, Colqui (1963) a aussi décrit un petit glacier (lat. 30° 11' S, long. 69° 49' W) long de 2,2 km couvrant une superficie de 1,2 km² ; il disparaît à 4 500 m ; la mesure du recul actuel de cet appareil nous est donnée grâce à une indication de Brackebusch (1892) qui, vers la fin du XIX^e siècle, avait observé son extrémité à 4 150 m.

Les glaciers rocheux².

Les glaciers rocheux se rencontrent au-dessus de 4 500 m, dans les massifs frontaliers qui dépassent 5 000 m d'altitude, par exemple dans la région du Cerro Tapado ou celle du Cerro El Volcan. Ils offrent d'excellentes illustrations de ce type particulier d'appareil glaciaire, illustrations qui mériteraient de devenir classiques aux côtés de celles données pour le Turkestan par von Klebelsberg (1948-1949), pour l'Alaska par Wahrhaftig et Cox (1959), pour le Colorado par Outcalt et Benedict (1965), pour le Nouveau Mexique par Blagbrough et Farkas (1968) et pour les Andes de Santiago par Lliboutry (1956). Je donne un croquis du cours supérieur du Rio La Laguna, entre le Cerro Tapado et la ligne de partage des eaux avec la République Argentine, qui montre des « rock glaciers » remarquables tant par leur nombre que par la variété de leur aspect (*fig. 55 ; photos 15 et 16*). Les glaciers rocheux en forme de langue sont plus fréquents que ceux en forme de lobe ou de spatule ; ils sont logés dans de grands cirques et dans les auge qui leur font suite. Ils naissent à la base de grands éboulis et restent toujours collés au pied de la paroi à l'ombre. Lorsque la quantité de glace est relativement forte, ils présentent des bourrelets longitudinaux qui deviennent ensuite, quand elle diminue, transversaux et convexes vers l'aval ; ils montrent alors parfois de petites cuvettes circulaires laissées par la fusion des culots de glace morte ; ils se terminent par un remblai bien marqué. Le plus long d'entre eux atteint presque 3 km.

Tous ces glaciers rocheux encore vivants se situent là où l'ombre domine, ce qui correspond à une orientation préférentielle vers le Sud. La fermeté de

2. Dans les Andes de Santiago, Borde (1966) trouve l'expression de « glacier rocheux » trop vague et propose de distinguer trois types de phénomènes : les glaciers couverts, les crypto-glaciers et les glaciers d'éboulis. Parce que notre étude de la glaciation actuelle se limite à passer en revue, sans entrer dans le détail de leur genèse et de leur dynamique, les différents types d'appareils glaciaires qui existent dans la Cordillère de l'Elqui, je préfère continuer à utiliser l'expression générale de « glacier rocheux », d'ailleurs recommandée par Lliboutry dans son traité (1965).

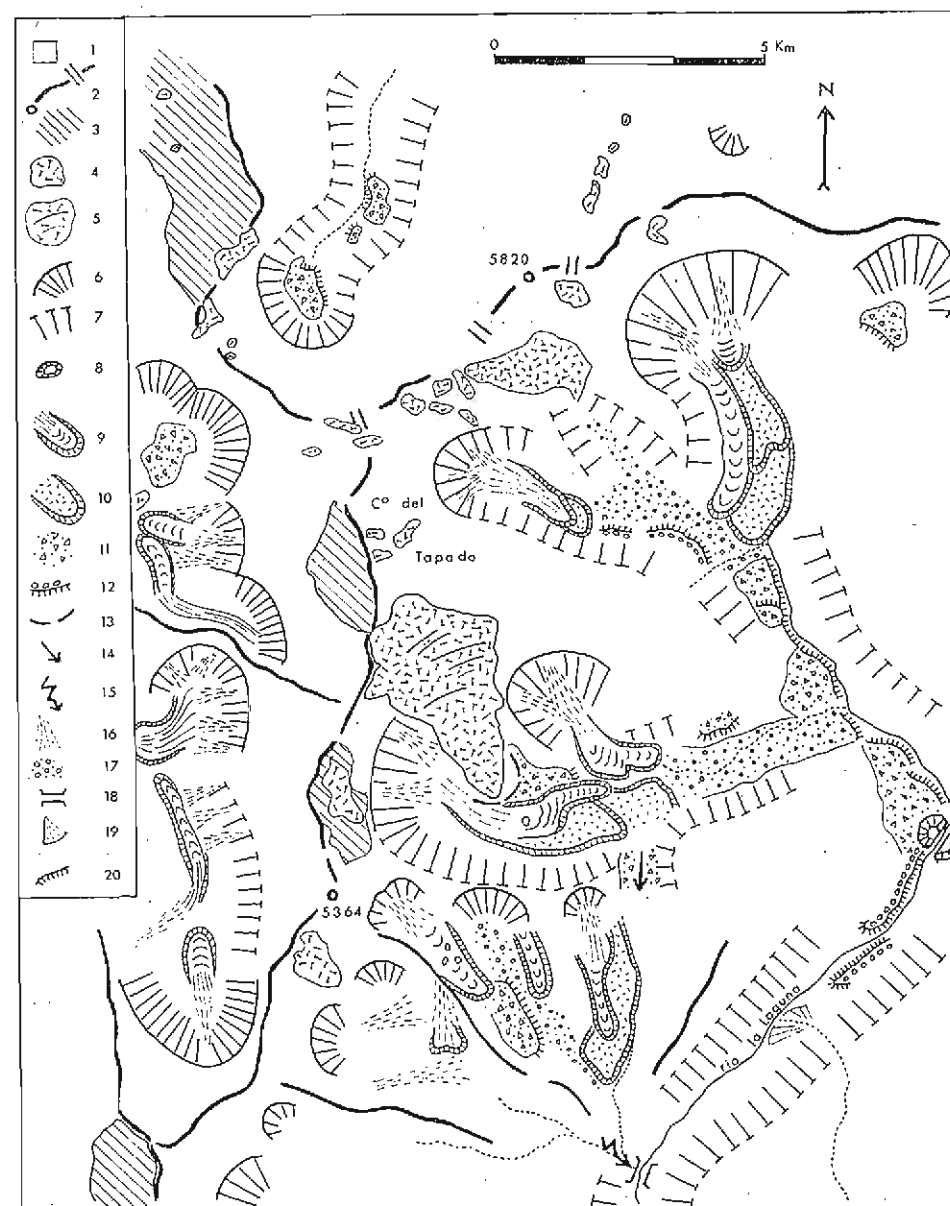


FIG. 55. — Croquis morphologique, d'après la photographie aérienne n° 26 142 R. 157 de l'I.G.M. du Chili, des environs du Rio La Laguna, près de la frontière avec l'Argentine.

1. Versants et reliefs non interprétés. — 2. Ligne de crête principale. — 3. Haute surface. — 4. Névé. — 5. Glacier. — 6. Muraille de cirque. — 7. Bord d'auge. — 8. Verrou. — 9. Glacier rocheux actif. — 10. Glacier rocheux mort. — 11. Dépôts morainiques. — 12. Terrasse de kame. — 13. Arc morainique frontal. — 14. Différence glaciaire. — 15. Vallée suspendue. — 16. Cône d'éboulis. — 17. Dépôts morainiques lavés par des eaux proglaciaires. — 18. Coup de scie proglaciaire. — 19. Cône de déjection. — 20. Talus d'érosion fluviale. — Nota : l'échelle est approximative.

leur modelé permet de les distinguer aisément des appareils morts dont les moraines encombrant le fond des auges d'amoncellements anarchiques qui évoquent, selon l'expression imagée de Viers (1965), « un plat de macaronis géants ». On peut ainsi reconnaître sans peine trois ou quatre stades indiscutables de retrait récent, inscrits dans la morphologie.

Le rôle du gel et de la neige.

Ces formes de type turkmène, liées à un milieu de haute montagne sèche, témoignent du passage entre des actions proprement glaciaires et des processus périglaciaires. Au total, ceux-ci sont aujourd'hui les plus actifs.

Le gel et la neige jouent ensemble au-dessus de 3 000-3 500 m, suivant l'exposition, un rôle morphologique important ; ils font évoluer le modelé sous nos yeux, fait exceptionnel dans le Norte chico où justement, en dehors de la haute cordillère, tout le terrain semble figé à l'heure actuelle. Les processus et les formes qui en dérivent ont été décrits en détail par mes devanciers Dollfus (1965) au Pérou et Borde (1966) dans le Chili central si bien que, même si cet aspect des choses avait retenu particulièrement mon attention, je n'aurais guère pu apporter de nouveauté à ce propos. Je me bornerai à signaler après eux la fréquence des formations détritiques qui s'accumulent au pied des grands versants des vallées dont le matériel rocheux fracturé et fissuré représente une proie facile pour la gélifraction. Ce sont par exemple les cônes d'éboulis cryonivaux qui peuvent parfois, quand ils sont coalescents, perturber complètement l'écoulement longitudinal comme le montre la Quebrada Sin Fin dans laquelle s'égrènent une série de mares vidangées par filtration. Sans doute plus rares, mais aussi plus imposantes, sont les coulées de pierres qui donnent, selon la terminologie de Borde (1966), des cônes de laves détritiques, tels ceux que l'on peut observer dans la vallée du Rio La Laguna à quelques kilomètres en amont de Juntas ou dans le cours supérieur du Rio Terneras. Le simple cône d'éboulis ne se rencontre que là où la neige est exceptionnelle, c'est-à-dire entre 2 000 m et 3 000 m principalement.

Au titre du modelé périglaciaire il faudrait aussi citer les pavages et les ébauches de sols à gradins, sur les pentes faibles, par exemple autour du col d'Agua Negra.

Je ne voudrais pas oublier de signaler enfin qu'il m'a été donné d'observer à la fin de l'été austral 1966, à partir de 4 000 m d'altitude, de magnifiques pénitents dont certains dépassaient 2 m de hauteur (photo 13). Selon les déclarations du responsable de l'entretien de la piste internationale³, ils n'existaient pas au début de l'année 1965 ; leur apparition semble liée aux fortes chutes de neige tombées sur le versant chilien de juin à août 1965. Leurs caractères correspondent à ceux observés par Lliboutry (1964) dans les Andes de Santiago. Sur une pente exposée vers l'Ouest, ils présentaient un alignement ENE-WSW et ils étaient inclinés d'environ 70° vers le Nord, c'est-à-dire vers le soleil puisque nous sommes dans l'hémisphère sud. Le revêtement périglaciaire du versant apparaissait souvent dans les couloirs

3. E. Varas, Dirección provincial de vialidad, San Juan, République Argentine.

ouverts entre les pénitents : on y notait le matin une couche de glace de regel qui fondait pendant la journée. Après deux ans de sécheresse — 1967 et 1968 — ils ont presque complètement disparu (photo 14).

LA VIGUEUR ET L'EXTENSION DU MODELE GLACIAIRE

Essai de représentation cartographique

(carte hors-texte II- et fig. 56).

Pour apprécier l'importance de l'empreinte glaciaire dans la Cordillère de l'Elqui, j'ai étudié systématiquement les photographies aériennes au 1/70 000 de l'Institut géographique militaire du Chili (Mission Hycon) qui couvrent presque entièrement la région, à l'exception de la partie la plus orientale du golfe frontalier, aux alentours de 30° 15' de latitude sud. Parce que la vallée du Rio Limari sera examinée lors d'un prochain chapitre, j'ai aussi interprété le relief de ce qui pourrait s'appeler la Cordillère du Limari, c'est-à-dire les hauts bassins versants du Rio Hurtado et du Rio Grande (photo 12). L'absence de végétation et l'inexistence de sols aident grandement à l'identification des formes et des dépôts. Les résultats obtenus ont été reportés, en utilisant un compas de réduction, sur le fond topographique de la carte de reconnaissance du Chili au 1/250 000. Formes et dépôts ont été traités dans une couleur violette, selon la recommandation de Joly (1962 b).

Je me suis, pour ce travail, heurté à quelques difficultés :

— si la topographie de la carte de reconnaissance au 1/250 000 est très acceptable là où elle s'appuie sur l'utilisation des photographies aériennes, elle devient franchement mauvaise et inutilisable pour la haute cordillère partout où le lever est réduit à de simples observations de terrain (Rio La Laguna, Rio Toro) : les courbes de niveau sont alors erronées et le tracé des cours d'eau fantaisiste ; dans ces secteurs, j'ai été amené à procéder à quelques corrections pour essayer de donner plus de vraisemblance au réseau hydrographique. Il n'en reste pas moins que le document géomorphologique ainsi établi présente, dans toute la région frontalière, un caractère approximatif en ce qui concerne la localisation exacte des faits présentés.

— les photographies aériennes elles-mêmes, pour remarquables qu'elles soient dans leur ensemble, ne sont pas exemptes de quelques défauts. Les lignes de vol, parfois trop écartées, laissent de-ci de-là des lacunes dans le recouvrement : elles se traduisent sur ma carte par des espaces non interprétés. Au-dessus des sommets les plus hauts de la chaîne (Cerro Olivares, par exemple) l'altitude de prise de vue a été insuffisante : aussi les distorsions, propres aux régions montagneuses, sont-elles encore aggravées. Enfin certaines séries de clichés, obtenues à la fin de l'été, voient leur lecture entravée par une couverture de neige, due à des chutes récentes ; elle masque certains détails du relief, particulièrement entre le Cerro Tapado et le Cerro Las Tortolas.

Le document cartographique que je présente a donc un caractère incomplet et inachevé. Cependant tel qu'il est, avec ses insuffisances, ses approximations et ses lacunes, il autorise quelques commentaires sur les formes

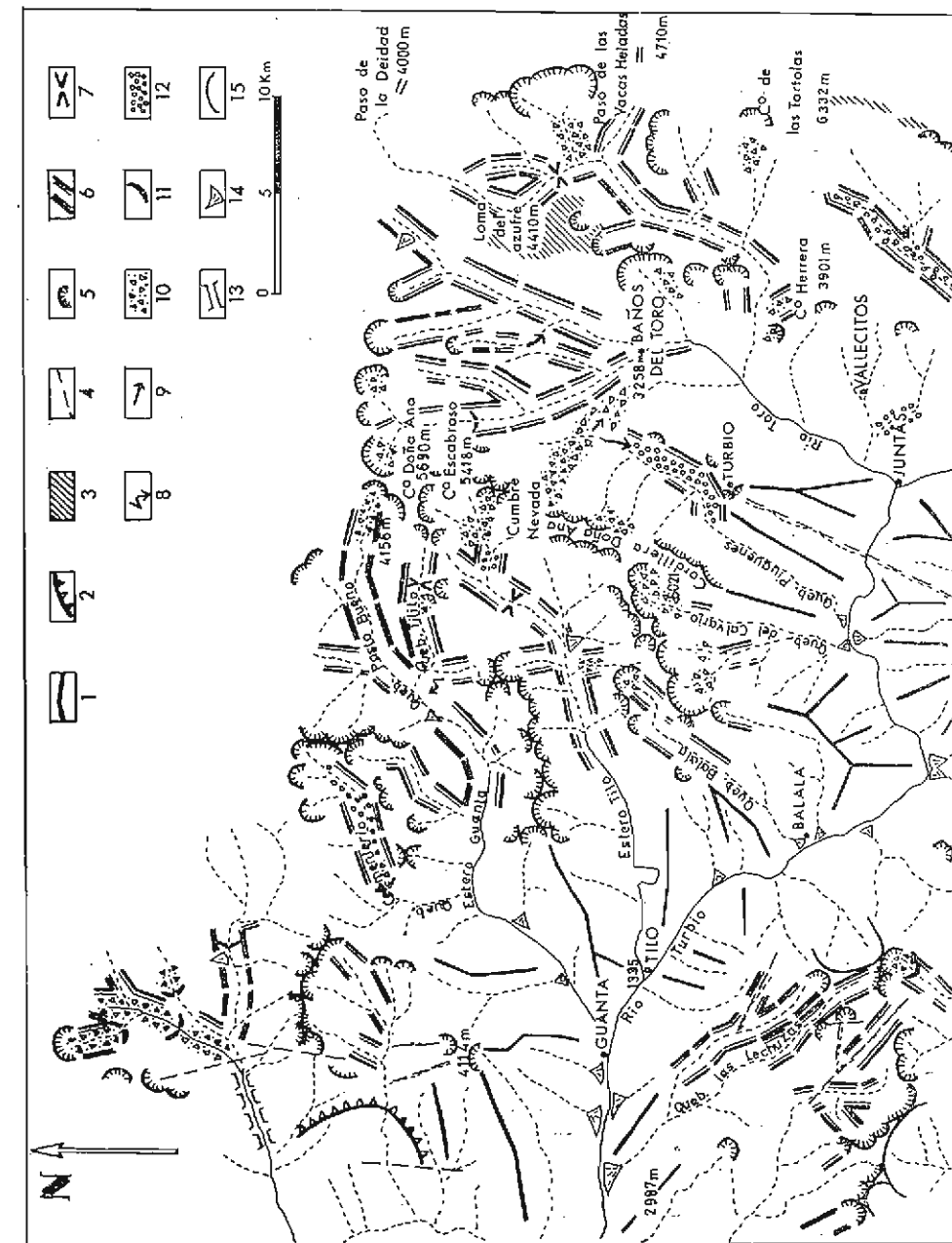


FIG. 56. — Le relief glaciaire dans la Cordillère de l'Elqui au N du Rio Turbio.

1. Crête de recoupement. — 2. Crête dissymétrique. — 3. Haute surface. — 4. Ligne de faille. — 5. Cirque. — 6. Augé. — 7. Verrou. — 8. Vallée suspendue. — 9. Différence glaciaire. — 10. Dépôts morainiques. — 11. Front morainique. — 12. Dépôts lavés par des eaux proglaciaires. — 13. Gorge fluviale. — 14. Cône de déjection. — 15. Ancien cirque modifié par des actions torrentielles.

et les dépôts glaciaires de la Cordillère de l'Elqui ; son échelle est déjà assez réduite pour donner une bonne vue d'ensemble des phénomènes ; elle est cependant encore assez grande pour permettre la représentation des faits essentiels par des signes individuels.

Les conditions régionales de la sculpture glaciaire.

Dans la Cordillère de l'Elqui l'action des glaces a subi l'influence combinée de la structure géologique au sens large et de l'orientation du relief.

LES BLOCS FAILLÉS MONOCLINAUX ET LA DISSYMMÉTRIE DES AUGES.

J'ai souligné plus haut l'importance des accidents N-S qui limitent souvent des horsts basculés vers l'Est. Une telle disposition structurale — associée, je le dirai bientôt, à une orientation favorable — a permis fréquemment le dégagement d'auges dissymétriques : le Rio Difunto en offre un bel exemple représenté par les croquis de la figure 57.

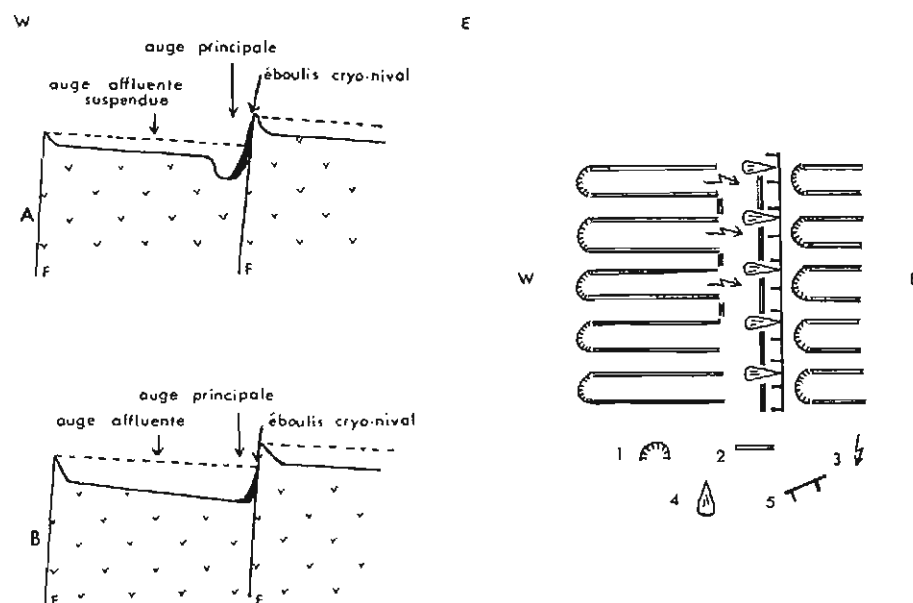


FIG. 57. — Blocs faillés et dissymétrie des auges.

1. Cirque. — 2. Bord d'auge. — 3. Seuil suspendu. — 4. Eboulis cryonival. — 5. Paroi abrupte.

Nota. — Sur le croquis de droite l'écoulement de la glace dans l'auge principale se faisait vers le haut du dessin.

Un autre cas, souvent réalisé aussi, est celui qui est illustré par la figure 58 : une petite auge, aux versants dissymétriques, perchée au-dessus de l'auge principale, la suit parallèlement sur une certaine distance avant de converger à angle droit avec elle par un seuil suspendu ; là encore le contrôle

de la structure cassante est évident. Une telle disposition topographique a favorisé, pendant le Postglaciaire, les phénomènes de capture et de décapitation des quebradas installées dans ces petites auges par les ravins descendant presque à pic sur l'auge principale.

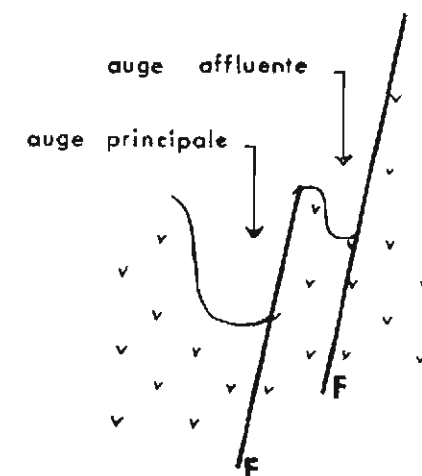


FIG. 58. — Failles et orientation des auges.

LA PART DES MATÉRIAUX DANS LE MODÈLE.

La macrofracturation et la microfissuration des roches — qu'elles soient détritiques, volcaniques ou cristallines — est un fait majeur de la lithologie andine. Tous les auteurs qui ont travaillé dans la cordillère sud-américaine ont souligné le rôle essentiel qu'il joue dans l'explication géomorphologique ; j'insiste après eux sur cet état du matériel rocheux ainsi préparé pour le défonçage glaciaire : il rend compte dans une large mesure de la vigueur des formes d'érosion et de l'ampleur des accumulations morainiques dans la Cordillère de l'Elqui.

Une contre-épreuve de cette influence du broyage des roches est fournie par les épanchements volcaniques néogènes du bassin du Rio Toro qui, grâce à leur relative jeunesse, n'ont pas souffert autant que d'autres des effets cassants de la tectonique : sur eux la sculpture glaciaire apparaît toujours plus discrète. On pourrait certes aussi penser, si on suivait les géologues qui croient être en mesure de les dater du Quaternaire, que cette faiblesse est bien due à leur âge récent, mais parce qu'ils auraient connu seulement les derniers épisodes glaciaires. S'il fallait en effet rajeunir ces dépôts de tufs — mais difficilement à mon sens comme je l'ai déjà expliqué plus haut — jusqu'au Pléistocène, j'expliquerais plutôt cette discrétion de l'empreinte glaciaire par leur effet d'estompement de la dissection torrentielle du Pliocène qui, ailleurs, a favorisé le travail postérieur de la glace.

L'INFLUENCE DE L'ORIENTATION.

A une latitude voisine de 30°, l'orientation a représenté un facteur important de l'érosion glaciaire lors des périodes froides du Quaternaire marquées par un décalage vers le Nord de la trajectoire des dépressions pluvieuses

venues du Pacifique (*cf. infra*, p. 336). Les cirques les plus creusés, les auges les mieux venues s'orientent le plus souvent vers le Nord ou vers l'Est. Si la première exposition paraît normale puisque nous sommes dans l'hémisphère sud, la seconde est moins attendue. Pour l'expliquer, Viers (1965) attribue en définitive le rôle essentiel non à la déflation par les vents d'Ouest qui pourraient transporter la neige d'un versant à l'autre mais à l'insolation : en fin d'après-midi elle serait plus efficace qu'en début de matinée car elle cumule ses effets avec ceux d'une atmosphère déjà réchauffée.

Enfin il faut essayer de rendre compte de l'installation de glaciers relativement étendus immédiatement à l'E de la ligne des crêtes les plus hautes avec laquelle s'identifie la frontière actuelle entre le Chili et la République Argentine. Puisque tout porte à croire que lors des crises climatiques du Quaternaire, comme aujourd'hui, le versant oriental de la cordillère se trouvait « sous le vent », on peut se rallier à l'interprétation donnée par le même auteur : les violentes perturbations créent des ascendances d'autant plus fortes que l'air est plus instable et le relief plus vigoureux ; la neige s'élève avec elles et retombe obliquement par suite de l'action des rafales, de l'autre côté des sommets limitrophes.

La diversité des cirques.

La carte géomorphologique donne une idée de la place importante qu'occupent les cirques dans le modelé glaciaire et du rôle déterminant que joue l'orientation, surtout entre 3 000 et 4 500 m, dans leur localisation. Mais l'échelle du document n'a pas permis de différencier les cirques dont la gamme, très étendue, va de la niche au cirque composé, en passant par les formes en entonnoir, en baquet ou en bout de vallée. Les lignes de crête les plus hautes correspondent presque toujours à d'anciennes cloisons de cirque et les sommets les plus élevés — à l'exception de quelques vestiges de la topographie tertiaire respectée par les glaces ou de constructions volcaniques néogènes, cônes de strato-volcans démantelés ou mesas basaltiques — ont la forme pyramidale qui résulte de phénomènes de recoupements multiples.

Les auges glaciaires.

Une distinction paraît devoir s'imposer entre les auges longues, aux éperons tronqués, qui sont aujourd'hui les vallées des grands cours d'eau (Rio La Laguna, Rio Las Terneras, Rio Cochiguas, Rio Claro dans la Cordillère de l'Elqui) et les auges plus élevées (au-dessus de 3 500 m), courtes, aux parois raides mais souvent tout aussi larges que les premières sinon plus larges encore ; elles sont actuellement suivies par de petits filets d'eau au moment de la fonte des neiges, voire encombrées par des amoncellements de moraine sans écoulement du tout.

Borde (1966) a insisté sur la beauté des auges du premier type dont, dit-il, « la perfection... finit elle-même par être suspecte à force d'ampleur et de continuité » ; et je suis d'accord avec cet auteur quand il suggère de penser à un calibrage antéglaciaire, les glaciers étant venus se loger dans des



PHOTO 34. — Lumachelle de l'Herradurien I cuirassée par une croûte calcaire (La Serena).



PHOTO 35. — Lumachelle de l'Herradurien I de La Serena (Estero Culebron).



PHOTO 36. — Photographie (agrandissement : 3,6) d'une lame mince montrant une croûte zonaire, développée aux dépens d'une lumachelle du Sérénien II (Juan Soldado, près de La Serena).

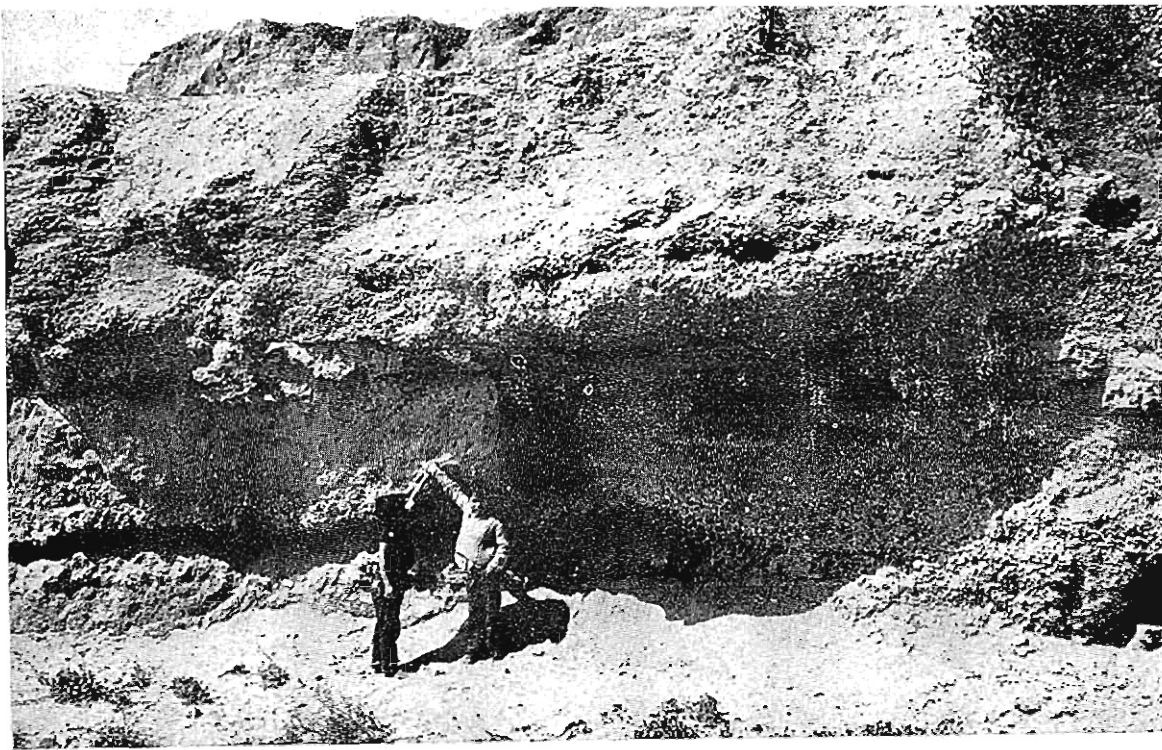


PHOTO 37. — Coupe dans la deuxième terrasse marine moyenne de La Serena, à proximité de l'intersection de la Route panaméricaine et de l'Estero Culebron (cf. p. 205, fig. 85).

On voit les dépôts transgressifs coquilliers de l'Herradurien II ravinant le Pliocène marin taillé en petite falaise.

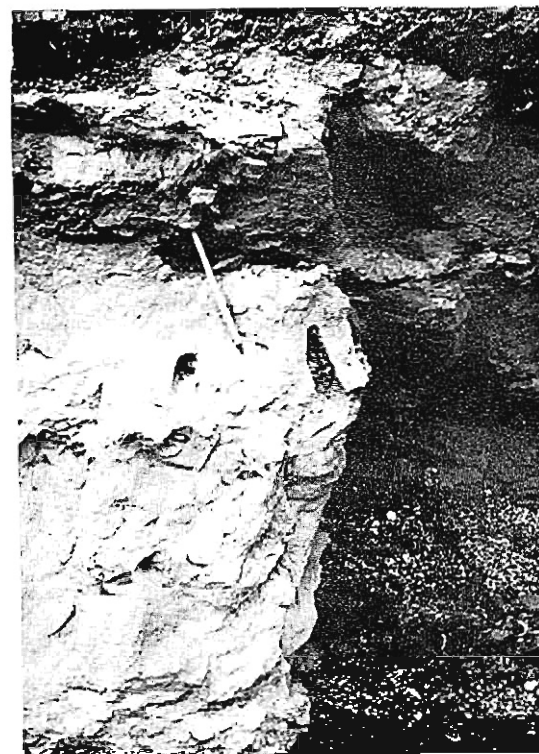


PHOTO 38 (à gauche). — Même site.

Détail du ravinement du Pliocène marin par les dépôts transgressifs de l'Herradurien II; trous laissés par des organismes lithophages dans les grès tendres pliocénes.



PHOTO 39 (ci-dessus). — Tranchée de la Route panaméricaine dans la deuxième terrasse marine moyenne, à proximité de l'embranchement qui conduit à la plage de la baie Herradura (cf. p. 208 et fig. 88).

Discordance simple entre les grès tendres de la formation de Coquimbo sous-jacents et les dépôts de plage de l'Herradurien II régressifs; ceux-ci comportent parfois de gros blocs.

vallées déjà très larges, parfois même trop larges pour eux si bien qu'ils n'y ont réalisé que des retouches de détail. Borde pense à l'œuvre du sapement latéral favorisé par un rapport charge/débit propice, dû à l'abondance des matériaux peu cohérents sur les versants. J'attribuerais pour ma part beaucoup plus d'importance à la grande dissection du Pliocène inférieur et au remblaiement général postérieur qui, l'un comme l'autre (cf. *supra*, p. 119) remonterent très loin en amont le long des grands cours d'eau : ces vallées à plancher alluvial qui, au cœur de la cordillère, paraissent être des auges parfaites, sont peut-être en fait des vallées en V fluviales dont le fond est comblé par une accumulation de cailloux roulés et que les glaciers ont empruntés sans guère les modifier, sauf dans leur cours tout à fait supérieur.

A ces pseudo-auges s'opposent les vraies auges, souvent suspendues au-dessus des premières, qui naissent à partir de cirques et dont la forme en U est bien due cette fois au passage de la glace ; les marques en sont indiscutables : moraines de fond et de front, surfaces rocheuses rabotées, verrous, diffluences.

Il faudrait aussi signaler l'existence, surtout dans le bassin hydrographique du Rio Toro (Rio Toro, Quebrada del Toro Muerto, Rio Malo, Rio de Las Vacas Heladas), de vallées qui, au-dessus de 4 000 m d'altitude, montrent successivement des secteurs en U courts et des secteurs en V plus longs ; or ces vallées ont bien été occupées par des glaciers comme en témoignent de-ci de-là des dépôts morainiques. Je rappelle que ce secteur a été affecté par des épanchements volcaniques néogènes. Soit parce qu'ils sont plus résistants que les autres roches, soit parce qu'ils ont modifié la topographie et l'écoulement des eaux pendant le Pliocène, ils sont sans doute responsables de cette sculpture glaciaire moins orthodoxe.

Le resserrement que présente le Rio La Laguna en amont de la retenue d'eau du même nom, vers la confluence avec la Quebrada Sin Fin, est d'explication plus difficile car la lithologie ne semble pas pouvoir en rendre compte. Est-il préglaciaire, sous-glaciaire ou postglaciaire ? Il correspond en tout cas au passage de la pseudo-auge — telle que je l'ai définie plus haut — à l'auge véritable de la tête de la vallée où la déclivité longitudinale s'accroît.

Les verrous et les ombilics.

La succession classique des verrous et des ombilics qui donne aux vallées glaciaires leur profil caractéristique ne peut évidemment pas exister dans les pseudo-auges. Mais elle se retrouve avec netteté dans le secteur amont des grands cours d'eau. C'est par exemple le cas du Rio La Laguna qui, au-dessus de sa confluence avec la Quebrada Sin Fin, présente au moins quatre verrous-barres très nets à 3 580 m, à 3 700 m, à 3 850 m et à 4 000 m d'altitude ; ce sont des verrous transversaux et continus qui ont été incisés en leur milieu sauf celui situé à 3 850 m qui l'a été au contact du versant droit de la vallée. Le verrou à 3 700 m, qui correspond à une apophyse de granite monzonitique à gros grain⁴, est précédé d'un long ombilic remblayé par des apports proglaciaires (photo 18).

4. Détermination de J.-C. Vicente.

Les petites auges présentent elles aussi des verrous mais ils sont presque toujours du type gradin ; les plus nets d'entre eux ont été figurés sur la carte géomorphologique que j'ai dressée.

Les formes d'accumulation.

Là encore l'échelle de la carte n'a pas permis de distinguer les différentes catégories d'accumulations morainiques qui ont été réunies sous un même symbole. Pourtant l'examen des photographies aériennes a montré l'existence de quatre types de dépôts clairement définis :

- les moraines de fond ou d'ablation : elles tapissent le plancher des auges en leur donnant une topographie bosselée très caractéristique ;
- les moraines latérales : elles apparaissent comme de longs remblais plaqués contre les versants des auges ;
- les constructions terminales : elles sont facilement identifiables par leur aspect de vallum disposé en croissant ; les plus importantes ont pu être figurées sur la carte.

Toutes ces formes d'accumulation parlent en faveur d'une glaciation qui présentait des traits alpins ; il s'agissait de véritables glaciers dans lesquels, sauf peut-être pour la partie terminale, la glace était plus importante que la charge en matériaux.

- le quatrième type de dépôts correspond à une formation chaotique, crevée en surface par des dépressions fermées plus ou moins circulaires et se terminant par un talus frontal marqué. Elle se rencontre tout à l'amont des auges, dans les zones à l'ombre ; elle représente le matériel laissé sur place par un glacier rocheux aujourd'hui mort et qui a correspondu, après la dernière époque glaciaire, à la forme résiduelle d'un « glacier blanc » disparu avec le réchauffement.

Les retouches des formes glaciaires à l'Holocène et à l'Actuel.

Cette dégradation du modelé glaciaire est l'œuvre de différents processus :

- les actions proglaciaires : un très bel exemple d'un vaste épandage de cailloutis par des eaux de fonte est donné par l'Arroyo Frio (30° 30' lat. S) qui s'écoule sur le versant argentin (fig. 59).

- les actions torrentielles : les morsures torrentielles défoncent le fond des vallées glaciaires dans leur partie aval ; elles modifient l'aspect des cirques qu'elles tendent à transformer en bassins de réception ; les matériaux ainsi arrachés sont ensuite déposés sous la forme de cônes de déjection vivants à la confluence des quebradas avec les cours d'eau plus importants.

Au terme de cet inventaire rapide du modelé glaciaire, il ne fait aucun doute que la Cordillère de l'Elqui — tout comme celle du Limari — a été affectée dans un passé proche par une puissante glaciation. Partout au-dessus de 3 500 m s'étaient établis des courants de glace qui burinaient avec force

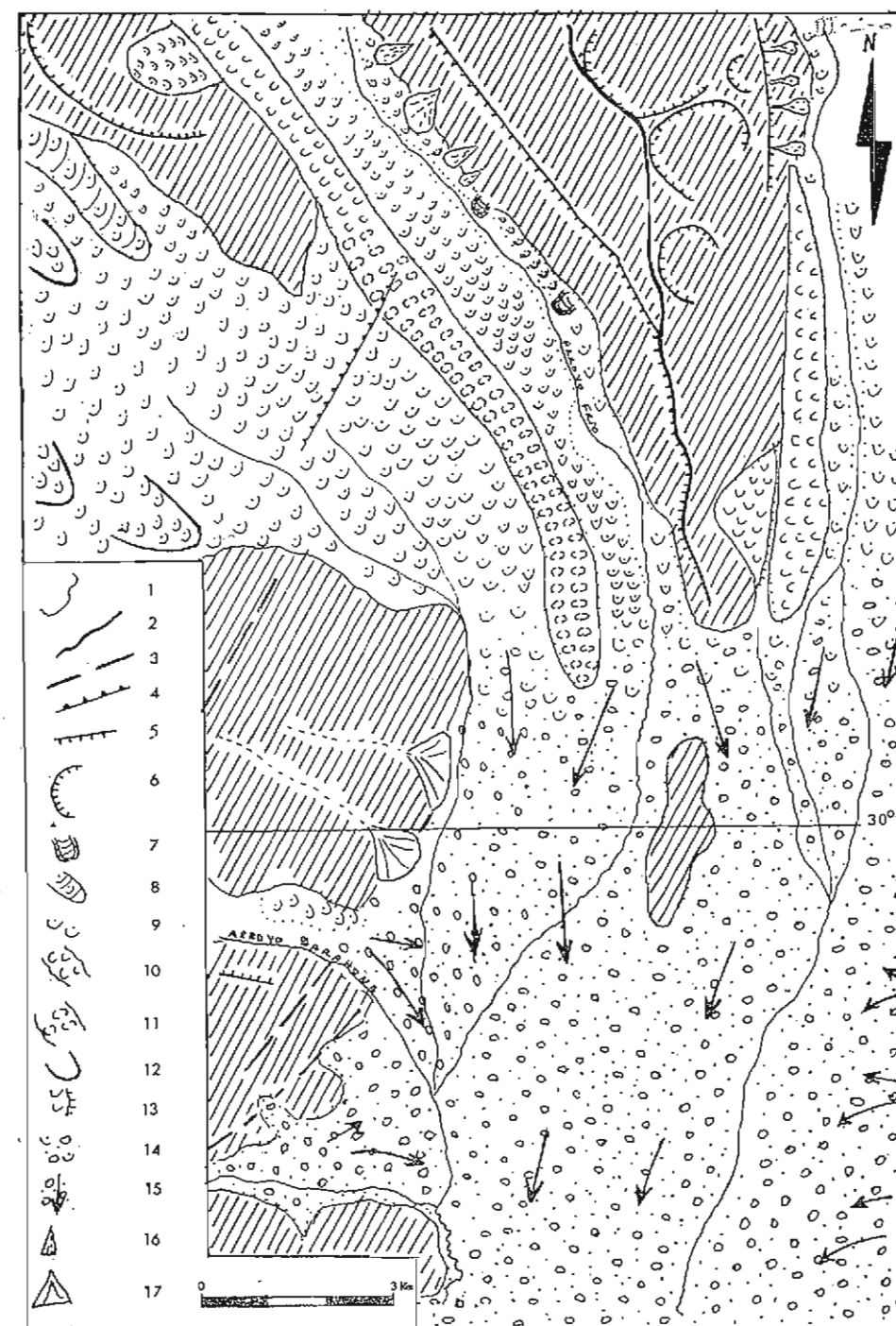


FIG. 59. — La plaine d'épandage proglaciaire de l'Arroyo Frio. Croquis morphologique d'après la photographie aérienne n° 25 891 R. 156 de l'I.G.M. du Chili.

1. Pied de versant. — 2. Ligne de crête. — 3. Faille probable. — 4. Petit escarpement de faille quaternaire. — 5. Bord d'auge. — 6. Cirque. — 7. Glacier rocheux. — 8. Glacier rocheux mort. — 9. Moraine de fond. — 10. Moraine latérale. — 11. Moraine médiane. — 12. Vallum morainique. — 13. Terrasse de kame. — 14. Cône de transition. — 15. Epandage proglaciaire. — 16. Eboulis cryonival. — 17. Cône de déjection fonctionnel. — Nota : l'échelle est approximative.

le relief ; ils convergeaient vers de grands appareils de plusieurs dizaines de kilomètres de long qui venaient mourir vers 3 000 m, tel celui qui occupait l'actuelle vallée du Rio La Laguna.

LES DIFFÉRENTES GÉNÉRATIONS DE FORMATIONS MORAINIQUES

Le bilan des formes que je viens de présenter a clairement montré l'ampleur de l'occupation glaciaire dans la Cordillère de l'Elqui. Mais y a-t-il eu plusieurs glaciations et, dans l'affirmative, peut-on essayer de préciser leur nombre ? C'est pour tenter de répondre à ces questions que la vallée du Rio La Laguna et son prolongement vers l'aval par celle du Rio Turbio ont fait l'objet d'une prospection systématique (carte hors-texte III-1).

Travaux antérieurs.

SUR LA RÉGION.

Les seules observations publiées sur la paléogéomorphologie glaciaire de la Cordillère de l'Elqui sont dues à Brügger (1928 et 1950). Selon cet auteur les traces de trois glaciations y sont reconnaissables ; elles auraient laissé des dépôts morainiques à 3 100-3 200 m, vers 2 500 m et vers 800 m, en allant de la plus récente à la plus ancienne. Sur le versant argentin, aux mêmes latitudes, Polanski (1965) soutient que seules sont vraiment visibles les traces d'un maximum glaciaire unique parce que, pense-t-il, le soulèvement final de la cordillère est intervenu pendant le dernier interglaciaire.

SUR D'AUTRES RÉGIONS VOISINES (Chili, Argentine, Pérou).

Dans le Chili central, Brügger (1946) avait là aussi distingué trois époques glaciaires. Mais dans les Andes de Santiago, Borde (1966) a reconnu seulement, sinon deux glaciations, du moins deux phases d'extension des glaciers, suivies d'un épisode tardiglaciaire final. Dans la vallée du Rio Cachapoal (Andes de Rancagua) Santana (1967) décrit les vestiges d'un seul grand système morainique et les dépôts d'une récurrence froide postérieure. Du côté argentin Viers (1965) défend l'idée d'une unique et même glaciation quaternaire.

Plus au Sud, dans la région des Lacs, Weischet (1964) a rencontré les restes de quatre cordons morainiques visibles dans la dépression centrale, chacun témoignant d'un épisode glaciaire. Dans l'extrême austral, Caldenius (1932) avait aussi retrouvé les indices de quatre glaciations principales. Les travaux plus récents d'Auer (1956-1958) ont conclu à l'existence de plusieurs générations de glaciers en Terre de Feu, sans toutefois que leur nombre puisse être précisé.

Au N de la région étudiée, Hollingworth et Guest (1967) ont signalé dans la cordillère du désert d'Atacama des formations corrélatives d'une glaciation pléistocène, peut-être antérieure à une dernière phase du soulèvement des Andes.

Enfin dans les Andes centrales du Pérou, Dollfus (1965) a trouvé les preuves d'une glaciation ancienne séparée, par un long interglaciaire, d'une période plus récente caractérisée par une suite de poussées glaciaires et suivie par un Tardiglaciaire, marqué lui-même par une reprise limitée du froid et de l'humidité.

La glaciation de La Laguna.

LE SYSTÈME MORAINIQUE DE LA LAGUNA (fig. 60 ; photo 19).

A 3 100 m d'altitude la vallée du Rio La Laguna est barrée par un énorme bouchon dans lequel le cours d'eau a ouvert une brèche. On reconnaît sans peine en cet endroit les formes d'une ancienne marge glaciaire ; ce sont d'amont en aval : une cuvette terminale, un vallum morainique, un cône de transition et une accumulation de débâcle entaillée en terrasse.

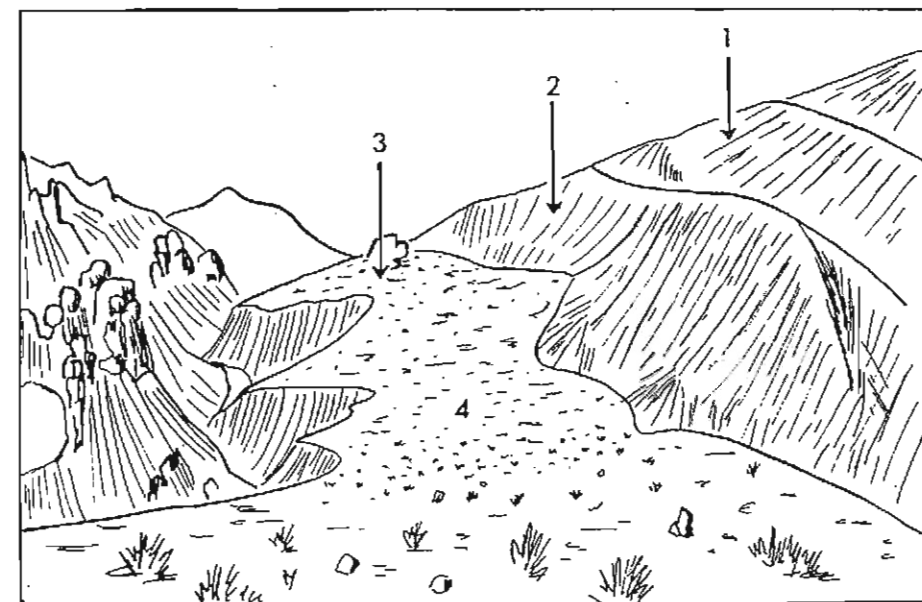


FIG. 60. — Le système morainique de La Laguna, dessin d'après une photographie prise vers le Sud.

1. Arc externe. — 2. Arc médian. — 3. Bouchon interne. — 4. Cône de transition.

La cuvette terminale n'a pas été entièrement colmatée puisqu'elle est encore occupée par une laguna : le niveau de ce petit lac a été artificiellement relevé sans difficulté pour régulariser le débit du rio émissaire et améliorer les conditions de l'irrigation dans la vallée inférieure du Rio Elqui.

Le vallum morainique est remarquable par son ampleur et sa fraîcheur. Le rio a forcé son passage du côté droit au contact même du versant rocheux,

laissant sur sa gauche, presque intacts, trois éléments disposés concentriquement :

— un arc frontal externe, haut de quelque 200 m, s'amincissant vers l'aval ; il a obturé le débouché d'une petite quebrada affluente et le rempart n'a pas encore cédé ; derrière lui une petite *lagunita* est en voie de comblement ;

— un arc médian moins élevé, séparé du précédent par une terrasse de kame ;

— un bouchon interne.

Partout le matériel morainique présente les mêmes caractères (*photo 20*). La matrice fine versicolore, où domine cependant le brun violacé, est abondante. Dans sa fraction inférieure à 30 microns et dans celle comprise entre 300 et 500 microns, dominant de très loin les feldspaths non usés, à côté d'un peu de quartz trouble. Elle emballe des cailloux anguleux, aux arêtes vives, pratiquement sans aucun émoussé (*tableau XVII*). Les blocs existent sans être fréquents. Une telle granulométrie (*fig. 61*) s'explique en grande partie par l'origine du matériel qui provient d'affleurements soit volcaniques, fracturés en gros et fissurés dans le détail, soit granitiques souvent désagrégés. Au manque de classement s'ajoute l'absence totale de stratification mais une disposition en paquets polychromes, qui semblent avoir été poussés les uns sur les autres, est fréquente ; ainsi l'accumulation présente un ensemble de taches violettes, jaunâtres ou bleuâtres, plus ou moins allongées et comme rubannées. Rien ne témoigne ici de l'action des eaux de fonte qui donnent à l'ordinaire aux moraines terminales des traits originaux inconnus ici. Le dépôt est peu compact et ne présente aucun signe d'altération ; il s'accorde parfaitement avec la jeunesse de l'ensemble, suggérée par la netteté des formes. Cet âge récent est enfin confirmé par la détermination des minéraux lourds⁵ dans la fraction du sédiment comprise entre 50 et 500 microns puisque les corps chimiques fragiles, comme l'olivine par exemple, ne présentent aucun indice d'altération. Aux côtés de l'olivine, on trouve du pyroxène, de l'augite brune, de l'amphibole, de la hornblende verte, de l'épidote et du grenat.

TABLEAU XVII

Morphométrie des galets de la marge glaciaire de La Laguna.

Lieu de prélèvement Nombre de galets	Nature pétrographique des galets	L en cm			Aplatissement			Émoussé		
		Min.	Méd.	Max.	≤ 1,5 %	Méd.	≥ 2,5 %	≤ 100 %	Méd.	≥ 500 %
Moraine de La Laguna. — 33	Roche volcanique andésitique	5,5	7	8	51	1,50	0	88	43	0
Terrasse de débâcle de La Laguna. — 33	Roche volcanique andésitique	6	7	8,5	36	1,56	12	3	254	0

5. Tous les travaux sur les minéraux lourds des formations morainiques de la Cordillère de l'Elqui ont été aimablement effectués dans le laboratoire de M^{me} Ters à l'Institut de géographie de l'Université de Paris.

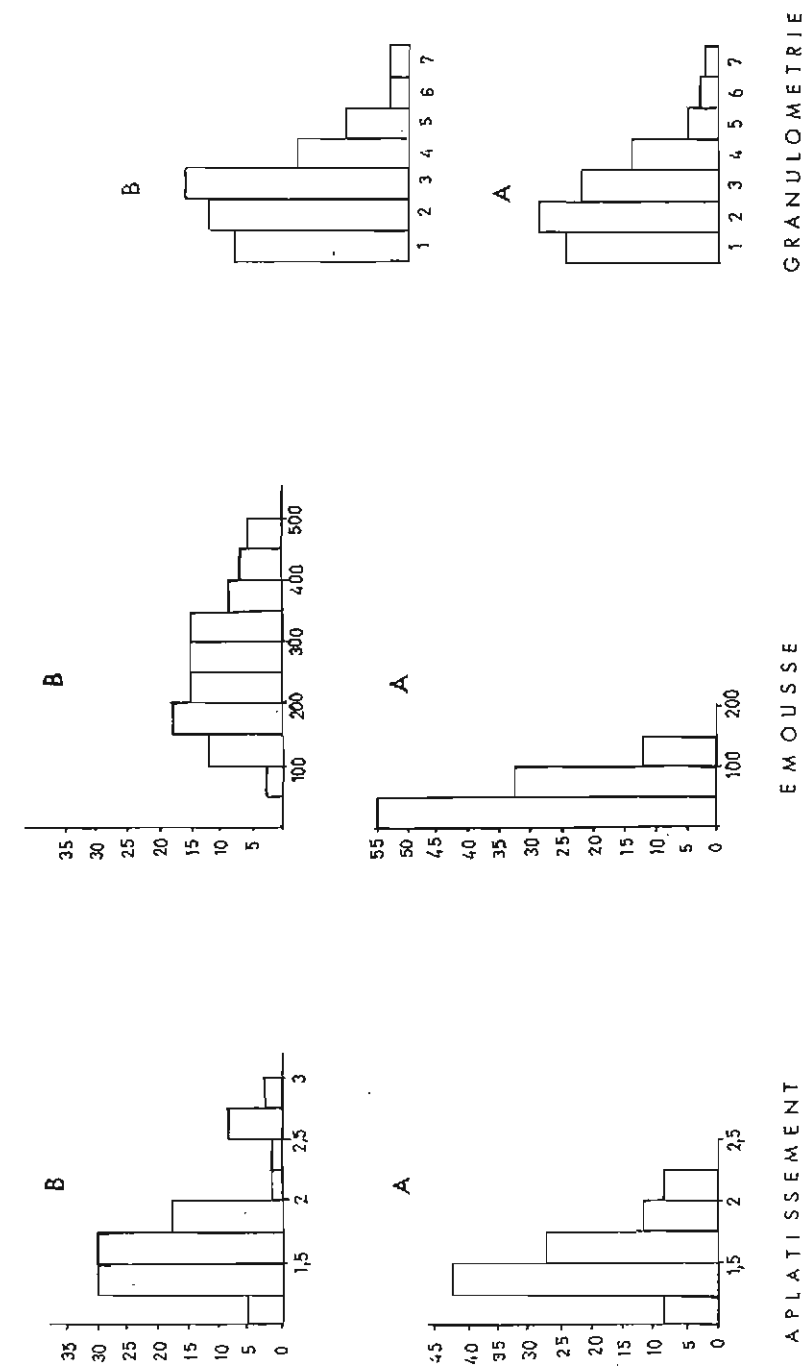


FIG. 61. — La marge glaciaire de La Laguna : caractéristiques sédimentologiques.

A. Moraine frontale (bouchon morainique). — B. Terrasse de débâcle (lot pris à 5 km en aval de la moraine frontale).

1. Étude morphométrique comparée du matériel de la moraine frontale et de la terrasse de débâcle. Lots de 33 galets. Roche volcanique compacte. Méthode Cailleux-Tricart (1959).

Aplatissement.

Moraine frontale : l'aplatissement est très réduit, semblable à celui que donne le débitage de roches volcaniques compactes. — Terrasse de débâcle : l'aplatissement s'est légèrement amélioré mais il reste faible ; les fragments de roches volcaniques ont tendance à garder une forme isodiamétrique.

Émoussé.

Moraine frontale : l'émoussé est très faible, surtout pour une formation terminale ; il correspond à celui de fragments fracturés par le gel et à peine remaniés par des coulées de solifluction. La forme d'ensemble des galets est polyédrique et anguleuse ; elle semble résulter d'un simple concassage. — Terrasse de débâcle : en 5 km l'émoussé a considérablement progressé ; mais il reste inférieur à celui des galets de formations fluvioglaciales typiques.

2. Étude granulométrique comparée entre la moraine frontale et la terrasse de débâcle. Méthode Hommeril (1961). Hétérométrie du matériel morainique. L'accumulation de débâcle, à la différence de ce qu'aurait réalisé un écoulement fluvioglaciale, ne montre pas de progrès dans le triage.

Le cône de transition est court et à forte pente (environ 7 %). L'entaille postérieure du rio fait clairement apparaître le matériel morainique sous-jacent qui se termine en biseau vers l'aval tandis qu'augmente l'épaisseur des matériaux remaniés par les eaux courantes ; des ébauches de stratification se précisent.

L'accumulation de débâcle (photo 21) offre tous les signes d'une décharge brutale qui l'apparente davantage à une lave torrentielle qu'à un écoulement fluvio-glaciaire classique (Tricart et Cailleux, 1962). Le dépôt très hétérométrique et mal lité, avec des éléments peu émoussés, implique un déplacement sans triage et un abandon en vrac. Ça et là d'énormes blocs percent le sol. L'accumulation, à laquelle ses constituants volcaniques donnent une couleur brun violacé très caractéristique, semble s'être mise en place en un temps très court ; mais pour être bref le phénomène n'en a pas moins été très puissant car, nous le verrons, la vallée a été engorgée par la nappe torrentielle sur presque toute sa longueur. Par la suite, délivré de son fardeau d'alluvions ainsi étalés, le fleuve a creusé dans sa propre accumulation, plusieurs fois victime de phénomènes de surimposition quand les eaux rejetées au pied des versants ont entaillé la roche en place. L'incision dans la nappe a donné un lit majeur large, encombré de gros blocs qui excèdent la compétence de la rivière actuelle ; celle-ci divague en bras anastomosés : l'érosion latérale semble aujourd'hui plus importante que le creusement vertical. Le commandement de la terrasse — conservée sous forme de lambeaux — qui est d'une dizaine de mètres à l'origine, diminue progressivement vers l'aval.

ESSAI D'INTERPRÉTATION DES FAITS.

Toutes les formes que je viens de décrire sont, je le pense, à mettre à l'actif d'une période froide récente, selon toute vraisemblance la dernière grande glaciation de l'hémisphère sud, probablement contemporaine du Würm-Wisconsin de l'hémisphère nord (Heusser, 1966), à en juger par leur netteté et la fraîcheur de leur matériel. Un appareil glaciaire long d'une quarantaine de kilomètres devait alors occuper la vallée du Rio La Laguna ; les traces de son passage sont partout évidentes : à l'exception d'un resserrement de quelques kilomètres un peu en amont de la confluence avec la Quebrada Sin Fin, le calibrage de la vallée est bien celui d'une auge dont la forme n'a pas encore été estompée par l'action des processus périglaciaires actuels ; d'autres stigmates ne laissent la place à aucun doute : des quebradas affluentes perchées, quatre ou cinq verrous bien venus sciés en gorge, un ombilic remblayé où serpente le rio, des morceaux de terrasses de kame (photo 17). Le développement de ce grand glacier, alimenté par de multiples appareils affluents, descendu de sommets élevés, était favorisé par l'orientation de son cours supérieur d'abord N-S puis E-W, ce qui le protégeait en partie de l'action des rayons solaires ; il venait mourir à 3 100 m d'altitude, là où s'amorçait une direction d'écoulement S-N, face au Midi. Même si deux petits glaciers rocheux, dont on reconnaît encore les bourrelets, ont dévalé sur le versant de la rive droite et ont pu apporter des matériaux, il ne fait pas de doute, à mes yeux, que l'énorme accumulation morainique de La Laguna est bien due au glacier principal. Pour rendre compte de l'ampleur de ce système frontal, déjà signalé par Brügger (1928), il faut penser que ce glacier, dans sa partie terminale, devait être fortement chargé en débris, phénomène lié à un milieu géographique favorable à une gélification intense.

Pendant la période froide proprement dite les eaux de fonte devaient être réduites : ainsi s'expliqueraient les caractères sédimentologiques relevés dans l'accumulation de la marge glaciaire qui présente certains traits caractéristiques de ce que Borde (1966) appelle la « glacio-solifluction terminale ». Au maximum de la glaciation, peut-être marqué par deux stades matérialisés dans les deux arcs du complexe morainique, seuls les débris fins pouvaient partir : on en retrouvera la trace près de Juntas (*cf. infra*, p. 154). Le réchauffement a sans doute été rapide ; l'accumulation de débâcle témoigne d'une fusion soudaine et accélérée, probablement provoquée par une brusque hausse thermique : l'absence de toute manifestation volcanique quaternaire dans la région du Rio La Laguna exclut l'hypothèse d'un effet catastrophique provoqué par une activité éruptive. Seret (1965) a décrit dans un milieu continental et déjà sec, les Pyrénées aragonaises, un exemple comparable d'action violente de chasse responsable de l'émission brutale d'une nappe torrentielle à partir de moraines frontales. Une autre preuve en faveur d'une déglaciation rapide pourrait être trouvée dans la rareté des placages morainiques en amont de la construction de La Laguna⁶.

Les vestiges morainiques à 2 500 m (glaciation du Tapado).

Vers 2 500 m d'altitude, à une quinzaine de kilomètres en aval du vallum de La Laguna, l'existence d'argiles à blocs a été signalée par Brügger (1928) ; elles tapissent les versants de la vallée entre la confluence de la Quebrada Tapado et celle du Rio Seco ; l'érosion y a sculpté des cheminées de fée. Ça et là, isolés au beau milieu du lit majeur, se dressent des pointements rocheux qui ont parfois l'aspect de verrous typiques (fig. 62).

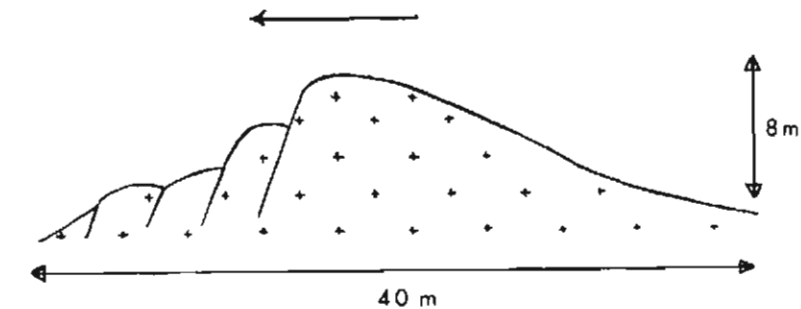


FIG. 62. — Croquis schématique d'un verrou probable dans la vallée du Rio La Laguna vers 2 500 m d'altitude.

La flèche indique le sens d'écoulement de la glace. Verrou dissymétrique, traces de désenclavement de bloc lié aux diaclases du granite sur le front.

J'ai étudié ce dépôt à la hauteur de la rencontre du Rio La Laguna avec la Quebrada Tapado, sur la rive gauche du Rio La Laguna, là où il a autrefois

6. Gidon et al. (1968) ont insisté récemment sur la nécessité de distinguer dans l'édification des complexes glaciaires frontaux, d'abord une phase de fusion lente au cours de laquelle se construit la moraine terminale, ensuite une phase de fusion rapide qui voit l'étalement des matériaux fluvio-glaciaires.

obturé le débouché d'une quebrada affluente. L'observation du terrain parle en faveur d'une origine glaciaire ancienne, excluant toute possibilité d'un phénomène de convergence dû par exemple à des coulées de solifluction, des éboulements ou des cônes de déjection torrentiels. La formation, épaisse en cet endroit d'une centaine de mètres, rappelle en tous points, par sa polychromie et ses caractères sédimentologiques, celle décrite à 3 100 m près de La Laguna à la seule différence qu'elle est beaucoup plus compacte. La détermination des minéraux lourds confirme ces impressions. Le cortège montre des analogies avec celui mis en évidence pour l'échantillon pris dans la moraine de La Laguna mais les phénomènes d'altération indiquent un dépôt plus vieux : les minéraux fragiles comme le pyroxène ou le périclase ont disparu ; des actions chimiques ont affecté l'amphibole et la hornblende qui sont souvent chloritisées ; dominent en fin de compte l'épidote altérée et l'apatite, à quoi s'ajoute un peu de grenat.

Enfin l'apparition immédiatement en aval des restes, enfouis sous des éboulis de pente, d'une terrasse de décharge perchée à une quinzaine de mètres au-dessus de celle qui est issue du vallum de La Laguna, constitue un dernier argument en faveur de l'origine glaciaire ancienne de l'accumulation démantelée d'argiles à blocs repérée vers 2 500 m dans le secteur de confluence du Rio La Laguna avec la Quebrada Tapado.

Le complexe de Juntas (fig. 63 ; photo 22).

Le lieu-dit Juntas, à 2 200 m d'altitude, correspond à la jonction du Rio Toro qui arrive du NNE avec le Rio La Laguna qui vient du Sud ; ainsi naît le Rio Turbio dont la première orientation du tracé est vers le NNW. Un rocher granitique, isolé par l'érosion des versants de la vallée, se dresse au milieu du site. L'endroit est remarquable par un ensemble de formes et de dépôts dont l'étude permet de mieux comprendre les vicissitudes qu'ont connues ces cours d'eau pendant le Quaternaire.

LES FORMES ET LES DÉPÔTS.

On peut les grouper en trois catégories : formes et dépôts torrentiels, formes et dépôts lacustres, formations de pente.

Formes et dépôts torrentiels.

La terrasse de débâcle de la glaciation de La Laguna. — La terrasse de décharge brutale de la glaciation de La Laguna a déjà été décrite le long du rio du même nom ; il en subsiste ici un témoin — que sa couleur brun violacé rend facilement identifiable — à environ 8 m au-dessus du lit majeur. Or il existe aussi sur la rive droite du Rio Toro un lambeau de terrasse — dont on retrouve d'autres exemplaires plus en amont — qui présente non seulement un commandement semblable mais aussi des caractères sédimentologiques identiques : matériel hétérométrique, éléments peu usés, accumulation en vrac. Cependant les tufs liparitiques, pratiquement inconnus dans la vallée du Rio La Laguna, interviennent ici dans le spectre pétrographique ; ils sont responsables d'une matrice fine plus abondante et de la teinte

d'ensemble de la nappe qui présente une couleur jaune clair. Des phénomènes de cimentation d'origine non calcaire apparaissent çà et là. Parfois enfin, la terrasse passe localement à un petit replat d'érosion dans la roche en place.

Ces vestiges d'accumulation torrentielle appartiennent l'un comme l'autre à un même épisode climatique, celui du réchauffement rapide consécutif à la dernière grande glaciation.

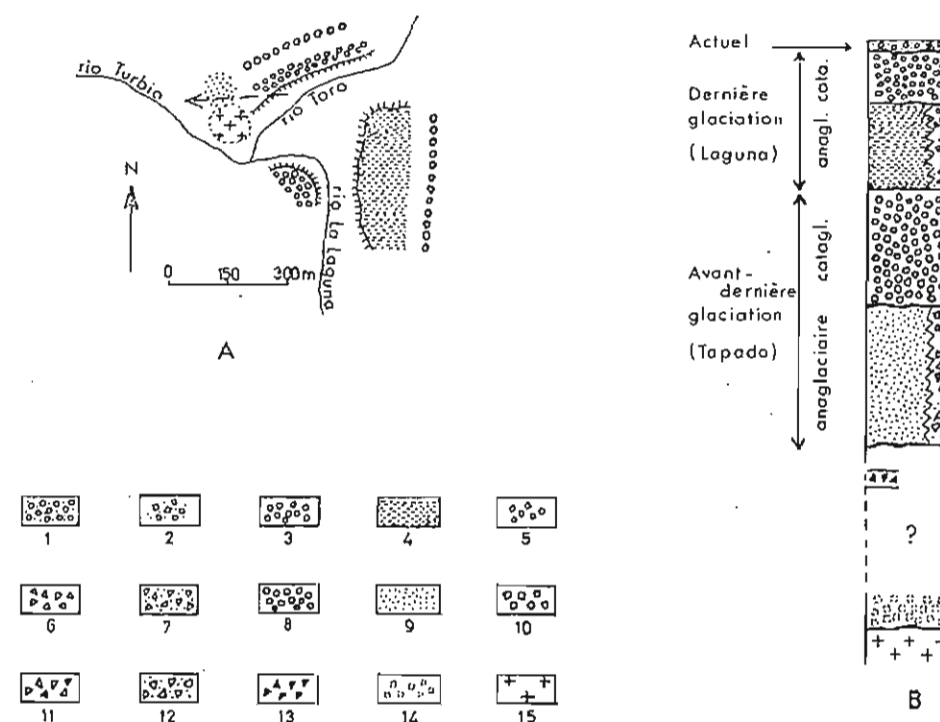


FIG. 63. — Le complexe de Juntas.

A. Croquis de localisation. — B. Colonne stratigraphique.
1. Dépôts de lit majeur actuel. — 2. Eboulis de pente actuels. — 3. Dépôts de débâcle de la dernière glaciation. — 4. Dépôts lacustres de la dernière glaciation. — 5. Dépôts de pente de la dernière glaciation. — 6. Dépôts torrentiels de la dernière glaciation. — 7. Dépôts morainiques de la dernière glaciation. — 8. Dépôts de débâcle de l'avant-dernière glaciation. — 9. Dépôts lacustres de l'avant-dernière glaciation. — 10. Dépôts de pente consolidés de l'avant-dernière glaciation. — 11. Dépôts torrentiels de l'avant-dernière glaciation. — 12. Dépôts morainiques de l'avant-dernière glaciation. — 13. Dépôts torrentiels d'âge indéterminé. — 14. Galets probablement pliocènes. — 15. Granite. — La flèche en trait interrompu indique un ancien passage du Rio Turbio.

Tant au-dessus du Rio La Laguna — où j'en ai déjà fait mention — qu'au-dessus du Rio Toro, se discernent, perchés à quelque 25 m, les restes facilement reconnaissables d'une haute terrasse dont la surface disparaît presque complètement sous des éboulis de pente. Elle répète exactement, en chaque endroit, la terrasse de décharge de la glaciation de La Laguna mais implique une débâcle encore plus impressionnante comme en témoignent le volume

bien plus considérable de la nappe alluviale et le calibre plus gros des éléments roulés de grande taille.

Cette haute terrasse se rattache, je l'ai montré plus haut, aux formations morainiques de la glaciation du Tapado.

Un vestige de dépôt torrentiel. — Recouvert par les sables lacustres récents — dont je parlerai dans le prochain paragraphe — s'est conservé le témoin, haut de 3 m et long de 10 m à en juger par ce qui est visible, d'une formation torrentielle apparemment mise en place par le Rio Toro ; elle est de type *mud flood* à gros blocs ($L = 2$ m) et ravine des dépôts de gravillons peu usés, alternés avec des lits horizontaux de limons ocres ou noirs, épais de quelques centimètres.

Cette formation torrentielle semble totalement indépendante, par sa position comme par sa nature, des deux unités décrites ci-dessus.

Formes et dépôts lacustres.

La formation lacustre récente. — Elle se remarque sous la forme d'une banquette dont la surface domine le lit majeur des cours d'eau d'une quinzaine de mètres. Il s'agit d'un dépôt brun violacé, très bien classé et très bien stratifié : sables grossiers et granules anguleux, disposés en lits horizontaux, excluent pratiquement toute autre classe granulométrique à l'exception de quelques blocs sans usure, isolés, vraisemblablement tombés des versants pendant la sédimentation. L'étude morphoscopique de la fraction inférieure à 50 microns et de celle comprise entre 300 et 500 microns montre des éléments très peu émoussés, parfois picotés, essentiellement feldspathiques ; le quartz est le plus souvent trouble. L'analyse des minéraux lourds dans la fraction comprise entre 50 et 500 microns fait apparaître de l'olivine, du pyroxène, de l'hypersthène, de l'augite gris-vert et brune, de la hornblende brune et verte, du grenat, de l'épidote et de l'apatite. Il y a donc de grandes analogies avec le cortège identifié dans la moraine terminale de La Laguna. Comme dans cette dernière, les minéraux même fragiles se sont bien conservés, fait qui suggère un âge sensiblement voisin pour les deux formations.

La formation lacustre ancienne. — Entre le piton rocheux, au S duquel passe aujourd'hui le Rio Turbio, quelques dizaines de mètres après le début de son cours, et le versant droit de la vallée s'est conservé un lambeau de formation, lui aussi d'origine lacustre, qui mure un ancien passage du fleuve. Il est visible sur une épaisseur de l'ordre de cinquante mètres. On y observe dans une proportion supérieure à 85 % des argiles et des limons calcaires de couleur jaune clair qui sont d'anciennes vases déposées dans un milieu de sédimentation très tranquille ; vers le haut la présence de cristaux de gypse laisse penser à des conditions de type lagunaire. Quelques bancs de sables grossiers et de gravettes auxquels se mêlent de rares cailloux indiquent sans doute des apports de crue. On retrouve de-ci de-là vers l'aval, jusqu'au confluent du Rio Turbio avec la Quebrada du Calvario, de petits témoins isolés de cette formation.

Formations de pente.

Ce sont des éboulis de nature périglaciaire non fonctionnels à l'heure actuelle, constitués par des éléments assez homométriques, du type caillou

ou gravier anguleux, rose ou marron, avec des ébauches de litage. Ils s'observent bien, au-dessus de la formation lacustre récente, là où ils fossilisent la surface de la haute terrasse. Il semble possible d'y distinguer au moins deux générations, l'une sans doute la plus ancienne caractérisée par une cimentation du matériel en brèche calcaire, l'autre individualisée par l'état meuble dans lequel elle s'est maintenue.

ESSAI D'INTERPRÉTATION DES FAITS.

L'étude du terrain tant du point de vue morphologique que stratigraphique permet d'entrevoir les rapports qui existent entre les différentes formations que je viens de décrire et d'imaginer ce qu'a pu être la séquence des événements qui ont laissé de telles traces.

S'il n'existe aucune coupe susceptible de montrer la relation de la terrasse de débâcle de la glaciation de La Laguna avec le dépôt lacustre récent, la topographie suggère cependant que celle-là ravine celui-ci : sur la rive droite du Rio Toro la terrasse s'inscrit en contrebas, à environ 2 ou 3 m, d'un vestige réduit qui semble bien appartenir à l'accumulation lacustre.

Le même rapport paraît pouvoir être établi entre le lacustre ancien et la haute terrasse qui se situe à une hauteur plus basse que le sommet visible du dépôt d'argiles et de limons calcaires jaune et clair.

L'origine des dépôts lacustres doit s'expliquer à mon avis par un phénomène de barrage — qui s'est au moins reproduit deux fois — dû aux apports torrentiels de la Quebrada du Calvario ; cet affluent se jette en effet à angle droit dans le Rio Turbio, à une quinzaine de kilomètres en aval, un peu avant le double coude que dessine ensuite le fleuve pour reprendre son orientation vers l'Ouest.

Sur la base de telles observations je propose l'interprétation suivante :

A un moment de la phase anaglaciaire, peut-être même lors du maximum de la glaciation du Tapado, la Quebrada du Calvario a construit un énorme cône de déjection ; il a barré la vallée principale dans laquelle s'écoulaient des eaux de fonte peu abondantes, incapables de vaincre l'obstacle de ce bouchon alluvial édifié par un cours d'eau qui, par sa position topographique, jouissait alors d'un régime torrentiel et nival, mais non glaciaire. Des systèmes morainiques terminaux situés en amont, dans la vallée du Rio Toro et dans celle du Rio La Laguna, seuls les débris fins étaient évacués et ils venaient s'accumuler dans le lac de barrage. Pendant la même période les versants se drapaient d'éboulis périglaciaires. Au cours de la phase cataglaciaire, lors de la fusion rapide des glaces de la cordillère, la retenue cédait sous l'effet de la débâcle qui allait déposer une nappe torrentielle de décharge ; celle-ci une fois étalée, le fleuve se remettait à creuser dans sa propre accumulation.

La même suite d'événements s'est reproduite point par point lors de la dernière grande glaciation.

L'interprétation que je viens de proposer est résumée dans la colonne stratigraphique de la figure 63. Je ne cache pas que des points obscurs subsistent. Où doit-on par exemple placer le vestige de dépôt torrentiel repéré sous l'accumulation lacustre récente ? L'existence de cristaux de gypse dans la formation lacustre ancienne est-elle compatible avec les conditions

climatiques d'une phase anaglaciale ou d'un maximum glaciaire ? Sans doute oui, avec une certaine sécheresse estivale. Plus grave cependant est la question suivante : alors que le lacustre ancien semble bien, de par sa couleur, être l'œuvre du seul Rio Toro pourquoi le lacustre récent paraît-il provenir au contraire exclusivement du Rio La Laguna ? J'avoue n'avoir pas trouvé de solution à ce problème.

Le problème des glaciations anciennes⁷.

A priori, la vallée du Rio Turbio, par l'absence de sols et de végétation, par l'inexistence aussi d'un volcanisme quaternaire dans son bassin, offre un terrain favorable à l'identification de restes morainiques éventuels qui pourraient être plus anciens que ceux décrits à 2 500 m dans la vallée du Rio La Laguna.

J'avais cru reconnaître (Paskoff, 1967 d) les restes d'une vieille glaciation dans une formation trouvée à 1 700 m d'altitude dans la vallée du Rio Turbio, là même où elle dessine un coude brusque, peu après la confluence avec le Rio Las Terneras ; cette formation colmate de bas en haut la brèche qui sépare le versant droit de la vallée d'un piton rocheux granitique, haut de plus d'une centaine de mètres, autrefois isolé au milieu du lit du fleuve. J'avoue aujourd'hui mon scepticisme. S'il s'agit bien d'un dépôt constitué d'éléments anguleux du type pierraille et blocaille, emballés dans une matière fine abondante, fortement consolidée, comme je l'ai écrit, par contre son spectre pétrographique n'est pas aussi étendu que je l'avais noté lors d'un premier examen de reconnaissance ; une révision attentive a montré que les fragments granitiques d'origine locale occupent une place très largement prépondérante. J'incline à présent à voir dans cette formation l'œuvre de coulées boueuses, descendues le long du versant lors d'une crise climatique du Quaternaire ancien qui a peut-être été glaciaire en haute cordillère.

Récemment mon attention a été attirée sur les restes d'un vieux dépôt dans la Quebrada Las Mercedes qui se jette dans le Rio Turbio, à 5 km environ en amont de Rivadavia. Longue d'une dizaine de kilomètres, orientée vers le Sud, elle descend de sommets qui dépassent 3 000 m. Le dépôt en question présente, il faut bien en convenir, un « faciès morainique » mais son altitude, 1 000 m, paraît bien basse pour une formation authentiquement glaciaire. Toujours au chapitre des indices douteux, mais cette fois-ci dans la Cordillère du Limari, je mentionnerai une accumulation détritique, vers 1 400 m, dans la Quebrada Luncas, née à 3 000 m, orientée N-S, affluent du Rio Tomes un peu en amont de Rapel. Enfin je signalerai l'existence d'un « bouchon » suspect à 1 750 m d'altitude dans la vallée du Rio Grande à 1 km en amont de sa confluence avec la Quebrada El Pangué ; je l'ai repéré sur les photographies aériennes mais je n'ai malheureusement pas eu le loisir de l'observer sur le terrain.

7. Brüggén (1950) avait considéré comme des restes morainiques des dépôts détritiques, situés à 800 m d'altitude, près de Varillar, un peu en amont de Rivadavia. Ils correspondent en fait à une accumulation torrentielle du Quaternaire moyen (III) de la Quebrada La Aguada dont le cône avait alors réussi à barrer complètement la vallée du Rio Turbio (cf. *infra*, p. 162).

Au total les preuves sédimentologiques en faveur d'une ou plusieurs glaciations anciennes sont minces et discutables. L'existence de nappes alluviales (III et IV) du Pléistocène inférieur qui seront étudiées dans le cours moyen et aval du Rio Elqui (cf. *infra*, p. 167) représente un argument indirect, d'ailleurs contestable lui aussi car on pourra toujours affirmer que ces épanchages sont, bien entendu, liés à des crises climatiques, mais pas nécessairement de type glaciaire (Viers, 1967). Dans l'état actuel des recherches, le Quaternaire ancien glaciaire du Chili semi-aride reste le domaine des présomptions.

CONCLUSIONS

Le nombre des glaciations.

Mes recherches sur les formes et les dépôts glaciaires dans la vallée du Rio La Laguna-Rio Turbio me conduisent à penser que la Cordillère de l'Elqui a connu au moins deux grandes périodes froides, chacune marquée par une extension considérable des glaces.

Une glaciation récente a laissé à 3 100 m le complexe morainique décrit près de La Laguna ; je lui donne le nom de *glaciation lagunienne* ; elle devrait correspondre à la glaciation Würm-Wisconsin de l'hémisphère nord. Une légère récurrence du froid pendant la déglaciation, un Tardiglaciaire sec, est probablement responsable du stade d'extension maximale des glaciers rocheux (au-dessus de 4 000 m).

Une glaciation ancienne est attestée par des vestiges morainiques à 2 500 m, près de la confluence de la Quebrada Tapado ; elle reçoit l'appellation de *glaciation tapadienne* ; elle pourrait s'identifier avec le Riss-Illinois de l'Europe et de l'Amérique du Nord si la simultanéité des périodes froides entre les deux hémisphères était acceptée pour tout le Quaternaire.

L'existence d'une ou plusieurs glaciations encore plus anciennes reste problématique⁸.

Comparaison avec la cordillère du Chili central.

Ces résultats s'accordent assez bien avec ceux obtenus par Borde (1966) dans les Andes de Santiago. La glaciation lagunienne a toutes les chances d'être l'équivalent de la glaciation interne de cet auteur, celle qu'il appelle

8. Dans une toute récente publication dont j'ai eu connaissance une fois le point final mis à cet ouvrage, Weischet (1969) signale l'existence de quatre générations de moraines (M₁ à 1 500 m, M₂ à 1 700 m, M₃ à 2 000 m et M₄ à 2 500 m) dans la petite quebrada d'orientation W-E qui conflue avec le Rio Claro, rive gauche, à hauteur de Pisco Elqui. S'il est clair que de petits cirques de névé ont été modelés lors de la dernière glaciation sur les parties les plus hautes de son bassin de réception, il paraît en revanche discutable d'identifier dans une aussi courte vallée (6 à 7 km de longueur) descendue de sommets qui atteignent seulement 3 000-3 500 m et exposée vers l'Est, les sédiments corrélatifs de trois glaciations antérieures ; pour ma part je considère comme d'origine torrentielle les formations détritiques décrites par Weischet (cf. *infra*, p. 165 et la carte hors-texte III-2). D'ailleurs les altitudes indiquées par cet auteur sont anormalement basses pour des dépôts d'origine glaciaire compte tenu du contexte topographique et climatique régional.

aussi phase glaciaire de Los Queltehues. La glaciation tapadienne correspondrait à sa glaciation interne ou phase glaciaire de San Alfonso. La différence d'altitude entre les manifestations terminales du glacier du Rio Maipo lors de ces deux épisodes (1 700 m pour le plus récent et 1 100-1 200 m pour l'autre, soit 500-600 m) est du même ordre que celle constatée pour le glacier du Rio La Laguna (600 m). Borde a aussi reconnu un Tardiglaciaire, baptisé phase Lo Valdés. Enfin le même auteur, tout en exprimant son scepticisme, n'a pas exclu de façon définitive l'éventualité d'une glaciation maximale, plus ancienne et plus puissante que les autres.

Glaciations et terrasses fluviales.

Deux systèmes de terrasses fluviales ont été reconnus et mis en rapport avec les deux dernières glaciations. Ce sont des nappes de débâcle brutalement libérées, vraisemblablement par suite d'un réchauffement rapide. Leur altitude relative baisse régulièrement vers l'aval.

L'ampleur des glaciations quaternaires.

On sera peut-être surpris par le contraste qui existe dans la Cordillère de l'Elqui entre la faiblesse de la glaciation actuelle et la puissance des glaciations passées. Ce contraste s'explique par la position en latitude de cette cordillère qui est celle d'une charnière climatique : incorporée aujourd'hui aux confins de la zone aride, elle basculait, lors des périodes froides du Pléistocène, marquées par un déplacement vers le Nord du flux atmosphérique d'Ouest, dans les marges du domaine humide.

LES COURS MOYEN ET AVAL DU RIO ELQUI

LA VALLEE DU RIO TURBIO-ELQUI ENTRE JUNTAS ET DIAGUITA

Entre Juntas et Diaguita (*carte hors-texte III-2*), le Rio Turbio qui prend le nom de Rio Elqui à partir de son union avec le Rio Claro ou Derecho, immédiatement en aval de Rivadavia, suit une vallée marquée par des coudes brusques comme, par exemple, à la jonction avec la Quebrada du Calvario ou encore à la rencontre avec le Rio Las Terneras. Ce tracé apparemment capricieux traduit en fait une étroite adaptation à des accidents cassants. La vallée est profondément encaissée et toujours bien calibrée. Les versants, souvent très raides sur une hauteur de plusieurs centaines de mètres, évoluent surtout là où ils sont lacérés par des couloirs d'éboulis, dotés à leur tête de véritables bassins de réception et alimentant à leur base de petits cônes ; lors des fortes averses ils peuvent être balayés par de bruyantes coulées de pierres, de sables et de boues qui ont reçu dans le pays le nom de *huracanes*. La largeur de la vallée augmente progressivement vers l'aval sans toutefois jamais dépasser 500 m.

PHOTO 40. — Le niveau supérieur du Rio Limari (11v) ; vue prise vers l'Ouest au-dessus de La Chimba ; au premier plan la basse terrasse (II).

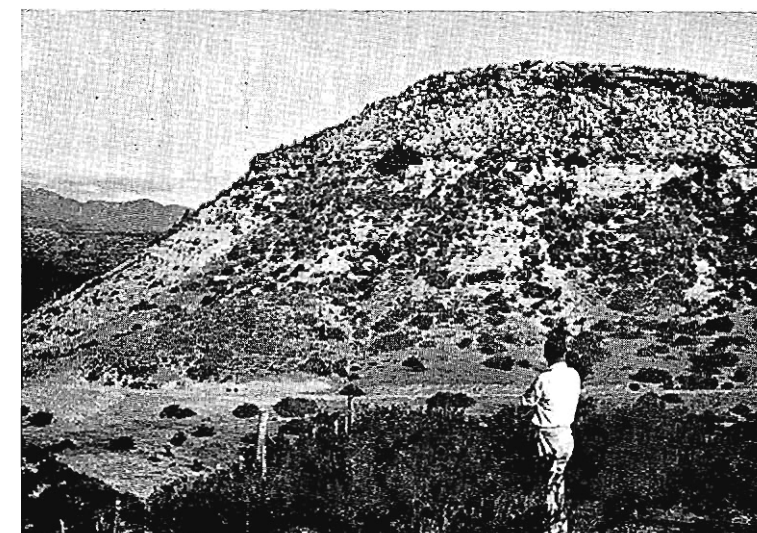
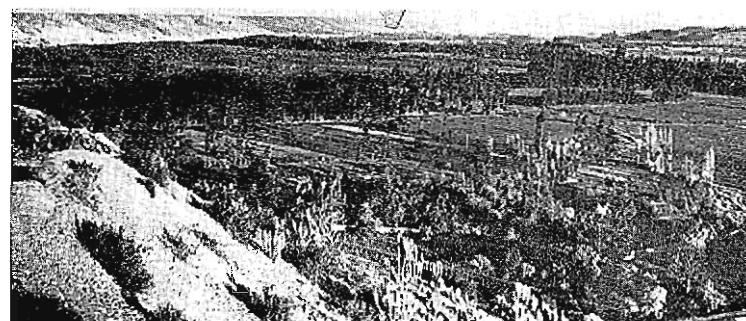


PHOTO 41. — La coupe de l'Estero Tongoy (cf. p. 240 et fig. 110).

Le ravinement du Pliocène marin (formation de Coquimbo) par les dépôts de plage du Sérénien I est apparent aux deux tiers de la hauteur du versant.

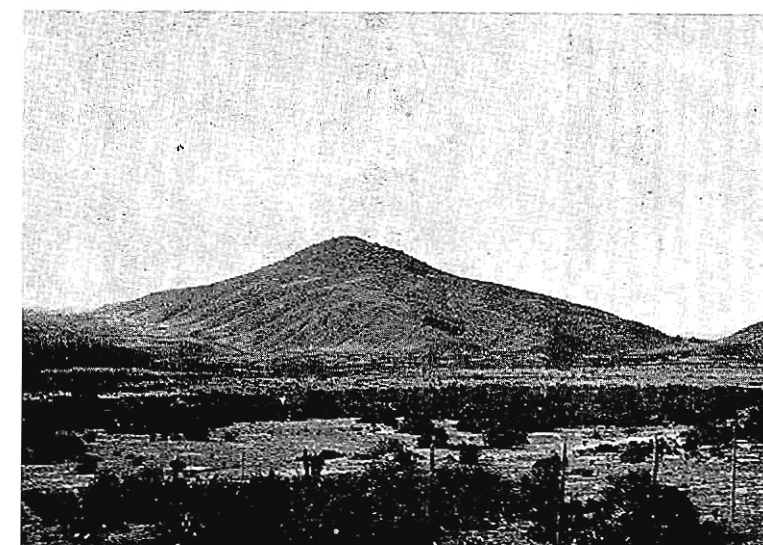


PHOTO 42. — Vue du Cerro Talinay (762 m) ; versant occidental à facettes triangulaires correspondant à un escarpement de faille ; au pied, vers 350-400 m d'altitude, vaste plate-forme d'abrasion marine, du Pliocène supérieur, soulevée.

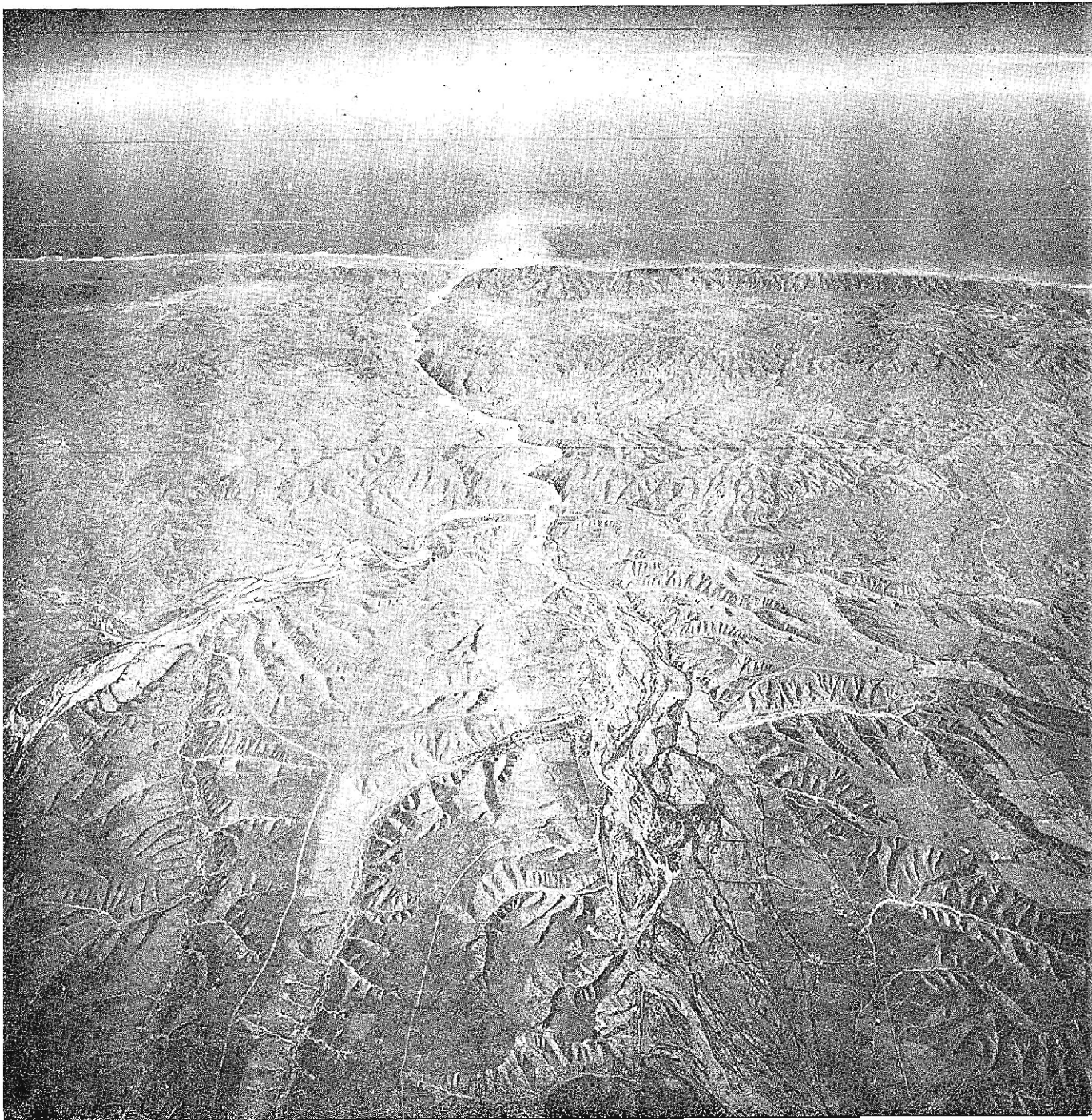


PHOTO 43. — Vue aérienne oblique de la « trouée héroïque » du Rio Limari à travers les blocs soulevés des Hauteurs de Talinay ; l'affluent à gauche est l'Estero Punitaqui.

Entre Juntas et Huanta, le fleuve présente une forte pente longitudinale moyenne, sans doute supérieure à 20 ‰. Entre Chapilca et Diaguita, elle n'est déjà plus que de 10 ‰ : le lit mineur commence alors à se diviser par endroits en plusieurs chenaux d'écoulement. Le lit majeur, encombré de gros blocs qui donnent l'impression d'excéder la compétence actuelle du rio, occupe presque tout le fond de la vallée, sauf là où les quebradas affluentes ont édifié d'énormes cônes de déjection et là où ont subsisté quelques lambeaux de terrasse.

Les cônes de déjection (photo 25).

Quiconque suit le cours d'eau a le regard immédiatement attiré par de grandes constructions qui encombrant le couloir fluvial au débouché des quebradas : ce sont de gros cônes de déjection torrentiels qui ne sont plus fonctionnels aujourd'hui : ils sont entaillés par les eaux qui s'écoulent au moment de la fonte des neiges ou après des pluies violentes ; leur front est sapé par l'érosion latérale du rio principal ; enfin, lorsque l'irrigation est possible, leur surface est occupée par des cultures. Leurs dimensions, leur aspect bombé ici, surbaissé là, dépendent de l'importance de chaque quebrada, de sa pente longitudinale, de la nature des roches qui affluent dans son bassin.

Les cônes présentent très souvent une disposition dissymétrique : ils s'allongent vers l'aval, dans le sens du courant, plus que vers l'amont ; ils peuvent donc donner l'impression de passer vers l'aval à une terrasse ; mais c'est une fausse terrasse de « queue de cône » : son matériel anguleux montre qu'il n'y a pas en elle d'apports longitudinaux et d'ailleurs son commandement au-dessus du lit majeur diminue très rapidement.

Dans le matériel de ces cônes, la proportion des éléments fins est toujours élevée, sans doute parce que les granites de tous types et de tous âges, plus ou moins altérés, couvrent dans la cordillère de grandes surfaces ; peut-être aussi la neige qui devait coiffer les sommets pendant plusieurs mois de l'année à l'époque de la mise en place de ces accumulations a-t-elle aidé, par des actions de lavage, à cette concentration des matériaux fins. Là où affluent les formations volcanico-détritiques et là où la pente est raide, d'énormes blocs, d'un volume parfois supérieur à plusieurs m³, sont emballés dans la masse des déjections. Aucun indice d'altération n'est vraiment apparent ; le degré de consolidation reste très faible.

L'observation attentive du terrain montre parfois des emboîtements : les gros cônes bien conservés que je viens de décrire peuvent s'inscrire dans les restes d'une construction plus ancienne et ruinée : c'est le cas, par exemple, au débouché de la quebrada — sans nom connu — qui se jette dans le rio principal sur sa rive gauche, immédiatement en aval de l'Estero Tilo. La Quebrada La Aguada est aussi responsable d'un dispositif semblable : le cimetière de Varillar a été placé sur une accumulation torrentielle ancienne ; celle-ci présente des caractères sédimentologiques très voisins de ceux du cône plus jeune, édifié dans son cœur même après une phase d'entaille : les sables sont aussi abondants mais la taille des blocs paraît plus grande dans l'ensemble ; rien n'indique une altération plus marquée ; cependant, une patine sombre se note sur les cailloux de surface ; surtout

la compacité s'est affirmée. Il arrive enfin, parfois, que le dispositif en trompette comporte un troisième élément constitué par un petit cône — actuel lui, puisque alimenté de loin en loin par des crues chargées de pierres et de boues (Golubev, 1967-1969) — qui se loge sur le front du gros cône figé.

Parce que la vallée est étroite, ces cônes ont pu la barrer complètement, du moins à certains moments. J'ai déjà parlé à propos du complexe de Juntas des effets de barrage provoqués par la Quebrada du Calvario. D'autres lieux portent témoignage de ce phénomène : on remarque, encore plaqués sur la paroi rocheuse de la rive d'en face, des restes⁹ du cône ancien de la Quebrada La Aguada ; il subsiste sur le flanc amont des déjections plus récentes de la Quebrada La Hormiga, des dépôts lacustres finement stratifiés de sables roses et de limons blanchâtres. Ce dernier torrent présente un petit cône actuel qui a donné, il y a quelques années, un exemple rapporté par Jones (1953) de ce qu'ont été, à plus grande échelle bien sûr, les obturations de la vallée au Quaternaire. En mai 1934, selon des témoins oculaires, des apports torrentiels ont barré le fleuve sur 8 à 10 m de hauteur ; bien que le débit du rio ait été alors d'environ 15 m³/s, la digue naturelle n'a pas cédé immédiatement : les eaux ainsi retenues s'infiltraient à travers elle ou au-dessous d'elle ; après dix jours, une brèche s'ouvrit mais c'est seulement au bout de neuf ans, pendant l'été 1943, qu'une crue — provoquée par une brusque fusion des neiges en haute cordillère — dispersa ce qui subsistait de l'accumulation.

Le matériel fin des cônes et les vestiges des dépôts sableux ou limoneux d'origine lacustre, conservés de-ci de-là, sont souvent remaniés par le vent que fait naître presque chaque jour le fort gradient barométrique qui existe entre l'Océan et les sommets élevés de la chaîne : le vent apparaît vers 11 heures du matin et, canalisé par l'étroit couloir de la vallée, il devient fort à partir de 14 h 30 ; il faiblit vers 17 heures pour mourir avec la nuit. Ainsi s'explique, favorisée aussi par le milieu sec, l'édification de petites nebkas appuyées sur de rares touffes de végétation.

Les terrasses.

La terrasse de débâcle (t1) du front morainique de La Laguna se suit sans peine tout le long de ce tronçon de la vallée grâce aux témoins assez continus qui en restent (*photo 24*). Son faciès d'accumulation torrentielle se maintient même si l'usure des galets venus d'amont a progressé, si les blocs sont moins gros et moins nombreux et si les lits ou lentilles de sable occupent une place plus importante. La courbe granulométrique, établie en cumulation rétrograde (*fig. 64*), d'un échantillon de ces sables (méd. 0,76 mm) recueilli près de Rivadavia est de type parabolique. Elle traduit une accumulation forcée liée à l'étalement de la nappe de débâcle. Cet effet de freinage a provoqué l'immobilisation de la fraction la moins fine (sables supérieurs à 0,43 mm), d'où une certaine classification du sédiment (Q de φ : 0,7 ; Hé : 0,6). L'analyse morphoscopique (*fig. 65*) s'accorde bien avec cette interprétation : elle montre des grains subémoussés mats dans une proportion qui, selon les tailles, oscille entre 75 % et 100 % ; la catégorie des émoussés

9. Ce sont eux que Brüggén (1950) a confondus avec des dépôts morainiques (*cf. supra*, p. 158).

n'est pas représentée. Aucun indice d'altération. Pas de limons non plus à la surface. Le commandement de cette terrasse au-dessus du lit majeur se maintient autour de 4 à 5 m. Ses vestiges les plus continus se situent entre Varillar et Rivadavia.

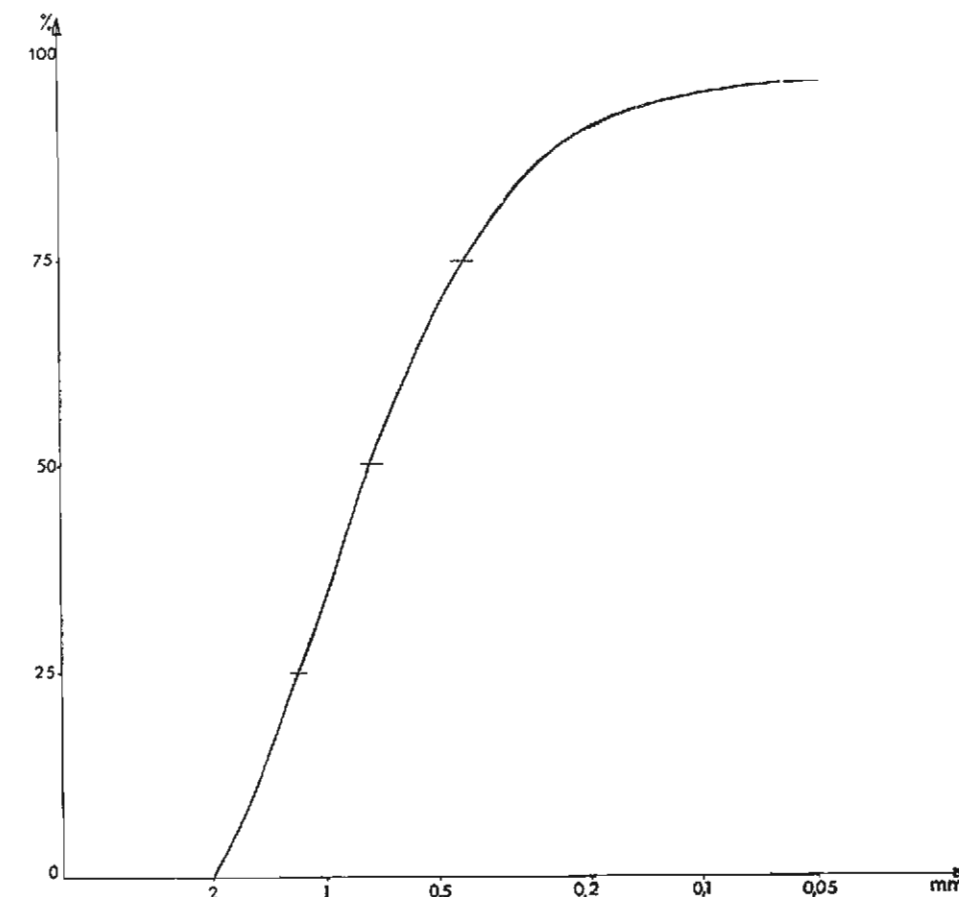


FIG. 64. — Courbe granulométrique d'un échantillon de sables de la terrasse de débâcle glaciaire (t1).

Courbe de type parabolique traduisant une accumulation forcée.

Une coupe relevée dans cette terrasse de décharge glaciaire, à hauteur de Rivadavia et à proximité du pont construit sur le Rio Turbio pour accéder à la vallée du Rio Claro, montre clairement (*fig. 66*) que la nappe alluviale est postérieure au gros cône construit par la quebrada qui dévale, juste en face, de la rive opposée, puisqu'elle le ravine. Ainsi se trouve confirmée, par une preuve stratigraphique, la postériorité de la mise en place de la terrasse de débâcle, issue du front morainique de La Laguna, par rapport à l'édification de la dernière génération des grands cônes torrentiels, postériorité déjà mise en évidence par l'étude de l'enchaînement logique dans le temps des formations détritiques du complexe de Juntas.

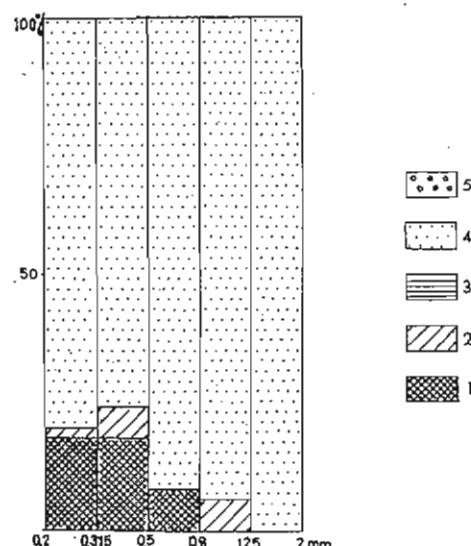


FIG. 65. — Morphoscopie des sables de la terrasse de débacle glaciaire (t1).

1. Non usés. — 2. Subémoussés luisants. — 3. Emoussés luisants. — 4. Subémoussés mats. — 5. Ronds mats.

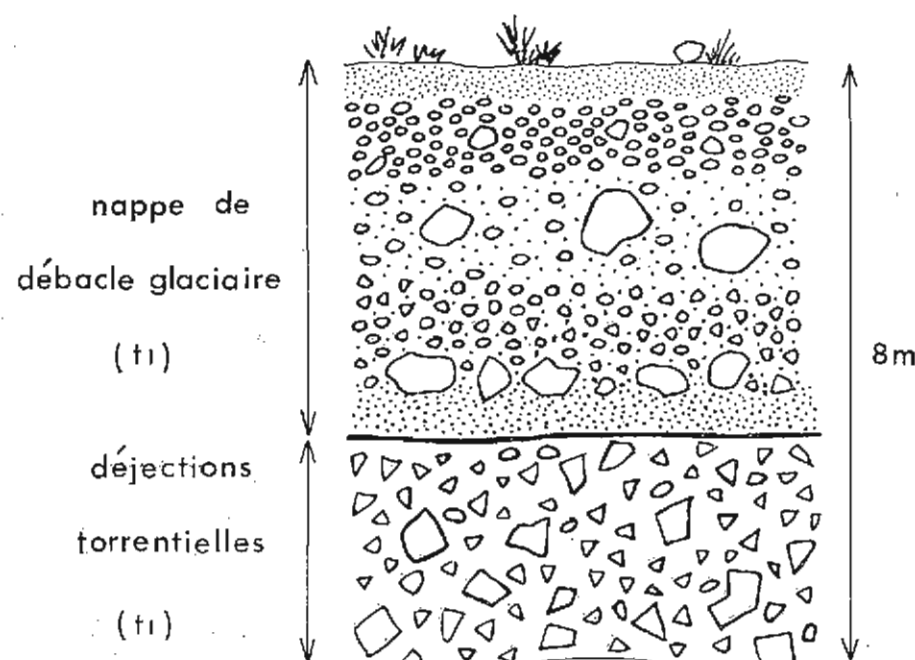


FIG. 66. — Ravinement des déjections torrentielles de la dernière grande crise climatique par la nappe de débacle glaciaire (t1).

Coupe observée à Rivadavia, près du pont sur le Rio Turbio. — Nota: la mention (t1) en bas et à gauche de la figure doit être omise.

Aucune autre terrasse à topographie bien définie n'a été reconnue dans cette partie de la vallée; tout au plus peut-on mentionner quelques vestiges assez mal conservés. Les plus nets se remarquent sur la rive droite entre l'Estero Tilo et l'Estero Huanta (*photo 23*); il faut très vraisemblablement les rattacher à la nappe de décharge de la glaciation du Tapado (nappe alluviale tII).

LA VALLEE DU RIO CLARO OU DERECHO

Affluent du Rio Turbio, le Rio Claro, dont les têtes de vallée se situent dans des parties autrefois englacées de la haute cordillère, s'écoule du Sud vers le Nord; cette orientation favorable permet à des vignobles ingénieusement irrigués de s'accrocher jusqu'à plus de 1 000 m d'altitude sur ses versants couverts d'éboulis ordonnés hérités (pente voisine de 30°; *photo 26*): les raisins brûlés par le soleil donnent des vins généreux qui, par distillation, servent à la fabrication du fameux *pisco*. Cette vallée présente du point de vue morphologique une double originalité: emboîtement fréquent des cônes et absence de restes de véritables terrasses.

L'emboîtement le plus remarquable est dû à une quebrada de moyenne importance qui descend sur la rive gauche du Rio Claro entre Monte Grande et Pisco Elqui, un peu au S de la confluence avec le Rio Cochiguas. On y distingue:

— un vieux cône ou du moins le témoin d'une vieille construction torrentielle: l'absence de bonnes coupes n'a pas permis de bien juger de l'état d'altération et de consolidation de son matériel;

— un cône moins ancien, lui aussi démantelé, visible sur une hauteur d'environ 200 m; la route y donne une excellente coupe: des blocs et des cailloux de tonalite à teinte claire et à grain moyen sont emballés dans une arène abondante; pas de phénomènes d'altération mais un début de compacité;

— un cône récent enfin, parfaitement conservé à l'exception de l'entaille opérée par les eaux d'écoulement actuelles; lithologiquement, le matériel est semblable à celui de l'édifice antérieur; peut-être les gros blocs y sont-ils plus rares; les sables grossiers l'emportent en volume sur les éléments de taille supérieure; le dépôt n'est absolument pas consolidé.

Seul manque à ce dispositif pour qu'il soit vraiment complet, le petit cône actuel qui se rencontre ailleurs, en quelques endroits de la vallée.

LA VALLE DU RIO ELQUI ENTRE DIAGUITA ET MARQUESA

(Carte hors-texte III-3.)

Un peu au-delà de Diaguita, au passage du grand accident qui, on l'a noté, sépare la haute cordillère de la moyenne montagne, la vallée s'évase brusquement: son ampleur entre Peralillo et Vicuña atteint 2 km; sans doute se rétrécit-elle ensuite mais sa largeur se maintient cependant entre

0,750 et 1 km. D'autre part, la pente longitudinale diminue encore un peu : elle se mesure aux environs de 8 %. Ces nouvelles conditions topographiques font que, si les formations détritiques quaternaires se ramènent toujours pour l'essentiel au diptyque cônes-terrasses, ces constructions offrent dans ce tronçon des caractères originaux.

Les cônes.

Parce que les versants de la vallée principale sont plus ouverts et aussi parce que dans l'ensemble le profil en long des quebradas affluentes est moins tendu, les cônes présentent généralement une forme moins bombée que celle des constructions situées plus en amont. Leur matériel reste toujours remarquable par l'abondance des éléments fins.

Les gros cônes bien conservés, mais figés, de la dernière génération appellent quelques commentaires :

— leur coupe frontale, due au sapement du rio, montre presque toujours sous l'accumulation proprement torrentielle, de puissance variable, un dépôt de cailloux roulés, visible sur 3 ou 4 m d'épaisseur, témoignage indiscutable d'un apport longitudinal antérieur ; la proportion notable des galets mal conservés (un comptage effectué sous le cône de la Quebrada Cementerio, en face d'El Molle, donne 78 % d'éléments sains d'une part, 16 % d'éléments altérés et 6 % d'éléments pourris, tous d'origine granitique, d'autre part) indique, à mon sens, qu'il s'agit probablement d'une nappe alluviale du Quaternaire moyen.

— ils présentent un faciès un peu particulier, sur la rive droite du fleuve, aux environs de Vicuña ; en cet endroit, ils mériteraient davantage la dénomination de cônes-glacis par leur longueur, leur aplatissement, leur profil presque concave vers le ciel. Ils sont aujourd'hui disséqués par les eaux courantes qui construisent de petits cônes d'accumulation dans le lit majeur du rio. Des coupes observées dans le secteur de Miraflores montrent, à la base, la roche en place — une andésite altérée — recouverte par quelques mètres d'un matériel anguleux, avant tout granitique, baignant dans de l'arène. Je pense qu'il s'agit de formes et de dépôts qui s'apparentent à des phénomènes cryonivaux de type solifluidal (coulées boueuses) beaucoup plus qu'à des actions proprement torrentielles. Les hauts sommets granodioritiques qui culminent presque d'un seul jet de 3 000 m sur le bord occidental soulevé de la faille de Vicuña, expliquent ici ce cas original de la morphologie quaternaire.

— des observations faites sur le cône de la Quebrada El Maiten, côté rive gauche un peu en amont d'El Molle, suggèrent que, parfois au moins, l'apparence d'une construction unique appartenant à une seule génération est trompeuse : des blocs et des cailloux aux faces fraîches sont mélangés avec des matériaux semblables mais couverts d'une patine calcaire qui, nous en reparlerons, est caractéristique du Quaternaire ancien. *Un même cône peut donc avoir été remanié au cours de différentes crises climatiques sans que se soit nécessairement produit un emboîtement aujourd'hui visible.* Une constatation semblable est rapportée par Tricart (1965 b) dans son étude sur les terrasses du Rio Copiapo.

Dans les alentours de Vicuña subsistent des *lambeaux de vieux cônes*. Rive gauche, à droite de la piste qui conduit à Hurtado par le col de Tres Cruces, on peut voir quelques vestiges caillouteux qui doivent leur teinte blanchâtre à des concentrations de calcaire. Rive droite, à proximité de Miraflores, une colline allongée de couleur claire, la *loma* La Calera, représente le dernier témoin d'un cône-glacis : sa couverture plus colluviale qu'alluviale montre, dans sa partie supérieure, des éléments anguleux de toutes tailles, dotés d'une patine calcaire épaisse parfois de plusieurs millimètres.

Ces formes mal conservées doivent appartenir au Quaternaire ancien.

Les terrasses.

Trois générations de nappes alluviales ont été identifiées dans cette partie de la vallée.

La *terrasse de débâcle du front morainique de La Laguna* (t_I) revêt ici des traits nouveaux :

— son commandement baisse soudain ; à Diaguita, comme à Vicuña, elle ne domine le lit majeur que de 3 ou 4 m ; plus en aval il diminue encore pour se tenir autour de 1-2 m.

J'explique cette modification par l'élargissement soudain de la vallée : la masse alluviale, longtemps canalisée dans le couloir fluvial, a pu enfin s'étaler sans contrainte ; cette « détente » a contribué à épuiser l'épandage qui s'est trouvé très vite en fin de course.

— l'accumulation caillouteuse se termine le plus souvent par des limons épais d'environ 1 m ; ces dépôts fins suggèrent que le niveau a pu être inondé par de hautes crues après l'abandon de la nappe de décharge proprement dite, alors qu'un tel phénomène ne semble pas s'être produit en amont de Diaguita.

L'existence d'une *terrasse moins récente* (t_{II}) est attestée par deux vestiges identifiables sur la rive gauche, l'un après la confluence de la Quebrada Pangué, l'autre en aval d'Almendral. Ils dominent le lit majeur de 8-10 m ; les cailloux roulés sont plutôt de grande taille (L = 15 à 20 cm) et ne montrent qu'exceptionnellement des signes d'altération (plus de 95 % de galets sains).

Enfin une *vieille nappe alluviale* (t_{III}) a laissé des témoins sur la rive droite, juste en face de Peralillo, témoins mis à jour par les tranchées du chemin de fer La Serena-Rivadavia. Il s'agit d'une puissante accumulation — son épaisseur visible dépasse une centaine de mètres — d'apports longitudinaux successifs avec incorporation d'éléments granitiques descendus des versants ; elle laisse une impression de désordre chaotique : blocs et galets y sont mélangés, les lentilles de sables apparaissent tronquées. Deux autres faits retiennent encore l'attention : d'abord le mauvais état de conservation du matériel grossier : seulement 40 % d'individus sains contre 32 % d'altérés et 28 % de pourris ; mais il est vrai que le spectre pétrographique, un peu déformé par la surabondance locale des roches intrusives, influe sur les résultats du comptage. Ensuite la présence d'une patine calcaire qui recouvre tous les galets gisant à la surface du dépôt.

LA VALLÉE DU RIO ELQUI ENTRE MARQUESA ET L'OCEAN

(Carte hors-texte III-4.)

A partir de Marquesa, et jusqu'à La Serena, la vallée du Rio Elqui ne cesse de s'ouvrir puisque sa largeur passe de 1,5 km à 6 km. Cet évasement progressif est en fait rompu localement par quelques étranglements provoqués par l'avancée d'éperons rocheux à Las Rojas et à Punta de Piedra, par exemple, ou par la brusque dilatation due à l'arrivée de la Quebrada de Santa Gracia. Le fleuve se divise en chenaux divagants dans un lit majeur large parfois d'un kilomètre et doté d'une pente longitudinale de l'ordre de 7 à 8 ‰.

Les cônes encombrant la vallée ont maintenant disparu. Seuls comptent les rubans continus des terrasses cultivées qui accompagnent le cours d'eau : ces niveaux fluviaux constituent un remarquable ensemble morphologique (fig. 67 et 68 ; photo 27) auquel le voisinage d'une insigne séquence de plates formes marines étagées autour de la baie de Coquimbo confère un intérêt majeur.

La basse terrasse (t₁).

La basse terrasse occupe une place moins mesurée dans cette partie de la vallée et elle s'élève aussi avec un peu plus de vigueur au-dessus du lit majeur qu'elle domine de 3 ou 4 m. Il s'agit d'une nappe de galets sans aucun indice d'altération.

D'épaisseur totale inconnue¹⁰, elle se termine, dans sa partie supérieure, par des dépôts moins grossiers, des graviers, des sables et des limons surtout. A partir de La Serena, elle passe latéralement aux formations de plage végéiennes (flandriennes) qui recouvrent la plus récente des cinq plates-formes marines quaternaires.

La datation du matériel de la basse terrasse suggérée par la continuité de la sédimentation aux approches de l'embouchure, entre le domaine continental et le milieu marin, est corroborée par les résultats de récentes recherches archéologiques. En effet, Montané (1968) a étudié ce niveau inférieur d'un point de vue préhistorique au lieu-dit *Potrero Largo* (le pré allongé) à proximité de Punta de Piedra, à une quinzaine de kilomètres de l'Océan¹¹.

10. La description des échantillons de galets prélevés lors de forages de puits ou de sondages (Elqui Valley, Chile, 1955) n'est pas assez explicite pour permettre l'individualisation des différentes nappes alluviales.

11. Je dois, à ce propos, rectifier une erreur. Dans une publication préliminaire (Paskoff, 1964 a), j'avais cru pouvoir le distinguer de la basse terrasse proprement dite et je l'avais qualifié de basse-basse terrasse. Mais la cartographie morphologique détaillée m'a montré que cette distinction n'avait pas lieu d'être retenue et qu'il s'agit bien d'un seul et même niveau. J'abandonne aussi l'explication que je proposais alors un peu trop hâtivement. Je soutenais, en effet, qu'elle pouvait avoir une origine anthropique : l'installation des premiers agriculteurs (civilisation El Molle) dans la vallée, aux environs des débuts de l'ère chrétienne, aurait entamé le couvert végétal en équilibre instable depuis le dernier dessèchement du climat. A son tour, cette destruction aurait provoqué une

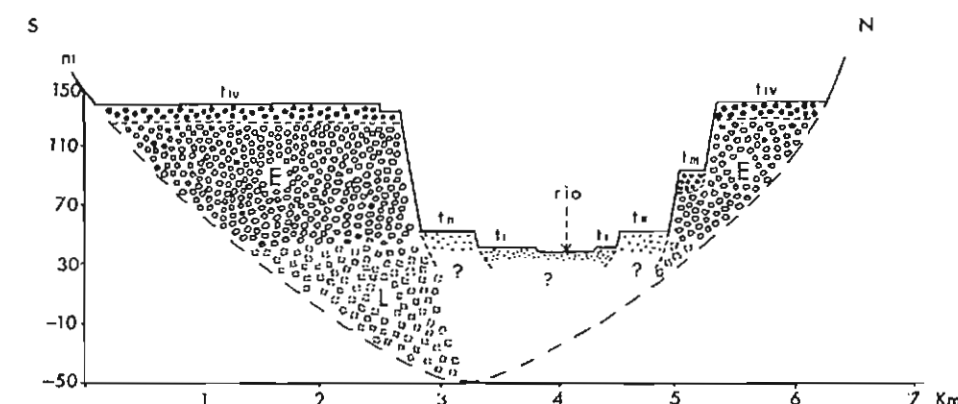


FIG. 67. — Coupe interprétative à travers les terrasses du Rio Elqui à proximité de La Serena.

L = Limarien ; E = Elquien.

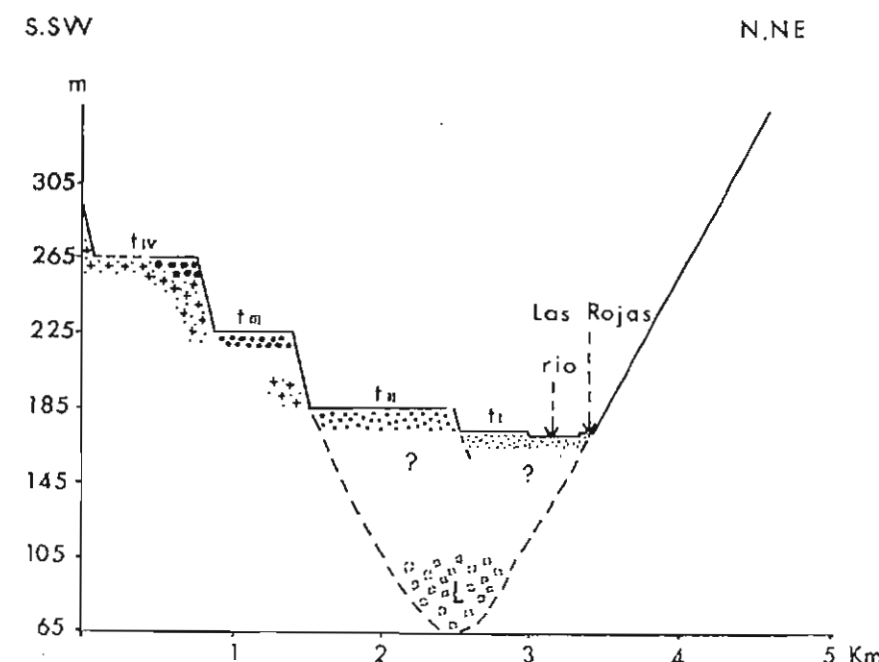


FIG. 68. — Coupe interprétative à travers les terrasses du Rio Elqui à proximité de Las Rojas.

L = Limarien.

Ici le commandement de la basse terrasse atteint une hauteur de 4 m au-dessus du lit majeur. Cette dénivellation, plus forte qu'à l'ordinaire, s'explique par des conditions locales : à quelques centaines de mètres en amont, le fleuve a mis à jour un affleurement granitique qu'il incise en concentrant ses eaux.

La séquence stratigraphique, révélée par les excavations, fait apparaître la succession suivante de haut en bas (*photo 28*) :

1. Sol cultivé et limons ; épaisseur : 40 cm ;
2. Sables grossiers ; épaisseur : 50 cm ;
3. Galets et graviers ; épaisseur : 20 cm ;
4. Sables fins, restes noirâtres de végétaux, limons argileux ; l'épaisseur de ce banc, à en juger sur le bord de la terrasse, est d'environ 2 m.

La découverte de tessons de poterie noire *in situ* dans le dépôt 3 fournit un jalon chronologique précieux. Cette céramique est caractéristique de la civilisation dite d'El Molle que les spécialistes s'accordent à placer dans les débuts de l'ère chrétienne. A cette époque donc, la basse terrasse fonctionnait encore, en cet endroit au moins, comme lit majeur puisqu'une crue, dévastatrice d'un site d'habitat, s'y est étalée. Or, lorsque se sont installés sur ce même niveau les hommes d'une civilisation immédiatement postérieure, celle des Diaguites, apparue dans la vallée vers 700 ou 800 ans après J.-C., le fleuve s'était déjà encaissé et ne le recouvrait plus : leurs sépultures et leurs puits remplis de débris de cuisine sont creusés dans la séquence stratigraphique que j'ai donnée, sans jamais montrer le moindre indice de fossilisation sous un apport fluvial. On peut donc dater ici avec assez de précision l'apparition de la terrasse, en tant que forme distincte du lit majeur, au plus tard dans les premiers temps de l'ère chrétienne, probablement au II^e ou III^e siècle.

La terrasse moyenne (tII).

La surface de la terrasse moyenne se situe à une dizaine de mètres au-dessus de la basse terrasse. Topographiquement, elle ne constitue pas toujours un seul et même niveau : lors de la phase de creusement qui a suivi sa construction, le fleuve en oscillant dans ses positions successives, a taillé dans la nappe alluviale des banquettes de moins en moins hautes ; elles ne se correspondent pas d'une rive à l'autre et elles se relaient entre elles avec une aisance presque déconcertante. Près de Compañía Baja, des témoins alluviaux ont aussi été protégés par des pointements de roche en place. D'un point de vue sédimentologique, la nappe alluviale présente des caractères spécifiques : les galets, bien conservés (plus de 95 % d'individus sains), sans patine notable, sont d'un calibre moyen (dimensions apparentes du galet centile : L : 23 cm ; l : 13 cm) ; leur classement est médiocre (*fig. 69*) ; ils sont bien roulés dans l'ensemble mais, à proximité des sites où arrivent les quebradas affluentes, on observe un mélange avec des individus moins usés. Les gros blocs isolés

reprise du creusement, le ruissellement ayant été favorisé aux dépens de l'infiltration. Rien ne prouve, en effet, comme l'avait aussitôt objecté Cooke (1964) qu'une telle couverture ait jamais existé ni que, de toutes façons, les hommes aient été assez nombreux pour la faire disparaître (Montané, 1965, *in litt.*). Cooke, pour sa part, y voyait l'effet d'un soulèvement récent qu'aucune preuve de terrain ne vient étayer. Je pense aujourd'hui, comme je le développerai par la suite, que le creusement de la basse terrasse a, en cet endroit, une origine eustatique due à un léger mouvement de retrait de l'Océan pendant l'Holocène.

qui se rencontrent parfois semblent allochtones : hérités de dépôts plus anciens, ils sont en quelque sorte restés sur place, ou peu s'en faut, pour avoir excédé la compétence du fleuve, même lors des plus fortes crues. Aucun début de véritable consolidation n'affecte le matériel.

Aux approches de la baie de Coquimbo, cette terrasse moyenne passe en parfaite continuité topographique à la deuxième plate-forme moyenne d'origine marine, celle qui correspond à l'Herradurien II (Quaternaire moyen).

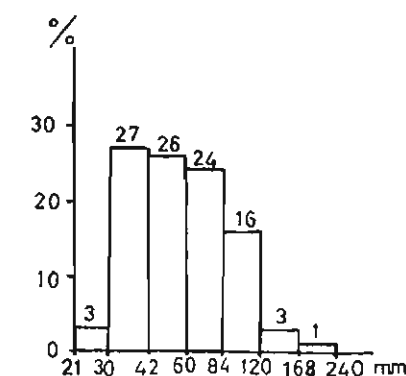


Fig. 69. — Granulométrie (Méthode Hommeril, 1961) des galets de tII.

Mesures effectuées en contrebas de l'aéroport de La Serena. Classement médiocre.

Ces caractères morphologiques et sédimentologiques me permettent de rattacher en bonne logique à cette terrasse moyenne les restes de la terrasse moins récente que la basse terrasse, identifiés plus en amont dans la vallée, entre la Quebrada Pangue et la Quebrada Marquesa.

La haute terrasse (tIII).

L'existence d'une haute terrasse est attestée par deux témoins probants ; un troisième vestige probable peut cependant prêter à discussion.

Une banquette d'une largeur moyenne de 150 m, perchée à environ 50-55 m au-dessus du fleuve actuel, se remarque le long de la rive droite du Rio Elqui entre Islon et Compañía Alta ; au-delà de ce village, elle passe, sans rupture topographique aucune, à la haute plate-forme marine, celle du Sérénien II (Quaternaire ancien). J'ai observé la coupe naturelle donnée dans ce niveau par la Quebrada Los Loros. Elle montre qu'il correspond, sous un tapis de sables éoliens, à une nappe alluviale, de 8 à 10 m d'épaisseur seulement, qui ravine une formation caillouteuse antérieure, l'Equien (*cf. infra*, p. 174). L'évaluation statistique de l'état de conservation des galets de cette nappe révèle 83 % d'individus sains, 9 % d'altérés et 8 % de pourris. Une appréciation qualitative suggère, par comparaison avec la terrasse moyenne,

que les alluvions sont plus grossières ; il serait pourtant hasardeux de s'appuyer sur cette observation pour conclure à une compétence plus grande du fleuve à l'époque où s'élaborait la haute terrasse car il peut fort bien s'agir, du moins pour les plus gros éléments, d'un matériel repris sur place à l'accumulation détritique ancienne. Ces phénomènes de remaniements qu'impose nécessairement l'emboîtement de différents apports caillouteux peuvent entacher d'erreur l'interprétation des résultats fournis par les analyses granulométriques, morphoscopiques et morphométriques effectuées sur les sables et les galets. Dans un tel cas la question dubitative posée par Enjalbert (1961) : « que mesure-t-on ? », semble justifiée.

Des vestiges de cette haute terrasse se sont aussi conservés sur la rive gauche du Rio Elqui, en face de la petite agglomération rurale de Las Rojas, à une cinquantaine de mètres au-dessus du lit majeur. Ici encore le dépôt corrélatif n'est pas très épais puisque la roche — une granodiorite très altérée — se montre dans le talus qui tombe sur la terrasse moyenne.

Enfin il existe, toujours sur la rive gauche, à proximité de La Calera, des témoins, hauts eux aussi d'une cinquantaine de mètres par rapport au fleuve, d'un niveau jonché de galets pour lequel l'assimilation à la haute terrasse reste plus problématique. Ces lambeaux dont le plus notable unit, tel un « tombolo » continental, le piton granitique La Polla (367 m) au versant rocheux dont il a été détaché, s'inscrivent dans les ruines de vieux cônes de déjection, défigurés par l'érosion, qui ont été construits au cours d'un épisode morphogénétique immédiatement antérieur. Je propose, mais sans être moi-même parfaitement convaincu, d'attribuer, dans l'état actuel des recherches, ces vestiges à la haute terrasse repérée plus en aval parce que leur position altitudinale le suggère et aussi l'état de conservation des galets : 75 % de sains, 12 % d'altérés et 13 % de pourris. Pourtant un fait mérite d'être noté : l'existence d'un encroûtement calcaire superficiel — ébauches de feuillettes, enrobement des cailloux comme pour les dépôts anciens des environs de Vicuña — sur les lambeaux de la terrasse et des cônes. Or, ce phénomène n'a pas été constaté à l'aval sur la haute terrasse. Je pense que les conditions atmosphériques de la frange côtière — humidité de l'air élevée, brouillards fréquents, forte nébulosité — n'ont pas été favorables à la mobilisation et à la précipitation du calcaire, du moins lorsque les roches n'avaient pas naturellement une teneur importante en carbonate de calcium. Et il est sûr qu'aujourd'hui la vallée du Rio Elqui, autour de La Calera, échappe déjà à l'emprise climatique de l'Océan : elle est sèche et ensoleillée. N'en était-il pas de même du Quaternaire ancien ?

La terrasse supérieure (trv).

De tous les anciens niveaux du Rio Elqui, c'est le plus haut et le plus étendu. Les premiers témoins sûrs apparaissent à 25 km de l'embouchure, sur la rive gauche : ils se situent à 300 m d'altitude absolue environ et à une centaine de mètres au-dessus du lit majeur actuel. Vers l'aval cette terrasse supérieure prend une ampleur croissante des deux côtés de la vallée et s'épanouit pleinement là où conflue la Quebrada de Santa Gracia. Sa largeur diminue un peu aux approches de La Serena, puis elle passe latéralement au plus haut des niveaux marins quaternaires de la baie de Coquimbo, le Sérénien I ; son altitude n'est plus alors que de 120-130 m mais elle domine

toujours le fleuve d'une centaine de mètres. Cette hauteur relative constante n'a rien d'étonnant : la pente longitudinale moyenne calculée sur 20 km est de l'ordre de 7 ‰, donc très voisine de celle du lit majeur d'aujourd'hui. La terrasse supérieure se termine brusquement à 3 km du littoral par une falaise due à un ancien stationnement de l'Océan au Pléistocène.

La quasi-planité de ce niveau dans le sens transversal retient l'attention. Le contact avec le cadre montagneux est toujours net : il correspond le plus souvent à un simple ennoyage de la base des versants par les apports fluviaux. Parfois, lorsque affleurent des roches cristallines altérées, un plancher d'érosion, couvert seulement par des placages discontinus de galets, prend le relais de la surface alluviale proprement dite ; il s'agit d'un étroit pédiment qui va jusqu'au pied des reliefs avec lesquels il forme un angle basal bien marqué du type *knick*.

Une très étroite banquette frange parfois la terrasse supérieure, à quelque 5 m en contre-bas ; elle est bien visible près de l'aéroport de La Serena ; elle matérialise seulement, à mes yeux, une étape mineure de l'histoire de l'enfoncement du fleuve dans sa propre accumulation.

La topographie primitive de ce niveau alluvial a, dans l'ensemble, bien résisté aux injures du temps ; les dégradations qu'elle a subies l'affectent simplement dans le détail. Ce sont :

- les entailles verticales de petites quebradas, telle par exemple l'incision de la Quebrada San Francisco, près de La Serena ; elles ménagent des coupes utiles pour l'étude du niveau ;

- les cônes d'érosion aréale dans le prolongement des *embayments* de certaines quebradas (par exemple, au pied du versant nord-est du Cerro Grande qui domine au Sud-Est La Serena) ; ils ont abaissé la surface originelle de la terrasse ;

- les cônes de déjection torrentiels édifiés lors d'époques humides par de courts organismes hydrographiques à forte pente, dévalant de reliefs qui fournissaient des débris grossiers (par exemple en arrière du village d'Altovasol) ; ils masquent le contact du niveau avec le bâti montagneux ;

- des épandages éoliens épais de plusieurs mètres, comme c'est le cas entre Islon et Compañía Baja ; ils surélèvent un peu la hauteur de la terrasse.

De toutes les coupes qu'il m'a été donné d'observer dans la terrasse supérieure, celle qui apparaît au-dessous de la caserne du Régiment « Arica » revêt un intérêt majeur ; elle a été heureusement rafraîchie lors de l'aménagement de l'artère nord qui conduit au cimetière municipal (*photo 29*).

Cette coupe particulièrement significative révèle d'abord, de façon aussi probante que possible, le passage des dépôts continentaux aux dépôts marins : à gauche, c'est-à-dire à l'Est, une masse de galets qui se termine en projetant des coins dans une accumulation, datée du Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo, *cf. infra*, p. 185), de sables jaunâtres à grain moyen, bien stratifiés avec des chapelets horizontaux de galets parfaitement polis. Elle montre ensuite, dans sa partie supérieure, une nappe de cailloutis roulés de 2 ou 3 m d'épaisseur qui ravine également les deux unités sédimentaires sous-jacentes.

Je donne le nom de *formation de l'Elqui ou Elquien* au dépôt qui constitue l'équivalent fluvial de la formation de Coquimbo et j'en propose la définition suivante : l'Elquien représente un épisode continental contemporain de la transgression marine du Pliocène moyen à supérieur. Cette époque a pratiquement vu la fin du remblaiement des vallées inauguré par le Limarien au Pliocène inférieur. Dans la basse vallée du Rio Elqui, le Limarien a été repéré sous l'Elquien à l'occasion de sondages (Elqui valley, Chile, 1955).

La puissance verticale de l'Elquien peut être estimée, dans les environs de La Serena, à une centaine de mètres. Le faciès caractéristique est celui d'une accumulation torrentielle qui rappelle beaucoup, d'un point de vue sédimentologique, celle du Limarien. Il semble cependant que les bancs sableux lenticulaires y soient moins rares. La formation se montre grossière (dimension apparente du galet centile : L : 37 cm; l : 22 cm)¹² et mal classée (fig. 70). Les galets, fréquemment revêtus d'une patine noirâtre, témoignent d'une usure avancée et d'un aplatissement faible (fig. 71 et tableau XIII).

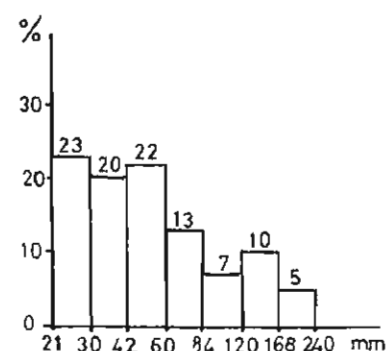


FIG. 70. — Granulométrie (Méthode Hommeril, 1961) des galets de l'Elquien.

Mauvais triage.

Le meilleur état de conservation de l'Elquien fournit en définitive, conjointement avec sa position stratigraphique plus élevée, le critère le plus sûr pour le distinguer du Limarien : plus de la moitié des galets sont restés frais (un comptage a donné 60 % de sains, 24 % d'altérés et 16 % de pourris) et les individus endommagés sont presque dans tous les cas de nature granitique.

Ni dans la vallée éponyme, ni ailleurs, nous le verrons, l'Elquien, du moins à ma connaissance, n'a jusqu'ici livré de fossiles.

La partie supérieure du remblaiement elquien est ravinée par une formation caillouteuse de quelques mètres d'épaisseur seulement (trv), que l'on peut donc tenir pour la responsable du modelé terminal de la terrasse supérieure. En l'absence d'une preuve stratigraphique exactement repérable,

12. Toutes les données quantitatives sur l'Elquien proviennent de la tranchée de la route internationale La Serena-San Juan (République Argentine) au km 8.

le passage en parfaite continuité topographique de ce niveau à la plus haute des plates-formes marines doit faire admettre une contemporanéité entre ses dépôts corrélatifs et les lumachelles littorales du Sérénien I (Quaternaire ancien).

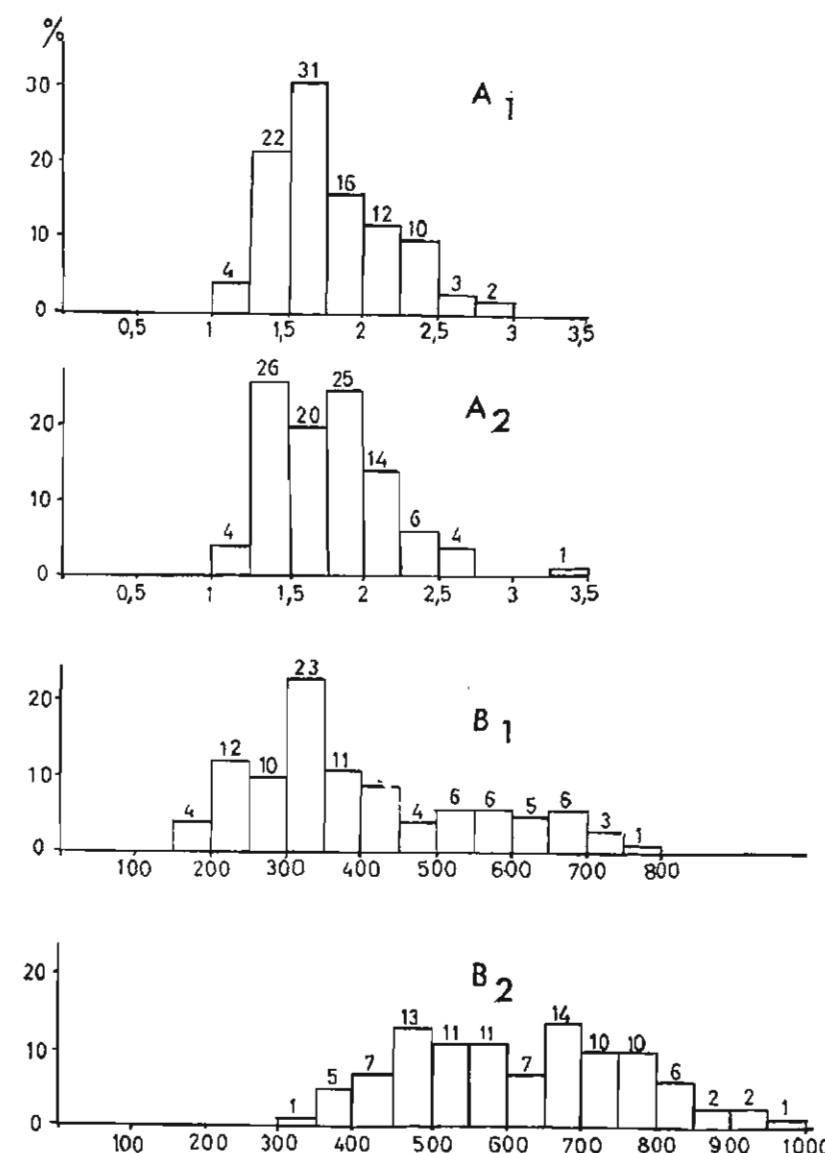
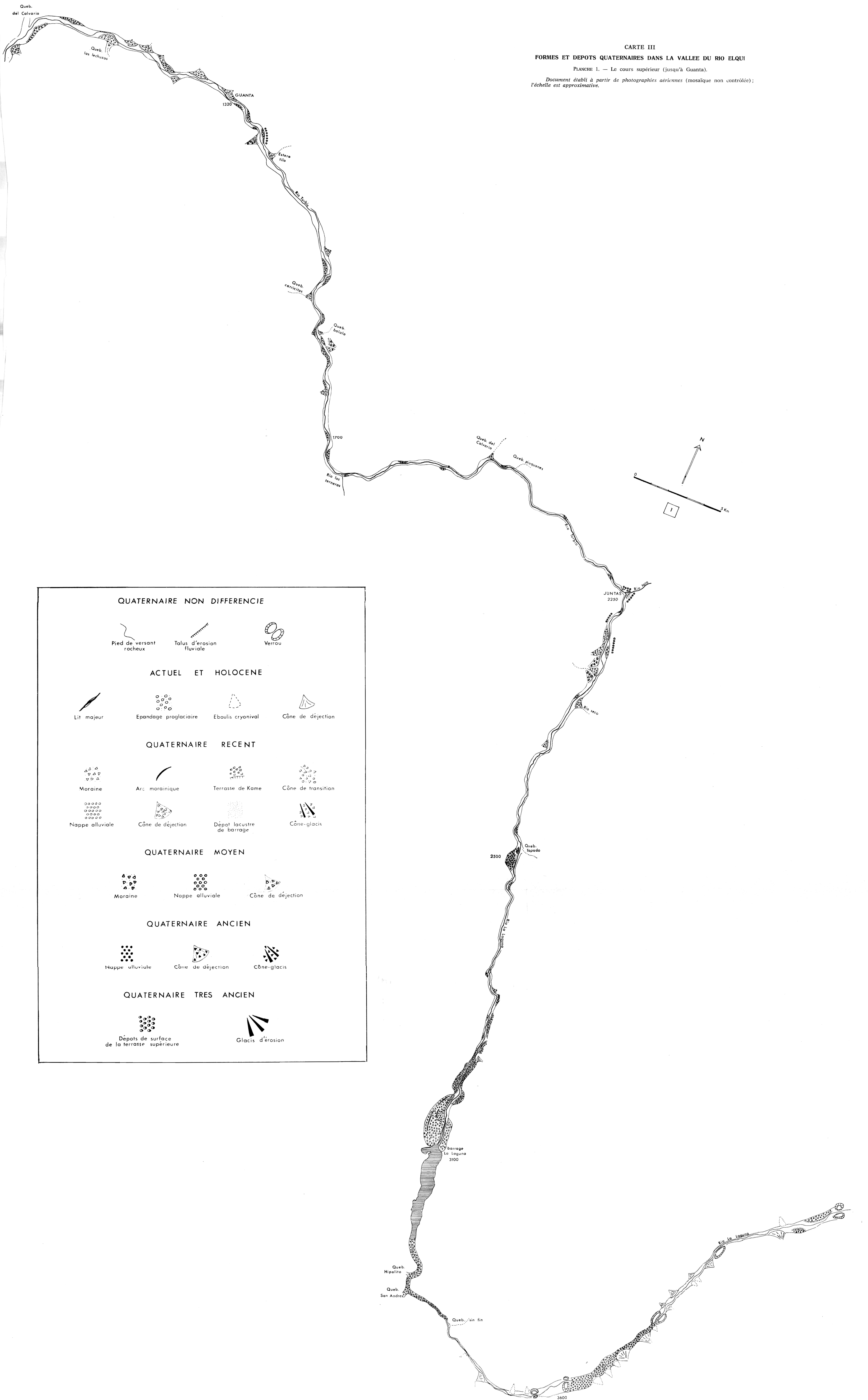


FIG. 71. — Morphométrie des galets de l'Elquien.

A. aplatissement ; 1 = galets volcaniques ; 2 = galets granitiques. — B. émoussé ; 1 = galets volcaniques ; 2 = galets granitiques. — Usure avancée et aplatissement faible.

TABLEAU XVIII
Morphométrie des galets de l'Elquien.

<i>Lieu de prélèvement</i>	<i>Altitude</i>	<i>Nombre de galets mesurés</i>	<i>Nature pétrographique</i>	<i>Longueur en mm</i>			<i>Émoussé</i>			<i>Aplatissement</i>		
				Min.	Méd.	Max.	≤ 100 en %	Méd.	≥ 500 en %	≤ 1,5 en. %	Méd.	≥ 2,5 en %
Rio Elqui : route internationale La Serena-San Juan, km 8 ..	125 m	100	Granite riche en quartz	46	62	80	0	609	78	30	1,75	5
Rio Elqui : route internationale La Serena-San Juan, km 8 ..	125 m	100	Rhyolite	58	67	81	0	358	29	26	1,69	5



CARTE III
FORMES ET DEPOTS QUATERNAIRES DANS LA VALLEE DU RIO ELQUI

PLANCHE 1. — Le cours supérieur (jusqu'à Guanta).

Document établi à partir de photographies aériennes (mosaïque non contrôlée);
l'échelle est approximative.

Des variantes se remarquent dans le faciès de la formation caillouteuse de surface. Si le plus souvent elle est constituée presque exclusivement de galets bien roulés et moins altérés dans l'ensemble que ceux de l'Elquien, il lui arrive d'inclure, en se rapprochant du cadre montagneux, une majorité d'éléments anguleux dus à des apports latéraux.

La mise en place de cette formation caillouteuse ne peut se comprendre, à mon sens, que dans le cadre d'un épisode climatique caractérisé par une érosion aréale efficace (fig. 72). Une preuve en est administrée par les étroits pédiments qui prolongent en certains endroits, là où le granite était préalablement altéré, la terrasse supérieure sur sa marge interne.

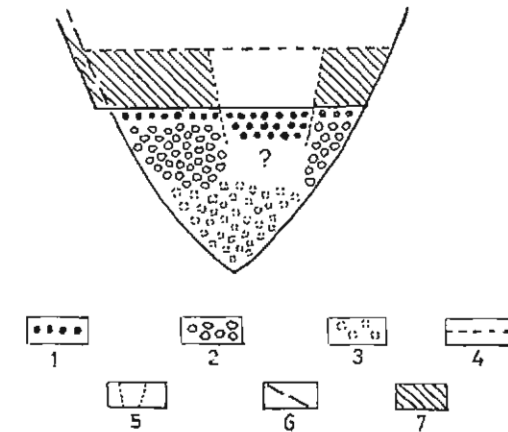


FIG. 72. — Schéma explicatif de la formation de la terrasse supérieure (tiv) dans le cours inférieur du Rio Elqui.

1. tiv. — 2. Elquien. — 3. Limarien. — 4. Sommet du remblaiement elquien. — 5. Incision post-elquienne. — 6. Versant de la vallée à l'époque elquienne. — 7. Volume enlevé par l'érosion latérale à la fin de tiv.

Creusement dans l'Elquien provoqué par la première grande baisse glacio-eustatique du Quaternaire. Remblaiement déclenché par la remontée glacio-eustatique du Sérézien I et œuvre de l'érosion latérale à la fin de cet épisode. La poche remplie de matériel tiv a disparu lors de l'enfoncement et de l'élargissement postérieur du lit majeur du rio.

ESSAI D'INTERPRETATION DU SYSTEME DES TERRASSES DU RIO ELQUI

Je rappelle les conditions topographiques régionales qui peuvent avoir influencé la formation des terrasses :

— la vallée du Rio Elqui est courte — elle se déroule sur environ 250 km — et les sommets qui la dominent dans son cours supérieur sont très élevés, entre 5 000 et 6 000 m ;

— la pente du fond, aujourd'hui submergé, de la baie de Coquimbo est — à en juger par les données bathymétriques de la carte marine n° 401 — de l'ordre de 12,5 % pendant les 8 premiers kilomètres mesurés depuis la plage actuelle, dans le prolongement de l'embouchure ; elle est donc supérieure à celle que le fleuve présente sur ses 100 derniers kilomètres ;

— le profil en long de la vallée, hérité des événements du Pliocène, était sensiblement régularisé : pas de ruptures liées à des seuils résistants à l'amont et même une épaisseur considérable d'alluvions dans la partie moyenne et à l'aval.

Aussi pressent-on d'emblée dans la morphogenèse quaternaire de cette vallée le jeu combiné des influences climatiques et des sollicitations eustatiques ; il faut aussi penser à l'interférence possible de résonances tectoniques.

La basse terrasse (tr), par sa jeunesse qui donne des assurances contre l'éventualité d'effets diastrophiques vraiment perturbateurs, par sa continuité qui fournit un fil conducteur pratiquement ininterrompu depuis la haute cordillère jusqu'à l'Océan, apporte un témoignage de premier ordre. Or elle montre sans ambages :

— qu'à l'amont, elle naît d'un front morainique, celui de La Laguna dû à la dernière grande glaciation ;

— qu'à l'aval, elle passe latéralement aux dépôts littoraux végétaux abandonnés lors du maximum de la plus récente remontée du niveau de l'Océan ;

— que, dans le cours moyen, elle est immédiatement postérieure aux gros cônes de déjection bien conservés qui encombrement la vallée.

D'autre part, l'étude de la haute cordillère a révélé que :

— la nappe alluviale issue du bouchon morainique de La Laguna présente tous les caractères d'une accumulation de débâcle brutale ;

— des cônes torrentiels, semblables à ceux, actuellement morts, observés dans la partie moyenne de la vallée, sont aujourd'hui fonctionnels lors de la fonte des neiges.

Enfin, anticipant sur les résultats de mes recherches autour de la baie de Coquimbo (*cf. infra*, p. 184), je signale que des mouvements d'allées et de venues de l'Océan au Quaternaire, pulsations liées selon toute vraisemblance aux phénomènes glacio-eustatiques, ont laissé des traces morphologiques et stratigraphiques indiscutables.

Toutes ces considérations suggèrent la séquence suivante pour l'ensemble des événements morphologiques survenus dans la vallée du Rio Elqui pendant la dernière glaciation (*fig. 73* et *tableau XIX*).

Au cours de la phase anaglaciale, un réseau étendu de glaciers se développe en haute cordillère, le calibrage des auges dégradées au cours du dernier interglaciaire reprend et le matériel rocheux ainsi mobilisé est déplacé par les appareils en progression. Mais ces débris ne peuvent pas être évacués au loin parce que de basses températures réduisent considérablement le volume des eaux de fonte. Dans la partie médiane de la vallée se produit alors un remblaiement d'origine locale, torrentiel et lacustre : les quebradas de la moyenne montagne, bien arrosées, fonctionnent régulièrement à chaque printemps, au moment de la fusion des neiges ; elles édifient au point de rencontre avec le rio principal, là où leur pente diminue brusquement, d'énormes cônes de déjection qui obturent parfois la vallée puisque les eaux, venues de l'amont, chichement libérées par une efficace rétention glaciaire et nivale, n'ont pas un débit suffisant pour assurer un effet de chasse.

Enfin vers l'aval, parce que le niveau marin baisse, aussi parce que des pluies plus abondantes augmentent le module, le fleuve creuse sans grandes difficultés dans son matelas d'alluvions héritées d'une longue histoire.

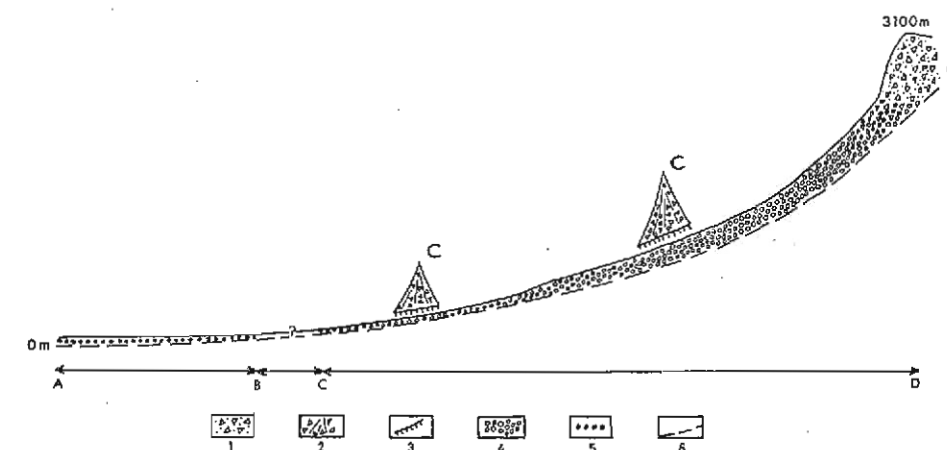


FIG. 73. — Le Quaternaire récent dans la vallée du Rio Elqui. Schéma interprétatif.

Formes anaglaciales.

1 et M : front morainique de La Laguna. — 2 et C : cônes de déjection torrentiels en moyenne montagne.

Formes cataglaciales.

3 : talus d'érosion fluviale. — 4 : terrasse de débâcle glaciaire (D-C). — 5 : terrasse d'origine eustatique (A-B). — 6 : lit actuel.

Le creusement le long du segment D-C est plus ancien que l'incision le long du segment A-B.

L'épaisseur des alluvions est très exagérée. La brusque diminution de puissance de la nappe de débâcle glaciaire correspond à son étalement dans la vallée soudainement élargie à partir de Diaguita. A-D représente environ 200 km.

Au cours de la phase cataglaciale — que tout indique beaucoup plus courte que la phase anaglaciale — le réchauffement rapide provoque l'amalgamement accéléré des glaciers dont les eaux de fonte abondantes s'efforcent alors de disperser les accumulations morainiques. Le rio principal fait sauter, là où il y en avait, les barrages dus aux cônes qui par ailleurs se figent avec l'assèchement du climat. Et c'est l'étalement, parce que la charge est lourde, d'une volumineuse nappe alluviale qui engorge la vallée ; son épaisseur diminue vers l'aval, progressivement d'abord, puis brusquement lorsque le couloir fluvial s'élargit soudain à partir de Diaguita ; le matériel s'est amenuisé et n'impose plus au fleuve une pente aussi forte que vers l'amont. Simultanément, le niveau marin remonte et, par diminution de la pente, déclenche à partir du littoral un remblaiement qui suit sans difficulté pas à pas, car la charge est abondante, le mouvement positif de l'Océan. Il y a donc alluvionnement généralisé tout le long du fleuve mais le phénomène ne se produit pas partout avec la même vitesse. Dans le cours supérieur, l'épandage sera terminé et le rio commencera déjà à s'encaisser par « érosion progressive » (Guillien, 1949) tandis que dans la partie moyenne, là où la nappe de débâcle était moins épaisse et moins inclinée, le phénomène de

TABLEAU XIX

Morphogénèse du Quaternaire récent dans la vallée du Río Elqui.

PLEISTOCENE RECENT			HOLOCENE
Dernier glaciaire (amont) ou pluvial (partie moyenne et aval).			
	<i>Anaglaciale ou anapluvial</i>	<i>Cataglaciale ou catapluvial</i>	<i>Postglaciale ou postpluvial</i>
Amont	Développement des glaciers. Creusement glaciaire. Édification du front morainique de La Laguna.	Fusion des glaciers. Étalement de la nappe de débâcle de La Laguna (ti).	Construction de cônes de déjection par fusion nivale. Creusement fluvial
Partie moyenne	Édification par les quebradas affluentes de cônes de déjection torrentiels. Dépôt de formations lacustres de barrage.	Rupture des barrages dus aux cônes. Étalement de la nappe de débâcle de La Laguna (ti).	Construction de petits cônes de déjection torrentiels. Creusement fluvial
Aval	Creusement provoqué par la régression glacio-eustatique.	Alluvionnement dû à la remontée glacio-eustatique végétienne (ti).	Creusement fluvial lié à une légère récession du niveau de l'Océan.

dépôt pourra continuer encore, alimenté maintenant par le matériel libéré à l'amont par le creusement; le remblaiement se poursuivra encore plus longtemps à l'aval car il se terminera seulement lorsque la remontée glacio-eustatique aura atteint sa côte maximale, aux environs de 6 000 ans B.P. et l'incision du fleuve — probablement lente comme le suggèrent les dépôts fins de crue à la surface de la basse terrasse — se produira logiquement un peu plus tôt dans le cours médian que dans la partie tout à fait inférieure où elle sera due essentiellement au retrait du littoral pendant l'Holocène. On voit donc que le matériel qui constitue la masse caillouteuse de la terrasse ne s'est pas déposé en même temps ni pour les mêmes raisons sur toute son étendue; de même, l'enfoncement du rio n'a pas commencé partout au même moment ni pour les mêmes causes: la basse terrasse est plus vieille à l'amont qu'à l'aval et son enfacement s'est probablement prolongé depuis le réchauffement qui a mis fin à la dernière glaciation — il y a environ 20 000 ans (Patterson et Lanning, 1967) — jusqu'aux premiers siècles de notre ère, comme en témoigne le site archéologique de *Potrero Largo*.

Est-il enfin possible de préciser l'avancée extrême des impératifs climatiques vers l'aval, d'une part, des appels eustatiques vers l'amont, d'autre part? Le problème est ardu et j'avoue que j'ai longtemps hésité sans pour autant trouver une solution vraiment satisfaisante. Je me limiterai à livrer un fait d'observation: entre El Tambo et El Molle, la basse terrasse est toujours assez mal dégagée; on pourrait y voir un effet d'amortissement des influences d'amont et d'aval qui, à bout de souffle, ne se seraient pas vraiment télescopées mais seulement relayées.

Le schéma explicatif que je viens de proposer pour la basse terrasse convient aussi, *mutatis mutandis*, à la moyenne terrasse (tii); celle-ci apparaît à partir du front morainique de la pénultième glaciation, celle du Tapado, qui a été plus puissante que la dernière et se raccorde près de l'Océan à l'ancien niveau marin de l'Herradurien II, situé à une dizaine de mètres au-dessus du littoral du Véguien inférieur. On comprend donc que la basse terrasse soit toute entière inscrite dans la moyenne terrasse.

On sera tenté de retrouver dans la mise en place de la haute terrasse (tiii) un mécanisme semblable. Mais les incertitudes qui s'amplifient au fur et à mesure que l'on remonte dans les temps quaternaires, incitent à beaucoup de prudence. D'abord la corrélation des différents vestiges attribués à tiii conserve, malgré toutes les précautions prises, un caractère hypothétique en raison des discontinuités. D'autre part, la réalité d'une antépénultième glaciation n'est attestée par aucun vestige sûr. Enfin la nappe alluviale, au moins dans le cours inférieur, n'est pas très épaisse, 8-10 m dans la coupe de la Quebrada Los Loros, autant sans doute en face de Las Rojas, là où le substratum rocheux se voit dans le talus de la terrasse. Je crois pourtant que ce serait une erreur de considérer ce niveau fluvial comme une simple terrasse de stabilité au sens donné par Bauling (1952) à ce concept: un fleuve, dans des conditions climatiques semi-arides, surtout près du niveau de base, peut exercer vers la fin d'une phase de remblaiement une érosion latérale appréciable; or, ce qui subsiste de la haute terrasse correspond justement au bords de l'ancien lit majeur.

De cette importance de l'érosion latérale, la terrasse supérieure (trv) nous administre la preuve. La coupe sous la caserne du Régiment « Arica » montre clairement que ce qui reste de sa surface correspond à une formation

caillouteuse de quelque mètres seulement d'épaisseur, parfois avec passage à de véritables petits pédiments taillés à même la roche en place. Ainsi le remblaiement elquien a-t-il été considérablement tronqué — toute sa partie supérieure manque — puisque, nous le verrons, la transgression marine du Pliocène a atteint la cote de +200 m dans la baie de Coquimbo. L'existence de *tiv*, conservée seulement dans le cours inférieur, suggère l'occurrence de la première des grandes crises climatiques du Pléistocène. S'est-elle traduite par l'inauguration des poussées glaciaires en cordillère ? C'est possible — et, à mon sentiment, probable — mais rien dans mes observations faites en haute montagne me permet de le prouver¹³.

Ainsi, tandis que la genèse de *t1* et de *t11* paraît assez claire, celle de *t111* et de *tiv* reste plus obscure comme c'est souvent le lot des formes héritées du Quaternaire ancien. Les phénomènes d'érosion latérale auxquels sont associées les deux plus hautes terrasses impliquent peut-être des conditions climatiques fini-cataglaciales originales qui, pour les deux plus basses, semblent n'avoir pas joué, à moins que ce soit plutôt le temps qui ait manqué. Car tout porte à croire, ici comme ailleurs, que les crises morphogénétiques se sont non seulement progressivement amorties — le centile décroissant des nappes alluviales en donne un témoignage — mais aussi écourtées pendant le Pléistocène.

Un autre problème existe autour duquel la zone d'ombre n'a pu être levée entièrement. Il s'est produit, au cours du Quaternaire, dans la baie de Coquimbo, six pulsations de l'Océan (*cf. infra*, p. 191) qui ont laissé cinq plates-formes marines. Or, je n'ai identifié sûrement que quatre terrasses fluviales dans la vallée du Rio Elqui. L'énigme posée par cette disparité se résoud si l'on admet qu'un cycle marin — événement planétaire provoqué par un refroidissement du globe — n'est pas forcément accompagné d'une crise climatique dans un cadre régional. Dans ce cas, la transgression donne uniquement naissance à une terrasse eustatique dans le cours aval, terrasse que la vague d'érosion déclenchée par la régression suivante pourra balayer entièrement.

On a sans doute remarqué que mon schéma explicatif de la mise en place des terrasses du Rio Elqui n'a fait intervenir, à aucun moment, la néotectonique. Quelle part a-t-elle dans l'étagement des niveaux fluviaux à l'aval ? Le débat sera ouvert (*cf. infra*, p. 217) à propos de la position des anciens rivages auxquels ils sont associés. Dans la partie moyenne et supérieure du cours d'eau, je n'ai pas trouvé d'indices qui indiquent de manière indubitable des « mouvements du sol » au Quaternaire ; je ne dis pas qu'il ne s'en est pas produit — il faudrait leur imputer les dérangements locaux qu'une étude détaillée mettrait probablement en évidence — mais je ne pense pas qu'ils aient eu un rôle dans la genèse des terrasses, exclusivement due, à l'amont, aux changements climatiques du Pléistocène. Les arguments avancés par Cooke (1964) à ce propos n'emportent pas la conviction : si vers l'intérieur « les terrasses les plus jeunes deviennent les plus importantes et si les terrasses les plus anciennes, les plus hautes, disparaissent progressivement », c'est parce que dans une vallée qui se rétrécit, ces dernières ont pu

13. Viers a reconnu dans les Andes de Mendoza (1964) et de Jujuy (1967) deux générations de glacis (le « glacis supérieur » et le « glacis principal ») appartenant au Quaternaire ancien. Selon cet auteur, il faut les expliquer par des crises climatiques qui n'auraient rien eu de « glaciaire » ; elles correspondraient à une accentuation de la sécheresse et à une exacerbation des intempéries.

être facilement emportées par l'érosion tandis que les premières doivent leur survivance à leur jeunesse ; quant à la soi-disant convergence des niveaux fluviaux vers l'aval, l'étude du terrain, baromètre en main, tout comme celle des photographies aériennes et des cartes topographiques, montre qu'il s'agit d'une vue de l'esprit : une fois mises hors de jeu les terrasses locales, les quatre terrasses principales sont au contraire étonnamment parallèles entre elles dans le cours inférieur, état de choses lié, bien entendu, à l'influence décisive qu'ont eu ici les mouvements eustatiques.

L'étude des terrasses du Rio Elqui a permis de montrer, au moins dans le cas de *t1* et de *t11*, qu'un même niveau ancien du fleuve se raccorde à l'amont avec un front morainique et à l'aval avec un haut stationnement marin finiglaciaire qui est le point d'aboutissement d'une transgression. L'étude des alentours de la baie de Coquimbo montre que ce stationnement marin ne peut être confondu avec un littoral d'âge glaciaire déprimé à l'origine et soulevé ensuite par la remontée du socle continental. Mes observations viseraient-elles à ressusciter la vision, honnie par Bourdier (1959), de de Lamothe et de Depéret sur les temps quaternaires ? Oui et non. Oui, dans la mesure où une terrasse naît d'un vallum glaciaire et passe latéralement à une plate-forme taillée par une pulsation positive de l'Océan. Non, dans l'explication de sa mise en place qui résout la contradiction, justement reprochée aux trop illustres eustaticiens, de la simultanéité d'une période froide et d'une transgression marine : décharge alluviale à l'amont, au moment de la déglaciation, puis encaissement du rio tandis qu'à l'aval le remblaiement continue jusqu'à la fin de la remontée eustatique ; ici, l'incision n'intervient qu'au début de la régression suivante ; entre les deux domaines, un tronçon de télescopage des influences climatiques et des appels eustatiques où la nappe perd de son épaisseur et la terrasse de son commandement. Ainsi une même forme alluviale n'a ni le même âge ni la même genèse tout au long de son développement.

Mon interprétation est donc très éloignée de celle de de Lamothe et de Depéret qui, dans la formation des terrasses, accordaient un rôle décisif aux changements dans la position du littoral et à eux seuls. Elle se rapproche beaucoup de la théorie de Trévisan (1949) ou de celle de Baulig (1952) qui ont insisté, à juste titre, sur les effets de l'action simultanée des variations climatiques et des oscillations eustatiques sur un même cours d'eau. Cependant, je diffère d'eux parce que je pense — tout comme Flint (1957) — que l'accumulation d'origine climatique s'est faite au début de la phase cataglaciale (et non pendant la phase anaglaciale) et l'incision à la fin de la déglaciation (et non pendant la phase cataglaciale).

Il est aussi intéressant de comparer mon explication des terrasses du Rio Elqui à celle que d'autres auteurs ont donnée pour les nappes alluviales quaternaires dans des régions voisines du domaine que j'ai moi-même étudié. Dans le Pérou central et méridional, sur le versant occidental des Andes, Dollfus (1963 b, 1965) n'assigne aucune responsabilité aux variations eustatiques : il soutient que, même à proximité du littoral, les fleuves par leur forte charge pouvaient s'adapter aux mouvements régressifs et rétablir rapidement leur profil d'équilibre par un alluvionnement compensateur. C'est aussi l'opinion de Tricart (Tricart, 1965 b ; Dollfus et Tricart, 1967) pour le Nord du Chili où les quatre principaux épisodes d'apports détritiques seraient contemporains de niveaux marins déprimés. Par contre, les observations de Clark et al. (1967 b) sont favorables à l'intervention décisive des changements

de la ligne de côte dans les alternances d'alluvionnement et de creusement du Rio Huasco (28° 30' S).

Je ne prétends pas que mon explication, satisfaisante dans le Chili semi-aride, puisse être étendue telle quelle à d'autres domaines dont les rios, pour des raisons topographiques et climatiques, ont pu avoir un comportement différent de celui des fleuves du *Norte chico*. La notion de province morphologique (Enjalbert, 1961) autonome doit toujours servir de garde-fou face aux tentatives de généralisation trop hâtive.

LES ALENTOURS DE LA BAIE DE COQUIMBO ET DE LA BAIE HERRADURA

(Carte hors-texte IV.)

Le Rio Elqui atteint l'océan Pacifique dans la baie de Coquimbo. Les abords déjà arides de cette baie, comme ceux de son annexe méridionale, la baie Herradura, sont remarquables par l'étagement d'anciens niveaux marins jonchés de dépôts fossilifères ; il y a là, pour l'étude paléogéographique du littoral chilien, un secteur tout à fait privilégié.

CONDITIONS DES RECHERCHES

La région a fait l'objet de deux excellents levés topographiques réalisés récemment par l'Institut géographique militaire du Chili, l'un au 1/25 000 (feuilles Punta Teatinos, 1956 ; Juan Soldado, 1956 ; La Serena, 1956 et Coquimbo 1958), l'autre au 1/50 000 (feuilles Coquimbo et La Serena, 1968), et d'une double couverture de photographies aériennes, l'une au 1/70 000 (Hycon Company, 1955), l'autre au 1/30 000 (Projet aérophotogramétrique OEA/Chili, 1962). Ce sont des documents de premier ordre pour l'étude géomorphologique. Celle-ci est aussi facilitée par la croissance de l'ensemble urbain La Serena-Coquimbo (90 000 habitants en 1968) qui multiplie les carrières, les tranchées et les excavations. D'autre part, la faible amplitude actuelle des marées dans la baie, en moyenne de l'ordre du mètre (fig. 11), représente *a priori* une condition favorable pour l'étude des variations du niveau de l'Océan dans le passé. Un point noir cependant : la partie aujourd'hui submergée de la baie reste mal connue ; il existe bien une carte à grande échelle des approches du port de Coquimbo (carte 402 publiée en 1962 par l'Institut hydrographique de la marine du Chili) mais elle donne seulement quelques profondeurs.

LE RELIEF ET LES DONNEES GEOLOGIQUES D'ENSEMBLE

La topographie des alentours de la baie de Coquimbo est caractérisée par une série de gradins qui s'élèvent depuis le littoral jusqu'à une centaine de mètres d'altitude, au pied de chaînons montagneux. Les conditions structurales sont simples. Les cerros correspondent à des horsts limités par des

fractures de direction N-S qui n'ont plus joué au moins depuis le Pliocène moyen. Ils sont constitués de roches volcanico-sédimentaires du Crétacé inférieur (andésites, calcaires marins, conglomérats et grès continentaux) souvent métamorphosés par d'importantes montées intrusives (granodiorite, granite avec des filons d'aplite) ou altérées par des venues hydrothermales (Aguirre et Egert, carte géologique La Serena (Lambert) au 1/50 000, I.I.G., en préparation). D'un point de vue géomorphologique, ces chaînons ne présentent que des formes très banales, des crêtes aiguës de recoupement ; les quebradas sont parfois contrôlées par des accidents tectoniques. Les altitudes, modestes au S du Rio Elqui (Cerro Grande, 523 m ; Cerro San Martín, 326 m), augmentent au N du fleuve (Cerro Brillador, 1 106 m). La baie est limitée au Nord (pointe Teatinos) et au Sud (presqu'île de Coquimbo) par des blocs granitiques. Quant aux gradins, ils ont été taillés par l'Océan dans des dépôts marins d'âge pliocène.

LA TRANSGRESSION DU PLIOCENE

Une avancée de l'Océan, qui débute probablement au Pliocène moyen¹⁴, atteint son maximum à la fin du Pliocène, aux environs de la cote actuelle de +200 m (fig. 74). Cette transgression est attestée par une importante série sédimentaire très fossilifère, d'une épaisseur maximale d'environ 250 m sur le continent. Cette formation a été en partie protégée de l'érosion marine postérieure par les horsts côtiers de la pointe Teatinos, de la presqu'île de Coquimbo et de la pointe Herradura ; aussi les conditions de l'étude du Pliocène marin sont-elles particulièrement favorables autour de la baie de Coquimbo.

Historique des recherches sur le Pliocène marin de Coquimbo.

Les données des travaux antérieurs ont été résumées par Hoffstetter dans le *Lexique stratigraphique international* (Hoffstetter, Fuenzalida et Cecioni, 1957). Je rappellerai seulement qu'il s'agit de l'une des plus anciennement connues des séries sédimentaires de la côte chilienne : dès 1842 d'Orbigny avait eu l'occasion d'examiner des fossiles recueillis à Coquimbo et en 1846 Darwin décrivait en détail cette série à laquelle il donnait le nom de *formation de Coquimbo*. Sa datation a été longtemps controversée en dépit de sa faune très riche (Mollusques et Vertébrés). Darwin, suivi par Philippi (1887), l'attribuait au Tertiaire ancien ; Conrad (1855) la rattachait au Miocène tandis que Remond (1868) y voyait une séquence plus longue allant du Tertiaire au Quaternaire. Enfin, Möricke et Steinmann (1896) définissaient un étage de Coquimbo (*Coquimbo Stufe*), postérieur à l'étage de Navidad, qu'ils rapportaient au Néogène (Miocène ou Pliocène), en le distinguant de dépôts quaternaires peu épais (étage de Valparaíso) qui reposent en discordance sur lui. L'accord est général aujourd'hui pour dater

14. Le même phénomène est noté en Floride : « If no crustal warping of the Late Cenozoic age has occurred in this part of Florida (as investigators generally agree) the sea must have approached its present level 4 to 7 million years ago » (Webb et Tessman, 1967).

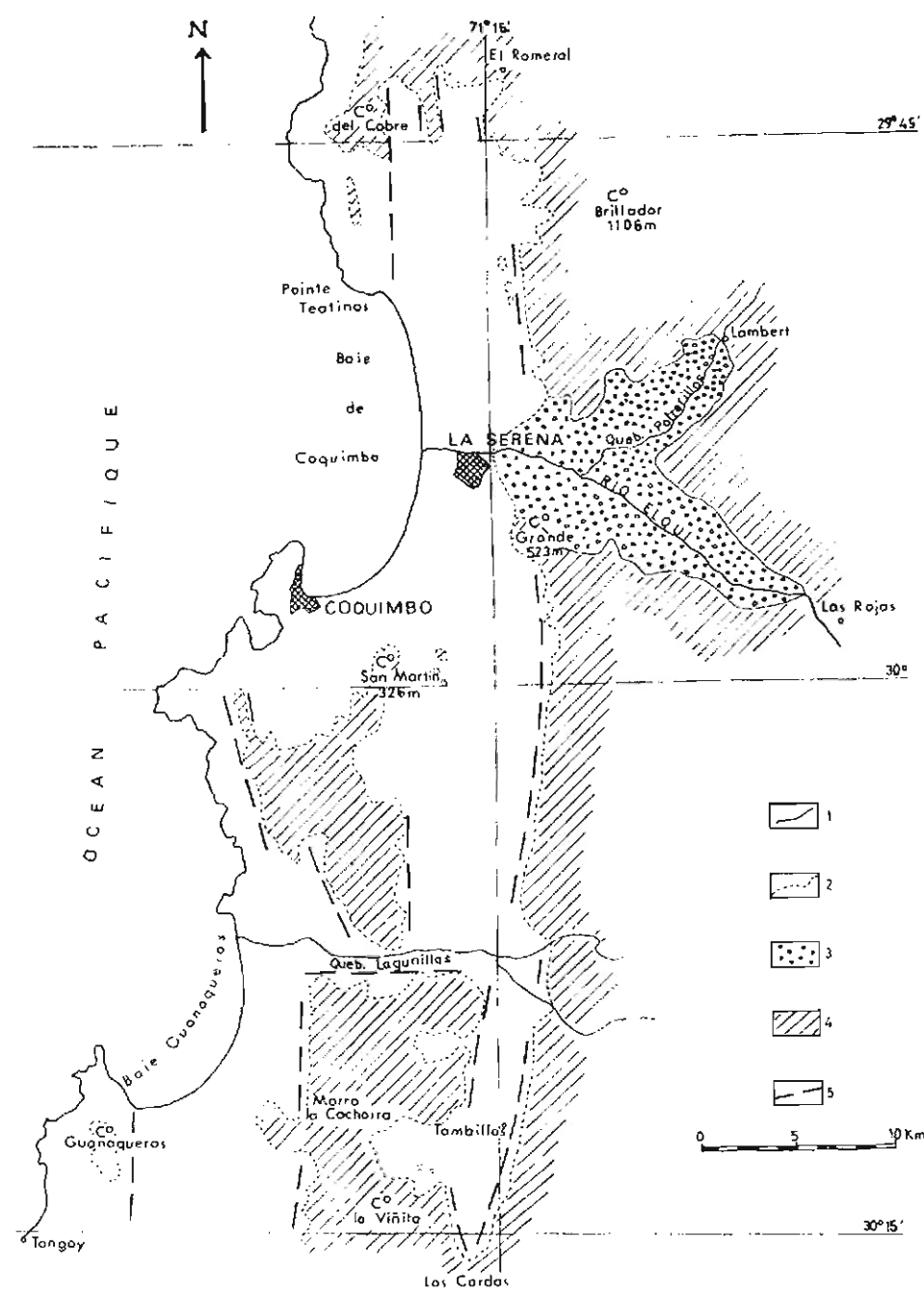


FIG. 74. — La transgression pliocène aux alentours du 30° de latitude sud.

1. Rivage actuel. — 2. Rivage au maximum de la transgression pliocène.
— 3. Delta pliocène de l'Elqui. — 4. Terres restées émergées au Pliocène supérieur. — 5. Accidents verticaux antérieurs au Pliocène moyen.

du Pliocène la formation de Coquimbo (Willis, 1929; Brüggén, 1929). Herm (1969) qui vient de reprendre en détail l'étude de sa faune, la rattache avec plus de précision au *Pliocène moyen à supérieur*. L'appellation de formation de Coquimbo tend à être utilisée pour tous les dépôts marins de cette époque, dépôts qui se rencontrent le long de la côte chilienne, tout particulièrement entre le 23° et le 34° de latitude sud.

Caractères du Pliocène marin de Coquimbo.

DES FACIÈS PEU PROFONDS.

La formation de Coquimbo comprend exclusivement des sédiments de type néritique ou sublittoral. Le lithofaciès caractéristique correspond à des sables grésifiés ou à des grès tendres, très peu calcaires (moins de 5 %), le plus souvent jaunâtres, parfois aussi verdâtres, blanchâtres ou grisâtres, de grain fin à moyen; le triage est toujours très bon; les quartz sont en grande majorité anguleux; l'aspect picoté qu'ils présentent parfois tout comme la teneur élevée en limons et argiles (20 à 30 %) des sables indiquent une altération postérieure à la sédimentation. On rencontre, de temps à autre, au milieu de ces dépôts sableux, des lentilles de graviers parfaitement polis, vraisemblablement abandonnés par des courants marins, et aussi quelques gros blocs déplacés sur de courtes distances à partir du substratum rocheux à la topographie irrégulière. La tranchée de la Route panaméricaine dans sa descente vers la baie Herradura, en venant du Sud, donne sur une centaine de mètres la meilleure coupe de la région dans ce Pliocène à caractère astien (*photo 30*).

Le Pliocène marin peut cependant revêtir d'autres aspects lithologiques liés à des conditions locales de la sédimentation :

— ce sont, parfois, des accumulations de faluns épaisses de plusieurs mètres, souvent indurées en lumachelles, faites de coquilles triturées et laissées par les dérivés marines dans les angles morts d'anciennes criques (autour de Juan Soldado, par exemple);

— à l'embouchure des cours d'eau dans l'Océan pliocène correspondent d'abondants dépôts de galets; dans le cas du Rio Elqui, fleuve important, ils excluent pratiquement tout autre type de sédiment : il s'agit d'une puissante formation deltaïque¹⁵ dont l'accumulation a dû suivre pas à pas le relèvement du niveau marin ou plutôt même le devancer (Baulig, 1952); ailleurs, au débouché des quebradas, les bancs de cailloux roulés alternant avec des sables argileux et des marnes, témoignent d'apports de crues dans un milieu littoral. Une coupe relevée sur le versant droit — ravivé par une carrière — de la Quebrada Peñuelas, à proximité de Tierras Blancas, donne une illustration de ce dernier faciès; on remarque de bas en haut :

- sables gris avec lits de galets; visibles sur 1,50 m;
- banc de galets hétérométriques incluant des lentilles de sables gris inclinées et des blocs mous de marnes versicolores (verdâtre, lie de vin, rouille et jaunâtre); épaisseur : 2,50 m.

¹⁵ J'entends, dans ce cas, par deltaïque une accumulation produite à l'embouchure d'une rivière et due à l'amortissement du courant fluvial.

J'attribue ce dépôt à un effet de crue de la quebrada pliocène, provoquant la rupture du cordon littoral, arrachant des morceaux de formations lagunaires et les incorporant au matériel d'origine continentale jeté dans la mer.

- galets à façonnement et à disposition marins; épaisseur: 1 m; ils ravinent le dépôt précédent et témoignent d'une élévation du niveau de l'Océan;
- grès tendres gris fossilifères: empreintes de *Choromytilus chorus* (MOL.), *Ensis macha* (MOL.), *Solen* sp., *Eurhomalea coquimbana* (PHIL.); cette dernière est, selon Herm qui a procédé aux déterminations, caractéristique du Pliocène; épaisseur: 2 m;
- grès jaunâtres avec lentilles de galets mêlés à des coquilles; épaisseur: 1 m;
- sables stratifiés, grésifiés, de couleur grisâtre avec certains bancs rosâtres; peu de galets; épaisseur: 3,50 m;
- croûte calcaire blanchâtre et sol.

Hauteur du sommet de la coupe: 80 m.

UNE FAUNE A AFFINITÉS TIÈDES.

La majorité des espèces qui se rencontrent dans la formation de Coquimbo ne vit plus dans les eaux de la baie actuelle; beaucoup sont éteintes, d'autres se trouvent aujourd'hui à des latitudes plus basses. Cette faune témoigne dans son ensemble d'affinités tièdes (Jordan in Willis, 1929; Herm, 1969), ce qui donne à penser qu'au Pliocène supérieur le courant de Humboldt n'était pas encore véritablement établi ou du moins n'avait pas encore acquis la basse température qui le caractérise aujourd'hui.

EXISTENCE DE DEUX UNITÉS STRATIGRAPHIQUES AU SEIN DE LA SÉRIE PLIOCÈNE.

Le mouvement transgressif de l'Océan a été interrompu provisoirement par une récession qui apparaît clairement dans la coupe suivante relevée au km 481 de la Route panaméricaine (fig. 75; photo 31):

- à la base sables argileux verdâtres (a); visibles sur 0,50 m;
- galets et graviers (b); épaisseur: 2 m;
- sables gris fossilifères (c); épaisseur: 6,50 m;
- l'ensemble est entaillé par une falaise fossilisée sous:
- sables, sables coquilliers, galets, quelques blocs (d); épaisseur: 9 m.

Hauteur du pied de la coupe: 35 m.

On retrouve une discordance d'érosion dans la série pliocène, à une altitude voisine, au S du Rio Elqui, sur la berge gauche de l'Estero Culebron, au lieu-dit Rincon San Martin; on remarque de bas en haut (fig. 76):

- bed-rock (a); roche volcanique métamorphisée;
- grès jaunes compacts, fossilifères (b); épaisseur: 20 m;
- niveau de ravinement (c); alignement de gros blocs (1-2 m), déjà signalé par Willis (1929);
- grès jaunes compacts, fossilifères (d); épaisseur: 18 m;
- en discordance simple sur ces grès, une lumachelle contenant des galets (e); épaisseur: 2,50 m.

Hauteur du sommet de la coupe: 70 m.

LE FAIBLE RÔLE DE LA TECTONIQUE.

Je n'ai repéré aucune déformation importante dans les dépôts pliocènes autour de la baie de Coquimbo. Brüggén (1929) a cru pouvoir noter quelques légères discordances angulaires entre la série pliocène et les sédiments quaternaires horizontaux; Willis (1929) indique de son côté avoir relevé des traces de dérangement affectant la formation de Coquimbo à son contact

avec le substratum rocheux. En réalité, les pendages, quand ils sont apparents, ne sont jamais excessifs et il est difficile d'en trouver qui soient, à coup sûr, supérieurs à ceux naturellement dus à la sédimentation marine. On est frappé de constater que les effets de la tectonique déformante ont été beaucoup plus importants sur le Pliocène d'une région réputée stable comme l'est la Meseta marocaine (Gigout, 1951).

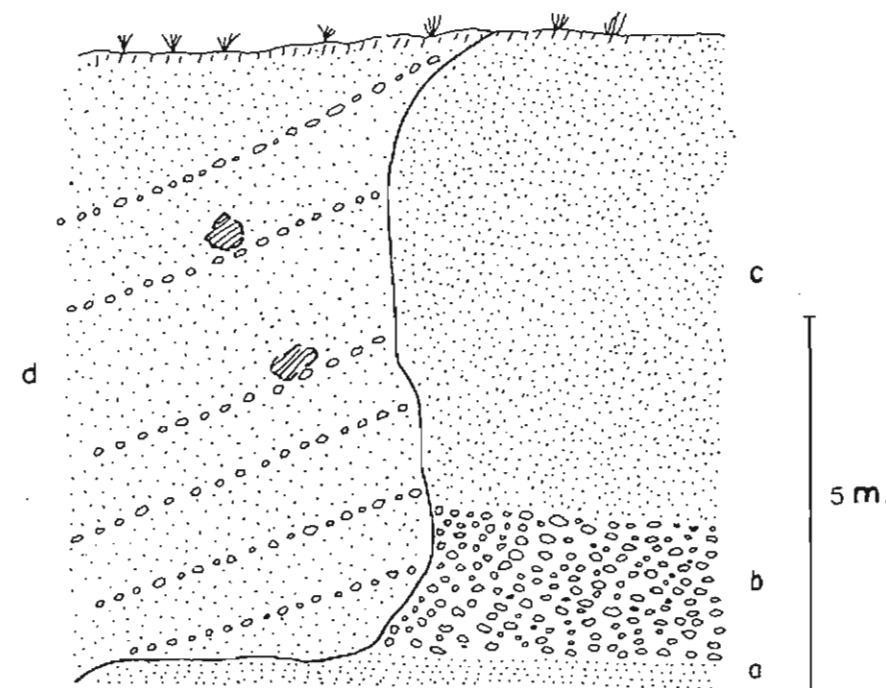


FIG. 75. — Coupe dans le Pliocène de Coquimbo (km 481 de la Route panaméricaine): les deux unités séparées par un ravinement en forme de falaise.

Conséquences géomorphologiques de la transgression pliocène.

On doit à la transgression pliocène le remblaiement, déjà signalé par Brüggén (1929), du graben qui s'allonge, selon une direction méridienne, sur une trentaine de kilomètres au S de La Serena jusqu'à Las Cardas; sa largeur peut varier de 1 à 5 km. La surface de cette plaine étroite est recouverte par des épandages de cailloutis continentaux étalés, en vastes cônes surbaissés, par les quebradas venues de l'Est; ils masquent à la vue les dépôts marins sous-jacents. On devrait pouvoir rencontrer dans ce secteur la séquence complète de la partie supérieure de la série pliocène puisqu'elle n'a été atteinte, en raison de son altitude, par aucun des cycles océaniques quaternaires, responsables ailleurs de sa troncature.

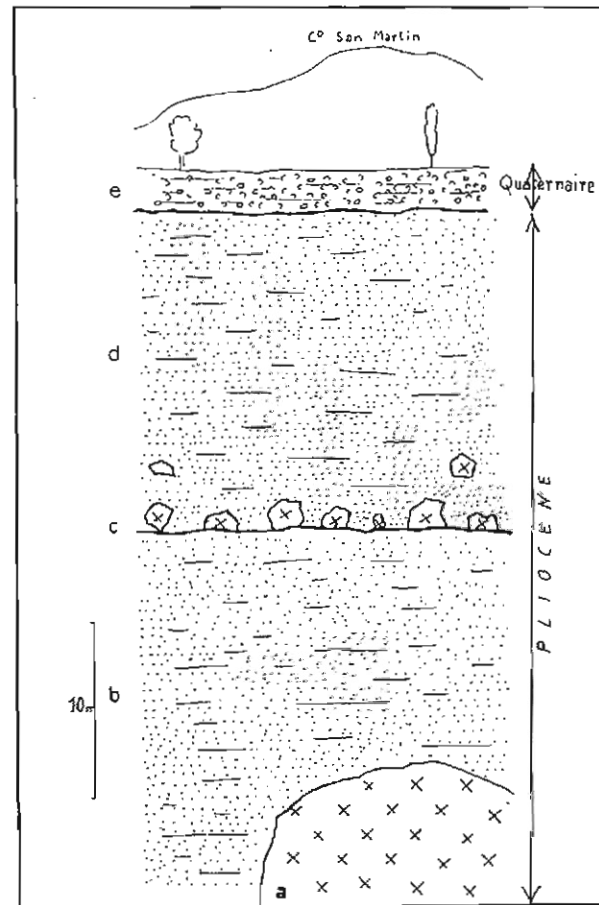


FIG. 76. — Coupe dans le Pliocène de Coquimbo (Rincon San Martin) : les deux unités séparées par un ravinement souligné par un alignement de gros blocs.

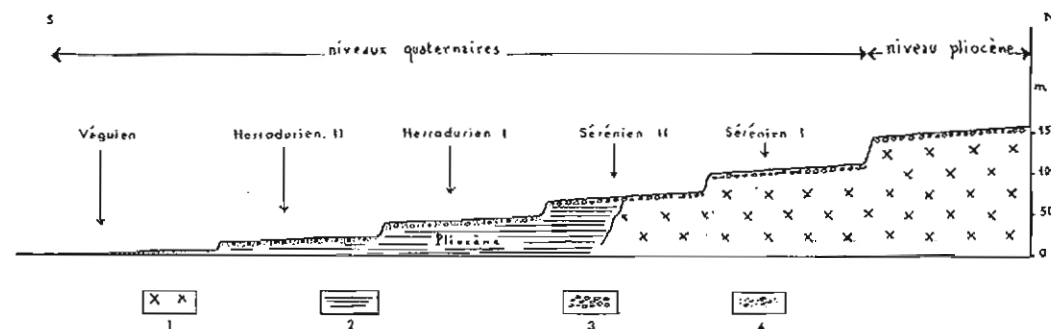


FIG. 77. — Coupe à travers les terrasses marines à la hauteur de la pointe Teatinos.

1. Bâti prétertiaire. — 2. Grès plicènes. — 3. Dépôts de plage: blocs et galets. — 4. Dépôts de plage: galets et sables.

J'attribue aussi à la transgression pliocène l'élaboration d'un très haut niveau, juché vers 160-180 m au-dessus de la terrasse supérieure quaternaire (cf. *infra*, p. 195) qui se distingue dans les environs de la pointe Teatinos (fig. 77).

Enfin, la transgression pliocène a eu un effet géomorphologique indirect d'une grande importance : les sédiments qu'elle a laissés se sont comportés comme un excellent matériel enregistreur des pulsations postérieures de l'Océan qui s'y sont inscrites, parce qu'ils ne sont ni trop durs ni trop mous, avec une fidélité inconnue ailleurs.

LES CYCLES MARINS ET LA REGRESSION D'ENSEMBLE PENDANT LE QUATÉNAIRE

L'étude géomorphologique des alentours de la baie de Coquimbo fait apparaître l'existence de cinq niveaux marins quaternaires, couverts de dépôts de plage fossilifères et séparés entre eux par d'anciennes falaises. Ces formes témoignent de stades successifs de la ligne de rivage dans son mouvement de retrait qui, amorcé à l'extrême fin du Tertiaire, l'a portée, non sans retours offensifs, jusqu'à sa position actuelle (fig. 78 et 79).

Travaux antérieurs.

Darwin (1846) est le premier à avoir décrit avec précision la succession des anciens niveaux marins de la baie de Coquimbo ; l'illustre savant distingue de bas en haut :

- une terrasse (A) de 25 pieds anglais ;
- une terrasse (B) de 70 pieds ;
- une terrasse (C) de 120 pieds ;
- une terrasse (D) mal conservée ;
- une terrasse (E) très étroite de 302 pieds ;
- une terrasse (F) de 364 pieds.

Darwin note que les dépôts de ces plates-formes contiennent une faune très voisine de l'actuelle alors que les formations marines sous-jacentes montrent des empreintes d'espèces en grande partie éteintes ; un soulèvement par saccades du continent expliquerait cette disposition en gradins.

Domeyko (1848) repère quatre niveaux principaux :

- un étage inférieur de 0 à 6-7 m ;
- un second étage qui débute à 12 m ;
- un troisième étage qui commence à 36-37 m ;
- un quatrième étage qui apparaît à 57-58 m.

Cet auteur souligne la continuité remarquable et l'altitude constante de ces niveaux autour de la baie de Coquimbo ; il suggère qu'il y a eu trois longues périodes d'un mouvement extrêmement lent et trois courtes périodes d'un soulèvement beaucoup plus rapide ; il ajoute aussi que « les phénomènes de cette nature, loin de dépendre de circonstances locales, tiennent

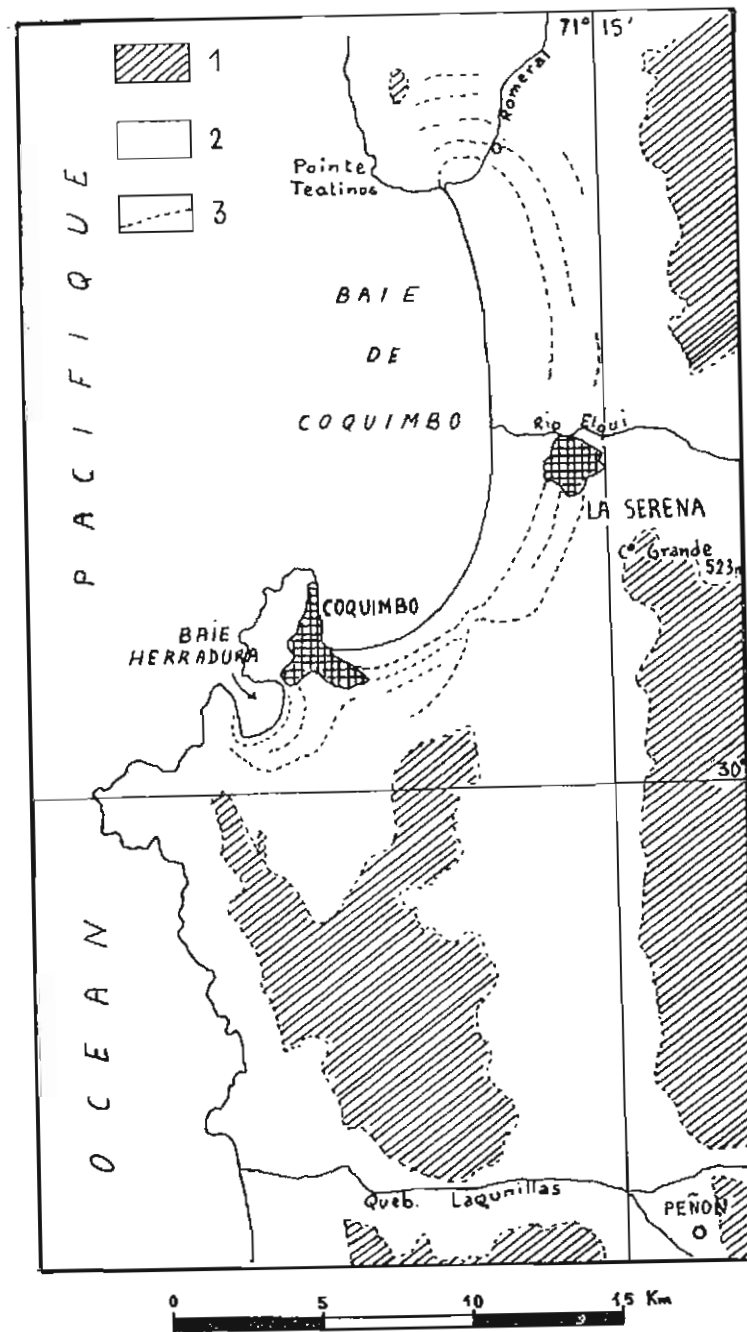


FIG. 78. — La régression quaternaire.

1. Bâti prétertiaire. — 2. Dépôts pliocènes et quaternaires. — 3. Anciennes lignes de rivage quaternaire ayant laissé des traces morphologiques.

à des causes qui influent sur les grandes révolutions du globe et qui agissent sur les deux hémisphères à la fois ».

Brüggen (1929) identifie cinq terrasses :

- une terrasse de 0 à 7,50 m ;
- une terrasse étroite à 21 m ;
- une terrasse à 36 m plus large ;
- une terrasse très étroite à 96 m ;
- une terrasse principale à 110 m.

Il en donne une explication mobiliste : à des phases d'exhaussement ont succédé des phases d'affaissement, avec une résultante ascensionnelle ; il remarque aussi que les dépôts corrélatifs de ces niveaux ravinent les grès marins de la formation de Coquimbo.

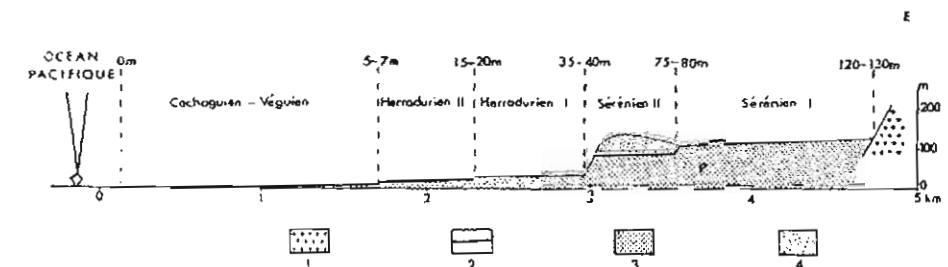


FIG. 79. — Coupe à travers les terrasses marines quaternaires immédiatement au S de La Serena.

1. Bed-rock. — 2. Dépôts corrélatifs des cycles marins du Quaternaire. — 3. Formation de Coquimbo (Pliocène moyen à supérieur). — 4. Grande dune.

Plus récemment Weischet (1959) a rappelé en termes généraux l'intérêt des alentours de la baie de Coquimbo pour une meilleure connaissance du Quaternaire marin chilien. Quant à mes recherches géomorphologiques, entreprises dans ce secteur en 1963, elles ont fait l'objet de publications préliminaires. En 1964 (Paskoff, 1964 a), j'attirai l'attention sur l'influence des mouvements eustatiques dans la genèse des plates-formes étagées des environs de La Serena, influence que Cooke (1964 et 1965 in Fuenzalida et al., 1965), reste fidèle à la tradition mobiliste, mettait en doute. Pourtant de nouvelles observations (Paskoff, 1967 a) devaient montrer l'importance des variations propres de l'Océan pour expliquer les anciens rivages. Cette opinion, partagée par Herm, aboutit à un essai de classification du Quaternaire marin chilien illustrée par une terminologie nouvelle dont tous les lieux éponymes, à l'exception d'un seul, se trouvent autour ou à proximité de la baie de Coquimbo (Herm et Paskoff, 1967).

Méthodes de travail.

On connaît l'abondante littérature et les polémiques surgies de l'étude des anciens rivages quaternaires. Des points de vue totalement opposés s'affrontent. Un exemple : à l'opinion bien connue de Fairbridge (1958) qui soutient que durant l'Holocène le niveau marin a fluctué entre -4 et $+5$ m,

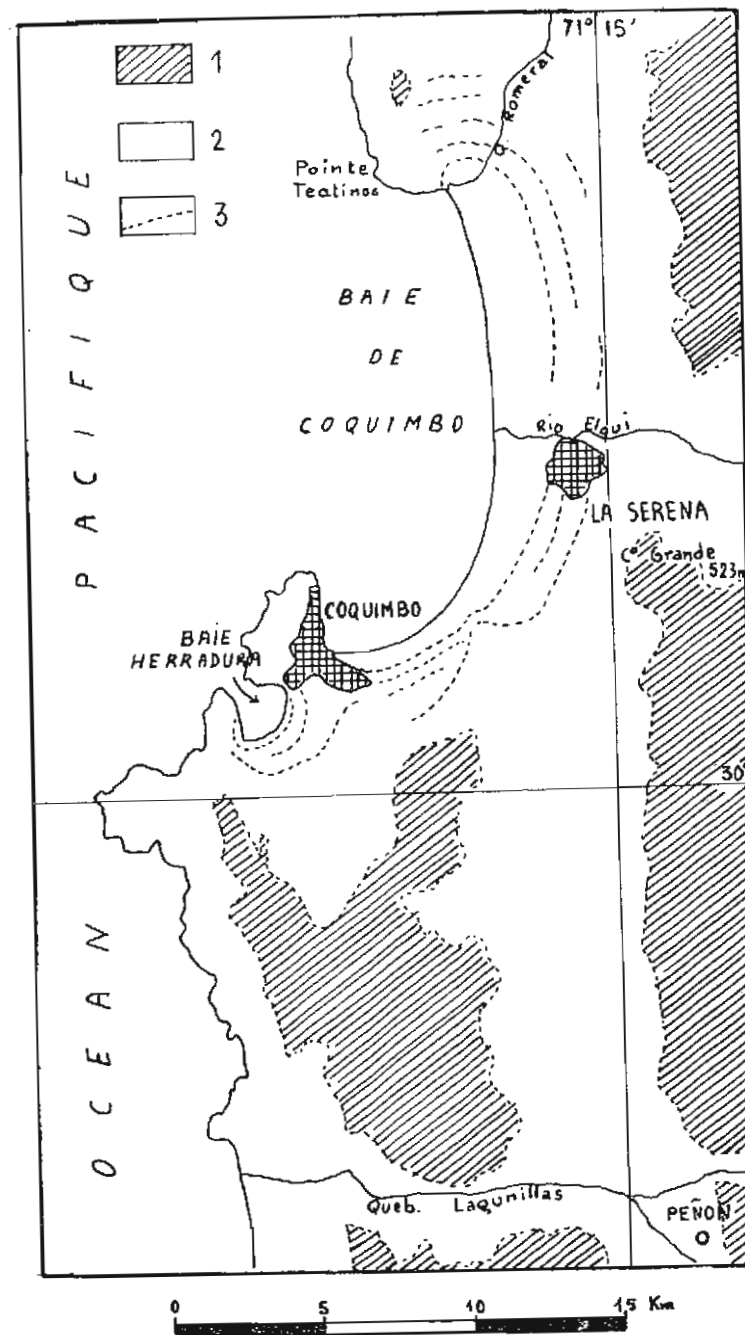


FIG. 78. — La régression quaternaire.

1. Bâti prétertiaire. — 2. Dépôts pliocènes et quaternaires. — 3. Anciennes lignes de rivage quaternaire ayant laissé des traces morphologiques.

à des causes qui influent sur les grandes révolutions du globe et qui agissent sur les deux hémisphères à la fois ».

Brüggen (1929) identifie cinq terrasses :

- une terrasse de 0 à 7,50 m ;
- une terrasse étroite à 21 m ;
- une terrasse à 36 m plus large ;
- une terrasse très étroite à 96 m ;
- une terrasse principale à 110 m.

Il en donne une explication mobiliste : à des phases d'exhaussement ont succédé des phases d'affaissement, avec une résultante ascensionnelle ; il remarque aussi que les dépôts corrélatifs de ces niveaux ravinent les grès marins de la formation de Coquimbo.

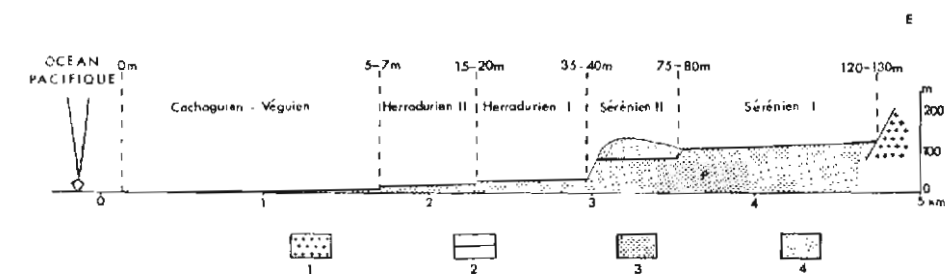


FIG. 79. — Coupe à travers les terrasses marines quaternaires immédiatement au S de La Serena.

1. Bed-rock. — 2. Dépôts corrélatifs des cycles marins du Quaternaire. — 3. Formation de Coquimbo (Pliocène moyen à supérieur). — 4. Grande dune.

Plus récemment Weischet (1959) a rappelé en termes généraux l'intérêt des alentours de la baie de Coquimbo pour une meilleure connaissance du Quaternaire marin chilien. Quant à mes recherches géomorphologiques, entreprises dans ce secteur en 1963, elles ont fait l'objet de publications préliminaires. En 1964 (Paskoff, 1964 a), j'attirai l'attention sur l'influence des mouvements eustatiques dans la genèse des plates-formes étagées des environs de La Serena, influence que Cooke (1964 et 1965 in Fuenzalida et al., 1965), reste fidèle à la tradition mobiliste, mettait en doute. Pourtant de nouvelles observations (Paskoff, 1967 a) devaient montrer l'importance des variations propres de l'Océan pour expliquer les anciens rivages. Cette opinion, partagée par Herm, aboutit à un essai de classification du Quaternaire marin chilien illustrée par une terminologie nouvelle dont tous les lieux éponymes, à l'exception d'un seul, se trouvent autour ou à proximité de la baie de Coquimbo (Herm et Paskoff, 1967).

Méthodes de travail.

On connaît l'abondante littérature et les polémiques surgies de l'étude des anciens rivages quaternaires. Des points de vue totalement opposés s'affrontent. Un exemple : à l'opinion bien connue de Fairbridge (1958) qui soutient que durant l'Holocène le niveau marin a fluctué entre -4 et $+5$ m,

s'inscrit en faux celle de Shepard (1964 et 1967) qui pense que ce même niveau n'a cessé de s'élever au cours des 6 000 dernières années, ou celle de Russell (1964) qui croit qu'il n'a guère varié durant l'ensemble de cette période. Si de telles opinions contradictoires existent pour une époque extrêmement récente, on imagine ce que peuvent être les discussions dès qu'on aborde le Pléistocène...

Aussi une grande partie de mon travail consiste-t-il en la présentation des faits observés; ils ont fait l'objet d'une cartographie levée au 1/25 000 et publiée hors-texte au 1/50 000 en couleurs (*carte hors-texte IV*). Ce document de base est complété par la description détaillée de plusieurs coupes.

J'ai utilisé pour mes recherches les méthodes classiques de la géomorphologie non seulement parce que mes travaux avaient pour but premier la description et l'explication des formes du terrain, mais aussi parce que les environs de la baie de Coquimbo présentent un ensemble de gradins marins, sans doute parmi les plus remarquables du monde; ces niveaux constituent des témoignages de premier ordre pour l'étude des variations de la position du littoral.

Les terrasses marines ne seront pas définies par leur hauteur encore qu'il soit parfois utile de la connaître. En principe on peut s'attendre à des déformations tectoniques puisque la littérature géologique ne tarit pas d'exemples sur la mobilité de la côte chilienne (Corvalán, 1966). Théoriquement, lorsqu'il existe un *cliff*, il est possible de repérer avec précision le maximum du stationnement qui l'a taillé; en réalité, il est rare d'avoir une bonne coupe au pied même du ressaut, toujours empâté par des venues colluviales ou des aspersions sableuses. Quant à la hauteur du bord aval de la terrasse, elle ne présente aucune signification particulière puisqu'elle est seulement fonction de l'érosion plus ou moins grande réalisée à ses dépens en fonction d'un niveau marin plus bas. En aucun cas donc l'altitude n'a été un moyen de reconnaissance. Cependant, même si la méthode purement altimétrique passe pour démonétisée en raison des abus criants auxquels elle a donné lieu, il ne faut pas à mon sens la négliger complètement, ne serait-ce que pour mettre en évidence des gauchissements... Les hauteurs des différents niveaux au-dessus du littoral actuel peuvent éventuellement permettre de déceler des mouvements de bascule, d'affaissement ou de soulèvement.

D'un point de vue géomorphologique, l'identification des divers stationnements de l'Océan s'appuie sur l'existence de plates-formes d'abrasion, de falaises anciennes, d'encoches, de cordons littoraux; les corrélations, d'autre part, se fondent sur deux critères simultanément appliqués:

— une succession semblable de paliers sur des coupes transversales établies, perpendiculairement au rivage actuel, en différents points de la baie;

— la continuité topographique latérale de ces paliers.

Ces démarches proprement géomorphologiques ont été complétées par l'étude stratigraphique des dépôts marins: superpositions, ravinements, discordances, pendages ont été relevés; des observations sur le terrain même, complétées par quelques analyses sédimentologiques de laboratoire, m'ont conduit à déterminer des faciès transgressifs ou régressifs, typiquement marins ou lagunaires.

La bienveillance de mon collègue et ami, le Dr D. Herm, m'a permis de faire aux enseignements de la paléontologie la place qui leur revient dans un secteur très riche en fossiles; des mutations dans la faune permettent de leur côté de proposer des coupures dans les temps plio-quaternaires.

Les recherches de Biberson (1961) au Maroc m'ont appris l'importance de la préhistoire pour l'étude des anciens rivages; certes l'Homme n'est apparu que très tard au Chili mais pour l'Holocène les vestiges qu'il a laissés aident à suivre les modifications les plus récentes du littoral.

J'ajouterai pour terminer que si mes travaux autour de la baie de Coquimbo apportent une contribution à la compréhension du Quaternaire marin chilien, ils le doivent principalement à deux faits: ils ont été menés en collaboration avec des spécialistes de disciplines connexes à la géomorphologie et ils se sont appuyés sur un lever cartographique détaillé.

La terrasse supérieure.

La terrasse marine supérieure représente un élément essentiel du paysage parce que c'est le plus large et le plus étendu des niveaux marins.

CARACTÈRES GÉOMORPHOLOGIQUES.

Au S du Rio Elqui la terrasse supérieure a relativement peu souffert, après son émergence, des processus d'érosion ou d'accumulation continentaux; les apports détritiques descendus du cadre montagneux peu élevé (800 m) ont été modestes et les constructions dunaires n'ont pas l'ampleur qu'elles revêtent dans la partie nord de la baie de Coquimbo; aussi dans l'ensemble les conditions d'observation sont-elles favorables.

Le bord inférieur de cette terrasse se situe vers 90 m au-dessus du niveau actuel de la mer; elle s'élève avec une pente faible, de l'ordre de 5 % vers l'intérieur. Je n'ai pas pu déterminer exactement l'altitude maximale de cette plate-forme. Dans les environs même de La Serena, au pied des cerros (Cerros Grande, La Varilla, Huachalaluma, Las Maquinas), les éboulis de versant ne sont pas épais mais il manque une excavation profonde pour observer avec précision, au moins en un lieu, les traces de l'ancien rivage. Plus au Sud, dans le couloir que l'Océan avait envahi au Pliocène supérieur, des cônes de déjection surbaissés et coalescents bâtis au cours du Quaternaire par des cours d'eau déjà assez puissants, empêchent aussi cette démarche. Il est cependant raisonnable de penser que le littoral devait alors se trouver à la cote actuelle de 120-130 m. L'observation altimétrique du niveau ne fait apparaître aucun indice de basculement, de gauchissement ou de rupture.

La terrasse marine supérieure est jonchée de dépôts truffés de coquilles qui passent parfois à de vrais faluns, le plus souvent cimentés en une luma-chelle résistante (appelée ici *losa* et utilisée comme pierre à bâtir); les phénomènes pédologiques d'encroûtement sont courants sur ces formations hautement calcaires. L'abrasion marine a, dans certains cas, mordu sur les reliefs

rocheux, comme par exemple à la base du Cerro San Martín (fig. 80); au droit de Peñuelas, un môle métamorphique isolé a été nivelé presque parfaitement. Par contre, la colline granitique du Pan de Azúcar (295 m) est toujours restée émergée au-dessus des flots; une petite carrière située à son pied montre que depuis le retrait des eaux le colluvionnement a été pratiquement inexistant; pourtant de magnifiques boules cristallines s'accrochent aux versants, en équilibre apparemment précaire; or elles n'ont pas roulé vers le bas ce qui laisse à penser que les séismes n'ont pas joué ici un rôle géomorphologique considérable, au moins depuis le Pléistocène.



FIG. 80. — La terrasse marine supérieure au pied du Cerro San Martín: développée au premier plan dans les grès tendres du Pliocène, elle a mordu, à l'arrière-plan, sur les roches métamorphiques prétertiaires qui ont été en partie rabotées; blocs de lumachelle (Sérénien I) croulant sur le versant de la quebrada.

Entre La Serena et le Pan de Azúcar, des aspersions de sable, épaisses de quelques centimètres à plus d'un mètre, feutrent la terrasse supérieure. L'érosion continentale y a aussi laissé des stigmates: ce sont des cônes d'érosion (*rock fans*) qui ont décapé le niveau marin en surface, faisant apparaître les terrains pliocènes sous-jacents; ils se prolongent vers l'amont par des *embayments* qui échancrent le cadre montagneux là où celui-ci n'est pas très élevé, où le bassin versant des quebradas n'est pas très étendu, où les roches prétertiaires fournissent avant tout des débris fins facilement évacués (roches cristallines); ce sont aussi de profondes entailles linéaires dues à l'abaissement du niveau de base et à l'occurrence de périodes plus humides génératrices de débits plus forts, comme dans le cas de l'Estero Culebron ou de la Quebrada Peñuelas.

Aux approches de La Serena la terrasse marine supérieure passe latéralement, en parfaite continuité topographique, je l'ai déjà dit, à la plus haute terrasse du Rio Elqui (trv).

Au N du Rio Elqui de gigantesques accumulations dunaires ainsi que des apports détritiques grossiers venus du Cerro Brillador (1 100 m) ou de ses annexes ont oblitéré et défiguré la terrasse supérieure, sans cependant la rendre entièrement méconnaissable. On la discerne bien au-dessus de Compañía Alta, là où elle relaie le niveau fluvial le plus élevé du Rio Elqui. Des dépôts marins lumachelliques qui semblent devoir lui être rattachés sont mis à jour par la profonde incision de la Quebrada El Jardín. Au-delà de la Quebrada El Romeral, on retrouve immédiatement en contrebas du Llano Porotitos, aplanissement marin, on l'a vu, d'âge probablement pliocène, une première marche d'escalier vers 100-110 m, couverte de cailloux roulés hétérométriques mêlés à de rares coquilles: elle pourrait correspondre à la terrasse supérieure.

Autour de la baie Herradura la terrasse supérieure ne se rencontre pas, sauf à l'extrême Sud. Je pense que l'érosion marine, liée au niveau plus bas de l'Océan qui a suivi, l'a complètement fait disparaître parce qu'elle était moins large que son homologue de la baie de Coquimbo; ce fait tient à la position plus occidentale du Cerro San Martín par rapport à celle du Cerro Grande et de ses prolongements méridionaux.

GENÈSE DE LA TERRASSE SUPÉRIEURE.

La tranchée de la route La Serena-Ovalle, là où elle entaille le bord externe de la terrasse supérieure, à proximité du village de Tierras Blancas, donne une coupe fondamentale pour l'interprétation de ce niveau. Elle montre de bas en haut (fig. 81):

- sables jaunes assez compacts (a), visibles ici sur environ 1 m;
- banc gréseux (b), empreintes de *Veneridae*; épaisseur: 0,20 m;
- sables fins (c) contenant¹⁶ *Monoceros grandis* PHIL., *Purpura cingulata* LIX., *Chlamys coquimbensis* (MÖR.); épaisseur: 0,20 m;
- banc gréseux (d), grain moyen à grossier, moules de *Veneridae*; présence de *Eurhomalea coquimbana* (D'ORB.), *Anomia alternans* SOW, *Monoceros pyrulatus* PHIL.; épaisseur: 0,30 m.

Toutes les espèces citées en (c) et (d) sont aujourd'hui éteintes; *Monoceros grandis* PHIL., *Chlamys coquimbensis* (MÖR.), *Eurhomalea coquimbana* (D'ORB.), *Anomia alternans* SOW et *Monoceros pyrulatus* PHIL., sont caractéristiques du Pliocène.

- sables fins (e), compacts, de couleur grise, peu fossilifères; épaisseur: 1,75 m;
- lit de galets (f); épaisseur: 0,10 m;
- sables fins (g), compacts, de couleur crème, peu fossilifères; épaisseur: 2 m; ravinement (photo 32);
- galets hétérométriques (h), volcaniques et cristallins à la base, gréseux vers le haut: ces derniers proviennent de (d) ou de (b) dont les empreintes de *Veneridae* sont parfaitement reconnaissables (photo 33); coquilles bien conservées: *Ostrea remondi* PHIL., *Acanthina crassilabrum costata* (SOW.), *Balarus psittacus* (MOL.), *Chlamys purpurata* (LAM.); cette dernière espèce est inconnue au Pliocène; épaisseur: 1 m;
- sables fins (i), légèrement jaunâtres; épaisseur: 1,20 m;
- lit de galets (j), sans coquilles; épaisseur: 0,10 m;
- sables blêmes (k), sans coquilles; épaisseur: 1 m;
- galets et coquilles (l); épaisseur: 0,20 m;
- sables (m) contenant des coquilles entières et brisées: *Chlamys purpurata* (LAM.), *Cryptomya californica* (CONRAD), *Choromytilus chorus* (MOLINA), *Mesodesma donacium* (LAM.), *Eurhomalea cf. rufa* (LAM.), *Acar gradata* (BROD. et SOW.), *Turritella cingulata* SOW., *Oliva peruviana* LAM., *Crepidula dilatata* LAM., *Thais biserialis* (BLAINVILLE), *Acanthina crassilabrum* (LAM.), *Tegula* sp., *Balanus laevis*, BRÜG.,

16. Tous les fossiles cités dans ce chapitre ont été déterminés par D. Herm.

Balanus psittacus (MOL.); toutes ces espèces sauf deux, *Acar gradata* (BROD. et SOW.) et *Cryptomya californica* (CONRAD), vivent aujourd'hui encore dans la baie de Coquimbo; *Cryptomya californica* (CONRAD), *Eurhomalea cf. rufa* (LAM.), *Acar gradata* (BROD. et SOW.), *Turritella cingulata* SOW., *Thais biserialis* (BLAINVILLE) sont des espèces inconnues au Pliocène; épaisseur: 2,20 m;

— croûte calcaire en feuillets (n); épaisseur: 0,20 m;

— sables roses hydroéoliens (o); épaisseur: 0,50 m;

Hauteur du sommet de la coupe: 90 m.

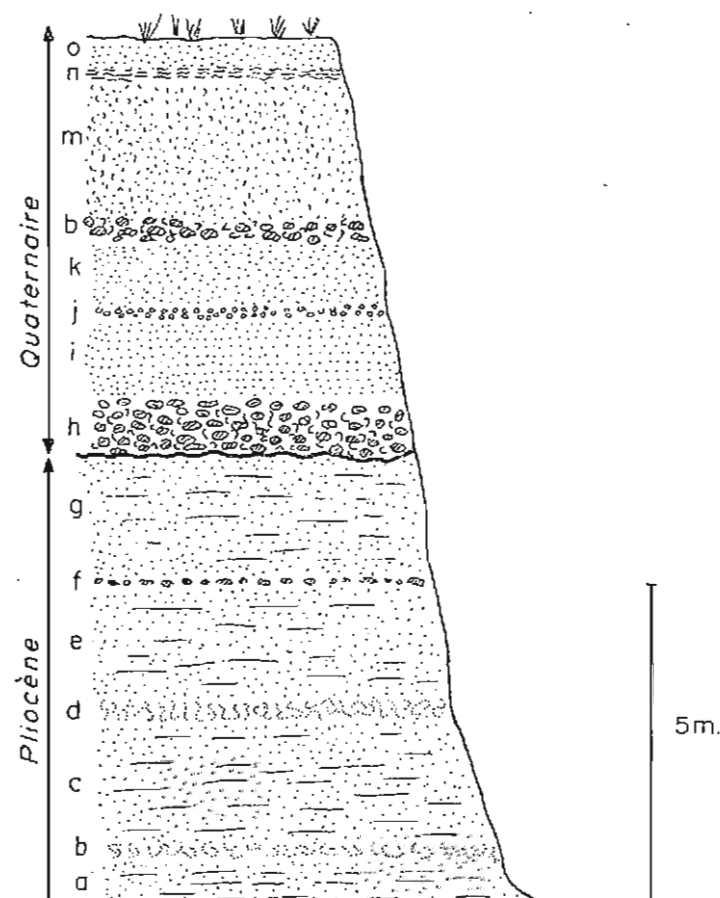


FIG. 81. — Coupe dans la terrasse supérieure (Sérénien I): tranchée de la route La Serena-Ovalle, à proximité du village de Tierras Blancas.

La description de la coupe est donnée dans le texte. Au lieu de *b* lire *l* entre *k* et *m*.

Deux faits fondamentaux ressortent de l'étude stratigraphique et paléontologique de cette coupe:

— (*h*) représente un *conglomérat de base* puisqu'il englobe des éléments arrachés aux couches sous-jacentes et facilement identifiables grâce aux fossiles qu'ils contiennent; il traduit, tout comme la présence d'*Ostrea*

remondi PHIL., un mouvement *transgressif* de l'Océan qui implique lui-même une récession marine préalable;

— une *différence très marquée de la faune entre (g) et (h)* (Herm, 1969); jusqu'à (*g*) inclusivement il s'agit des fossiles caractéristiques de la formation de Coquimbo (Pliocène) qui n'ont plus de représentants sur le littoral de la baie actuelle. A partir de (*h*) les Mollusques, très proches de ceux qui peuplent les eaux aujourd'hui, témoignent, chose nouvelle et essentielle, d'affinités pour des températures plus fraîches.

La terrasse marine supérieure apparaît donc liée à un cycle marin postérieur au dépôt de la série pliocène aux dépens de laquelle elle a été taillée.

La haute terrasse.

Immédiatement en contrebas de la terrasse supérieure existe un autre niveau qui s'élève jusqu'à 75-80 m au-dessus du littoral actuel; je lui donne l'appellation de *haute terrasse*.

CARACTÈRES GÉOMORPHOLOGIQUES.

Autour de la baie de Coquimbo, au S du Rio Elqui, la haute terrasse se suit sans difficulté sauf au droit de Peñuelas où elle n'a pu s'inscrire dans l'affleurement résistant d'un môle rocheux. Entre la Quebrada San Joaquín et la Quebrada Peñuelas, elle disparaît sous une accumulation de sables éoliens, rosis par altération mais non consolidés, épaisse d'environ une trentaine de mètres, qui reçoit le nom de *Grande dune*.

Au N du Rio Elqui, elle se repère au-dessus de Compañía Baja; mais, de part et d'autre de la Quebrada El Jardín, la Grande dune, ici d'une épaisseur gigantesque puisqu'elle dépasse la centaine de mètres, se retrouve, chevauchant à la fois la haute terrasse et une partie de la terrasse supérieure, tel un immense dos de baleine orienté NNE-SSW. A la hauteur de Juan Soldado des épandages de cailloutis continentaux ont raboté, sans cependant la faire disparaître complètement, la falaise morte qui sépare les deux niveaux marins les plus élevés. Dans le secteur de Punta Teatinos la haute terrasse est bien venue: elle est taillée à la fois dans le substratum granitique ou métamorphique et dans les dépôts pliocènes.

C'est autour de la baie Herradura que la haute terrasse présente sa plus grande largeur, de l'ordre de 2 km. Les tranchées du chemin de fer font souvent apparaître les formations de plage, corrélatives du maximum du stationnement de l'Océan, au pied du Cerro San Martín à 80 m d'altitude. Sur le bord inférieur de ce niveau sont aussi posés des bourrelets dunaires importants; ils constituent un obstacle pour les deux quebradas qui dissèquent la plate-forme: d'abord consécutives à la pente (10 ‰) et parallèles entre elles, elles doivent brusquement diverger presque à angle droit, l'une vers la gauche, l'autre vers la droite en direction de l'Estero Culebron.

Le grand développement de la haute terrasse autour de la baie Herradura exige une explication d'autant plus que, on se le rappelle, la terrasse supérieure n'existe pas ici. Ne se serait-il pas produit au SW de l'Estero Culebron

un phénomène d'affaissement qui aurait eu pour effet de confondre en une seule plate-forme les deux niveaux marins les plus élevés ? Je ne le crois pas pour les raisons suivantes :

— la disparition de la terrasse supérieure est un fait logique : moins large qu'ailleurs par suite de la disposition plus avancée vers l'Ouest du Cerro San Martín, elle a pu être entièrement rongée par l'érosion marine responsable de l'élaboration de la haute terrasse ;

— si celle-ci au contraire n'a pas été détruite par l'offensive de l'Océan qui a taillé le niveau situé en contrebas c'est parce que, à cette époque, la presqu'île granitique de Coquimbo et le promontoire sud de la baie Herradura étaient assez largement émergés pour freiner l'action des vagues venues du large ; là où ce freinage était moins fort, comme en face de l'entrée de la baie actuelle, la haute terrasse n'est pas aussi ample qu'ailleurs ;

— enfin, le passage topographique latéral, de part et d'autre de l'Estero Culebron, entre les niveaux de la baie Herradura et ceux de la baie de Coquimbo montre que c'est bien la terrasse supérieure qui manque autour de la première.

GENÈSE DE LA HAUTE TERRASSE.

Deux coupes permettent de juger de la nature de la haute terrasse.

La première coupe a été relevée lors de la construction du Collège universitaire régional de La Serena qui a été installé sur cette plate-forme, à proximité de la ville, en un endroit où, exceptionnellement, elle n'a pas été recouverte par des apports dunaires ; elle montre de bas en haut la succession suivante :

- cailloux roulés apparemment d'origine fluviale (a) ; éléments granitiques altérés ; ils sont visibles ici sur environ 10 m ;
- sables fins, gris et jaunâtres, lits de galets dont la disposition trahit, en dépit de l'absence de fossiles, un milieu de dépôts marins (b) ; épaisseur : 30 m.
- (a) et (b) sont rapportés au Pliocène ; la différence de faciès traduit soit une oscillation de la ligne de rivage à cette époque, soit un brusque et considérable apport de crue du Rio Elqui dans une ambiance deltaïque ; c'est une imbrication fréquente dans les sédiments de la mer pliocène là où débouchait un fleuve important.
- ravinement ;
- blocs à modelé typiquement marin (c) ; usure poussée et fort aplatissement ; épaisseur : 2 m ;
- galets continentaux (d) ; épaisseur : 3 m.

Hauteur du sommet de la coupe : 78 m.

(c) représente le dépôt de l'Océan qui a taillé la haute terrasse aux dépens de la formation de Coquimbo.

La deuxième coupe est donnée par le grand affluent de rive gauche de l'Estero Culebron, enfoncé d'une cinquantaine de mètres dans la haute terrasse ; on y voit les grès tendres pliocènes ravinés, au sommet des versants, par un conglomérat lumachellique de type régressif d'environ 2 m d'épaisseur. Herm a déterminé dans ce dépôt de plage : *Turritella cingulata* Sow., *Mulinia edulis* (GRAY) et *Eurhomalea lenticularis* (Sow.) ; ces trois espèces sont inconnues au Pliocène.

Ces deux coupes montrent que la haute terrasse est aussi une plate-forme d'abrasion taillée dans la formation de Coquimbo. La réalité d'un cycle marin

— impliquant un mouvement d'allée et venue de l'Océan — n'est pas prouvée puisque les dépôts qui ravinent le Pliocène sont soit atypiques (coupe 1) ou de faciès franchement régressif (coupe 2) ; mais on sait que les plages de transgression se conservent difficilement : leurs matériaux cheminent avec elles (Pinot, 1965) ou, cas sans doute plus fréquent, leurs restes sont détruits au moment de la régression.

La première terrasse moyenne.

La haute terrasse est limitée vers l'aval par une falaise morte dont la base se situe vers 35-40 m ; à son pied s'étend un autre niveau que j'appelle la première terrasse moyenne.

CARACTÈRES GÉOMORPHOLOGIQUES.

La première terrasse moyenne se rencontre dans la ville de La Serena (niveau du lycée de jeunes filles) et se remarque vers le Sud pendant quelque 3 km ; son individualité tend ensuite à s'estomper. Sa largeur est d'environ 500 m. L'observation directe de ce gradin se heurte à des difficultés : en effet, il a été en partie couvert après son exondation par des colluvions glissées le long du ressaut qui le sépare du haut niveau ; ces dépôts sont essentiellement des sables repris de la Grande dune et des grès tendres pliocènes qui apparaissent dans la falaise morte ; ils ont été remaniés et étalés par le ruissellement qui a aussi entraîné avec lui des galets. Sur le site même de la ville, la Quebrada San Francisco a construit un cône de déjection sur cette terrasse ; le passage latéral de son matériel caillouteux aux formations fines de pente souligne leur contemporanéité ; ces phénomènes semblent devoir être mis en rapport avec une période pluviale.

Au N du Rio Elqui, les traces de la première terrasse moyenne se devinent autour de la carrière inférieure de l'ancienne usine de ciment de Juan Soldado ; mais là les épandages de cailloutis continentaux ont retouché le niveau ; la falaise morte qui le séparait de la haute terrasse a été rabotée si bien qu'un même glacis recoupe les deux anciennes plates-formes marines.

Dans le secteur de Punta Teatinos, la première terrasse moyenne se trouve à sa place, avec peut-être une altitude légèrement plus forte qu'ailleurs (niveau vers 40-45 m).

Autour de la baie Herradura la première terrasse moyenne est bien développée (niveau de la gare) puisque sa largeur moyenne dépasse 1 km ; dans ce cas encore la presqu'île de Coquimbo a joué un rôle protecteur. Willis (1929) est le premier à avoir attiré l'attention sur de gros blocs de roche éruptive ou granitique (*erratic boulders*) qui parsèment avec fréquence la surface de ce niveau ; leur longueur atteint souvent et même dépasse 2 m. Cet auteur pense qu'ils ont pu être transportés par des radeaux de glace locale, formés dans la vallée de l'Estero Culebron pendant une époque de climat plus froid. Parce que je n'ai trouvé aucun indice géomorphologique sûr de basses températures à un moment donné dans la région La Serena-Coquimbo — ce qui n'est pas pour étonner, au niveau de la mer, à une telle latitude et dans l'hémisphère sud — je pense que cette

explication est peu vraisemblable. Il faut remarquer que tous ces blocs ont une origine très proche et qu'ils ne dépassent pas la compétence connue des vagues de tempête actuelles. Je crois pour ma part qu'il n'est pas déraisonnable de soutenir qu'ils ont pu être entraînés sur quelque distance, à partir des affleurements rocheux qui, de-ci de-là, pointent du substratum prétertiaire, par les gros rouleaux de mauvais temps, si fréquents sur les rivages de l'océan Pacifique.

GENÈSE DE LA PREMIÈRE TERRASSE MOYENNE.

Au N de La Serena, dans le secteur de Punta Teatinos, une tranchée de la Route panaméricaine (km 480) permet d'observer la succession suivante (fig. 82, 83 et 84) :

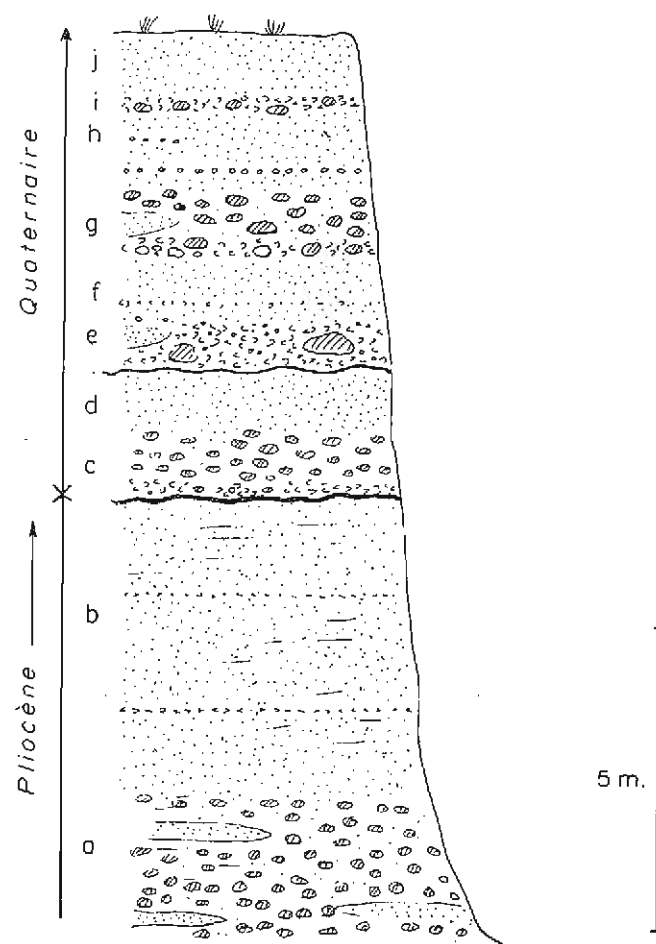


FIG. 82. — Coupe dans la première terrasse moyenne (Herradurien I): km 480 de la Route panaméricaine.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

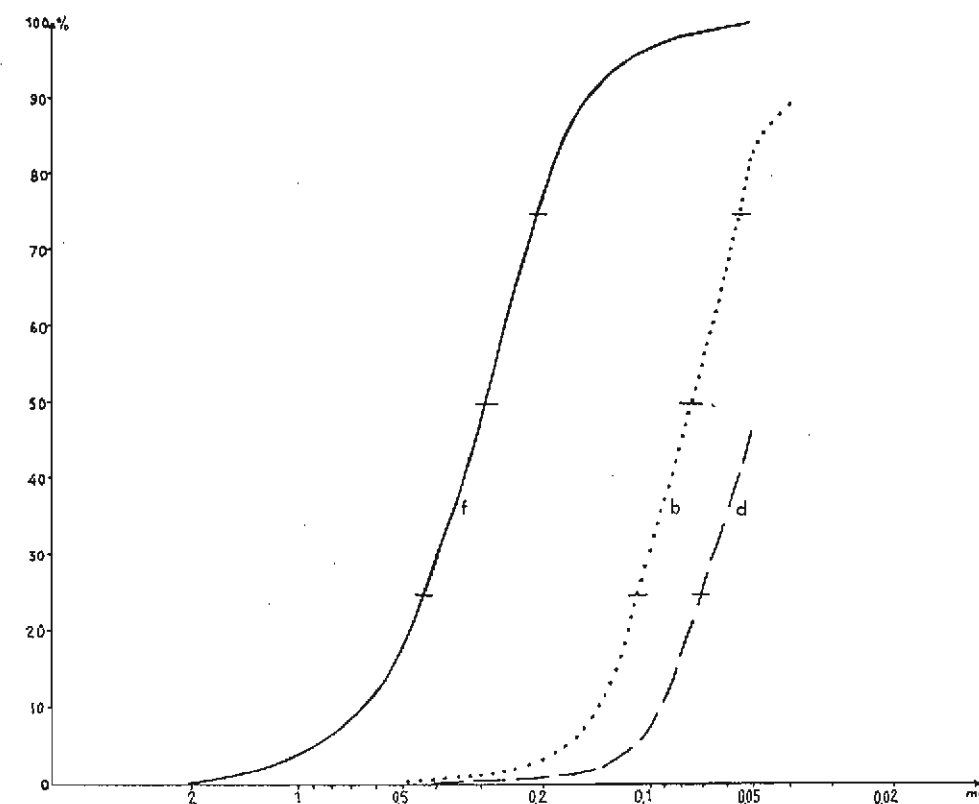


FIG. 83. — Courbes granulométriques de sables recueillis dans la coupe du km 480 de la Route panaméricaine.

Les lettres minuscules (b, d et f) correspondent à celles de la figure 82 et indiquent les niveaux où ont été prélevés les échantillons; bon triage de type marin.

- à la base, galets peu aplatis, sains, sans fossiles, avec des lentilles de sables, tantôt fins et jaunâtres, tantôt grossiers et gris (a); épaisseur découverte: 5 m;
- grès jaunâtres et très fins (méd. 0,074 mm), stratification horizontale apparente, avec lits minces non consolidés de coquilles triturées dont il ne reste que l'empreinte (b); épaisseur: 10 m.

(a) et (b) appartiennent à l'unité inférieure de la formation de Coquimbo; ils ont livré les fossiles suivants: *Balanus psittacus* (MOL.), *Glycymeris ovata* (BROD.), *Nucella (Acanthina) calcar* (MART.), *A. crassilabrum* (LAM.), *Arcopsis cf. solida* (SOW.), *Chlamys coquimbensis* (MÖR) et *Monoceros pyrulatus* PHIL.; ces trois dernières espèces sont caractéristiques du Pliocène.

ravinement;

- lumachelle résistante faite de coquilles brisées avec de rares cailloux roulés (c); elle passe vers le haut à des galets (L: 6-7 cm); épaisseur: 2 m;
- sables très fins, blêmes, très stratifiés (d); épaisseur: 2 m.

Dans (c) et (d) ont été recueillies des coquilles de: *Balanus psittacus* (MOL.), *Nucella (Acanthina) acuminata* (SOW.), *Nucella (Acanthina) crassilabrum* (LAM.), *Glycymeris ovata* (BROD.), *Laevicardium procerum grande* (PHIL.) et *Turritella cingulata* (SOW.); ces deux dernières espèces sont inconnues au Pliocène.

- graviers, galets et blocs mêlés de coquilles entières et brisées d'aspect frais (e); lentilles de sables fins; épaisseur: 2 m;

- sables fins (méd. 0,29 mm), jaunâtres, avec un niveau de sables coquilliers (f); épaisseur : 2 m;
- galets de toutes tailles et blocs émoussés, emballés dans des sables jaunes grossiers (g); coquilles non consolidées, abondantes à la base; de-ci de-là, lentilles de sables; épaisseur : 2,50 m;
- sables grossiers jaunâtres mêlés à des lits fins de petits cailloux mal roulés (h); épaisseur : 2,50 m;
- lit coquillier avec quelques galets (i); épaisseur : 0,50 m.

De (c) à (i), j'ai trouvé des exemplaires de : *Balanus laevis* (BRÜG.), *Mesodesma donacium* (LAM.), *Tagelus dombeii* (LAM.), *Chlamys purpurata* (LAM.), *Mulinia edulis* (KING.), *Ameghinomya antiqua* (KING.), *Eurhomalea cf. rufa* (LAM.), *Ocenebra cf. buxea* (BROD.), *Xanthochorus cf. cassidiformis* (BLAINVILLE), *Oliva peruviana* (LAM.) et *Turritella cingulata* SOW.

- limons roses emballant des morceaux de coquilles (j); épaisseur : 2 m.

Hauteur du sommet de la coupe : 47 m.

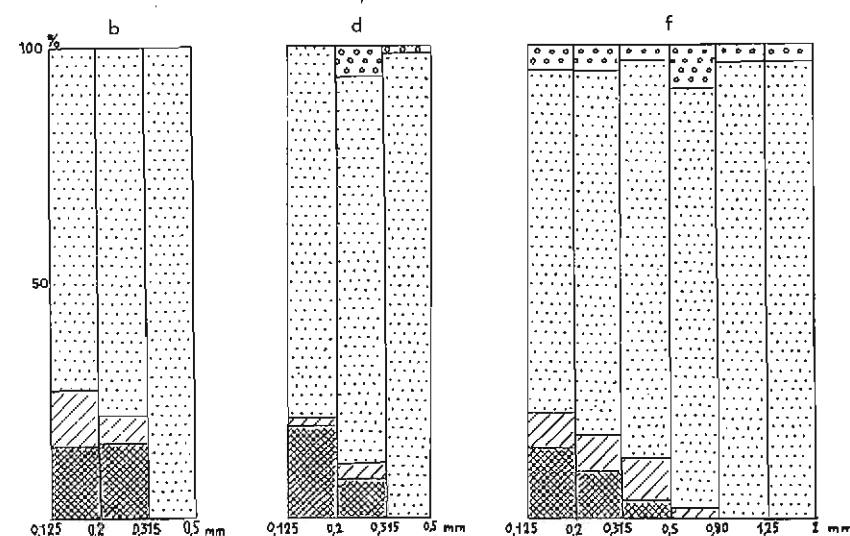


FIG. 84. — Morphoscopie des grains de quartz des échantillons sableux (b, d et f) recueillis dans la coupe du km 480 de la Route panaméricaine (cf. fig. 82 et 83).

Les grains subémoussés mats dominant dans tous les échantillons et à toutes les dimensions. Pour la légende voir la figure 65.

La première terrasse moyenne apparaît à son tour comme un niveau taillé au détriment de la formation de Coquimbo; les dépôts (c) et (d), corrélatifs de cette action abrasive, sont transgressifs. Les sédiments de (e) à (i) témoignent d'oscillations dans la position de la ligne de rivage au cours d'une régression; la proximité de la Quebrada Romeral rend compte de la fréquence des apports grossiers.

La deuxième terrasse moyenne.

Une quatrième banquette, large d'environ 500 m, d'une altitude maximale de 15-20 m, séparée du précédent niveau par une falaise morte haute d'une dizaine de mètres, reçoit le nom de deuxième terrasse moyenne.

CARACTÈRES GÉOMORPHOLOGIQUES.

Au S du Rio Elqui cette terrasse apparaît dans la ville de La Serena (niveau de l'Hôtel de tourisme) où elle relaie, sans aucun hiatus topographique, la terrasse fluviale III; on la suit sans peine au-delà de l'agglomération mais vers la Quebrada Peñuelas le ressaut qui la limite à l'amont s'estompe et même s'efface. Des cordons dunaires anciens de sables altérés mais non consolidés, d'une dizaine de mètres de hauteur relative, s'allongent sur son bord aval, très continus jusqu'à l'Estero Culebron. Plusieurs quartiers de Coquimbo sont installés sur cette plate-forme, ici parfois percée par des pointements granitiques.

Au N du Rio Elqui il faut dépasser les affleurements métamorphiques qui marquent les alentours de Compañía Baja pour retrouver cette deuxième terrasse moyenne: elle se poursuit alors sans discontinuité jusqu'à la Quebrada Romeral mais des actions continentales ont contribué à défigurer ce niveau marin; ce sont:

- des accumulations dunaires vieilles, de type parabolique, qui dépassent l'altitude absolue de 50 m;
- des dépressions circulaires d'une centaine de mètres de diamètre et d'une dizaine de mètres de profondeur que j'attribue à des phénomènes de dissolution et de tassement dans les lumachelles pliocènes sous-jacentes; ce seraient des dolines;
- des cônes de déjection anciens de matériel fin, construits dans le passé par les quebradas qui recoupent la terrasse;
- des phénomènes de défonçage par ces mêmes quebradas comme autour des installations désaffectées de l'usine de Juan Soldado ou au passage de la Quebrada El Jardin; ces tranchées naturelles révèlent, sous des dépôts continentaux, les formations fossilifères de plage de la terrasse en question.

Enfin, dans les alentours de Punta Teatinos, cette deuxième terrasse moyenne, très bien conservée, passe à un niveau de la Quebrada Romeral dans lequel, sous 7 m d'alluvions fluviales roulées, apparaissent, ravinés, des grès jaunes pliocènes.

On retrouve sans discussion la deuxième terrasse moyenne autour de la baie Herradura (niveau de la Hacienda Miramar); en cet endroit elle est restée presque intacte.

GENÈSE DE LA DEUXIÈME TERRASSE MOYENNE.

Plusieurs coupes donnent ensemble des précisions sur l'épisode marin responsable de l'élaboration de ce quatrième gradin.

La plus intéressante est sans nul doute celle fournie par la carrière située à proximité de l'intersection de la Route panaméricaine et de l'Estero Culebron. On peut relever de bas en haut (fig. 85; photos 37 et 38):

- grès tendres pliocènes (a), de couleur ocre à jaunâtre, avec quatre lits horizontaux durcis de coquilles dont il ne reste que l'empreinte; Herm a identifié: *Panope coquimbensis* (D'ORB.), *Eurhomalea hanetiana* (D'ORB.), *Eurhomalea Coquimbana* (PHIL.), *Monoceros doliaris* PHIL., *Monoceros laevis* PHIL., *Monoceros pyralatus* PHIL.; toutes ces espèces, à l'exception peut-être d'*Eurhomalea hanetiana*,

- sont aujourd'hui éteintes et sont caractéristiques du Pliocène; ces grès, visibles sur 2,70 m, ont été taillés en petite falaise, fossilisée par les dépôts subjacents ;
- formations de plage discordantes (b) : sables gris, jaunâtres ou verdâtres, de grain grossier à moyen, parfois marneux ; stratification de tendance entrecroisée ; coquilles entières ou cassées, remarquables par la fraîcheur de leur état, cimentées en lumachelle vers le haut ; galets de toutes tailles, allant des graviers aux blocs dont certains ont plus de 2 m de longueur. L'ensemble, dont l'épaisseur maximale est de 3,40 m, représente un dépôt transgressif : plusieurs galets sont faits de morceaux de grès arrachés au Pliocène sous-jacent ; c'est donc un *conglomérat de base*. On relève aussi sur la surface d'abrasion des traces de trous laissés par des organismes lithophages ; ce dépôt est affecté par une « faillette » de 10 cm de rejet qui ne se suit pas plus haut ;
 - sables argileux (c) ; épaisseur : 1 m ;
 - lumachelle compacte, résistante (d) : coquilles fraîches, quelques galets ; dépôt régressif ; épaisseur : 0,50 m.

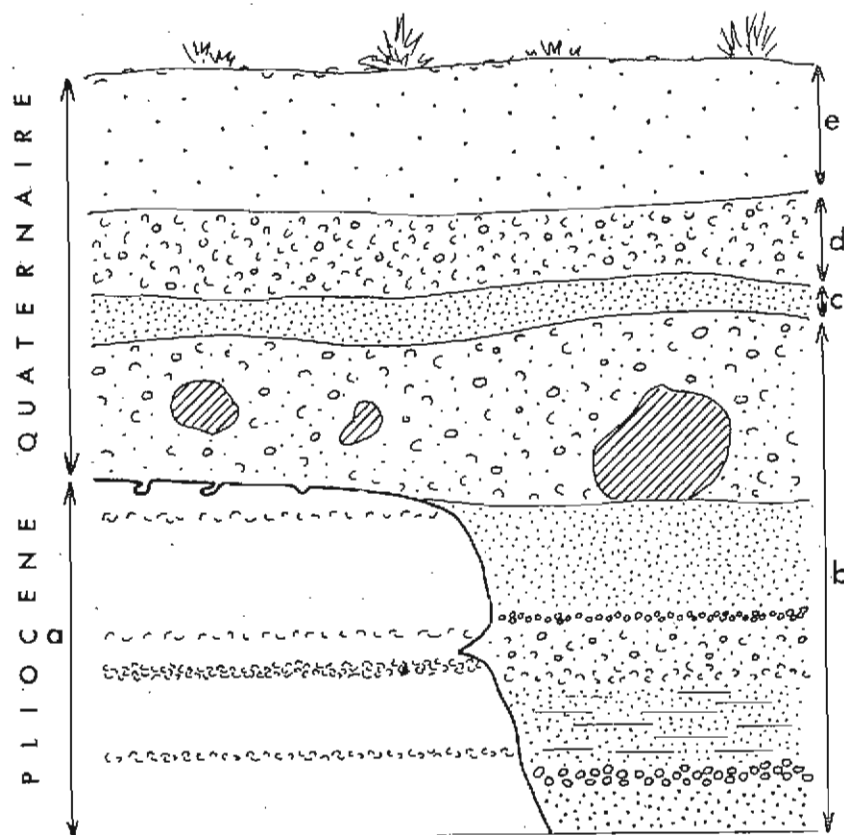


FIG. 85. — Coupe dans la deuxième terrasse moyenne (Herradurien II) ; carrière de l'Estero Culebron.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

Fossiles identifiés par Herin en (b), (c), (d) : *Chlamys purpurata* (LAM.), *Tagelus dombeii* (LAM.), *Protothaca thaca* (MOL.), *Eurhomalea lenticularis* (SOW.), *Mulinia edulis* (GRAY), *Choromytilus chorus* (MOL.), *Mesodesma donacium* (LAM.), *Pholas (Thovana) chiloensis* (MOL.), *Crepidula dilatata* (SOW.), *Turritella cingulata* (SOW.), *Argobuccinum scabrum* (KING), *Calyptrea trochiformis* (GMELIN), *Tegula atra* (LESSON), *Tegula sp.*, *Tegula tridentata* (POTIEZ et MICHAUD), *Prisogaster niger* (WOOD) ;

toutes ces espèces, sans exceptions, vivent aujourd'hui dans la baie de Coquimbo. *Chlamys purpurata* (LAM.), *Protothaca thaca* (MOL.), *Eurhomalea lenticularis* (SOW.), *Pholas (Thovana) chiloensis* (MOL.), *Argobuccinum scabrum* (KING), *Calyptrea trochiformis* (GMELIN) et *Tegula tridentata* (POTIEZ et MICHAUD) n'existaient pas encore au Pliocène.

- sables éoliens (e), kjoekenmoeding sans céramique appartenant à la civilisation dite de l'*anzuelo de concha* (Montané, comm. orale).

Hauteur du sommet de la coupe : 12 m.

Cette coupe est très complète : elle met en évidence les deux moments de la pulsation océanique — transgression et régression — qui a taillé le niveau dans les formations gréseuses pliocènes.

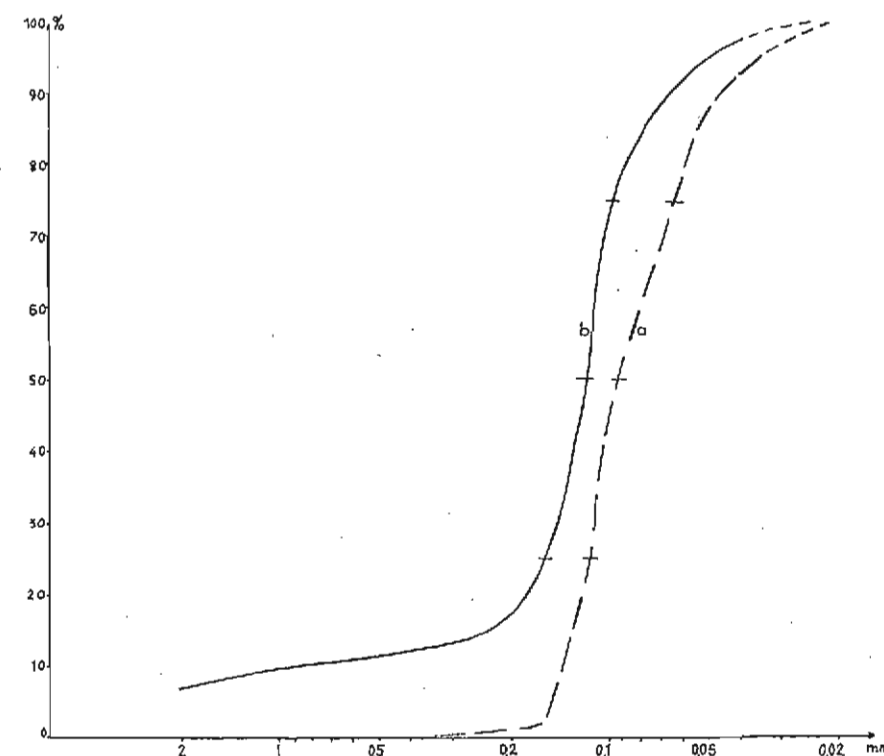


FIG. 86. — Courbes granulométriques de sables recueillis dans la coupe donnée par la tranchée de la piste qui conduit de la Route panaméricaine au champ de tir au pigeon de Punta Teatinos.

a = sables pliocènes ; b = sables quaternaires. Bon triage de type marin.

La deuxième coupe est donnée par la tranchée de la piste qui conduit de la Route panaméricaine au champ de tir au pigeon de Punta Teatinos (fig. 86 et 87) :

- grès tendres jaunâtres (a) du Pliocène à grain très fin (méd. 0,092 mm), visibles ici sur 1,50 m ;

ravinement ;

— dépôt très hétérométrique et totalement désordonné, de couleur brun-jaune (b) ; blocs parfois énormes ($L > 1$ m), galets, cailloux anguleux, graviers, sables (méd. 0,119 mm) un peu calcaires (11 %) ; épaisseur : 1,50 m.

Hauteur du sommet de la coupe : 11 m.

(b) est un dépôt de plage influencé par des apports torrentiels dus à la proximité de la Quebrada El Romeral ; il témoigne d'une régression car il passe à un faciès franchement continental dans sa partie supérieure.

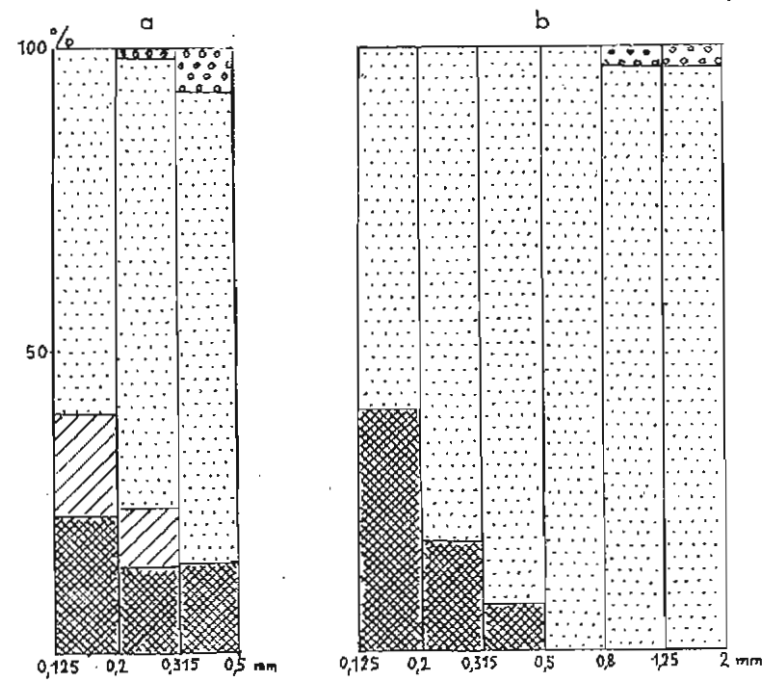


FIG. 87. — Morphoscopie des sables recueillis dans la coupe donnée par la tranchée de la piste qui conduit de la Route panaméricaine au champ de tir au pigeon de Punta Teatinos.

a = sables pliocènes ; b = sables quaternaires.

Les grains subémoussés mats dominent à toutes les dimensions. Pour la légende voir figure 65.

La dernière coupe correspond à la tranchée de la route panaméricaine, à proximité de l'embranchement qui conduit à la plage Herradura, au fond de la baie du même nom (fig. 88 ; photo 39) :

- sables ocre-jaune (a) ; visibles ici sur 2 m ;
- niveau fortement cimenté constitué de moules de Mollusques (b) : *Laevicardium procerum domeykoanum* (PHIL.), *Protothaca petitiana* (D'ORB.), *Panope coquimbensis* D'ORB. ; épaisseur : 0,25 m ;
- sables ocre-jaune (c), bien triés et peu usés, feldspaths (plagioclases calcosodiques) et micas (biotite) sont souvent altérés ; des phénomènes de ferrugini-sation donnent un début de cimentation ; épaisseur : 2,50 m.

Cet ensemble appartient au Pliocène, comme en témoignent les fossiles recueillis, tous caractéristiques.

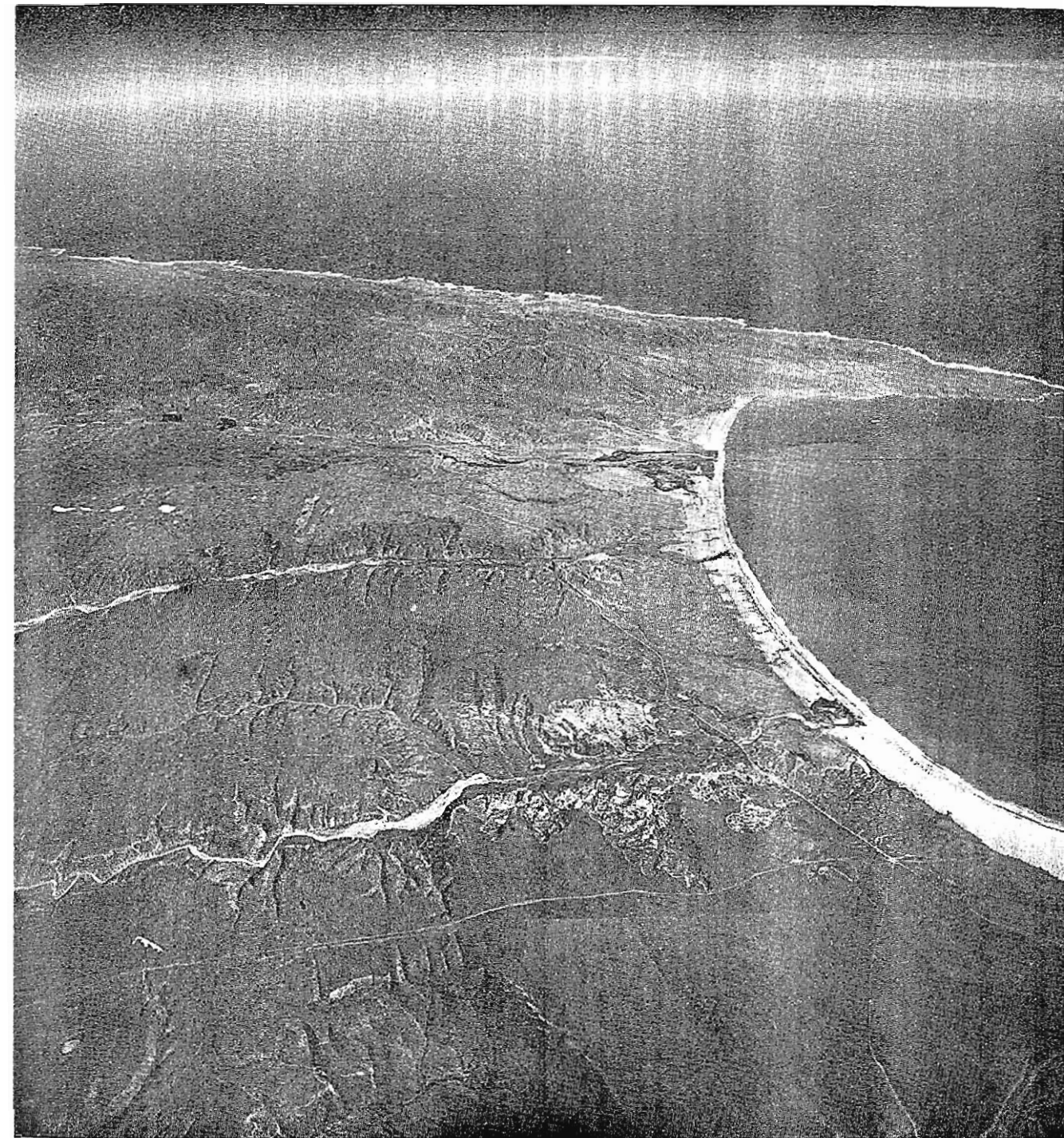


PHOTO 44. — Vue aérienne oblique de la baie de Tongoy ; au premier plan la vaste plate-forme marine du Sérénien I ; au fond, à partir de l'escarpement de faille de Puerto Aldea, les blocs soulevés des Hauts de Talinay.

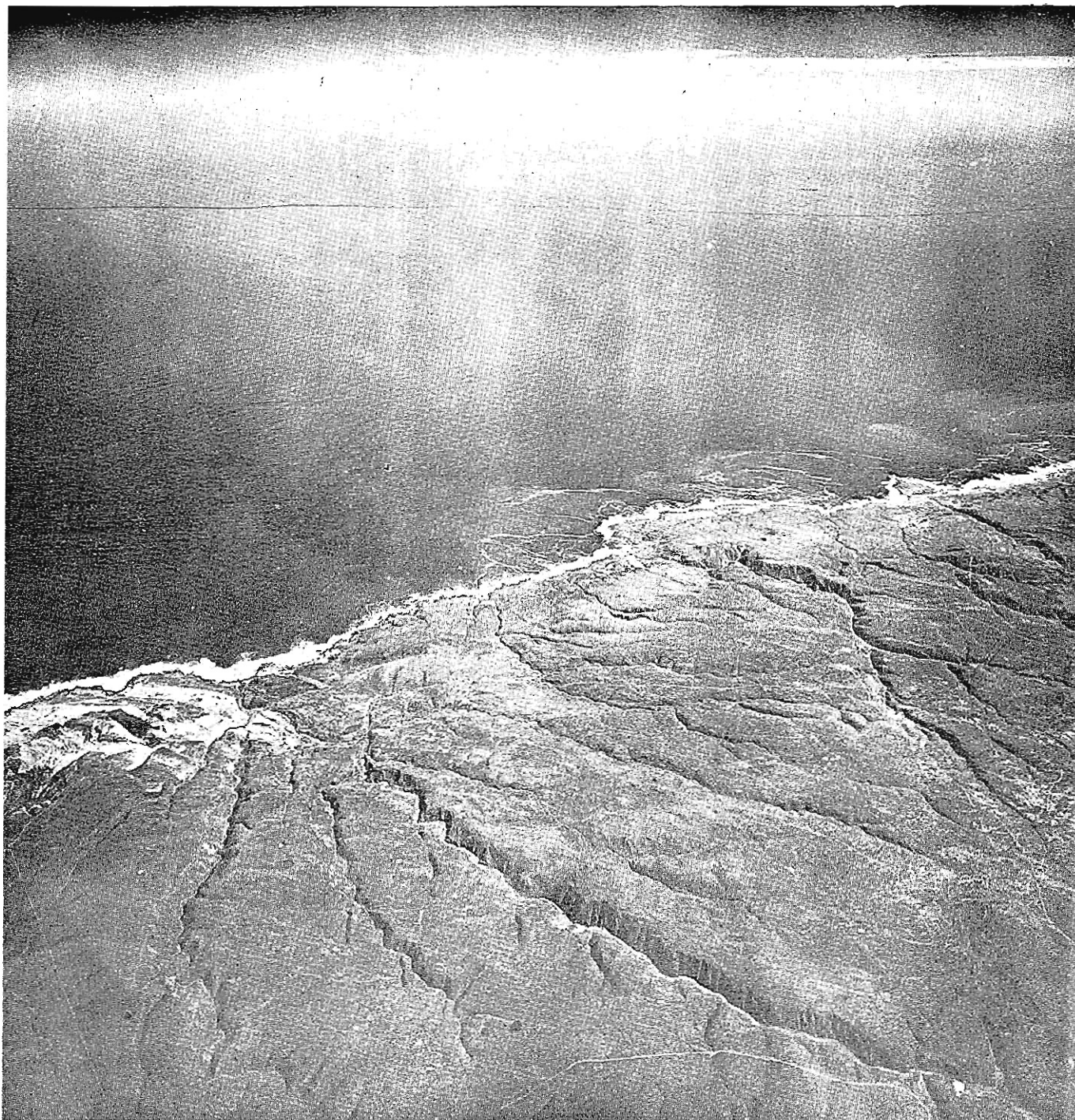


PHOTO 45. — Vue aérienne oblique de la grande rasa littorale près de la Quebrada Teniente (31° S). On remarque sur la gauche le point de départ du grand accident, de rejou quaternaire, qui affecte la vaste surface d'abrasion marine sur près d'un demi-degré de latitude.

ravinement ;

— dépôt de plage peu consolidé (d) ; galets, sables très bien classés mais sans usure, coquilles fraîches de *Mesodesma donacium* (LAM.), *Mulinia edulis* (KING), *Tagelus dombeii* (LAM.), *Crepidula dilatata* SOW., *Tegula atra* (LESS.), *Olivia peruviana* (LAM.) et, comme espèces inconnues au Pliocène, *Chlamys purpurata* (LAM.), *Anatina* (Raeta), *undulata* (GOULD), *Semele corrugata* (SOW.), *Transennela pannosa* (SOW.), *Protothaca thaca* (MOL.), *Argobuccinum scabrum* (KING) et *Cantharus* sp. ; blocs à la base ; épaisseur : 1,50 m ;

— croûte (e) calcaire (70 % de CaCO_3) ; épaisseur : 0,75 m ;

— sol (f) ; épaisseur : 0,25 m.

Hauteur du sommet de la coupe : 18 m.

La deuxième terrasse moyenne, comme les terrasses plus élevées antérieurement décrites, représente une plate-forme rabotée dans les grès pliocènes de la formation de Coquimbo ; la coupe relevée près de l'Estero Culebron montre qu'elle est bien l'œuvre d'un cycle marin complet.

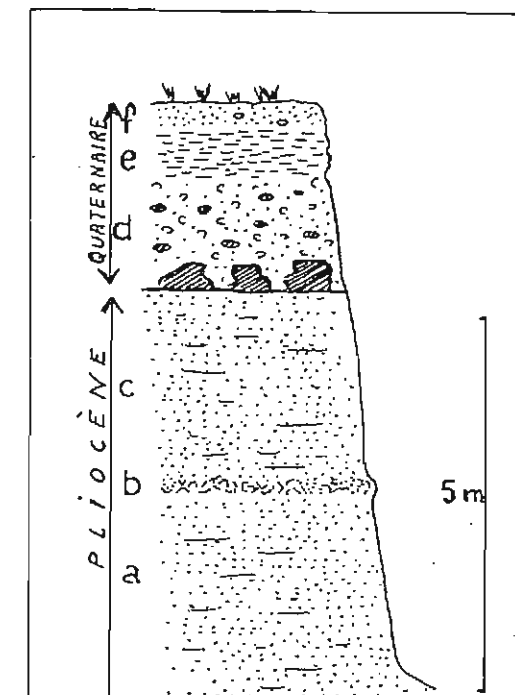


FIG. 88. — Coupe dans la deuxième terrasse moyenne (Herradurien II) ; tranchée de la Route panaméricaine à proximité de l'embranchement qui conduit à la plage Herradura.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

La basse terrasse.

Elle part du rivage actuel et se termine vers 5-7 m au pied d'une falaise morte qui la sépare de la deuxième terrasse moyenne.

Autour de la baie de Coquimbo, ce cinquième niveau présente des traits spécifiques :

— sa *continuité* puisqu'il se suit sans interruption de la pointe Teatinos au Nord à la presqu'île de Coquimbo au Sud, sur une distance à vol d'oiseau supérieure à 15 km ;

— sa *largeur* : elle atteint 2 km dans la partie centrale de la baie et diminue progressivement vers les extrémités ; la basse terrasse a ainsi la forme d'un grand croissant ;

— son *matériel fin* qui exclut pratiquement tout élément grossier en surface ; sables et limons constituent les dépôts superficiels sur au moins 2 m d'épaisseur ;

— son *mauvais drainage* : il est dû d'une part à l'existence d'alignements sableux longitudinaux qui gênent l'écoulement des eaux, d'autre part à la faible profondeur de la nappe phréatique qui se situe en moyenne à moins de 1 m de la surface. De fortes crues du Rio Elqui — comme ce fut le cas en 1835 (Domeyko, 1848) — peuvent inonder en partie la basse terrasse. A l'état naturel cette *vega* est un domaine sablonneux ici, marécageux là ; des taches blanches salines apparaissent pendant la saison sèche ; sa végétation de plantes hygrophiles, halophiles et psammophiles a longtemps servi de pâturage d'hiver pour les animaux des *haciendas* dont les terres de culture s'étendent sur la terrasse supérieure. Des travaux de drainage, de dessalement, de correction des sols et d'irrigation l'ont transformée, il y a un peu plus de vingt ans, en un secteur de *parcelas*, vouées aux cultures maraîchères. Ces modifications anthropiques rendent délicate l'étude morphologique.

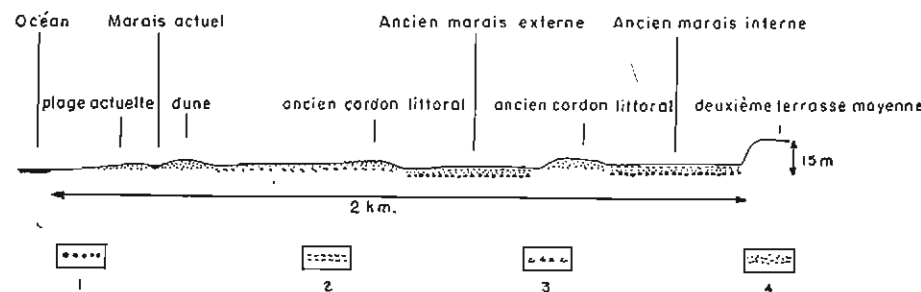


FIG. 89. — Coupe à travers la basse terrasse établie d'Est en Ouest à la hauteur de La Serena.

1. Galets marins. — 2. Dépôts d'origine marécageuse. — 3. Niveau coquillier. — 4. Dépôts sableux.

C'est au S du Rio Elqui, là où les apports éoliens ont été faibles, que les conditions d'observation sont les meilleures.

Un profil transversal établi de l'Est à l'Ouest fait apparaître (fig. 89) :

— la *falaise morte* de 5-7 m : elle est remarquable par sa fraîcheur et sa netteté quel que soit le matériel dans lequel elle a été taillée : dépôts de galets à la hauteur de La Serena, grès tendres de la formation de Coquimbo, parfois même roches métamorphiques comme au droit de Peñuelas où l'ancien rivage dessinait un cap dû à l'affleurement de ce matériel résistant. Entre Peñuelas et l'Estero Culebron des colluvions sableuses, venues des dunes grises holocènes qui couronnent le sommet de cette falaise, ont un peu empâté

son pied. C'est sur ces dunes que se rencontrent souvent des *kjoekenmoeding* laissés par les hommes primitifs de la civilisation de l'*anzuelo de concha*.

— un *ancien marais côtier interne* dont les traces se suivent entre La Serena et Peñuelas sur une largeur de 500 m environ ; ce sont des formations tourbeuses épaisses parfois de plus de 1 m.

La coupe suivante, obtenue à la tarière, est donnée d'après Diaz (1949) :

- 0 à 10 cm : horizon brun-foncé avec racines et tiges en état de semi-décomposition ;
- de 10 à 90 cm : horizon de tourbe brune, avec parfois des taches jaunâtres, constitué d'une matière organique en état de décomposition avancée ; odeur de gaz sulfureux, coquilles de Limnées ;
- de 90 cm à 2 m : apparition d'un sable fin gris foncé, avec des traces de matière organique qui se raréfient en profondeur en même temps que le sable devient plus grossier ;
- au-delà de 2 m : galets.

La Quebrada San Francisco et la Quebrada Peñuelas ont construit chacune un petit cône de déjection de matériel fin aux deux extrémités de cet ancien marécage.

— un *ancien cordon littoral interne* : c'est une accumulation sableuse de forme allongée, discontinue, d'environ 1 m d'altitude relative ; j'y vois l'indice d'un stationnement de l'Océan vers + 2 m.

— un *ancien marais externe* : large lui aussi d'environ 500 m, mais se rétrécissant au-delà de Peñuelas pour se confondre progressivement avec le marécage actuel à l'embouchure de l'Estero Culebron.

La coupe suivante est rapportée d'après Diaz (1949) :

- 0-15 cm : horizon meuble brun-clair, matière organique abondante à différents stades de décomposition, passées de sable très fin, coquilles de Limnées ;
- 15-30 cm : horizon de couleur brun-foncé, diminution de la quantité de matière organique ;
- 30-60 cm : dépôt argilo-sableux, gris clair ; restes de racines ;
- 60 cm à 2 m : sables de plus en plus grossiers ; disparition progressive des restes de racines ;
- au-delà de 2 m : cailloux roulés.

— un *ancien cordon littoral externe*, constitué de sable sur environ 2 m d'épaisseur ; au-dessous apparaît une couche de coquilles marines entières ou brisées : c'est un dépôt de plage.

— un *alignement étroit et discontinu de dunes actuelles ou subactuelles*, mais en partie fixées par la végétation ; elles sont parallèles au littoral et leur hauteur est de l'ordre du mètre.

— une *bande marécageuse* qui s'élargit près de Coquimbo là où arrive l'Estero Culebron.

— la *plage sableuse actuelle* avec son cordon littoral.

Au N du Rio Elqui la basse terrasse est envahie par des dunes. La direction dominante des vents qui soufflent du SW et l'orientation vers le Nord de la dérive littorale expliquent ensemble la localisation de ces constructions d'origine éolienne dans la moitié septentrionale de la baie de Coquimbo ; c'est d'ailleurs une règle générale dans le Chili semi-aride (cf. *infra*, p. 316). Ces dunes allongées parallèlement à la ligne du rivage actuel ont une hauteur relative de 5 m en moyenne ; ces alignements, le plus souvent jointifs, laissent parfois entre eux d'étroits couloirs où apparaissent des dépôts sableux ou limoneux, semblables à ceux qui ont été reconnus au S du Rio Elqui. A proximité de la pointe Teatinos, la Quebrada Romeral a exercé un effet de

chasse ; il n'y a pas dans ce secteur d'accumulations dunaires mais une plaine d'épandage, jonchée de galets, où s'étalent les crues du cours d'eau à écoulement périodique ; il s'est formé une lagune côtière, isolée de l'Océan par un cordon littoral sableux.

Autour des presqu'îles granitiques qui ferment la baie de Coquimbo — pointes Teatinos et Tortuga — la côte est rocheuse mais à faible distance du rivage actuel et à quelques mètres au-dessus, on repère localement une falaise morte ; à son pied s'étend une étroite plate-forme d'abrasion que la mer, même aux plus hautes eaux, ne recouvre plus ; je vois dans ce niveau l'équivalent de la basse terrasse.

Enfin, on retrouve la basse terrasse dans le fond de la baie Herradura ; elle y est large d'une centaine de mètres. Les dépôts de sables fins de la plage actuelle passent vers l'intérieur à des sables coquilliers grossiers (*conchuela*). Un petit ressaut se remarque à environ 2 m au-dessus du rivage d'aujourd'hui. Le contact avec la falaise morte taillée dans la deuxième terrasse moyenne se fait vers 5-7 m, mais il est parfois voilé par des placages dunaires.

Au total, la basse terrasse présente sur 2 ou 3 m d'épaisseur des formations meubles abandonnées lors de son émergence : dépôts sableux, tourbeux ou coquilliers ; les galets qui leur succèdent vers le bas sont rapportés à la phase antérieure, c'est-à-dire transgressive, de ce même épisode. Malheureusement, en dépit de tous mes efforts, je n'ai jamais eu la chance de rencontrer autour de la baie de Coquimbo ou de celle de la Herradura une excavation assez profonde pour avoir une coupe jusqu'au substratum : je suppose cependant que cette basse terrasse doit aussi être une plate-forme d'abrasion taillée dans les grès pliocènes.

ESSAI D'INTERPRÉTATION CHRONOLOGIQUE DES TERRASSES MARINES

La datation de la terrasse supérieure.

Elle s'appuie sur quatre ordres de faits :

— *fait géomorphologique* : la terrasse supérieure représente le plus haut et aussi le plus ancien — parce que le plus retouché — des niveaux marins taillés dans les grès pliocènes ;

— *fait stratigraphique* : la coupe étudiée près de Tierras Blancas indique clairement qu'un mouvement positif de l'Océan est responsable de l'élaboration de cette plate-forme ; la réalité d'une pulsation transgressive implique un retrait marin antérieur, lui-même postérieur à l'avancée du Pliocène supérieur (cf. *infra*, p. 248) ;

— *fait paléontologique* : la faune accuse un changement marqué entre les sédiments pliocènes sous-jacents et les formations de plage superficielles qui les ravinent ; il y a beaucoup plus de ressemblances entre les Mollusques du littoral actuel et ceux qui jonchent la terrasse supérieure qu'entre ces derniers et ceux des dépôts pliocènes (Herm, 1969) ;

— *fait climatique* : à cette modification de la faune correspond un changement climatique car les nouvelles espèces sont caractéristiques d'eaux plus fraîches¹⁷.

Ce faisceau de faits — position topographique, évidence d'un cycle marin indépendant de la transgression pliocène, coupure paléontologique et transformation du climat — me conduit à dater la terrasse supérieure du Quaternaire inférieur (Flint, 1965) ; elle pourrait correspondre à la transgression consécutive à la fin de la première glaciation du Pléistocène. Dans la nomenclature méditerranéenne elle recevrait l'appellation de calabrienne ; cependant, comme cette corrélation peut faire l'objet d'une discussion, nous avons préféré, Herm et moi-même (Herm et Paskoff, 1967), conformément aux recommandations du V^e Congrès de l'INQUA (Madrid-Barcelone, 1957), proposer pour le Chili centre-nord une terminologie locale dans laquelle le premier cycle marin du Quaternaire reçoit le nom de *Sérénien I*.

La datation de la basse terrasse.

Il faut maintenant faire un saut jusqu'au niveau le plus récent pour trouver de nouveau des arguments solides en faveur d'une datation ; ici l'archéologie (fig. 90) va remplacer la paléontologie défaillante, aucune différence vraiment nette n'apparaissant entre la faune laissée sur ce niveau et celle qui peuple aujourd'hui les eaux de la baie.

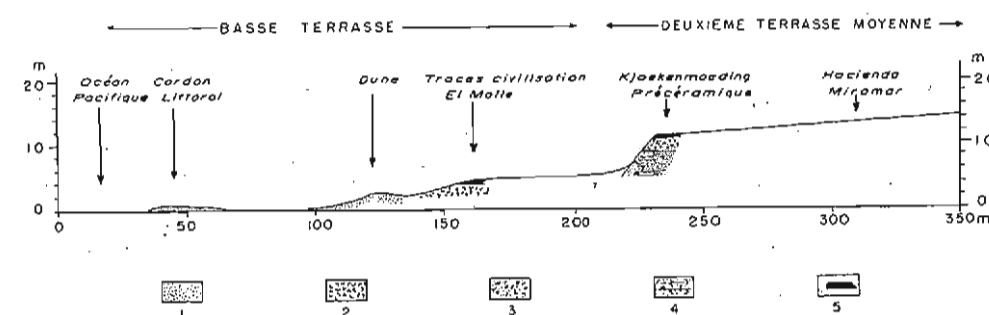


FIG. 90. — Coupe à travers la deuxième terrasse moyenne et la basse terrasse, à proximité de la baie Herradura (lever topographique de H. Niemeyer in Montané, 1964).

1. Sables actuels et du Véguen moyen. — 2. Sables coquilliers du Véguen inférieur. — 3. Dépôts de plage de l'Herradurien II. — 4. Grès tendres pliocènes de la formation de Coquimbo. — 5. Vestiges archéologiques.

Au sommet de la falaise morte dont le pied se situe vers 5-7 m et qui limite vers l'intérieur des terres la basse terrasse, se rencontrent souvent des kjoekenmoeding dus aux hommes archaïques de la civilisation de l'anzenlo

17. Il semble que le refroidissement des eaux ait été particulièrement marqué lors de la régression qui a suivi le maximum de la transgression pliocène et qui peut être mis en rapport avec la première grande glaciation du Pléistocène. Il est responsable de l'élimination brutale de la majeure partie des espèces à affinités tièdes qui vivaient encore le long de la côte du Norte chico à la fin du Tertiaire. La permanence, depuis lors, de l'inlandsis antarctique explique le maintien des températures basses du courant de Humboldt, températures qui étaient inconnues à la fin du Tertiaire.

de concha qui ignoraient la pratique de l'agriculture et l'art de la céramique. Une datation au radiocarbone, rapportée par Mostny (1964), concorde avec l'âge que lui donnaient jusqu'alors les archéologues (Berdichewsky, 1962), soit quatre mille ans environ avant Jésus-Christ. La position même de ces restes de cuisine, composés presque exclusivement de débris de Mollusques marins, suggère, parce qu'il est logique de penser que la consommation d'une telle quantité de produits de mer se faisait à proximité même du rivage, que l'Océan devait alors battre le pied de cette falaise (Paskoff, 1963 d). Cette façon de voir a été confirmée par les travaux du préhistorien Montané (1964) qui signale que la basse terrasse ne présente pas de vestiges attribuables de façon certaine à cette civilisation de l'anzuelo de concha; son opinion est partagée par ses confrères Schiappacasse et Niemeyer (1965-1966). Tout porte donc à croire que le bas niveau était submergé à cette époque-là. Je pense aux effets du *maximum de la remontée flandrienne*, l'équivalent du Calaisien de Dubois (1924) ou de l'Older Peron terrace de Fairbridge (1958), attribués au Flandrien moyen qui coïncide, on le sait, avec l'Optimum climatique. Dans la terminologie locale du Quaternaire marin (Herm et Paskoff, 1967) cet épisode porte l'appellation de *Véguien inférieur* ou *Véguien 1*.

Un stade dans le retrait de l'Océan vers sa position actuelle (peut-être s'agit-il d'une légère pulsation mais je n'ai pu en constater aucune évidence) a laissé, nous l'avons vu, vers +2 m des traces géomorphologiques. L'occupation de l'espace rendu libre par ce recul a été réalisée par des représentants de la civilisation El Molle qui y ont abandonné des vestiges (Montané, 1964). Une datation absolue par ^{14}C (Gordon, 1967) a donné un âge de $1\,640 \pm 90$ B.P. pour des restes attribuables à ce groupe humain, étudiés près de Vallenar par Iribarren. Je crois donc que le stationnement à +2 m pourrait être dunkerquien et s'identifier avec l'Abrolhos terrace de Fairbridge (1958); il a reçu le nom de *Véguien moyen* ou *Véguien 2* (Herm et Paskoff, 1967).

Ainsi donc, les *dépôt meubles* qui recouvrent la basse terrasse seraient bien holocènes et ces résultats s'accordent avec ceux obtenus par Dollfus (1963 a) au Pérou.

Il reste cependant que la hauteur de la falaise morte de 5-7 m, d'un commandement toujours au moins égal à 5 m et souvent plus, et son existence, nous le verrons, le long de presque tout le littoral du Chili semi-aride, même lorsque affleurent des roches dures, supposent un long travail de l'Océan; or, ce que l'on sait de la vitesse de l'érosion marine ne permet guère d'admettre que cette falaise ait pu être façonnée en cinq ou six millénaires, laps de temps communément reconnu à la remontée flandrienne. Le plus raisonnable est donc de penser que la basse terrasse, en tant que plate-forme d'abrasion vraisemblablement taillée dans la formation de Coquimbo, est l'œuvre de l'Océan avant la dernière grande baisse du niveau marin. Même si elle a été retouchée à l'Holocène, je la considère avant tout comme le témoin d'un épisode plus ancien, désigné sous le nom de *Cachaguien* (Herm et Paskoff, 1967). J'y verrais volontiers un équivalent du Néotyrhénien, selon la nomenclature proposée par Bonifay et Mars (1959) qui le rapportent à l'interstade Würm I-Würm II.

Des observations faites sur la falaise morte de 5-7 m au S de la Quebrada El Jardin viennent à l'appui de ma position; elles sont synthétisées dans la figure 91; un escarpement ancien se devine sous des apports colluviaux qui

l'ont fossilisé; ceux-ci ont été, à leur tour, taillés par une falaise dont le pied est aujourd'hui empâté par un talus sableux. J'attribue le premier res-saut à l'œuvre de l'Océan cachaguien (= Néotyrhénien?); il a été presque atteint à nouveau — et ailleurs, là où les formations de versant n'étaient pas aussi épaisses, il l'a été, ce qui explique son état de fraîcheur — lors de l'apogée de la transgression véguienne (Flandrien).

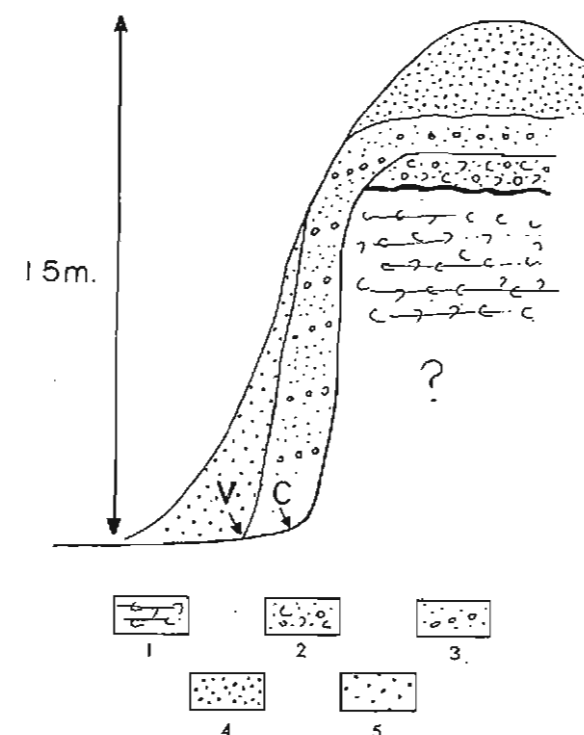


FIG. 91. — Coupe interprétative dans la falaise morte de 5-7 m au S de la Quebrada El Jardin.

1. Grès lumachelliques pliocènes de la formation de Coquimbo. — 2. Dépôts de plage de l'Herradurien II. — 3. Dépôts colluviaux du Quaternaire récent. — 4. Dune holocène. — 5. Dépôts colluviaux post-Véguien inférieur. — C. Cachaguien. — V. Véguien inférieur.

La datation des terrasses intermédiaires.

Il ne faut pas attendre de la paléontologie des enseignements décisifs pour le Quaternaire. La faune marine a peu évolué, sans doute parce que le laps de temps écoulé est géologiquement court, mais aussi parce que les conditions géographiques l'ont mise à l'abri d'influences extérieures: le courant de Humboldt qui semble bien n'avoir jamais cessé d'exister pendant tout le Pléistocène, même s'il a pu connaître des variations d'intensité, a interdit l'arrivée d'espèces panaméennes et la position trop australe de la pointe sud de l'Amérique a barré la route aux apports atlantiques (Herm et

Paskoff, 1966); aussi n'y a-t-il pas eu sur le littoral chilien, au cours des temps quaternaires, des substitutions de faune (espèces tropicales remplaçant des hôtes froids et vice versa lors des changements climatiques du Pléistocène) semblables à celles qui se sont produites en Méditerranée et qui ont permis, par exemple, de mettre en corrélation de hauts niveaux marins avec des périodes de décrue glaciaire, liées à un réchauffement de l'atmosphère (Bonifay, 1964). Au contraire, la faune de la côte chilienne présente des traits accusés d'endémisme, comme la diminution du nombre des genres ou l'augmentation de celui des individus, double tendance apparue au Néogène et qui s'est maintenue jusqu'à nos jours.

L'archéologie d'autre part reste muette : sur le littoral chilien l'occupation humaine n'est pas antérieure à l'Holocène¹⁸.

Nous sommes donc réduits à des hypothèses. En remontant dans le temps, à partir de la falaise de 5-7 m rapportée au Néotyrhénien, on pourrait attribuer la deuxième terrasse moyenne à l'Eutyrrhénien (Interglaciaire Riss-Würm¹⁹), la première terrasse moyenne au Paléotyrhénien²⁰ (interglaciaire Mindel-Riss) et la haute terrasse au Sicilien (interglaciaire Günz-Mindel), ce qui nous conduit, en suivant la classification méditerranéenne, au Calabrien (interglaciaire Donau-Günz) pour la terrasse supérieure, datation que je lui avais justement attribuée. Dans la terminologie locale proposée par Herm et par moi-même (Herm et Paskoff, 1967) ces quatre niveaux ont respectivement reçu les noms de *Herradurien II*, *Herradurien I*, *Sérénien II* et *Sérénien I*²¹.

Un fait venant à l'appui de cette chronologie réside dans l'existence sur le niveau du *Sérénien II* (= Sicilien ?) d'une importante accumulation dunaire à laquelle j'ai donné le nom de *Grande dune*. Elle implique une régression marine de vaste ampleur, découvrant une large portion du plateau continental et livrant ainsi au vent le matériel sableux nécessaire à cette puissante édification éolienne. Or, on admet généralement que le retrait de l'Océan pendant le Mindel a été particulièrement marqué. On ne peut s'empêcher

18. Iribarren (1961) a trouvé le long de la côte de la province de Coquimbo des pierres de forme géométrique, aux bords dentelés, qu'il attribue à la civilisation dite de Huentelauquen, antérieure selon cet auteur à la civilisation de l'*anzuelo de concha*. Sa place dans le contexte archéologique de la côte sud-américaine, où elle semble d'ailleurs inconnue en dehors de cette partie du Chili, reste douteuse. Cependant, des *cogged stones* ont été aussi découverts en Californie. Peut-être les maillons intermédiaires se trouvent-ils aujourd'hui submergés parce que la plate-forme continentale n'avait pas encore été, à cette époque-là, entièrement recouverte par la transgression végulienne (flandrienne) ? A ce propos, il serait intéressant, à mon sens, d'entreprendre le long du littoral chilien des recherches d'archéologie sous le niveau actuel de l'Océan ; à plusieurs reprises, j'ai rencontré le long des plages actuelles des *pebble-tools* apparemment « remontés » par les vagues.

19. Une datation au radiocarbone ¹⁴C (M^{me} Delibrias, Centre des faibles radio-activités, C.N.R.S., Gif-sur-Yvette, échantillon 1446) a fait apparaître un âge supérieur à 35 000 ans.

20. La terminologie adoptée dans les corrélations qui sont suggérées est celle de Bonifay et Mars (1959). Mais après avoir contribué à créer le terme de *Paléotyrhénien*, Bonifay (1964) a abandonné cette appellation en tant qu'étage : il y voit maintenant une simple pulsation transgressive du Sicilien, postérieure à la poussée maxima de ce cycle ; ce serait un « Néosicilien » qu'il parallélise avec l'interstade Riss I-Riss II. Le Sicilien proprement dit correspondrait alors à l'interglaciaire Mindel-Riss et le Calabrien à l'interglaciaire Günz-Mindel. J'ai cependant maintenu la première formule, apparemment conservée par Mars lui-même (1963) et toujours utilisée en tout cas pour le Quaternaire marocain (Biberson, 1966).

21. Selon Herm (1969) on pourrait considérer *Acar gradata* (Brod. et Sow.) et *Laevicardium procerum grande* (Phil.), comme des fossiles typiques du Sérénien I et II tandis qu'*Anatina (Raeta) undulata* (Gould) serait caractéristique de l'Herradurien I et II.

de rapprocher cette accumulation de sable avec la « Grande dune » de Casablanca (Niveau H de Neuville et Ruhlmann, 1941) posée sur le niveau maarifien et édifiée pendant l'Amirien (Biberson, 1961 et Lecointre, 1963). On sait aussi que dans l'extrême Sud de Madagascar, Battistini (1964) a décrit une « Grande dune » postérieure à la mer tatsimienne et antérieure à la transgression karimbolienne ; mais la prudence de l'auteur qui utilise une terminologie exclusivement locale, sans tenter la moindre assimilation, n'autorise pas à préciser davantage cette comparaison.

LE PROBLEME DE LA STABILITE TECTONIQUE DES ENVIRONS DE LA BAIE DE COQUIMBO

L'essai de datation et de corrélation que je viens de présenter s'est appuyé sur la séquence des mouvements d'allée et de venue de l'Océan depuis la fin du Pliocène, sur la paléontologie et sur l'archéologie. Flint (1966) a souligné l'intérêt de semblables comparaisons intercontinentales à partir de telles bases. Jamais, on s'en est rendu compte, le critère d'altitude n'est intervenu.

Je pense cependant qu'il peut être utile de procéder à quelques comparaisons d'ordre altimétrique avec des secteurs côtiers où des recherches récentes ont permis de reconnaître une série de pulsations marines comparable à celle qui a été mise en évidence autour de la baie de Coquimbo. C'est en particulier le cas des alentours de Casablanca au Maroc (Biberson, 1961), des Alpes-Maritimes en France (Bonifay, 1965), du Nahr-el-Kelb au Liban (Fleisch et Gigout, 1966), de la région d'Adélaïde en Australie du Sud (Ward, 1966). L'ensemble des résultats obtenus est consigné dans le tableau suivant :

TABLEAU XX
Hauteurs maximales atteintes
par les différentes pulsations marines transgressives du Quaternaire
dans différentes régions du Globe.

Coquimbo Chili Paskoff	Casablanca Maroc Biberson (1961)	Alpes-Maritimes France Bonifay (1965)	Nahr-el-Kelb Liban Fleisch et Gigout (1966)	Adélaïde Australie Ward (1966)
120-130 m	100 m	108-110 m	100 m	370 ft
75-80 m	60 m	85 m	70 m	—
35-40 m	30 m	33 m	30 m	105 ft
15-20 m	18-20 m	20-22 m	15 m	35 ft
5-7 m	5-8 m	7-8 m	5 m	26-10 ft
4-5 m	—	—	—	8 ft ²²
2 m	2 m	—	—	4,5 ft

22. Ward (*in litt.*, nov. 1966) me signale que le stationnement à 8 pieds remonterait à 4 000-5 000 B.P. ; il aurait été suivi par un retrait de l'Océan au-dessous de son niveau actuel ; aucune date ne peut encore être fournie pour le deuxième stationnement à 4,5 pieds.

Les résultats que j'ai obtenus autour de la baie de Coquimbo méritent d'ailleurs d'être comparés de près avec ceux publiés par Ward (1966). Cet auteur discerne dans la région d'Adélaïde une évolution géomorphologique qui rappelle de façon frappante celle qui est responsable du relief actuel des environs de La Serena : un système de horsts et de grabens est mis en place par des mouvements verticaux antérieurs à la transgression du Pliocène supérieur ; depuis lors, il ne s'est pas produit de rejeu tectonique appréciable ; un recul de l'Océan a suivi, marqué dans le détail par une série de pulsations positives ; ces changements dans la position du niveau de base sont avant tout responsables de l'évolution des formes du terrain pendant le Quaternaire (plates-formes marines étagées, emboîtement de terrasses fluviales, édifications dunaires). J'ai reporté sur une même figure (fig. 92) les observations de Ward à propos des variations du niveau de l'Océan depuis la fin du Tertiaire dans le Sud de l'Australie ainsi qu'en Nouvelle-Zélande et les miennes autour de la baie de Coquimbo : en dépit de certaines divergences, la comparaison est suggestive.

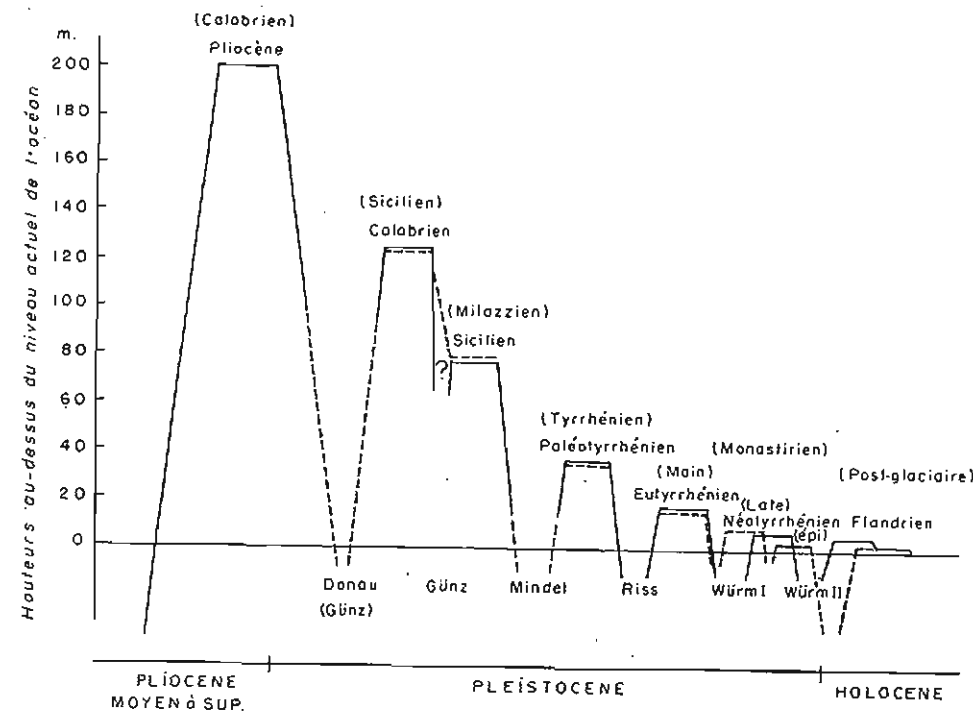


FIG. 92. — Comparaison des variations du niveau marin depuis le Pliocène autour de la baie de Coquimbo (en trait plein), selon mes observations, et dans les environs d'Adélaïde, Australie, (en trait interrompu) selon Ward (1966).

J'ouvrirai plus loin (cf. *infra*, p. 344) un rapide débat à propos du problème des hauts niveaux marins quaternaires car je pense que la question mérite encore d'être discutée. Notons pour le moment la similitude des données altimétriques que j'ai recueillies et rapportons la constatation troublante faite par Gigout lui-même (1966), pourtant rallié depuis 1958 aux

tenants du mobilisme : « Il faut conclure que, par hasard, la Meseta marocaine, le Liban et probablement les Alpes-Maritimes (j'ajouterai le secteur andin des environs de La Serena-Coquimbo) ont été soulevés de la même façon pendant le Quaternaire. Ce qui ne laisse pas d'étonner un peu, les conditions tectoniques n'étant pas comparables : montagnes d'orogénèse récente au Liban et sur la Côte d'Azur, vieille plate-forme au Maroc. »

Même si l'on admet qu'un mouvement de surrection épéirogénique a affecté au Pléistocène les alentours de la baie de Coquimbo, il a été modéré puisque le plus haut des rivages quaternaires se trouve seulement à 120-130 m. Aucun indice de manifestation tectonique différentielle n'a pu être repéré, à l'exception peut-être d'un léger exhaussement de la partie nord de la baie par rapport à la partie sud, encore qu'il ne puisse être rigoureusement démontré parce que dans ce secteur les apports continentaux ne permettent pas une très juste appréciation altimétrique des formations marines. C'est pourquoi je considère comme *très peu perturbés* les environs de La Serena²³ ; les va-et-vient de l'Océan y ont en tout cas laissé une séquence très complète tant géomorphologique que stratigraphique et paléontologique.

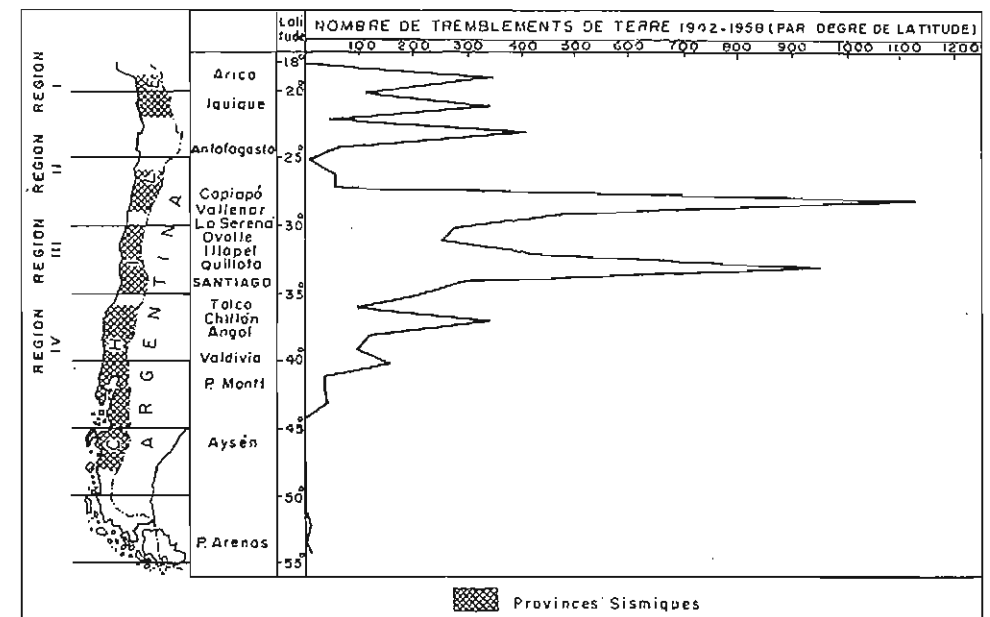


FIG. 93. — Les provinces sismiques du Chili, d'après Lomnitz (1961).

La région de La Serena correspond à un gap.

L'étude des alentours de la baie de Coquimbo montre clairement la réalité d'une régression d'ensemble depuis le Pliocène supérieur, régression marquée cependant par des mouvements d'allée et de venue. Si l'origine du recul général reste soumise à discussion (soulèvement du continent mais,

23. Cette relative stabilité des environs de la baie de Coquimbo doit sans doute être en relation avec le gap, mis en évidence par l'application des critères de Tsuboi (Gajardo et Lomnitz, 1960), qui sépare deux provinces sismiques dont le comportement est relativement autonome (fig. 93) ; dans cette lacune, la sismicité accuse d'ailleurs un minimum (Lomnitz, 1961).

je l'ai dit, soulèvement modéré, ou abaissement propre du niveau des mers par subsidence des cuvettes océaniques ou par ouverture de nouvelles fosses), celle des cycles marins est claire à mes yeux ; j'attribue ces pulsations océaniques au glacio-eustatisme parce qu'il rend mieux compte du phénomène qu'un hypothétique mouvement alterné de surrection et d'affaissement de la bordure continentale.

Par ses formes et ses dépôts fossilifères, la région de Coquimbo-La Serena présente donc un intérêt exceptionnel pour la connaissance du Quaternaire marin : elle est en quelque sorte à elle seule au littoral chilien ce que sont ensemble le cap Rhir (Dresch, 1941) et le cap Cantin (Gigout, 1951) à la côte atlantique marocaine.

FORMES ET DEPOTS CONTINENTAUX EN RELATION AVEC LA CHRONOLOGIE SUGGEREE PAR LES NIVEAUX MARINS

J'ai déjà dit que, dans l'ensemble, la marque propre des actions continentales est discrète autour de la baie de Coquimbo. Cette situation s'explique par le fait que l'Océan a toujours joué son rôle de grand régulateur thermique ; les périodes froides, qui ont englacé la Cordillère à cette latitude pendant le Pléistocène, se sont traduites sur la côte par un simple rafraîchissement des températures — avec une amplitude toujours amortie — incapable de provoquer des actions périglaciaires sur les versants, semblables par exemple à celles décrites par de Vaumas (1964) en Méditerranée occidentale. Cependant, parce que ces époques ont vu aussi une recrudescence des précipitations, elles ont laissé des traces, sous la forme d'épandages de cailloutis ou de colluvions, dans la partie nord de la baie, favorisée à cet égard par un cadre montagneux assez élevé et constitué de roches métamorphiques donnant des débris d'un certain calibre. Or, ces phénomènes continentaux peuvent s'insérer dans la séquence des différents rivages quaternaires qui fournit une trame chronologique, de valeur non seulement locale mais aussi plus générale si l'on admet les corrélations intercontinentales que j'ai proposées.

Les épandages de cailloutis et les formations colluviales.

Ces dépôts sont la conséquence d'époques de pluviosité marquée qui paraissent correspondre aux régressions ; j'en ai la conviction pour le dernier recul de l'Océan (fig. 91). L'étude du terrain entre la Estancia El Jardin et Juan Soldado suggère une séquence d'épisodes humides au nombre de cinq, d'intensité inégale.

PREMIER ÉPISODE HUMIDE.

Il est postérieur à la Grande dune en arrière de laquelle se sont accumulés ses dépôts torrentiels ; ils sont faits de cailloux anguleux emballés dans une matrice fine. Ce remblaiement a permis, lorsqu'il est arrivé au niveau

du sommet de l'édification éolienne, l'installation d'un drainage vers l'Océan par l'intermédiaire de la Quebrada El Jardin. La coupe de la haute terrasse (Sérénien II) donnée par l'une des carrières de l'ancienne usine de ciment de Juan Soldado montre aussi un épandage de sables — que j'assimile dans le temps à la Grande dune — raviné par des cailloutis attribuables à cet épisode humide ; ceux-ci ont, à leur passage, malmené la falaise morte qui sépare cette terrasse du niveau supérieur (Sérénien I). Ce pluvial se situerait donc dans l'intervalle du maximum transgressif du Sérénien II et de celui de l'Herradurien I.

DEUXIÈME ÉPISODE HUMIDE.

Je lui attribue le rabotage complet de la falaise morte qui limite vers l'amont la première terrasse moyenne (Herradurien I), par des dépôts torrentiels dont la photographie aérienne laisse entrevoir l'emboîtement dans ceux de l'épisode précédent. Il daterait du retrait de la mer de la première terrasse moyenne, entre le maximum transgressif de l'Herradurien I et celui de l'Herradurien II.

TROISIÈME ÉPISODE HUMIDE.

Il est moins important que les précédents puisqu'il n'a pu, faute de force ou de temps, effacer la falaise de l'Herradurien II. Il a vu la construction d'un cône de déjection par la Quebrada El Jardin sur la seconde terrasse moyenne ainsi que la genèse des dolines qui trouent cette même plate-forme. De telles dépressions exigent en effet pour leur formation une dissolution du calcaire par des eaux en quantité suffisante et sans doute aussi un niveau de base océanique déprimé. Ce pluvial se situerait alors entre la régression de l'Herradurien II et la transgression du Cachaguen.

QUATRIÈME ÉPISODE HUMIDE.

Il est responsable des venues colluviales qui empâtent la falaise dont le pied se situe à 5-7 m (fig. 91) ; il date de la régression du Cachaguen.

UNE DERNIÈRE RÉCURRENCE HUMIDE LÉGÈRE.

Contemporaine et un peu postérieure au maximum véguien, elle rend compte des petits cônes de déjection construits par les Quebradas El Jardin, San Francisco et Peñuelas sur la basse terrasse. Un lien chronologique s'établit d'autre part entre les restes de cuisine de la civilisation de l'*anzuelo de concha* et cette recrudescence des pluies ; on les rencontre en effet très fréquemment le long de la côte du Chili semi-aride à proximité de quebradas qui devaient fournir l'eau douce nécessaire à l'alimentation ; or, elles sont aujourd'hui, sauf à de rares intervalles, pratiquement sèches ; on en déduit l'existence, il y a quelque six mille ans, d'un climat plus humide, à l'origine d'un écoulement superficiel plus régulier.

*
**

J'ai essayé de montrer, au cours de ce long chapitre, l'intérêt morphologique exceptionnel qu'offre la vallée du Rio Elqui depuis les sommets élevés de la haute cordillère jusqu'à la plage de la baie de Coquimbo. Restée à l'abri de phénomènes tectoniques et volcaniques majeurs depuis la fin du Tertiaire, son témoignage revêt une portée générale pour la compréhension des événements climatiques et eustatiques quaternaires qui ont laissé leurs marques sur le terrain dans le Chili semi-aride.

CHAPITRE II

LES PERIPETIES DU RIO LIMARI

A 3 km à l'E d'Ovalle, deux cours d'eau importants descendus des sommets frontaliers de la haute cordillère — le Rio Hurtado et le Rio Grande — se rejoignent pour former le Rio Limari dont l'histoire agitée pour atteindre l'Océan mérite d'être contée.

Brüggen (1950) est le premier à avoir avancé que ce fleuve, au lieu de se diriger directement vers l'Ouest comme aujourd'hui, se jetait au Pliocène dans la baie de Tongoy. De fait, son itinéraire actuel représente l'aboutissement d'une longue suite de vicissitudes que mes recherches permettent de retracer.

LES PAYSAGES

L'agencement du relief est simple : l'élément majeur correspond à un vaste plateau de plus de 1 000 km², en forme d'équerre — il s'ébauche autour d'Ovalle vers 300 m d'altitude et se termine près de la baie de Tongoy, à 80 m d'altitude —, enserré au milieu de hauteurs (*carte hors-texte II et fig. 94*). Vers le Nord et l'Est, deux chaînons parallèles, le Cordon Colorado (939 m) et la Sierra Tamaya (1 235 m), sont, d'un point de vue morphologique, de banales crêtes de recoupement taillées dans du matériel intrusif ou volcanico-détritique. Au Sud, au-delà de l'Estero Punitaqui, des collines granitiques s'élèvent progressivement. Vers l'Océan se dressent les Hauteurs de Talinay qui dessinent un fuseau long de 70 km et large de 20 km dans sa partie la plus renflée ; elles rassemblent des massifs dont les plus soulevés, de 500 m à 700 m de haut, dominent un raide escalier de terrasses côtières.

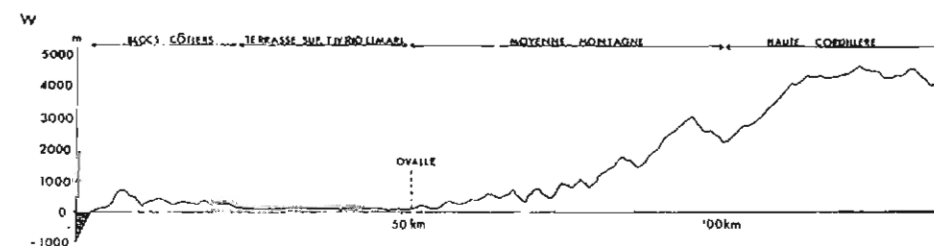


FIG. 94. — Profil topographique du Chili à la latitude d'Ovalle.

Le Rio Limari coule vers l'Ouest encaissé de plus de 100 m dans ce plateau. Le fond de la vallée est ample (2 à 3 km); le lit majeur, sur lequel divaguent de nombreux bras anastomosés, l'occupe presque entièrement. La pente longitudinale, calculée entre Ovalle et Barraza, avoisine 5 ‰. Les hautes berges, abruptes et même verticales lorsqu'elles sont sapées par le courant, mettent à vif une énorme épaisseur de matériel roulé (*photo 40*). Immédiatement après le confluent avec l'Estero Punitaqui, l'aspect de la vallée change brusquement (*photo 43*). Du pont de la Route panaméricaine, construit à l'endroit même où commence le goulet, le contraste est saisissant : vers l'Est, ensoleillé, un large ruban caillouteux; vers l'Ouest un sombre défilé. Là commence la « trouée héroïque » du Rio Limari à travers les Hauteurs de Talinay; pendant plus de 20 km, le fleuve se fraye avec peine un chemin étroit d'une centaine de mètres, sauf en de rares dilatations; mais il coule, toujours décollé des versants rocheux, sur un plancher alluvial à pente étonnamment faible, de l'ordre de 1,5 ‰. Encore un dernier trait de scie rectiligne à travers le massif le plus haut et c'est enfin le débouché dans l'Océan au fond d'une petite baie déserte.

Le tracé actuel du Rio Limari est évidemment le plus court pour atteindre le Pacifique mais ce n'est pas le plus commode. Au prix d'un simple coude, le fleuve aurait pu continuer à suivre le plateau alluvial jonché de galets qui, au N de Barraza, prend une direction méridienne. Peu après la Quebrada Seca, les cailloutis de surface passent latéralement à des encroûtements blanchâtres qui emprisonnent des fossiles marins. La probabilité d'un ancien écoulement fluvial vers le Nord s'impose. Ainsi cette voie facile, que le Rio Limari délaisse aujourd'hui pour une sortie ardue, a été effectivement empruntée par le cours d'eau à une époque qui n'est pas très éloignée. Que s'est-il passé? Il y a là une troublante énigme que je vais maintenant m'efforcer de résoudre.

LE GRAND PLATEAU

(Niveau supérieur)

D'OVALLE A LA QUEBRADA SECA

Le grand plateau apparaît dans les alentours d'Ovalle lorsque se dilate brusquement en une gigantesque construction alluviale la terrasse supérieure (tIV) dont les premiers témoins discontinus s'étaient montrés près de Samo Alto dans le Rio Hurtado et près de la rencontre du Rio Guatalume avec le Rio Grande. On pourra apprécier sur la carte hors-texte II l'hyper-trophie anormale de ce niveau dans la région du Rio Limari, si l'on se rappelle son extension, combien modeste en comparaison, dans la basse vallée du Rio Elqui. Cette « mégaterrasse » qui s'étend jusqu'au pied des reliefs environnants, s'oriente d'abord vers l'Ouest puis, après un coude brusque, vers le Nord. Sa pente longitudinale est de l'ordre de 4 ‰. L'excavation du couloir actuel du Rio Limari et l'incision des quebradas affluentes ont à peine porté atteinte à son imposante grandeur.

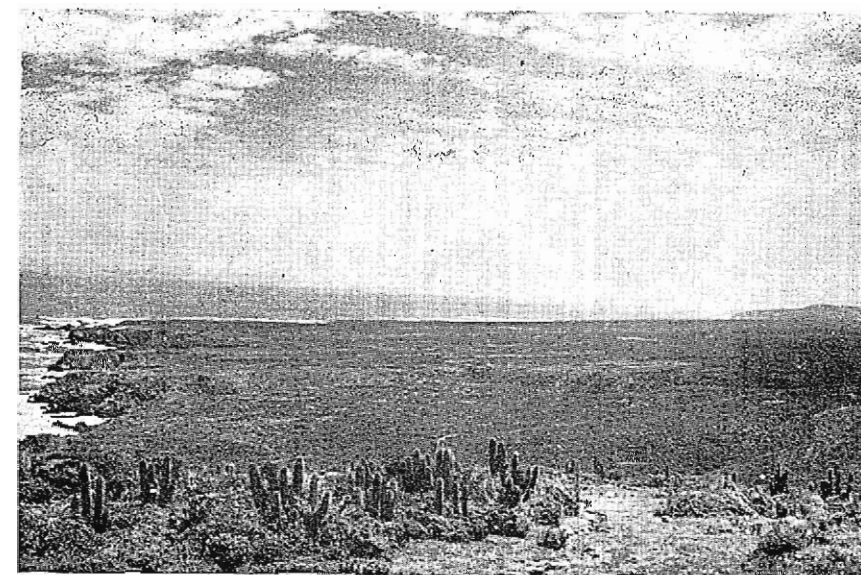


PHOTO 46. — La grande rasa près de la Caleta Lacao, au pied du Cerro Horqueta (31° 19' S); vue prise vers le Nord.

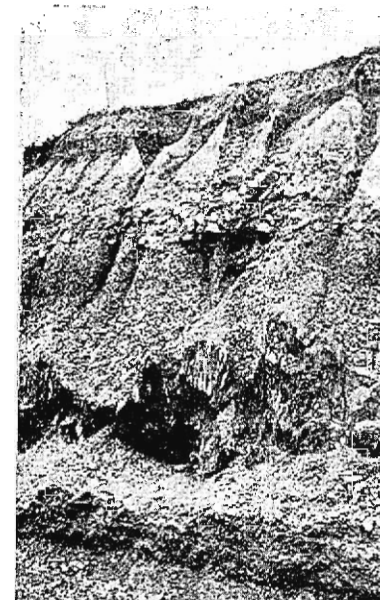


PHOTO 47 (à gauche). — La coupe du km 269 de la Route panaméricaine (cf. p. 272 et fig. 125).

Phyllades infracambriennes tronquées par l'action de l'Océan; petits galets de plage remarquablement arrondis ravinés par des cailloutis continentaux anguleux.



PHOTO 48 (à droite). — Dépôt de galets marins corrélatif de l'abrasion de la grande rasa (km 315 de la Route panaméricaine).

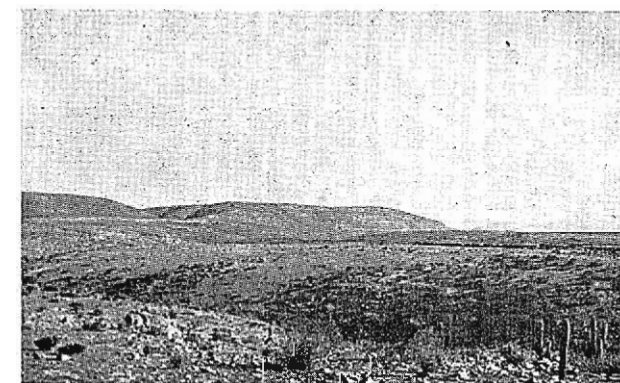


PHOTO 49. — Escarpement de faille quaternaire dénivellant la grande rasa, immédiatement au S de la Quebrada Teniente (31° S); le regard de l'abrupt est tourné vers l'Est; au fond, sur la droite, on devine l'Océan.

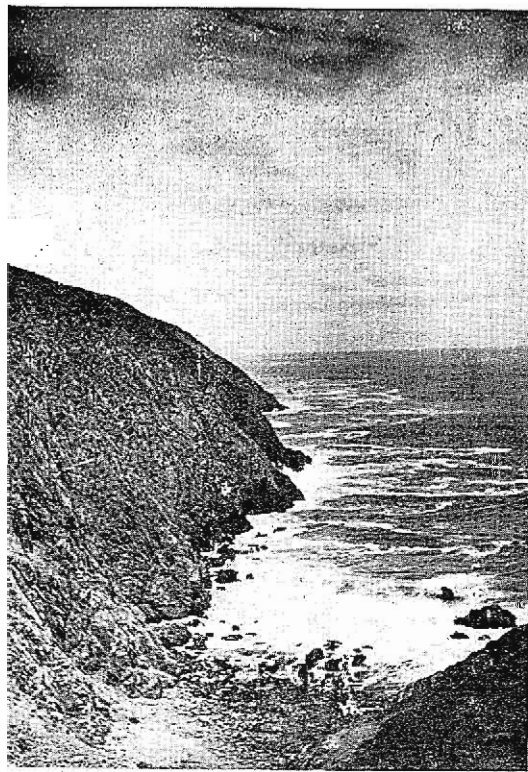


PHOTO 50 (ci-contre). — Haute falaise vive commandée par une faille, au S de la Caleta Lacao ($31^{\circ} 19' S$).

Il est difficile d'établir s'il s'agit d'un véritable escarpement de faille dû à une activité tectonique récente ou simplement d'un plan de faille ancien dégagé par l'érosion marine.

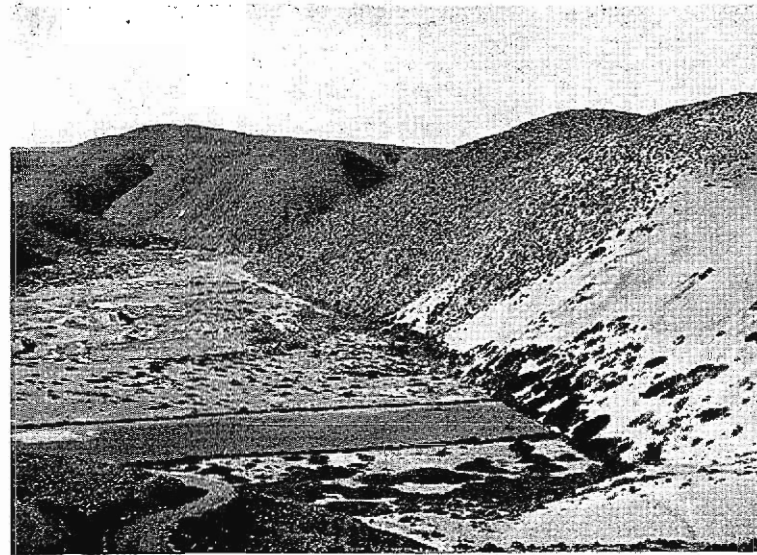


PHOTO 51. — Escarpement de faille quaternaire recoupé par la Quebrada Teniente ($31^{\circ} S$).

Sa hauteur a été exagérée par l'érosion de la quebrada; le coude que dessine le cours d'eau au passage de la faille suggère que l'accident a sans doute aussi joué dans le sens horizontal (décrochement).



PHOTO 52. — La grande rasa affectée par un mouvement de bascule vers le Sud (anse Maitencillo de Coquimbo, $31^{\circ} 16' S$).

PHOTO 53 (ci-contre). — La coupe du km 275 de la Route panaméricaine (cf. p. 276 et fig. 127).

On remarquera le coin de sables éoliques clairs pris entre deux générations d'éboulis de pente; le versant est aujourd'hui figé dans son modelé.



CARTE III
FORMES ET DEPOTS QUATERNAIRES DANS LA VALLEE DU RIO ELQUI

PLANCHE 2. — Le cours moyen (de la Quebrada Mates jusqu'à Andacollito).
Document établi à partir de photographies aériennes (mosaïque non contrôlée);
l'échelle est approximative.



Les coupes significatives (fig. 95).

Plusieurs coupes relevées d'amont en aval aident à comprendre la série des événements qui ont abouti à l'élaboration de ce niveau supérieur.

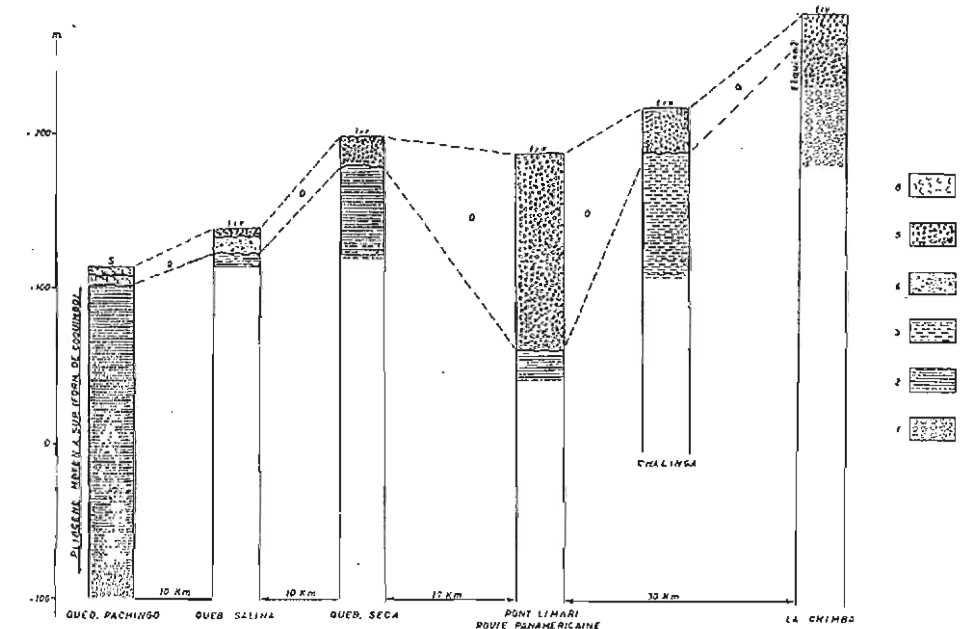


FIG. 95. — Coupes significatives dans le niveau supérieur du Rio Limari et essai de corrélation entre les dépôts.

1. Cailloutis continentaux du Pliocène inférieur (Limarien). —
 2. Dépôts marins du Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo). —
 3. Dépôts lacustres du Pliocène moyen à supérieur (formation de Chalinga). —
 4. Dépôts continentaux du Quaternaire très ancien (Tongoyen). —
 5. Nappe alluviale du Quaternaire ancien (trv). —
 6. Dépôts de plage du Quaternaire ancien (Sérénien I). —
- Queb = Quebrada.

LA COUPE DE LA CHIMBA.

Elle s'observe à 9 km au SW d'Ovalle sur l'entaille vive, haute d'une centaine de mètres, du Rio Limari, côté rive gauche. On y accède en laissant la route Ovalle-Socos au lieu-dit *Los Tres Puentes*, d'où part un chemin qui descend vers le village de La Chimba, et en longeant le bord de la terrasse vers l'Ouest pendant 1,5 km environ. On remarque de bas en haut :

- une formation détritique de type torrentiel, visible sur une cinquantaine de mètres de hauteur ; plus de 60 % des galets, qu'ils soient granitiques ou volcaniques, sont pourris ou altérés ; elle est rapportée au Limarien (Pliocène inférieur) ;
- au-dessus, et sans ravinement bien net il est vrai, une autre accumulation désordonnée de cailloux usés (médiane de l'indice d'émoussé : 376, pour un lot de 50 galets andésitiques de longueur comprise entre 62 et 82 mm), également mal lavée qui se distingue avant tout de la précédente par le meilleur état de conservation de ses éléments roulés : on compte plus de 60 % de galets sains et les individus volcaniques sont rarement touchés par la décomposition. Quelques lentilles de sables relativement fins (méd. 0,36 mm), assez bien classés (Q de ϕ : 0,37 ; H ϕ : 0,33),

subémoussés à émoussés mats dans une proportion supérieure aux 2/3 pour toutes les dimensions (fig. 96 et 97), apparaissent vers le haut de la coupe dont les derniers mètres témoignent d'un enrichissement en calcaire (*tertel* dans le parler local) ; épaisseur totale : 50 m ;
— sol argileux brun-rouge.

Hauteur du sommet de la coupe : 280 m.

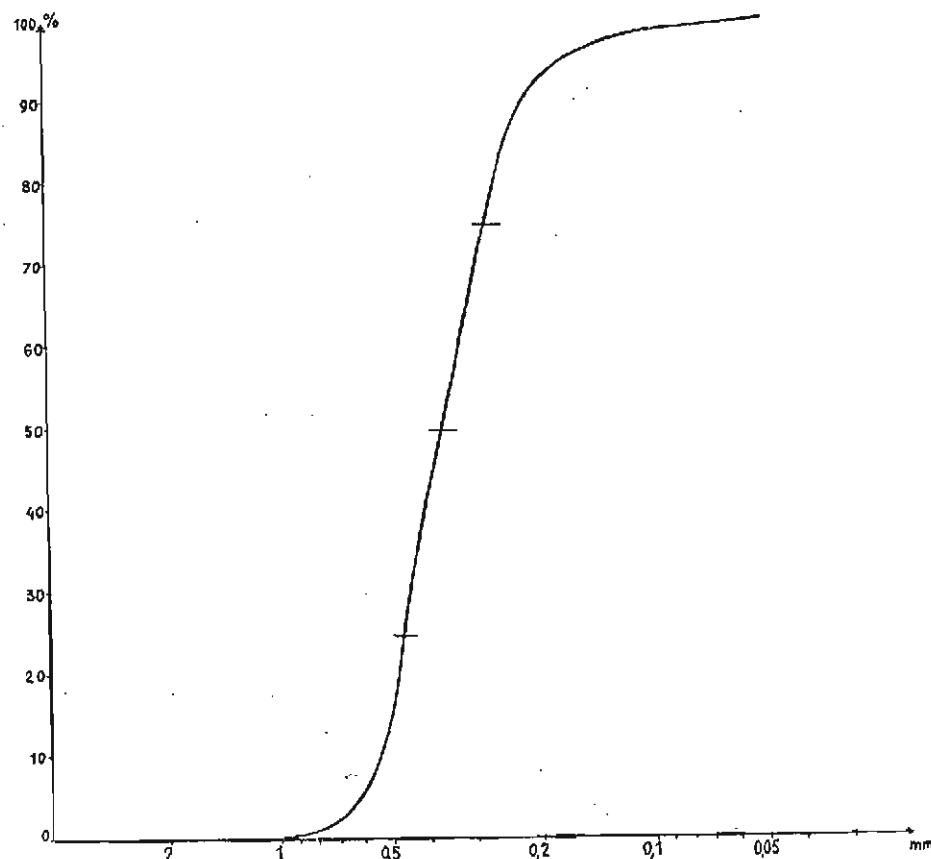


FIG. 96. — Granulométrie des sables d'une lentille de la nappe alluviale tiv (coupe de La Chimba).

Assez bon classement.

Je déduis de ces observations l'existence d'au moins deux grandes générations de cailloutis. Je pense que l'unité supérieure n'appartient probablement pas toute entière au Quaternaire ancien (tiv) : une partie, et peut-être la plus grande, doit être d'âge elquien (Pliocène moyen à supérieur), c'est-à-dire représente l'équivalent continental, comme dans la vallée du Rio Elqui, des dépôts abandonnés près de la côte par la transgression marine de la fin du Tertiaire (formation de Coquimbo).

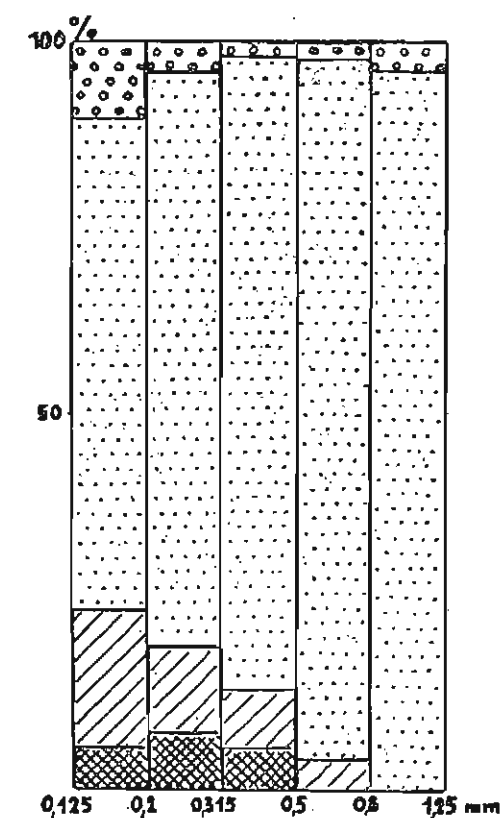


FIG. 97. — Morphoscopie des sables d'une lentille de la nappe alluviale tiv (coupe de La Chimba).

Les subémoussés mats dominent à toutes les dimensions. Pour la légende, voir fig. 65.

LA COUPE DE CHALINGA.

La rive droite de l'Estero Punitaqui, en face du village de Chalinga, montre, sur 80 m de hauteur, des dépôts fins, peu différenciés, ravinés vers le haut par les cailloux roulés de la nappe alluviale tiv, épaisse ici d'une trentaine de mètres. Le sommet de la coupe se situe à 225 m.

Ces dépôts fins occupent, au S de Chalinga, un petit graben long de 10 km et large de 2 km environ, effondré au pied du Cerro Bandurias. Ils constituent une série dans laquelle alternent des grès tendres roses, des sables argileux ocres, des argiles brunes, des marnes blêmes, des calcaires marneux verdâtres, parfois des calcaires blanchâtres sous forme de lentilles fugitives ; les lits de conglomérats ne deviennent notables que sur les bords de la cuvette. Les bancs sont généralement restés horizontaux mais une flexure montrant un pendage de l'ordre de 30° a été repérée sur un versant de la Quebrada La Calera, au croisement de la piste qui conduit à Peña Blanca. Aucun fossile n'a pu être trouvé mais la nature même des dépôts suggère une origine lacustre. D'autre part, leur position stratigraphique parle en faveur

d'une contemporanéité avec ceux laissés par la transgression marine du *Pliocène moyen à supérieur* (cf. coupes suivantes). Je propose de les grouper sous le nom de *formation de Chalinga*, qui serait donc l'équivalent lacustre de la formation de Coquimbo.

LA COUPE DU PONT DE LA ROUTE PANAMÉRICAINNE.

Elle a été relevée de bas en haut sur la rive droite du Rio Limari, juste avant que celui-ci n'emprunte sa « trouée héroïque » :

- sables fins roses tout à fait semblables, mais sans fossiles, à ceux qui seront étudiés en détail dans la coupe de la Quebrada Salina (cf. *infra*, p. 231) ; ils ont été déposés par la transgression marine du Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo) ; ils sont ici visibles sur 20 m ;

ravinement ;

- une énorme épaisseur (125 m) de galets bien usés (médiane de l'indice d'émoussé : 415, pour un lot de 50 galets andésitiques de longueur comprise entre 59 et 85 mm), de classification médiocre (fig. 98), accumulés en désordre, avec de-ci de-là des lentilles de sables tronquées. La bonne conservation des cailloux roulés est remarquable : 90 % d'entre eux sont restés frais ;

- encroûtement sommital sur 3-4 m et sol rouge-brun ;

Hauteur du sommet de la coupe : 190 m.

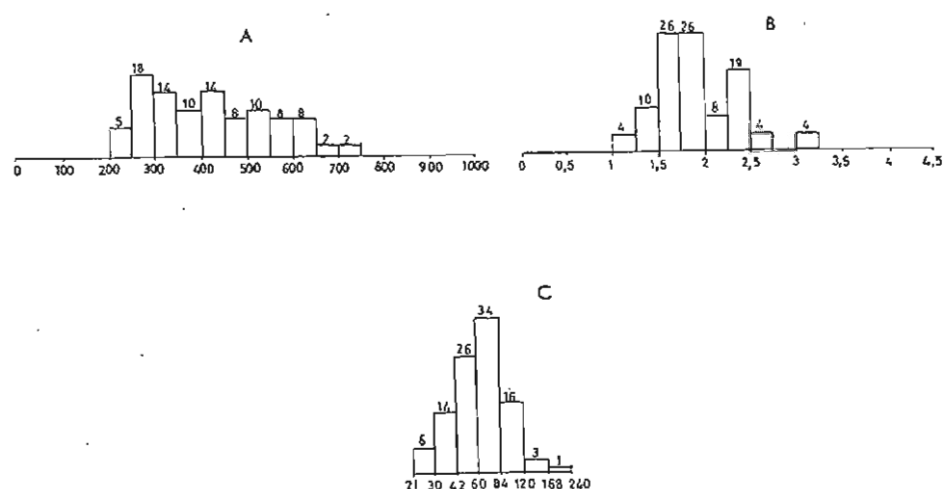


FIG. 98. — Morphométrie et granulométrie des galets de tiv (coupe du pont de la Route panaméricaine).

A. Usure. — B. Aplatissement. — C. Granulométrie.
Usure avancée ; aplatissement et classification médiocres (mesures effectuées par M.-E. Vera).

LA COUPE DE LA QUEBRADA SECA.

Elle apparaît dans la tranchée de la Route panaméricaine lorsque, en venant du Sud, on descend dans la Quebrada Seca ; se succèdent de la base vers le haut :

- des sables fins et roses, identiques à ceux déjà vus au pied de la coupe précédente, visibles ici sur 60 m de hauteur ;

ravinement ;

- des cailloux roulés avec des lentilles de sables ; épaisseur : 20 m.

Hauteur du sommet de la coupe : 200 m.

Ces deux dernières coupes mettent en évidence l'existence d'une nappe alluviale (tiv), celle qui est directement responsable de la forme topographique du niveau supérieur et qui ravine les dépôts laissés par la transgression marine du Pliocène moyen à supérieur ; mais, et cette constatation est *essentielle*, son épaisseur n'est pas la même dans les deux cas : 20 m ici, 125 m là, soit une variation du simple au sextuple.

La présentation du niveau supérieur, là où il est d'origine continentale, serait incomplète si deux faits importants étaient passés sous silence :

— La nappe alluviale est toujours constituée de cailloux roulés et même à proximité du cadre montagneux, en partie fossilisé par elle, il en va ainsi. C'est seulement au débouché des quebradas les plus importantes que vient se mêler du matériel anguleux mais sans jamais devenir exclusif. Cette observation souligne le rôle décisif des apports longitudinaux dans la mise en place de tiv.

— Le passage latéral, en parfaite continuité topographique, du niveau alluvial à des surfaces d'érosion taillées directement dans des affleurements de roches cristallines altérées, et jalonnées par endroits de petits placages de galets. Au Sud, le Llano Camarico en est un exemple ; à l'Ouest, et c'est le cas le plus facile à observer près de la Route panaméricaine, le plateau caillouteux fait place, à partir du Cerro Las Chinchillas, qui est justement un inselberg, à un magnifique pédiment taillé dans une diorite réduite à l'état de *maicillo*. Ainsi, comme dans le cas déjà étudié du Río Elqui, la mise en place de la nappe alluviale tiv s'est accompagnée au contact du bâti rocheux, là où les conditions lithologiques étaient favorables — existence d'un matériel cristallin décomposé — de phénomènes d'érosion latérale importants, provoqués très probablement par d'énormes divagations du fleuve principal.

DE LA QUEBRADA SECA A LA BAIE DE TONGOY

(fig. 99 et 100 ; photo 44).

Le niveau supérieur constitue toujours l'élément topographique majeur du paysage. Son altitude approche 200 m aux alentours de la Quebrada Seca et il s'abaisse avec une pente régulière, maintenant un peu plus forte, de l'ordre de 6 %, pendant une vingtaine de kilomètres, jusqu'à proximité de l'Océan. Sa surface, d'abord jonchée comme plus au Sud de galets volcaniques

de couleur plutôt sombre, est brusquement parsemée, à partir de 140 m d'altitude, de pierres blanches — morceaux de croûte calcaire ou de lumachelle — qui signalent l'existence d'une ancienne extension marine. Les stades de la régression apparaissent admirablement sur les photographies aériennes sous l'aspect de lignes claires, concentriques et parallèles au rivage actuel. Cuirassé par des dépôts marins consolidés que recouvrent parfois des épanchages éoliens peu épais (1 à 2 m), le niveau supérieur — il n'est donc plus à présent d'origine continentale — donne une impression de meilleure fermeté morphologique. De-ci de-là se remarquent des dolines peu profondes, tapissées d'argiles de décalcification; les plus grandes ont un diamètre qui dépasse à peine la centaine de mètres.

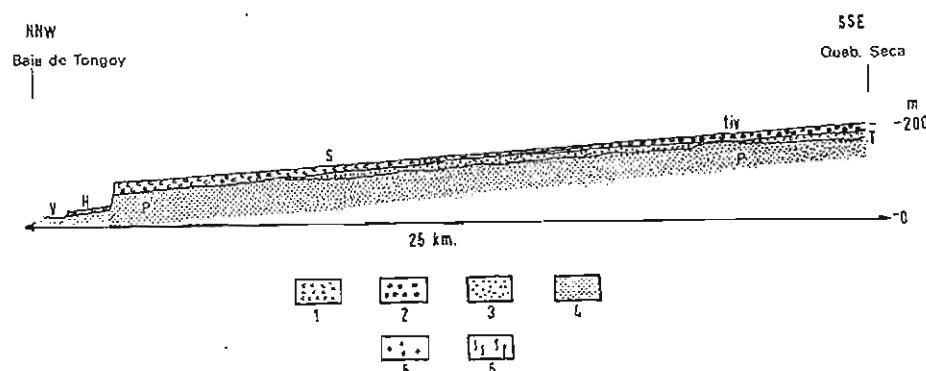


FIG. 99. — Coupe longitudinale interprétative du niveau supérieur du Rio Limari entre la Quebrada Seca et la baie de Tongoy.

1. Dépôts de plage du Quaternaire ancien (Sérénien I). — 2. Nappe alluviale du Quaternaire ancien (tiv). — 3. Dépôts continentaux du Quaternaire très ancien (Tongoyen). — 4. Dépôts marins du Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo). — 5. Roches granitiques crétacées. — 6. Roches métamorphiques anciennes.

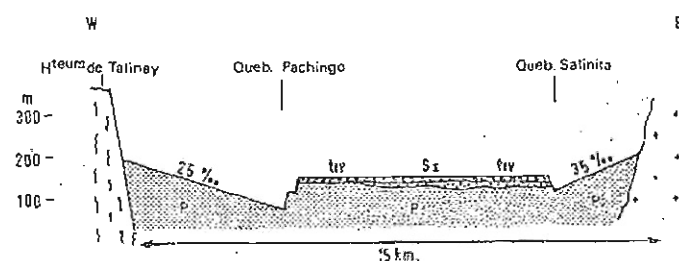


FIG. 100. — Coupe transversale interprétative du niveau supérieur du Rio Limari entre les Hauteurs de Talinay et le Cordon Colorado.

Même légende que pour la figure 99.

Le niveau supérieur est découpé en lanières par des quebradas encaissées de plusieurs dizaines de mètres, orientées du SSE au NNW ou du SE au NW (Quebradas Pachingo, Salina, Salinita, Camarones, Piedras Coloradas, Estero

Tongoy, Quebrada El Romeral¹⁾, donc indépendantes du bassin hydrographique du Rio Limari; elles empruntent des vallées à fond plat assez large; leurs versants, parfois interrompus par un replat caillouteux, présentent une corniche sommitale due à la lumachelle résistante de surface.

Jusqu'à la latitude de Tangué, le niveau supérieur ne « colle » pas au cadre rocheux qui l'environne. Tant à l'Ouest, au contact avec les Hauteurs de Talinay, qu'à l'Est, au pied des reliefs granitiques du Cordon Colorado, ses bords ont été défoncés par l'érosion aréale qui a façonné des glacis à forte pente (25 à 35 %). Mais, au-delà de la Quebrada Piedras Coloradas, vers le Nord, ce niveau arrive jusqu'à la base des cerros côtiers et se confond avec la plus haute des terrasses marines qui se suit sans difficulté jusqu'à la baie Herradura, même lorsqu'elle est recouverte par des accumulations dunaires anciennes.

Aux approches de la baie de Tongoy, à 2 ou 3 km à peine du rivage d'aujourd'hui, le niveau supérieur dont l'altitude est alors voisine de 80 m est brusquement interrompu par un abrupt haut de plus de 40 m. En contrebas, une banquette continue, large seulement de 1 ou 2 km, porte aussi en surface des dépôts fossilifères consolidés; elle s'abaisse de 30-40 m à 12-15 m. Une falaise morte, dont le pied se situe à 5-7 m, la limite avec un niveau inférieur, parsemé de sables coquilliers, encore plus étroit (environ 500 m), qui passe à la plage d'aujourd'hui. Celle-ci, longue de 15 km, a la forme d'un arc de cercle accroché vers l'Ouest à la pointe Lengua de Vaca, avancée extrême des Hauteurs de Talinay, vers l'Est au môle granitique de Guanaquero. Le rocher volcanique d'âge jurassique de Tongoy est rattaché au continent par une flèche de sable: c'est un tombolo typique. De petites dunes, des lagunes à l'embouchure des quebradas complètent le tableau du littoral.

Les coupes significatives.

LA COUPE DE LA QUEBRADA SALINA (fig. 101).

Elle est située sur la rive gauche de la Quebrada Salina, à environ 2,5 km en aval de son intersection avec la Route panaméricaine, au lieu-dit *Chango Muerto*. Une piste intérieure de la Hacienda Tangué y conduit.

La coupe montre de bas en haut :

- éboulis de pente visibles sur 4 m;
- sables fins gris-rose contenant des os de Cétacé; épaisseur: 8 m; un échantillon de ces sables a été étudié en laboratoire (Laboratoire de géomorphologie du C.N.R.S. à Caen). La courbe granulométrique (fig. 102) présente une forme sigmoïde très accusée; le matériel est fin (méd. 0,22 mm) et très sélectionné (Q de ϕ : 0,25; $H\phi$: 0,20); la teneur en calcaire est de 4 %. La forte proportion de grains mats (fig. 103) soulève un problème difficile à résoudre: ces sables ont-ils subi les effets d'un climat sec à éolisation ou plutôt un climat à chimisme actif avant d'être déposés — et c'est là le point sûr — en milieu marin?

Ce dépôt est rapporté au Pliocène moyen à supérieur.

1. La nouvelle carte topographique Tongoy au 1/50 000 de l'Institut géographique militaire du Chili donne à certaines de ces quebradas des noms que les habitants de la région n'utilisent pas: Los Litres pour Salina; Los Almendros pour Salinita; Humo Corral pour Piedras Coloradas.

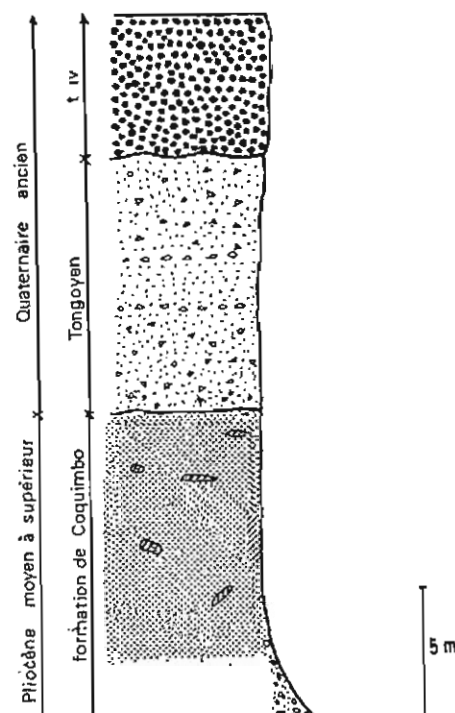


FIG. 101. — Coupe de la Quebrada Salina.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

ravinement ;

- sables moyens, anguleux, de couleur brun jaunâtre ou rougeâtre, sans véritable stratification, emballant des granules, des graviers et des galets non émoussés ; bancs de sables fins jaunâtres ; lits minces de cailloux roulés ; épaisseur : 10 m.

L'étude sédimentologique (réalisée par M. Boyé, Laboratoire de sédimentologie de l'Institut de géographie de l'Université de Bordeaux) de ces sables moyens montre un matériel riche en feldspaths décomposés, faiblement cimenté par des hydroxydes de fer répartis dans toute la masse. La médiane est de 0,51 mm ; le pourcentage de la fraction fine ($< 0,04$ mm) est de 14,2.

La courbe granulométrique (fig. 104) à faciès partiellement parabolique indique un classement médiocre (Q de ϕ : 0,80 ; Hé : 0,65). La morphoscopie des grains de quartz entre 0,5 et 0,6 mm donne 100 % d'individus anguleux parmi lesquels 60 % de picotés et 40 % de brillants, souvent eux-mêmes en partie picotés. Au total, selon M. Boyé, le sédiment se présente comme une arène continentale transportée sur une courte distance (elle provient des roches intrusives du Cordon Colorado) par un courant d'eau à faible pouvoir de triage mais susceptible de variations brusques de compétence.

ravinement ;

- une nappe de galets volcaniques et granitiques bien roulés à matrice sableuse grise (trv). La longueur du centile est de 20 cm ; une reconnaissance statistique de l'état de conservation fait apparaître 58 % d'individus sains, 22 % d'altérés et 20 % de pourris ; épaisseur : 4 à 6 m.

Altitude du sommet de la coupe : 140 m.

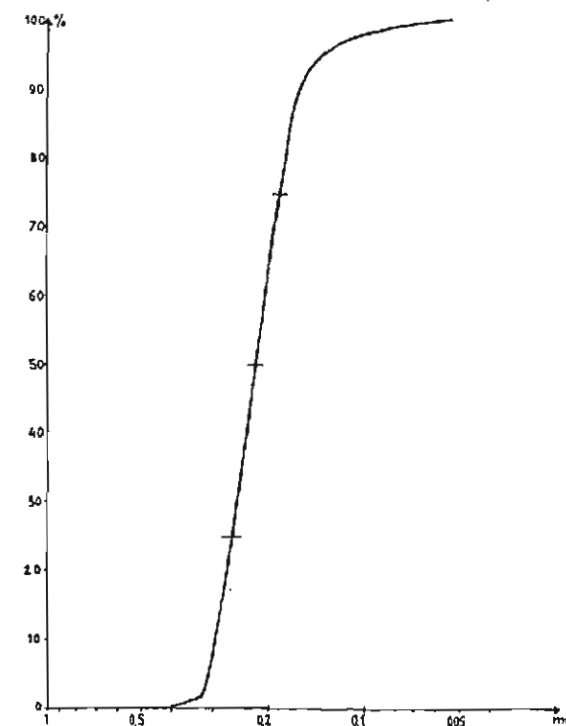


FIG. 102. — Granulométrie des sables gris-rose de la coupe de la Quebrada Salina.

Courbe de type sigmoïde ; très bon classement.

Cette coupe met en évidence la succession dans le temps de trois événements qui sont, en partant du plus ancien :

- d'abord une sédimentation en milieu marin (Pliocène moyen à supérieur) ;

- ensuite un retrait de l'Océan qui provoque le ravinement des sédiments marins par des dépôts continentaux d'apport local ;

- enfin le passage d'un écoulement de type fluvial qui laisse sur place un matériel transporté sur une longue distance (trv).

LA COUPE DU COUDE DE LA QUEBRADA SECA-PACHINGO (fig. 105).

Elle est visible sur la rive droite, là où la Quebrada Seca s'oriente soudain vers le Nord et prend le nom de Quebrada Pachingo ; on y accède en suivant la piste qui se détache de la Route panaméricaine à son intersection avec la Quebrada Seca.

La coupe, masquée par endroits sous des formations de pente, fait apparaître à partir du bas :

- sables clairs montrant, vers le haut, un niveau à abondants moules de *Veneridae* ; épaisseur : 35 m environ ;

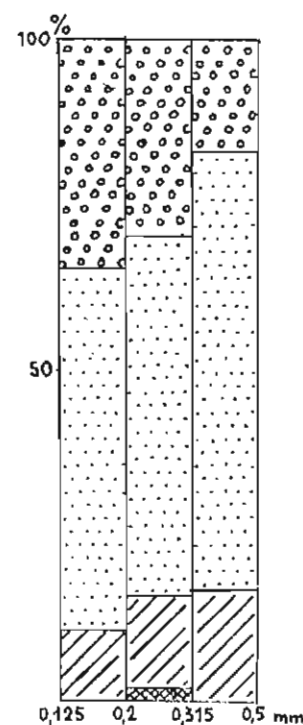


FIG. 103. — Morphoscopie des sables gris-rose de la coupe de la Quebrada Salina.

Fort proportion de grains mats. Pour la légende, voir figure 65.

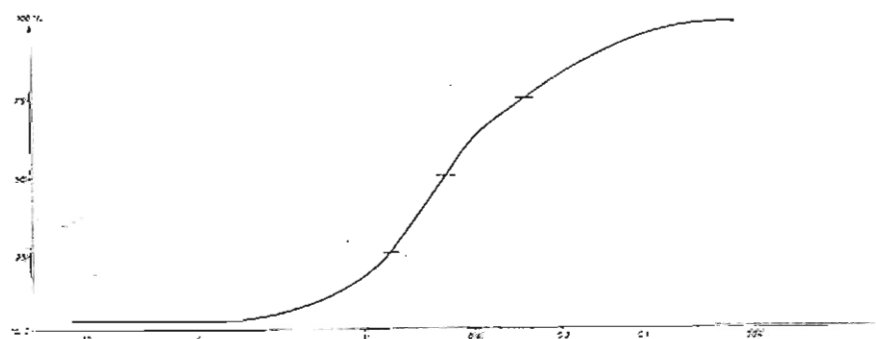


FIG. 104. — Granulométrie des sables brun jaunâtre de la coupe de la Quebrada Salina.

Classement médiocre.

- bancs de grès coquilliers, au nombre de trois, séparés par des horizons sableux ; épaisseur : 5 m ;
- sables clairs ; épaisseur : 40 m ;
- cinq bancs de grès fossilifères (*Ostrea*, *Turritella*, *Balanus*...) épais de 50 cm, isolés par des couches sableuses ; épaisseur totale : 6 m ;

Cette série appartient au Pliocène moyen à inférieur.

ravinement ;

- accumulation sommitale de cailloux roulés volcaniques et granitiques (tiv) ; épaisseur : 12 à 14 m.

Hauteur du sommet de la coupe : 175 m.

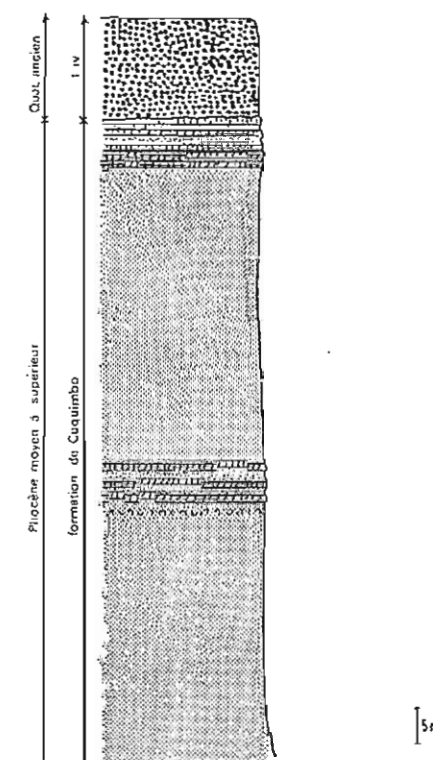


FIG. 105. — Coupe du coude de la Quebrada Seca-Pachingo.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

On retrouve dans cette coupe, située à 8 km au SW de la précédente, les témoins de deux des trois épisodes déjà signalés : à la base l'épisode marin du Pliocène moyen à supérieur dont les dépôts corrélatifs constituent ici une série plus différenciée ; au sommet l'épisode fluvial (tiv). Du fait de l'absence d'un ravinement continental intermédiaire, les formations fossilifères ont été moins tronquées.

LA COUPE DE LA QUEBRADA PIEDRAS COLORADAS (fig. 106).

Le versant droit de la Quebrada Piedras Coloradas, à 1 km à l'E de son intersection avec la Route panaméricaine, et la tranchée immédiatement au N de cette même quebrada donnent ensemble une bonne coupe d'une trentaine de mètres de hauteur. On y remarque de bas en haut :

- sables jaune clair attribués au Pliocène moyen à supérieur, à grain fin (méd. 0,115 mm) ; ils sont très bien classés (Q de φ : 0,12 ; Hé : 0,1) et, à toutes les dimensions, pour plus des deux tiers, subémoussés mats (fig. 107 et 108) ; lentilles de cailloux anguleux ; pas de stratification nette ; pas de fossiles ; épaisseur visible : 10 m ;
- niveau de ravinement de couleur foncée : cailloutis (L : 5 à 10 cm) emballés dans des sables grossiers ; épaisseur variable de 10 à 30 cm ;
- sables argileux à grain plutôt moyen, de teinte ocre, avec un horizon d'argiles de couleur lie de vin ; épaisseur : 5 m ;
- lits et lentilles de cailloux légèrement usés ; épaisseur : 2 m ;
- sables fins et moyens mélangés, de couleur café clair, un peu argileux, avec des lentilles de petits cailloux anguleux ; épaisseur : 5 à 6 m ;
- des sables fins, très argileux, de couleur lie de vin, sans cailloux, avec intercalations de bancs (20 à 80 cm d'épaisseur) de sables gris ou jaunâtres contenant des débris de Mollusques marins des genres *Tagelus* et *Calyptraea* (détermination Herm) extraordinairement petits, ce qui indiquerait plutôt des eaux lagunaires ; épaisseur : 5,50 m ;
- sables marins jaune clair, bien stratifiés, à *Turritella* ; épaisseur : 80 cm ;

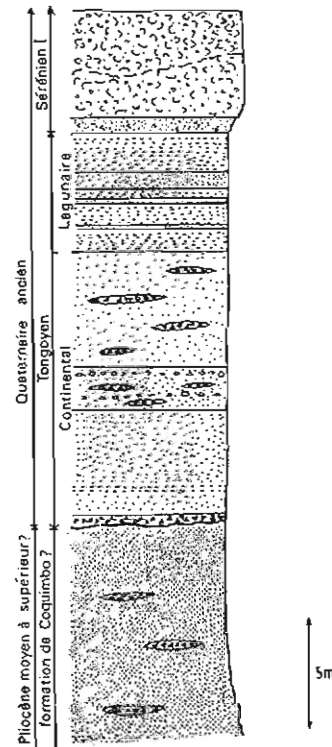


FIG. 106. — Coupe de la Quebrada Piedras Coloradas.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

— lumachelle à galets contenant des représentants des genres *Balanus*, *Turritella*, *Mytilus*, *Pecten*, *Mulinia* ; épaisseur : 5 m.

Les deux derniers dépôts appartiennent au Sérénien I.

Hauteur du sommet de la coupe : 125 m.

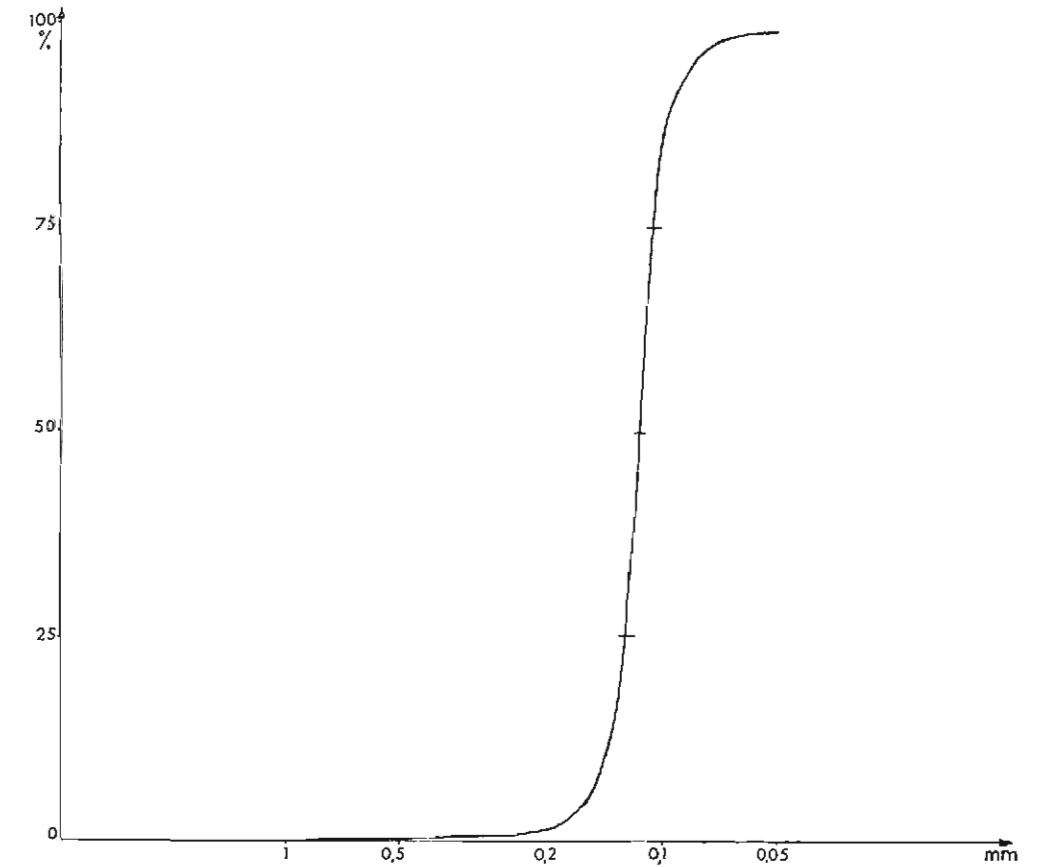


FIG. 107. — Granulométrie des sables jaune clair de la coupe de la Quebrada Piedras Coloradas.

Très bon classement.

Cette coupe suggère la séquence suivante : succédant à des conditions marines de dépôt au Pliocène moyen à supérieur, des actions typiquement continentales prévalent pendant un certain temps ; l'Océan connaît ensuite un nouveau mouvement offensif : il impose d'abord un milieu de type lagunaire, puis une nouvelle submersion qui sera suivie par un retrait définitif. Ces deux derniers moments du cycle marin (Sérénien I) apparaissent clairement à 4 km au Sud, dans la tranchée de la Route panaméricaine, côté gauche en venant de Santiago, immédiatement avant l'embranchement qui conduit à Tongoy : une première lumachelle transgressive est nettement ravinée par des dépôts coquilliers consolidés de plage régressive.

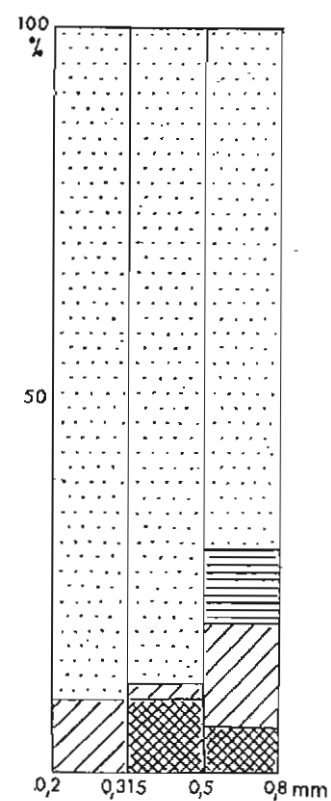


FIG. 108. — Morphoscopie des sables jaune clair de la coupe de la Quebrada Piedras Coloradas.

Forte proportion de subémoussés mats.
Pour la légende, voir figure 65.

LA COUPE DE LA QUEBRADA PACHINGO (fig. 109).

Elle s'observe sur la rive gauche de la Quebrada Pachingo, en face des bâtiments de la Hacienda Tangué. On note de bas en haut :

- éboulis masquant le pied de la coupe sur 8 m ;
- sables oolithiques et coquilliers ; 40 % d'oolithes de 0,75 à 1,50 mm de diamètre avec un noyau de quartz et 2 ou 3 couches concentriques de phosphate de calcium ; épaisseur : 6 m ;
- diatomites ; épaisseur : 1,70 m ;
- oolithes et nodules phosphatés ; épaisseur : 1 m ;
- *bone-beds* ; épaisseur : 1 m ;
- faluns ; épaisseur : 2,80 m ;
- sables ; épaisseur : 5,40 m ;
- grès coquillier ; épaisseur : 6 m ;
- sables avec lentilles de galets ; épaisseur : 12,60 m ;
- cailloux roulés ; épaisseur : 2,40 m ;
- sables ; épaisseur : 3,60 m ;
- cailloux roulés ; épaisseur : 3 m ;
- sables ; épaisseur : 8 m ;
- sables avec lentilles de galets ; épaisseur : 10 m ;
- grès tendre ; épaisseur : 1,20 m ;

— sables fins ; épaisseur : 12,40 m ;

Toute cette série marine appartient au Pliocène moyen à supérieur.

ravinement ;

— lumachelle transgressive du Sérénien I ; épaisseur : 6,50 m ;

ravinement ;

— lumachelle régressive du Sérénien I ; épaisseur : 6 m.

Hauteur du sommet de la coupe : 115 m.

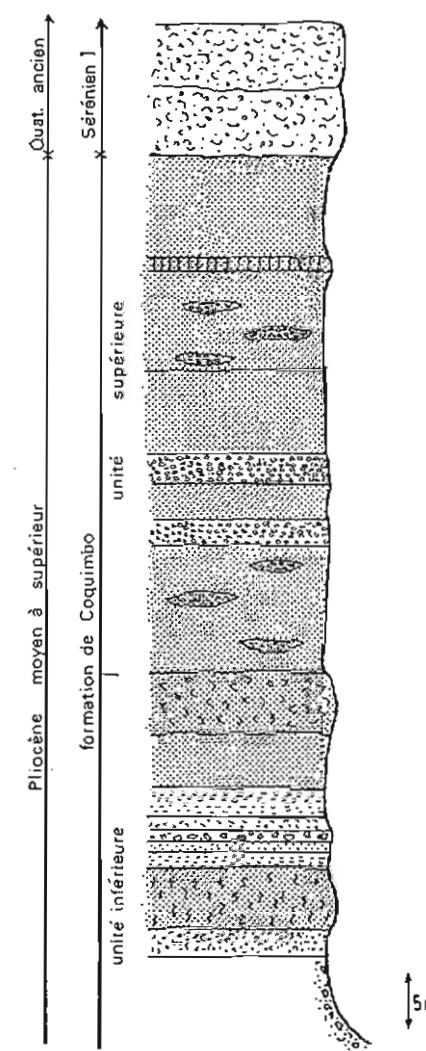


FIG. 109. — Coupe de la Quebrada Pachingo.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

LA COUPE DE L'ESTERO TONGOY (fig. 110).

On prend la piste qui, après le km 415, se détache de la Route panaméricaine pour conduire à Tongoy. A 3 km avant d'arriver à ce village, on tourne à droite pour suivre un chemin qui descend dans l'Estero Tongoy. La coupe (photo 41) apparaît sur le grand versant qui, rive gauche, domine le lit majeur. Elle montre de bas en haut :

- sables très fins (méd. 0,09 mm) jaunâtres du Pliocène moyen à supérieur ; ils contiennent plus de 20 % de limons et d'argiles ; ils sont assez bien classés (Q de ϕ : 0,8 ; Hé : 0,6 ; fig. 111) et bien stratifiés ; ils sont en majorité sub-émoussés mats (fig. 112) ; ils contiennent parfois des concrétions calcaires ou des lentilles gréseuses ; épaisseur visible : 40 m ;

ravinement ;

- lumachelle à *Turritella* ; épaisseur : 3 m ;
- banc de petits galets non cimentés auxquels se mêlent des coquilles de *Turritella*, *Crepidula*, *Nucella*, *Mesodesma*, *Mulinia*, *Ensis*, *Semele*... ; épaisseur : 8 m ;
- sables gris ; épaisseur : 9 m ;
- lumachelle emprisonnant quelques galets ; faune : *Mulinia*, *Choromytilus*, *Eurhormalea*, *Laevicardium*, *Balanus*... ; épaisseur avec la croûte calcaire terminale : 5 m.

Tous ces dépôts situés au-dessus du niveau de ravinement appartiennent au Sérénien I.

Hauteur du sommet de la coupe : 80 m.

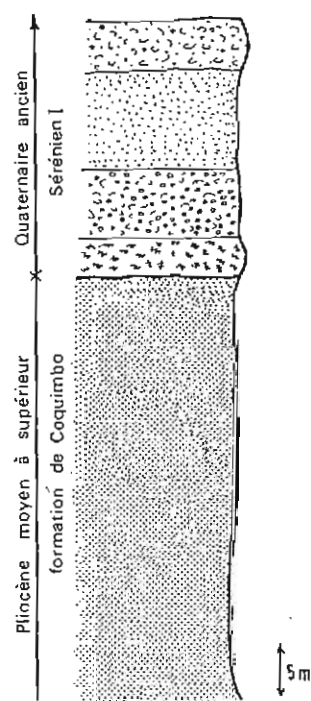


FIG. 110. — Coupe de l'Estero Tongoy.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

La coupe de la Quebrada Pachingo et celle de l'Estero Tongoy mettent en évidence une même réalité : l'existence de deux épisodes marins indépendants, l'un au Pliocène, l'autre au Quaternaire ancien, séparés par une discordance simple. Le dernier (Sérénien I) apparaît comme un cycle océanique complet puisque caractérisé par des formations de plage, d'abord transgressives, ensuite régressives.

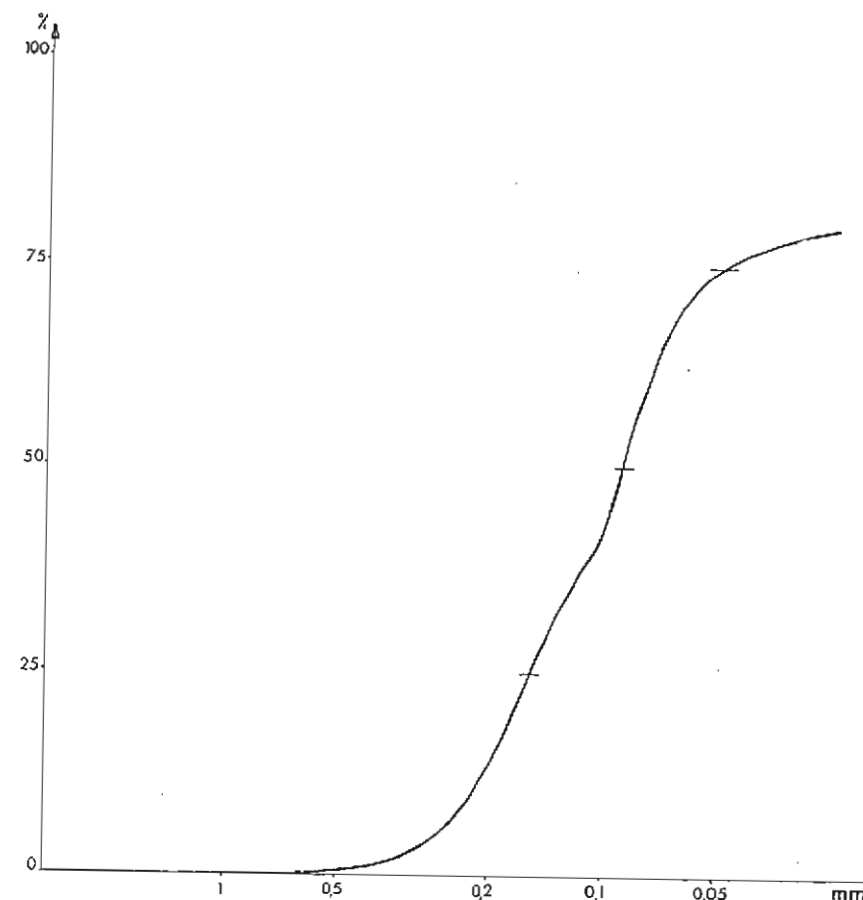


FIG. 111. — Granulométrie des sables pliocènes de la coupe de l'Estero Tongoy.

Assez bon classement.

Les données de la géophysique.

Les alentours de la baie de Tongoy ont fait l'objet de deux campagnes de prospection géophysique (mesures gravimétriques, profils sismiques, sondages électriques) : la première (Meinardus, 1961) avait pour but d'apprécier les qualités aquifères du remblaiement pliocène ; l'objet de la seconde

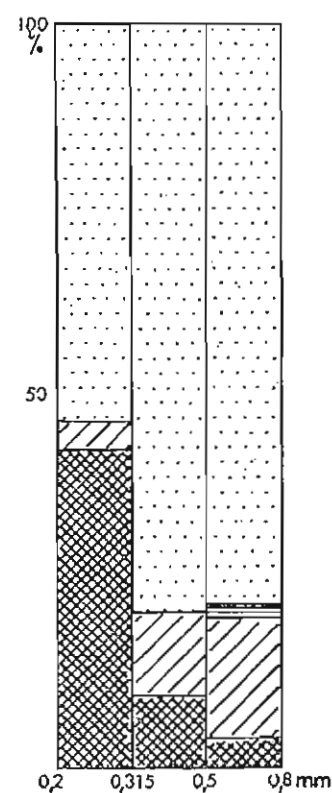


FIG. 112. — Morphoscopie des sables pliocènes de la coupe de l'Estero Tongoy.

Majorité de, subémoussés mats. Pour la légende, voir figure 65.

(Projet minier du Fonds spécial des Nations unies au Chili, 1963-1965) était d'évaluer l'épaisseur des dépôts proprement marins dans lesquels sont connus des indices de phosphate².

LA TOPOGRAPHIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX (fig. 113 et 114).

On peut y distinguer :

— à l'Ouest, sous l'actuelle Quebrada Pachingo, un long, large et profond couloir qui vient du Sud : son profil transversal est dissymétrique parce que son versant occidental correspond à l'abrupt de faille qui limite vers l'Est les Hauteurs de Talinay. Le fond rocheux apparaît au-dessous de -400 m ; son profil longitudinal montre une contre-pente notable : au S de Tangué se

2. Une mission de consultant m'a été confiée en 1965 pour contribuer à l'étude géologique de cette série marine. J'ai pu ainsi avoir accès aux résultats restés inédits de la prospection géophysique. Que tous les géologues du Projet, en particulier MM. Varlamoff, Blanc, Lepelletier et Hamel, soient ici très cordialement remerciés pour l'aide amicale qu'ils m'ont toujours fournie au cours de mes recherches.

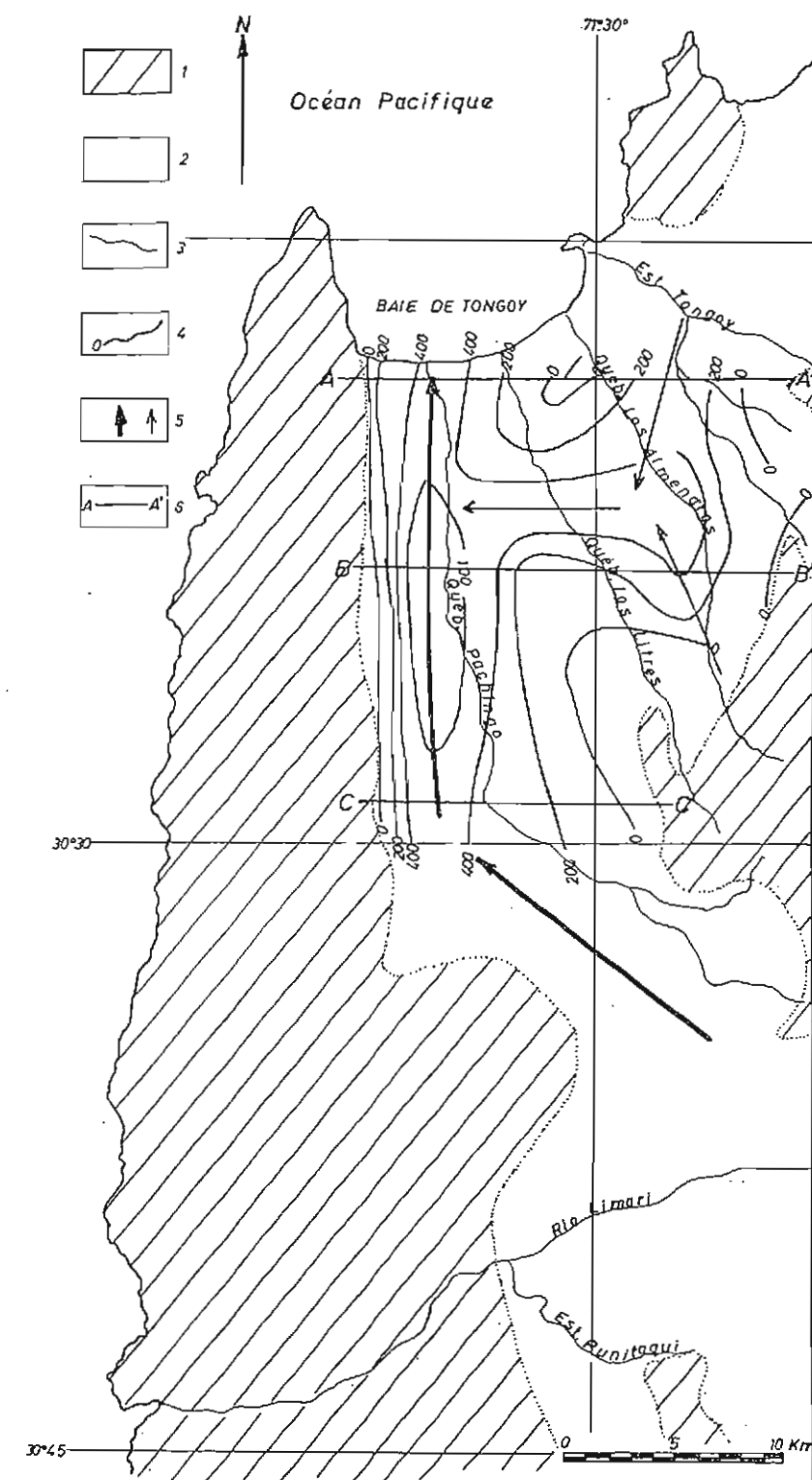


FIG. 113. — Reconstitution d'un ancien écoulement du Rio Limari, d'après les résultats d'une prospection géophysique réalisée en 1963-1964 par le Projet minier des Nations unies au Chili.

1. Bed-rock. — 2. Dépôts plio-quaternaires. — 3. Ligne d'écoulement actuel. — 4. Courbe de niveau du bed-rock. — 5. Anciennes lignes d'écoulement probables. — 6. Localisation des profils de la figure 114.

discerne un ombilic dans lequel le *bed-rock* affleure vers — 700 m ; le plancher remonte ensuite lorsqu'il se rapproche du rivage actuel ;

— à l'Est, une autre gouttière méridienne moins longue et moins profonde — entre — 200 et — 400 m — fermée au Sud et, je le suppose, aussi vers le Nord à en juger tant par l'allure des courbes d'égale profondeur que par les affleurements rocheux visibles, tels ceux de la pointe Guanaquero ou du tombolo de Tongoy ;

— enfin, un haut-fond médian, interrompu par une brèche transversale E-W qui met en relation le couloir occidental avec la gouttière orientale.

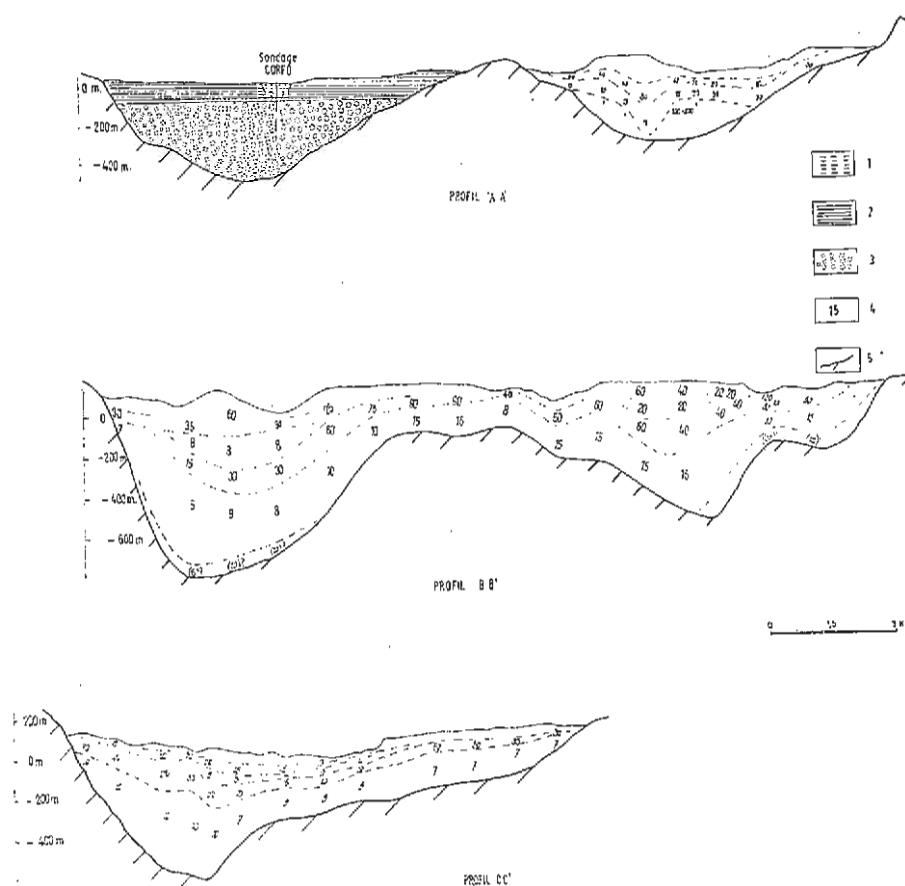


FIG. 114. — Profils du *bed-rock* dans l'arrière-pays de Tongoy, d'après les résultats d'une prospection géophysique réalisée en 1963-1964 par le Projet minier des Nations unies au Chili.

1. Dépôts marins du Quaternaire. — 2. Dépôts marins du Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo). — 3. Cailloutis continentaux du Pliocène inférieur (Limarien). — 4. Dépôts pliocènes indifférenciés et résistivité en ohm/m. — 5. *Bed-rock*. — L'échelle est approximative. La localisation des profils est donnée sur la figure 113.

LA NATURE DU MATÉRIEL DE REMPLISSAGE.

L'interprétation relative à la nature du matériel de remplissage sur la base de la vitesse de propagation des ondes sismiques (Meinardus, 1961) ou de la résistivité en ohm/m donnée par les sondages électriques (Projet minier du Fonds spécial des Nations unies) est plus délicate.

Meinardus (1961) signale au-dessous du lit majeur de la Quebrada Pachingo et sur une épaisseur d'une centaine de mètres une vitesse de propagation de 1 700 m/s qui correspondrait aux sables et grès tendres marins du Pliocène moyen à supérieur, puis ensuite une vitesse de 2 600 m/s qui serait celle d'une accumulation de cailloux roulés.

L'étude des carottes prélevées à l'occasion d'un forage de la CORFO³, implanté dans le lit majeur de la Quebrada Pachingo à 4 km au S de la côte, pour rechercher de l'eau, vient confirmer, semble-t-il, ces estimations ; à partir de 95 m (cf. annexe I), seuls ont été rencontrés des dépôts de cailloux altérés, sans fossiles, très vraisemblablement continentaux. Cependant parce que le forage a été situé dans le lit majeur d'une quebrada importante, non loin de l'Océan, donc là où les cycles marins glacio-eustatiques du Pléistocène ont déclenché successivement des incisions et des remblaiements, une partie au moins des échantillons sableux fossilifères doit être d'âge quaternaire et non tertiaire. Il paraît pourtant raisonnable de penser que les derniers dépôts coquilliers rencontrés — vu leur profondeur, à 85 m — appartiennent au Pliocène moyen à supérieur. En conséquence, l'essentiel du remplissage serait bien constitué par des cailloutis anciens d'origine fluviale.

LA GENESE DU NIVEAU SUPERIEUR

On peut essayer maintenant de rétablir la séquence des événements qui ont abouti à l'élaboration du niveau supérieur.

Creusement et remplissage continental au Pliocène inférieur.

Un premier système hydrographique a dû exister, adapté au système de blocs et de fossés issu de la dernière grande orogénèse du pays (Miocène supérieur - Pliocène inférieur) : un cours d'eau — ancêtre du Rio Limari d'aujourd'hui — traversait alors le graben Ovalle-Chalinga-Barraza mais l'existence d'un horst sur l'emplacement des Hauteurs de Talinay qui le fermait à l'Ouest obligeait le fleuve à dessiner un coude vers le Nord pour emprunter la fosse méridienne aboutissant vers l'actuelle baie de Tongoy. C'est lui qui a creusé, en fonction d'un niveau de base très déprimé, le couloir occidental repéré dans le *bed-rock* sous la Quebrada Pachingo. Puis vint, on l'a vu (cf. *supra*, p. 121), une période de gros remblaiement continental dans les vallées, le Limarien : c'est à lui que je rattache les cailloutis

3. Corporación de fomento de la producción, organisme d'Etat chargé du développement économique du pays.

repérés sous le Pliocène marin au S de la baie de Tongoy ainsi que l'accumulation de galets pourris observée dans la partie inférieure de la coupe de La Chimba. Mais l'extraordinaire épaisseur du Limarien dans l'arrière-pays de la baie de Tongoy appelle une explication : cette région correspond à un graben dont la tendance subsidente a continué à se manifester jusqu'au Quaternaire, tout particulièrement sur son bord occidental, on le verra, au contact des Hauteurs de Talinay. C'est cette mobilité tectonique persistante qui rend compte à la fois de l'ombilic qui déprime la vallée enfouie entre Pachingo et Tangué, et de la gigantesque puissance du Limarien qui atteint ici plusieurs centaines de mètres ; le poids exercé par ses sédiments a d'ailleurs pu contribuer à accuser le mécanisme de subsidence à la fin du Tertiaire.

La transgression du Pliocène moyen à supérieur.

Une avancée de l'Océan sur le continent se produit à partir du Pliocène moyen et se poursuit jusqu'à l'extrême fin du Tertiaire : elle dépose une série marine qui est l'équivalent de celle qui a été décrite autour de la baie de Coquimbo (formation de Coquimbo) ; on l'a vu affleurer à la base de toutes les coupes depuis le pont de la Route panaméricaine jusqu'à la baie de Tongoy.

Le Pliocène marin de Tongoy a été reconnu par Darwin (1846) mais il n'avait jamais fait l'objet d'une étude géologique spécifique jusqu'aux travaux paléontologiques de D. Herm (1969). Entre-temps quelques données sur la faune avaient été apportées par le mémoire resté inédit de M.-C. Lopez (1965).

Il s'agit de sédiments néritiques et sublittoraux remarquables par leurs changements latéraux et verticaux de faciès. Les dépôts les plus communs sont des sables, des sables gréseux ou des grès tendres fins qui contiennent 20 à 30 % de limons et d'argiles ; ils sont toujours bien classés. La détermination de la composition minéralogique d'un échantillon a fait apparaître : 50 % de quartz, 40 % de feldspaths et 3 % de ferromagnésiens. La couleur jaunâtre est dominante mais les teintes verdâtres, grisâtres, blanchâtres ou rosâtres existent aussi. On rencontre parfois des lumachelles, des diatomites, des *bone-beds*, des sables oolithiques phosphatés. Vers les bords rocheux de l'ancienne baie, à l'Ouest (Hauteurs de Talinay) et à l'Est (Cordon Colorado), les lentilles ou les bancs caillouteux, les sables grossiers sont plus fréquents : ils témoignent d'apports continentaux marginaux déposés en milieu marin. Vers le Sud, à partir de la Quebrada Seca, les sédiments revêtent un faciès de tendance lagunaire (sables fins gris-rose sans fossiles, marnes blêmes) ou franchement lacustre (bancs de quelques centimètres à plusieurs mètres de calcaire blanc presque pur, contenant plus de 95 % de CaCO_3 , d'argile brune, de grès fin tendre) comme autour de Chalinga. Les dépôts continentaux correspondants (Elquien) se trouvent, à mon sens, dans une partie des cailloux roulés qui forment l'unité supérieure de la coupe de La Chimba. Il est assez délicat de fixer la limite exacte de l'extension maximale de la transgression océanique à la fin du Tertiaire en raison des érosions et décapages réalisés par le Rio Limari. Je pense pourtant que la ligne de rivage devait alors se situer aux environs de la cote actuelle de + 200 m.

4. Pourcentage déterminé par G. Feray selon la méthode qu'il a mise au point (1958).

L'épaisseur totale de la série marine est inconnue puisque sa base n'affleure jamais et que sa partie supérieure a été tronquée par l'érosion. Du fait que le forage de la CORFO près de Tangué a retrouvé des sédiments fossilifères jusqu'à 95 m et que les témoins les plus hauts observés à l'air libre se situent à 180 m dans la Quebrada Seca, je conclus à une épaisseur originale supérieure à 250 m aux approches de la baie actuelle.

Même si dans l'ensemble les couches pliocènes paraissent n'avoir guère souffert de déformations importantes à distance des Hauteurs de Talinay, j'ai pu observer — à la différence des environs de la baie de Coquimbo — des indices de ploiement indiscutables, tels ces pendages anormaux relevés dans la coupe du chemin qui, du niveau supérieur, descend vers les bâtiments de la Hacienda Huayanay et aussi ceux notés dans les bancs lacustres à proximité de Chalinga.

Les résultats des recherches paléontologiques de D. Herm (1969) confirment l'âge attribué à la série marine et précisent les conditions de son dépôt.

La faune est originale. Environ 55 % de ses espèces et sous-espèces ont disparu de la côte du Pacifique ; elles sont en grande majorité éteintes ; 15 % vivent encore aujourd'hui sur ce même littoral mais dans des eaux plus chaudes, à des latitudes plus basses ; enfin 30 % seulement se retrouvent sur la plage actuelle de la baie de Tongoy, avec cependant des différences dans la taille et la fréquence relative. Les fossiles suivants peuvent être considérés comme caractéristiques : *Oculina remondi* PHIL. ; *Turritella cinguliformis* MÖR. ; *Fusinus remondi* PHIL. ; *Monoceros blainvillei* D'ORB. ; *M. tenuis* PHIL. ; *M. mirabilis* MÖR. ; *Chlamys simpsoni* (PHIL.) ; *Chlamys vidali* (PHIL.) ; *Pinna* sp. ; *Magellania macrostoma* (PHIL.) ; ils permettent de rapporter les terrains au Pliocène moyen à supérieur.

L'étude paléoécologique conduit à distinguer une unité inférieure et une unité supérieure qui apparaissent clairement dans la coupe de la Quebrada Pachingo. Au cours d'une première phase, en effet, lors du début de l'invasion de l'Océan, le cadre rocheux étendu et balayé par les vagues (criques, terrasses d'abrasion, falaises, îles, écueils) a déterminé une sédimentation de type détritique comportant d'épaisses couches faites de débris de coquilles de *Balanus*, là où la topographie était ouverte vers le large ; dans ces dépôts de faluns charriés par les courants ont vécu comme espèces autochtones *Chlamys* sp., *Monoceros* sp., *Chama* sp., et *Terebratula* sp. Dans les parties abritées se formèrent des diatomites et des bancs avec des restes de Poissons. La fréquence des changements latéraux de faciès et le fort pourcentage de vestiges organiques reflètent une instabilité du niveau marin marqué par de brefs stationnements et de nombreuses oscillations. Puis, le front de la transgression s'étant largement avancé vers l'intérieur des terres, on observe dans la partie centrale de l'ancienne baie une sédimentation plus calme et plus régulière attestée par d'épaisses couches sableuses contenant des fossiles de type autochtono-résiduel telles les *Veneridae* qui suggèrent un milieu euphotique, protégé des grandes tempêtes, avec des eaux fraîches au taux de salinité réduit par des apports fluviaux. Les coquilles allochtones mêlées à des galets constituent l'exception dans l'unité supérieure.

La régression à la fin du Pliocène : le Tongoyen.

On se souvient de la coupe de la Quebrada Salina où les sables pliocènes gris-rose apparaissent ravinés par des formations à sables et cailloutis anguleux mal classés dont la mise en place implique un retrait de l'Océan. Je propose de donner le nom de *Tongoyen* à cet épisode continental qui voit l'épandage de matériaux peu usés et l'enfoncement des organismes hydrographiques importants, actions responsables de la troncature de la série marine. Parce que je pense que la régression s'explique par la première grande baisse glacio-eustatique du Pléistocène, je rapporte le Tongoyen à la base du Quaternaire ancien.

Il est difficile d'évaluer l'ampleur maximale de la récession mais, comme en témoigne la mutilation du Pliocène dans les coupes étudiées à proximité du littoral actuel, il est certain qu'à un moment du Tongoyen la ligne de rivage s'est trouvée reportée à au moins 100 m au-dessous de celle correspondant à l'apogée de la transgression à la fin du Tertiaire.

Le retour offensif de l'Océan au Quaternaire ancien (Sérénien I) et l'épandage de la nappe alluviale tIV.

Toutes les coupes étudiées ont montré que le niveau supérieur s'identifie d'un point de vue géomorphologique à une surface structurale, celle de la lumachelle ou des sédiments de plage consolidés à l'aval, celle de la nappe de cailloutis sommitale vers l'amont, ces deux types de dépôts passant latéralement l'un à l'autre comme le prouvent sans discussion, et l'unité du plan topographique, et l'imbrication des galets et des sables coquilliers là où, un peu au N de la Quebrada Seca, se fait la transition.

Les formations lumachelliques qui cuirassent le niveau supérieur appartiennent au Sérénien I. On retrouve ici, comme autour de la baie de Coquimbo, les mêmes caractères spécifiques des dépôts corrélatifs du premier cycle glacio-eustatique qui les opposent à ceux de la série pliocène :

— d'un point de vue *sédimentologique*, ce sont toujours des formations de plage mêlant sables, galets et coquilles qui ont, par la suite, lors de paléoclimats favorables à la mobilisation et à la précipitation du calcaire, été cimentées en dalle ; le plus souvent, il est possible de distinguer les dépôts du mouvement transgressif et ceux abandonnés lors du retrait de l'Océan ; l'épaisseur totale de ces dépôts qui atteint 25 m près de la côte actuelle (coupe de l'Estero Tongoy) s'amincit pour se terminer en biseau vers l'intérieur ;

— d'un point de vue *stratigraphique*, le Sérénien I est séparé du Pliocène soit par le Tongoyen (coupe de la Quebrada Piedras Coloradas) soit, en l'absence de ce dernier parce qu'il a été dispersé lors de la transgression ou qu'il n'a pas existé en cet endroit, par une discordance simple (coupe de la Quebrada Pachingo ou celle de l'Estero Tongoy) ;

— d'un point de vue *paléontologique*, la même coupure brutale constatée autour de La Serena entre la faune des dépôts séréniens et celle des sables gréseux pliocènes se retrouve ici. Elle parle en faveur d'un refroidissement considérable des eaux océaniques pendant la régression du Tongoyen qui a

impitoyablement éliminé les espèces sensibles aux baisses de température. Cette considération vient appuyer mon point de vue sur le rapport de cause à effet qui doit exister entre la première grande glaciation du Pléistocène et le retrait des eaux marines pendant le Tongoyen. Herm (Herm, Paskoff et Stiefel, 1966) signale dans les formations de plage du Sérénien I des concentrations d'espèces — toutes typiques de très faibles profondeurs — provoquées par les courants littoraux qui ont transporté les coquilles, puis les ont abandonnées en accumulant leurs débris. La présence à la base de *Pholas* sp., *Crepidula* sp. et *Balanus* sp. indique une transgression tandis que l'abondance, dans la partie supérieure, de *Chlamys purpurata* (LAM.), *Eurhomalea lenticularis* (Sow.) et autres *Veneridae* illustre une régression. Les Pélécytopodes foisonnent : *Mesodesma* sp., *Venus* sp., *Mulinia* sp., *Mytilus* sp. ; comme espèces caractéristiques, on peut citer *Cardium grande* PHIL., *Cyclocardia* cf. *velutina* SMITH et, parmi les Gastéropodes, *Acanthina crassilabrum* (LAM.)⁵, *A. calcar* (MARTYN), *Chorus giganteus* (LESS.) et *Buccinum grayi* KIEN ; les *Monoceros*, si fréquents dans le Pliocène, ont disparu.

Au total, là où sa surface correspond à des dépôts de type lumachellique, le niveau supérieur est, de par sa genèse, une plate-forme d'abrasion développée aux dépens, soit directement de la série marine du Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo), soit, lorsqu'ils existent, des sédiments continentaux du Tongoyen et due au premier grand cycle océanique du Quaternaire, le Sérénien I, dont les traces les plus hautes s'observent aujourd'hui à 140 m d'altitude.

C'est dans l'Océan sérénien, alors qu'il était à son apogée, qu'aboutissait un Rio Limari dont les colossales divagations sont responsables du gigantesque épandage de la nappe alluviale tIV. On peut comprendre cet énorme étalement de galets bien roulés — vraisemblablement à la fin de la première grande crise climatique du Quaternaire — en le comparant à ce qui se passe aujourd'hui en Nouvelle Guinée dans le fossé de la rivière Markham : Guilcher (1965 b) a décrit la plaine d'inondation actuelle, large de 25 à 30 km dans sa partie médiane, construite par un immense réseau de chenaux entrecroisés (*braided systems*).

En conclusion, le niveau supérieur qui était à l'aval une plate-forme marine (Sérénien I) passe latéralement vers l'intérieur, un peu au N de la Quebrada Seca, à une ancienne plaine de niveau de base du Rio Limari dont la nappe alluviale (tIV) a raviné des formations pliocènes continentales, lacustres et marines et même parfois mordu, en la rabotant, sur la roche en place.

MODIFICATIONS APPORTEES AU NIVEAU SUPERIEUR APRES SON ELABORATION

Le problème des déformations tectoniques.

Je n'ai pu identifier aucune cassure certaine affectant le niveau supérieur. Certes, de petites dénivellations de quelques mètres à peine accidentent en

5. Il est curieux de constater qu'*Acanthina crassilabrum* apparaît aussi au Quaternaire ancien le long de la côte atlantique du Maroc (faune chilo-péruvienne de Lecoindre, 1952) ; mais elle y disparaît au Quaternaire récent tandis qu'au Chili elle vit encore aujourd'hui.

deux ou trois endroits le trajet monotone de la route Ovalle-Socos mais ils peuvent tout aussi bien s'expliquer par des phénomènes d'érosion. L'orientation du NE au SW des affluents de l'Estero Punitaqui ne traduit pas nécessairement le contrôle d'accidents cassants : dans un réseau incipient les écoulements concentrés suivent la ligne de plus grande pente sans hiérarchisation, ce qui donne des talwegs grossièrement rectilignes et parallèles entre eux. D'autre part, les coupes que j'ai étudiées n'ont jamais fait apparaître de dérangements sûrs dans les cailloutis de riv ou dans les dépôts de plage du Sérien I.

Par contre, des *gauchissements* sont probables. La pente du niveau est régulière, de l'ordre de 5 ‰, on l'a vu, entre Ovalle et Barraza. Au-delà, vers le Nord, en direction de la Quebrada Seca, elle diminue et donne même une contre-pente par changement de sens jusqu'au Cerro Las Chinchillas. Certes, on peut y voir l'effet décapant du ruissellement des eaux attirées par la position actuelle du fleuve mais dans la mesure où les blocs côtiers situés à proximité résultent, nous le verrons bientôt, de basculements quaternaires postérieurs à son élaboration, le niveau supérieur a dû en enregistrer le contre-coup. J'explique ainsi son inclinaison anormale vers l'Ouest entre la Quebrada Estero Seco et les Hauteurs de Talinay, un peu au S de Puerto Aldea.

Les dégâts de l'érosion.

ENTRE OVALLE ET LA QUEBRADA SECA : L'ENFONCEMENT DU RIO LIMARI ET LE PROBLÈME DES TERRASSES INTERMÉDIAIRES.

L'abaissement du niveau de base pendant le Quaternaire et l'affaiblissement des phénomènes d'écoulement expliquent l'encaissement du Rio Limari et de tout un réseau de quebradas plus ou moins importantes dans ce qui avait été une très vaste plaine d'inondation.

La vallée actuelle du fleuve dont la profondeur augmente de 100 à 150 m entre Ovalle et le pont de la Route panaméricaine, est accompagnée de restes alluviaux perchés et discontinus qui représentent des témoins des étapes dans l'enfoncement du rio ; on en trouve aussi le long du cours de son affluent le plus important, l'Estero Punitaqui. Je ne les ai pas cartographiés en détail parce que mes observations ont montré qu'il s'agit le plus souvent de terrasses locales (Baulig, 1952), reflets d'épiphénomènes et non d'événements régionaux, climatiques, eustatiques ou diastrophiques, susceptibles d'avoir affecté tout ou partie du bassin fluvial. Ces terrasses locales appartiennent à plusieurs catégories :

- elles peuvent correspondre à des *cônes de déjection* édifiés par des quebradas affluentes et constitués de galets repris du niveau supérieur ; aujourd'hui non fonctionnels — ils sont incisés par les écoulements actuels — leur front est sapé par la rivière maîtresse ; ils présentent une double pente de part et d'autre de la génératrice médiane. C'est le cas, par exemple, du palier sur lequel est construit le village de Barraza ;

- ce sont parfois des marches d'escalier taillées par le fleuve qui a oscillé librement, dans les terrains caillouteux tendres, à l'amont et à l'aval d'une barre résistante du substratum rocheux rencontré par surimposition

au cours de l'enfoncement ; ainsi s'explique la multiplication des terrasses dans les environs d'Ovalle, de part et d'autre du seuil volcanique qui apparaît peu après l'union du Rio Hurtado avec le Rio Grande ;

- la migration vers l'aval, au cours de l'encaissement, du point de jonction du fleuve principal avec un affluent important laisse entre les deux cours d'eau des banquettes étagées qui ne se retrouvent pas sur les deux rives opposées ; on peut en juger là où conflue l'Estero Ingenio avec le Rio Limari ;

- mystérieux enfin, car je n'ai pu en trouver une explication satisfaisante, sont les replats alluviaux qui, tels ceux proches de Bali, naissent avec un commandement de plus de 20 m au-dessus de la plaine d'inondation actuelle et piquent ensuite du nez pour venir se confondre, ou peu s'en faut, avec elle.

Au total, si on laisse de côté de petits niveaux isolés d'interprétation forcément hypothétique, seule existe sûrement une terrasse principale : encore est-ce un bas niveau mal dégagé — son commandement va de 1 à 2 ou 3 m — qui se suit sans peine d'Ovalle à l'entrée de la gorge. J'y vois l'équivalent de tr de la vallée du Rio Elqui. Mais rien d'autre ne rappelle ici le remarquable ensemble de banquettes étagées qui accompagnent le cours inférieur de ce rio en amont de La Serena.

On peut s'étonner de cette différence et on doit chercher à en rendre compte. A priori, l'étranglement de la vallée du Rio Limari, là où elle s'enfonce au milieu des Hauteurs de Talinay, aurait dû favoriser, immédiatement en amont, le dépôt et la conservation des nappes alluviales quaternaires. Or il n'en est rien. Plusieurs explications sont possibles qui ne s'excluent pas et qui ont même pu conjuguer leurs effets :

- le tronçon Ovalle - pont de la Route panaméricaine correspond sans doute en partie à la zone de télescope des influences climatiques et des sollicitations glacio-eustatiques ;

- malgré sa pente faible, 1,5 ‰ on se le rappelle, la « trouée héroïque », par son étroitesse, a probablement amorti les contrecoups des cycles marins pléistocènes vers l'amont ;

- la Cordillère du Limari a certes été englacée mais elle ne représente pas un bastion de hautes terres aussi important en étendue et en altitude que la Cordillère de l'Elqui ; les répercussions des crises climatiques quaternaires ont donc été un peu moins vigoureuses dans le Rio Limari ;

- enfin l'érosion latérale du fleuve, plus active que dans le cas du Rio Elqui, à en juger par l'ampleur du lit majeur actuel et la multiplication des divagations, favorisée par une pente plus faible et par le « bouchon » que représente la gorge, a été capable de balayer les traces des terrasses principales anciennes.

Au chapitre des modifications apportées par l'érosion au niveau supérieur, il faut signaler aussi, à proximité du cadre montagneux, là où débouchent des quebradas importantes, des phénomènes de chasse d'eau qui, probablement au Quaternaire moyen, ont donné des cônes d'érosion ; les environs de Cerrillos offrent un bon exemple des effets morphologiques de ces actions de décapage qui ont abaissé la surface de la nappe riv.

DE LA QUEBRADA SECA A LA BAIE DE TONGOY : LES EFFETS DES VARIATIONS DE L'Océan ET DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES.

Le Quaternaire moyen. La plate-forme herradurienne.

A proximité de l'Océan, en contrebas du niveau supérieur, existe, on l'a vu, une terrasse étroite mais continue d'origine marine. Deux coupes permettent de juger de sa formation.

La coupe de la Quebrada Estero Seco (fig. 115). — Elle s'observe sur la rive droite de la quebrada, à l'aplomb de la falaise morte qui limite vers l'aval le niveau supérieur ; elle donne une section transversale dans la terrasse moyenne à son contact même avec la plate-forme du Sérénien I. On remarque la succession suivante de bas en haut :

- sables jaunâtres pliocènes ; ils sont visibles ici sur 12 m ;
- ravinement ;
- lumachelle ; épaisseur : 0,75 m ;
- ravinement ;
- dépôts de plage : sables, cailloux roulés, coquilles fraîches ;
- apports de ruissellement, fins et grossiers, avec des coquilles remaniées ; épaisseur : 5 m ;
- croûte calcaire lamellaire ; épaisseur : 1 m ;
- sables hydroéoliens ; épaisseur : 0,50 m.

Hauteur du sommet de la coupe : 40 m.

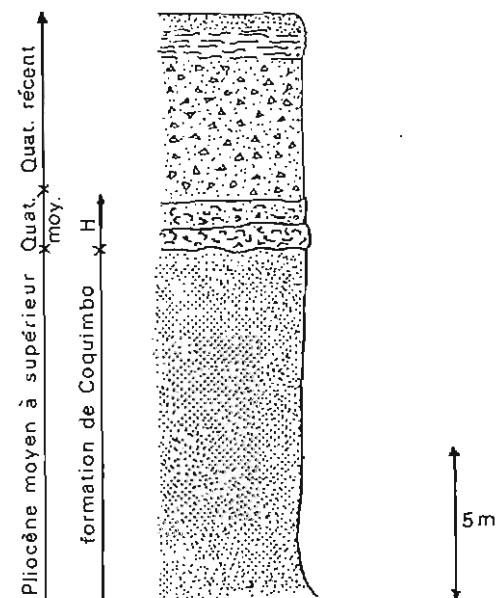


FIG. 115. — Coupe de la Quebrada Estero Seco.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

La coupe de l'Estero Tongoy (fig. 116). — Elle se situe au pied de celle étudiée dans le niveau supérieur (cf. *supra*, p. 240) : elle offre une section parallèle au front de la terrasse moyenne qui s'insinue ici dans une quebrada. On observe de bas en haut :

- sables jaunâtres pliocènes ; ils sont visibles sur 5 m ;
- ravinement (perforations de *Pholas*) ;
- lumachelle à *Chlamys purpurata* (LAM.) très abondantes et remarquablement bien conservées, avec de rares galets mais emballant des morceaux de sables jaunâtres arrachés du substratum pliocène ; épaisseur : 2 m ;
- lumachelle très consolidée à *Mytilus*, *Tagelus*, *Ostrea*, *Turritella* ; épaisseur : 5 m.

Hauteur du sommet de la coupe : 32 m.

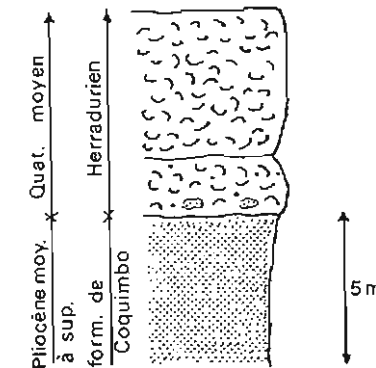


FIG. 116. — Coupe de l'Estero Tongoy.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

Le niveau marin moyen, taillé comme le supérieur dans la série pliocène, est dû au cycle marin de l'Herradurien I.

Les deux coupes sont complémentaires : la première indique clairement le point de culmination de l'avancée de l'Océan (cotes actuelles de 30-35 m) et l'occurrence, après son émergence, d'actions continentales pluviales beaucoup plus efficaces que les actions actuelles (dépôts de ruissellement) ; la seconde montre sans ambages la double réalité d'un recul important de la mer entre le Sérénien I et l'Herradurien I puisque de profondes vallées ont pu être creusées, telle celle de l'Estero Tongoy dans laquelle est venu ensuite se loger le niveau moyen, et aussi d'un mouvement transgressif — celui de l'Herradurien I — qui arrache et incorpore à ses propres dépôts des morceaux du substratum pliocène.

La faune de la terrasse herradurienne, toujours caractéristique de faibles profondeurs, est, selon Herm (Herm, Paskoff et Stiefel, 1966) semblable à celle qui vit de nos jours dans la baie, à l'exception d'*Ostrea ferraris* PHIL. Mais dans la plage transgressive la fréquence relative des espèces n'est pas la même qu'actuellement : le grand nombre de *Chlamys purpurata* (LAM.), rare aujourd'hui, en est un bon exemple. Dans les dépôts terminaux, les Mollusques sont ceux adaptés au milieu écologique d'une régression ; souvent les coquilles ne sont pas en place ; elles ont été brassées par les courants littoraux avant leur abandon.

Ces mouvements d'allée et de venue de l'Océan, par les changements de position du niveau de base qu'ils ont provoqués, expliquent concurremment avec les crises climatiques pluviales, contemporaines, semble-t-il, des récessions marines, les dommages apportés au niveau supérieur. Cette œuvre de défoncement a revêtu, au N de la Quebrada Seca, deux aspects différents qui s'expliquent par les conditions topographiques, structurales et hydrodynamiques locales.

Les évidements bordiers à glacis d'érosion. — L'érosion aréale a rencontré des conditions favorables au contact du cadre rocheux de l'arrière-pays de la baie de Tongoy, à l'Ouest (Hautcurs de Talinay) comme à l'Est (Cordon Colorado). En effet :

— des dénivellations brusques de l'ordre de 200-300 m, dues à des escarpements de faille, existaient entre ces reliefs et le niveau de comblement de la fosse ;

— ces reliefs sont constitués par des roches (métamorphiques à l'Ouest, granitiques altérées à l'Est) qui ont donné une grande quantité de débris fins, donc facilement évacués ; ainsi il ne pouvait pas se former de cônes d'accumulation à leur pied ;

— les terrains pliocènes qui remplissent la dépression correspondent à des sédiments détritiques très peu consolidés, du calibre du sable ou du limon ; il s'agit donc d'une matière première très favorable au façonnement de glacis, une fois éliminée la dalle lumachellique du Sérénien I ou la nappe alluviale tiv, formations résistantes la première par sa dureté, la seconde par sa perméabilité. Leur destruction a d'ailleurs été facilitée par leur amincissement probable dans les zones marginales ainsi que par la ligne de faiblesse qui existe toujours au contact d'un versant abrupt et d'une accumulation détritique ;

— enfin il est permis de penser que lors des crises pluviales du Quaternaire (*cf. infra*, p. 337), le régime des précipitations — non seulement plus abondantes mais aussi plus brutales et plus concentrées encore que de nos jours — devait être favorable aux phénomènes d'écoulement en nappe.

C'est ainsi qu'on remarque depuis la Route panaméricaine entre la Quebrada Salina et la Quebrada Camarones, en contrebas du niveau supérieur et au pied du Cordon Colorado, les restes disséqués en lanières d'une génération de glacis d'érosion du Quaternaire moyen ; ils ont une pente longitudinale d'environ 35 ‰ et sont couverts par une pellicule discontinue de débris. Des plans inclinés, lacérés par des griffures d'érosion linéaire, se retrouvent sur la rive gauche de la Quebrada Pachingo mais ils ont une moindre pente (25 ‰ seulement) et ils sont moins réguliers parce que hérissés par endroits de buttes résiduelles — elles correspondent à des affleurements lenticulaires résistants de calcaire lacustre qui ont échappé à l'aplanissement —, plus complexes aussi car il semble bien que l'on puisse y distinguer au moins deux ensembles emboîtés, probablement pour des raisons tectoniques en raison du soulèvement quaternaire des Hauteurs de Talinay.

Des vallées bien calibrées. — A distance des reliefs, l'érosion verticale accompagnée de sapement latéral a repris ses droits, probablement parce que le drainage arrivait à se concentrer, sans doute aussi parce que la cuirasse lumachellique comme la nappe de cailloutis étaient là plus épaisses, jouant l'une comme l'autre le rôle d'une couche dure protectrice des terrains ten-

dres sous-jacents contre l'action de l'érosion aréale. Ces conditions structurales expliquent l'existence de vallées amples dont les versants sont couronnés par des sortes de corniches. Toutes sont conséquentes par rapport à la pente du glacis supérieur vers l'Océan, y compris celle de la Quebrada Pachingo après son coude (en amont, elle porte le nom de Quebrada Seca) imposé par la surrection des massifs côtiers. A l'épisode marin de l'Herradurien I, doit être rattachée l'élaboration d'une terrasse, perchée à quelque 35 m au-dessus du lit majeur actuel, terrasse dont les restes caillouteux, plus ou moins bien conservés suivant les endroits, se retrouvent dans toutes les quebradas.

Le Quaternaire récent et l'Holocène.

Le bas niveau marin, de la plage d'aujourd'hui jusqu'à une altitude de 5-7 m, étroit, est en partie envahi par des dunes ; il ne se prête pas à des observations originales. Par analogie avec ce qui a été établi autour de la baie de Coquimbo, il doit être, en tant que plate-forme taillée dans le Pliocène, d'âge cachaguien mais il a été de nouveau recouvert par l'Océan lors de la transgression véguienne ; les dépôts coquilliers qui jonchent sa surface datent de la régression commencée il y a moins de six mille ans⁶.

Dans les quebradas, le lit majeur est inscrit à quelques mètres en contrebas d'un niveau continu d'âge probablement holocène.

REMARQUES GÉNÉRALES SUR LE QUATÉNAIRE MARIN DES ENVIRONS DE LA BAIE DE TONGOY

On trouve donc autour de la baie de Tongoy *trois niveaux topographiques principaux d'origine marine* au lieu de cinq comme autour de la baie de Coquimbo. Cette différence appelle une explication :

— on peut penser que les plates-formes qui manquent — celle du Sérénien II et celle de l'Herradurien II ont été détruites par des cycles marins postérieurs (Herradurien I et Cachaguien respectivement) parce qu'elles n'étaient pas très étendues ;

— il faut aussi envisager — et cette considération vient renforcer la précédente — les effets perturbateurs d'une lente subsidence qui a pu se poursuivre pendant tout le Quaternaire dans la fosse médiane puisque les Hauteurs de Talinay ont continué à se soulever dans le même temps (*cf. infra*, p. 256). Un mouvement négatif, même léger, suggéré par l'altitude déficiente du niveau marin de l'Herradurien I, n'a pu que gêner l'inscription des cycles marins postérieurs au Sérénien I, donc en faire une proie plus facile pour les assauts transgressifs de l'Océan.

6. Une datation au radiocarbone ¹⁴C (P. Levêque, Institut de géologie du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux) a donné un âge B.P. de 2400 ± 240 ans pour un échantillon de coquilles prélevées sur le bas niveau, à la hauteur du pont sur l'Estero Tongoy (route Tongoy-La Serena).

Une coupe relevée à proximité du radiophare de Tongoy (fig. 117) confirme cette façon de voir : les cinq niveaux classiques du Quaternaire marin apparaissent clairement ; cependant leur hauteur est un peu plus faible que dans les environs de La Serena. Mais c'est là un endroit privilégié ; ailleurs, autour de la baie de Tongoy, se remarquent seulement dans le paysage trois plates-formes principales.

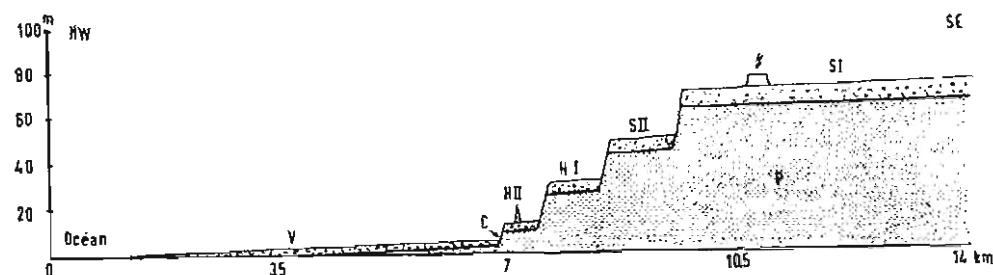


FIG. 117. — Coupe à travers cinq niveaux marins quaternaires à proximité du radiophare de Tongoy.

P : Pliocène. — S I : Sérénien I. — S II : Sérénien II. — H I : Herradurien I. — H II : Herradurien II. — C : Cachaguién. — V : Véguien.

LES HAUTEURS DE TALINAY

Pour la commodité de l'expression, j'attribue à l'appellation Hauteurs de Talinay (fig. 118) un sens plus large que celui donné par la toponymie locale : elle désignera dans mon texte l'ensemble des reliefs étagés qui, entre la pointe Lengua de Vaca au Nord et la baie Teniente au Sud, constituent la frange côtière et que le Rio Limari traverse en gorge pour atteindre l'Océan.

Ces hauteurs correspondent à des aplanissements d'origine et d'âge divers, plus ou moins dénivelés en compartiments par une énergie tectonique récente et lacérés par l'érosion torrentielle. On peut y distinguer d'Ouest en Est trois unités :

- les plates-formes littorales ;
- un chapelet de massifs côtiers ;
- les blocs basculés.

LES PLATES-FORMES LITTORALES

Entre la pointe Lengua de Vaca et la Baie Teniente, sur 45 minutes de latitude, la ligne de contact entre l'Océan et le continent dessine une sorte d'arc de cercle à très grand rayon de courbure. Le rivage rocheux semé d'écueils, battu sans répit par la forte houle du SW, est découpé à l'extrême

et jusque dans le détail : criques mal protégées, petites anses ouvertes avec parfois, lorsque débouche une quebrada de quelque importance, un cordon de sables ou de galets, promontoires et pointes donnent au total un tracé très capricieux ; mais pas de vrai cap, pas de grande échancrure, même là où arrive le Rio Limari. Les brouillards très fréquents ajoutent à l'ingratitude de cette côte désertée par les pêcheurs. La plate-forme continentale existe à peine : des profondeurs supérieures à 1 000 m ont été repérées à moins de 10 km du rivage ; elles suggèrent l'existence d'une fosse marine orientée parallèlement aux Hauteurs de Talinay et pour ainsi dire en contact avec elles. En bref, le littoral, dans sa disposition générale comme dans sa configuration de détail, est commandé par des influences structurales cassantes à direction longitudinale prédominante.

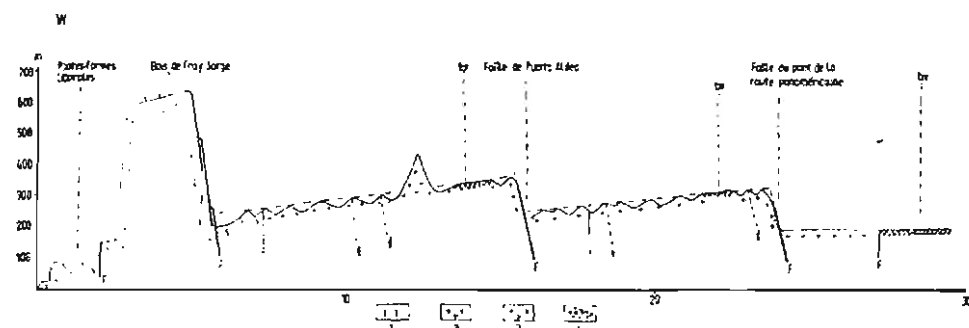


FIG. 118. — Coupe transversale à travers les Hauteurs de Talinay.

1. Roches métamorphiques anciennes. — 2. Roches granitiques jurassiques. — 3. Mêmes roches altérées (maicillo). — 4. Nappe alluviale du Quaternaire ancien (TIV).

Un ensemble remarquable de terrasses marines séparées par des falaises mortes accompagne le littoral actuel. L'abrasion a rencontré là des conditions structurales favorables : le matériel rocheux appartient à un complexe métamorphique, formé surtout de micaschistes noirâtres mais aussi de quartzites verdâtres et de gneiss gris, injecté de filons de quartz et affecté par des montées intrusives localisées ; les assises sont hachées de failles et redressées : les pendages vont de 45° à la verticale. Thomas (1967) rapporte ces affleurements au Précambrien, avec extension possible, au moins en partie, au Paléozoïque inférieur.

Les niveaux marins constituent une frange continue mais de largeur variable puisqu'elle passe de 0,8 km au pied du bois de Fray Jorge à 8 km à la hauteur de la baie Teniente. Les dépôts corrélatifs ne sont pas très abondants, sans doute parce que les galets de micaschistes ont mal résisté à l'altération destructrice dans ce milieu côtier à atmosphère toujours très humide ; mais aucun doute ne plane sur l'origine marine de ces plates-formes, encore parfois hérissées d'anciens écueils. Dans l'ensemble leur état de conservation est bon, d'où leur identification aisée sur les photographies aériennes : les quebradas s'y sont encaissées sans les défigurer. Plus sérieuses sont les marques laissées par les « mouvements du sol », non seulement des

cassures (fig. 119) mais aussi des gauchissements ce qui, d'un point à un autre, enlève toute régularité à la série des terrasses. Par exemple, il n'y a aucun doute que le plus haut niveau d'abrasion qui, au pied du massif de Talinay, passe de 450 à 350 m sur 9 km en allant du NW vers le SE, a été déformé. Il en résulte une certaine complexité qui n'interdit pourtant pas de classer les plates-formes en quatre groupes chronologiques. Cette division s'appuie sur l'existence de placages de formations de plage du Sérénien I dans l'extrême Nord, à 2 km au NW de Puerto Aldea ; ils donnent un jalon précieux que l'on peut utiliser vers le Sud, en suivant de proche en proche la terrasse sur laquelle ils se trouvent. On arrive ainsi à distinguer :

- les terrasses du Pliocène supérieur : au-dessus de 200 m ;
- les terrasses du Quaternaire ancien (Sérénien I et II) : entre 100 et 200 m ;
- les terrasses du Quaternaire moyen (Herradurien I et II) : entre 10 et 50 m ;
- les terrasses du Quaternaire récent et de l'Holocène (Cachaguien et Véguien) : moins de 10 m.

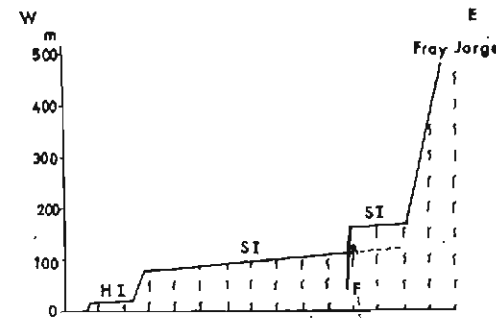


FIG. 119. — Escarpement de faille dénivellant la terrasse marine du Sérénien I au pied du massif de Fray Jorge.

S I : Sérénien I. — H I : Herradurien I.

Le profil topographique relevé au pied du Cerro Talinay (fig. 120) donne un bon exemple de cette succession altimétrique de plates-formes littorales dans un secteur où leur hauteur a été augmentée et leur nombre multiplié par des soulèvements récents.

LES MASSIFS COTIERS

Les terrasses littorales sont dominées à l'Est par un chapelet presque continu de massifs oblongs (Los Quemados, Fray Jorge, Los Loros, Talinay, Naranjo et Blanco), hauts de plusieurs centaines de mètres et limités par des versants très abrupts ; ils sont séparés les uns des autres par d'étroites gorges creusées par les quebradas qui débouchent sur la côte pacifique : la plus remarquable, celle du Rio Limari, est un trait de scie dont les parois sont presque verticales sur 400 m de dénivellation.

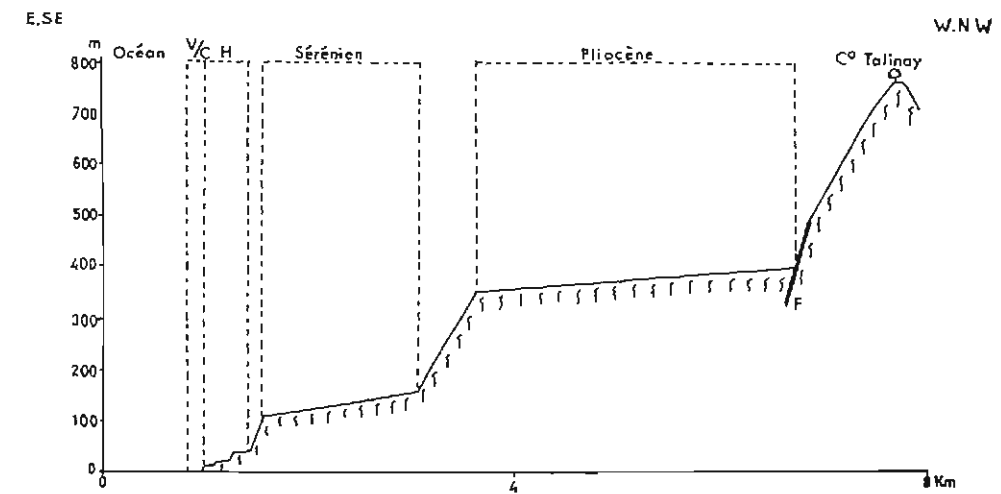


FIG. 120. — Profil des terrasses marines au pied du massif de Talinay.

H : Herradurien. — C : Cachaguien. — V : Véguien. — Nota : au lieu de ESE et WNW, lire WSW et ENE.

Ces massifs amygdaloïdes, disposés parallèlement au littoral actuel sauf vers le Sud où ils s'en écartent un peu, sont constitués eux aussi par les roches du complexe métamorphique ancien. Les plus élevés d'entre eux, le Cerro Talinay (762 m) et celui de Fray Jorge (667 m), montrent sur leur sommet, lorsqu'il ne disparaît pas sous l'épais capuchon de nuages qui le masque généralement à la vue en fin de soirée et pendant la matinée, des taches de verdure sombre, étonnantes dans ce milieu steppique à teinte dominante grise ; il s'agit d'espaces paradoxalement boisés : leur végétation d'arbres hygrophiles auxquels se mêlent des fougères et des lianes, est exactement semblable à celle qui, à 1 000 km au Sud, constitue la forêt valdivienne. Cette relique encore vivante d'un passé plus humide sera étudiée lorsque j'aborderai le problème des variations paléoclimatiques dans le Chili semi-aride (cf. *infra*, p. 327).

Ces massifs présentent des traits morphologiques communs qui permettent de comprendre leur genèse :

— leur *sommet*, bien qu'étroit, montre un *aplanissement indiscutable* ou, au moins par endroits, des traces d'aplanissement aisément reconnaissables. Bien qu'aucun dépôt caractéristique n'ait pu être repéré — j'ai dit plus haut les difficultés de conservation des galets faits de roches métamorphiques — l'*origine marine* ne fait pas de doute à mes yeux ; l'observation sur les photographies aériennes de la partie sommitale du bloc Los Quemados indique un coup de rabot typiquement marin parce qu'il met en évidence des détails de la structure, telles ces rainures — cicatrices de fractures — que seule l'action des vagues peut nettoyer avec autant de finesse. L'aplanissement est antérieur au Quaternaire ancien puisque, nous l'avons vu, au Sérénien I l'érosion de l'Océan s'est exercée en contrebas ; il doit donc se situer au maximum de la transgression *pliocène*, datation appuyée par le passage latéral que l'on perçoit au Sud du Rio Limari entre la plus haute des

plates-formes marines et la surface rabotée du massif de Los Loros qui tend à s'abaisser ;

— leurs *versants* bordiers méridiens sont toujours très *escarpés* : ils résultent de *mouvements verticaux récents*. Ceux qui sont tournés vers l'Est correspondent à un abrupt de faille directement dérivé d'un accident tectonique. Ils sont d'allure rectiligne ou brisée, d'aspect très frais avec leur retombée presque verticale, découpée en facettes triangulaires ou trapézoïdales par les quebradas qui dévalent la pente. La piste qui grimpe vers le bois de Fray Jorge — ma voiture, une 2 CV Citroën, n'a jamais pu s'y hisser — donne une bonne idée de ces grands escarpements, remarquables par leur dénivellation brutale de quelque 300 m ; de petits paliers font penser qu'il s'agit probablement dans le détail de plusieurs failles disposées en gradins ;

— ceux qui sont orientés vers l'Ouest, plutôt moins hauts, ont été émoussés en falaises par l'érosion marine du Sérenien I ; mais alors l'existence de *scarplets*, remarquables en particulier au pied des massifs de Fray Jorge, Los Loros et Talinay (*photo 42*), signale l'emplacement exact de l'accident en même temps qu'elle révèle un rejeu quaternaire de l'ordre de quelques dizaines de mètres.

Au total, les *massifs côtiers* sont d'anciens *niveaux marins énergiquement soulevés en horsts monoclinaux* ; la *surrection principale* se situe à la *charnière du Tertiaire et du Quaternaire*.

LES BLOCS BASCULES

En contrebas des massifs côtiers, du côté oriental, apparaît un dédale de crêtes sculptées par des quebradas au talweg engorgé d'arène ; ces crêtes culminent entre 250 et 400 m. Des chaos de boules encombrant souvent leurs versants. Des arêtes filoniennes mises en relief, imperturbablement orientées d'Est en Ouest, laissent croire à de longs murs pierreux en ruine. En effet, les roches anciennes ont ici cédé la place à une volumineuse intrusion de granodiorite d'âge jurassique (Thomas, 1967), injectée de venues lamprophyriques et aplitiques. Quelques sommets isolés plus hardis — tel ce Cerro Mozambique (560 m) dont la piste qui conduit à Fray Jorge frôle le pied — s'élèvent d'une centaine de mètres au-dessus de la topographie de dissection qui va s'élargissant du Nord au Sud pour atteindre une quinzaine de kilomètres à proximité du Rio Limari.

Cette unité morphologique correspond à deux blocs d'inégale importance qui dénivellent une même surface d'aplanissement ; ils sont tous les deux limités vers l'Est par un escarpement de faille remarquable et tous les deux basculés vers l'Ouest.

La surface d'aplanissement.

Deux faits en attestent l'existence :

— d'abord la topographie : on peut faire passer un plan imaginaire, relevé vers l'Est, tangent au sommet de la grande majorité des crêtes sur chacun des deux blocs ;

— surtout l'existence de dépôts, parfois épais de plus de 10 m, de cailloux roulés tout à fait semblables à ceux qui constituent la surface du niveau supérieur tiv du Rio Limari. Un comptage destiné à évaluer le degré de conservation de ces galets a été effectué ; il a donné les résultats suivants, comparables à ceux obtenus ailleurs pour la nappe alluviale tiv : 55 % de cailloux sains, 21 % d'altérés et 24 % de pourris.

Ces placages de cailloutis apportent sur la surface d'aplanissement des renseignements de deux ordres :

— d'ordre *chronologique* d'abord : elle est du même âge que tiv et date donc du Quaternaire ancien ;

— d'ordre *génétique* ensuite : au moins là où ils existent, elle est d'*origine continentale* ; elle résulte des anciennes et gigantesques divagations du Rio Limari dont j'ai déjà parlé ; elles ont raboté sans difficulté en pédiment la granodiorite altérée, laissant seulement en relief quelques chicots résiduels de résistance du type inselberg. Cependant, à l'E du massif Los Quemados et plus au N, la surface d'aplanissement est au contraire d'origine marine comme l'indiquent de fugitifs dépôts dont le faciès de plage est révélé par l'émoussé de leurs galets. Ce fait n'a d'ailleurs rien d'étonnant puisque, dans l'arrière-pays de Tongoy, nous avons vu passer latéralement le niveau fluvial tiv à la plate-forme lumachellique du Sérenien I. Mais dans le cas présent la rareté et la discontinuité des formations détritiques corrélatives laisse planer un doute sur l'emplacement exact de la ligne de contact entre le rabotage continental d'une part, l'abrasion océanique d'autre part ; je suis néanmoins porté à croire qu'elle a pu se situer immédiatement au S du hiatus qui sépare le horst côtier de Los Quemados de celui de Fray Jorge.

Le soulèvement quaternaire en blocs monoclinaux.

Il s'est effectué le long de deux failles marquées par des escarpements remarquables :

— l'escarpement de faille occidentale est le plus important. Il apparaît au Nord à proximité du village de pêcheurs de Puerto Aldea et se suit vers le Sud sur plus de 55 km, jusqu'à son intersection avec le tracé de la Route panaméricaine ; au-delà, une ligne de fracture, sans rejeu quaternaire, se repère encore pendant quelques kilomètres. Dans le milieu climatique semi-aride du *Norte chico* cet escarpement prend l'aspect d'un bel abrupt très net, de plus de 100 m de dénivellation, découpé en facettes par les quebradas qui l'ont disséqué selon les modèles décrits par Davis (1903) pour les montagnes du Grand Bassin de l'Ouest des U.S.A. Une coupe relevée à 1 km au S de Puerto Aldea, au lieu-dit *El Rincon*, sur le versant droit d'une petite quebrada qui s'est creusée au contact de la roche en place ancienne et du remblaiement pliocène de la fosse médiane, au pied même de l'escarpement de faille, permet de dater l'accident avec une certaine précision. Elle montre (*fig. 121*), en discordance angulaire sur les couches de grès à Turritelles de la formation de Coquimbo (Pliocène moyen à supérieur) inclinées à 30° vers l'Ouest, les dépôts de plage corrélatifs de la terrasse marine de l'Herradurien I restés horizontaux. J'en déduis que l'*essentiel du mouvement de la faille de Puerto Aldea*, postérieur, on l'a vu plus haut, au tiv-Sérenien I, est aussi antérieur à l'Herradurien I : il se place donc au cours du *Quaternaire ancien*. Cette coupe pose cependant un problème : le rebroussement des

couches pliocènes se fait vers le bas alors qu'on s'attendrait à le voir se manifester vers le haut puisque c'est le bloc rocheux de l'Ouest qui s'est exhaussé comme l'indique clairement la morphologie. Faut-il penser que le bloc soulevé, après être monté, s'est légèrement affaissé dans un deuxième temps, ce qui aurait ployé les couches vers le bas ? J'avoue ma perplexité.

— l'escarpement situé plus à l'Est est moins long puisqu'il ne se discerne que sur une dizaine de kilomètres entre le Cerro Las Chinchillas au Nord et la Route panaméricaine au Sud. Il présente aussi des éperons tronqués en facettes. Son rejet est de l'ordre d'une centaine de mètres comme l'indique la position altitudinale des cailloux roulés de trv par rapport à celle qu'ils occupent près de la jonction de l'Estero Punitaqui avec le Rio Limari. Il existe probablement une relation de cause à effet entre le rejou de cet accident et l'existence de la source thermique de Socos située à proximité de son trajet.

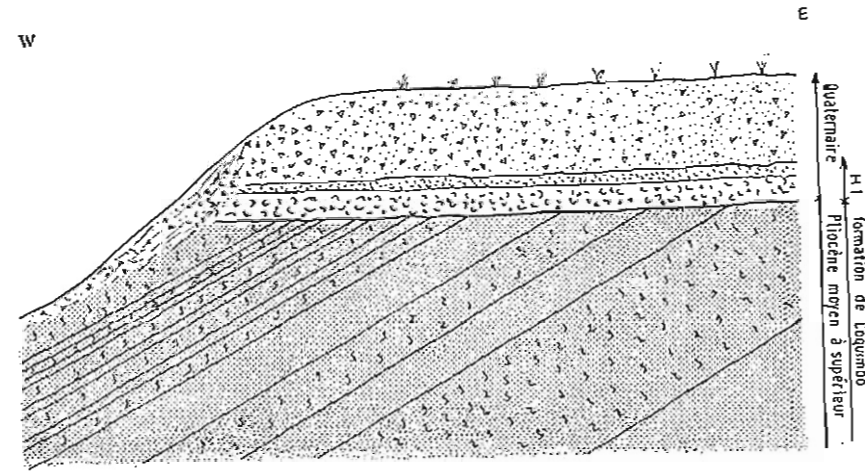


FIG. 121. — Coupe d'El Rincon, à 1 km au S de Puerto Aldea.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

Ainsi les Hauteurs de Talinay doivent être considérées comme d'anciennes surfaces d'abrasion marine ou d'aplanissement continental (avec passage latéral des unes aux autres) d'âge pliocène ou pléistocène, dénivellées en horsts monoclinaux par une tectonique jeune dans laquelle deux phases ont pu être distinguées : l'une de l'extrême fin du Tertiaire ou du Quaternaire très ancien a provoqué la surrection des massifs côtiers, l'autre du Quaternaire ancien a déterminé le soulèvement des blocs basculés.

ESSAI DE RECONSTITUTION DES DIFFÉRENTES DIRECTIONS D'ÉCOULEMENT DU RIO LIMARI AU COURS DU PLIO-QUATÉRNAIRE

L'étude détaillée du niveau supérieur en aval d'Ovalle et des Hauteurs de Talinay permet de proposer une vue rétrospective sur l'histoire mouvementée du Rio Limari depuis le Pliocène (fig. 122).

Au *Pliocène inférieur*, le rio coulait en direction de l'Ouest jusqu'aux environs de Barraza où l'obstacle d'un grand bloc soulevé sur l'emplacement des Hauteurs de Talinay l'obligeait à se dévier vers le Nord pour emprunter le fossé qui aboutissait vers l'actuelle baie de Tongoy. En fonction d'un niveau de base très déprimé, il a d'abord creusé une vallée dont le cours inférieur a été repéré en profondeur sous la Quebrada Pachingo. Puis, au cours de l'épisode limarien, cette vallée qui s'affaissait par subsidence a été enfouie sous une énorme épaisseur de galets abandonnés par le fleuve.

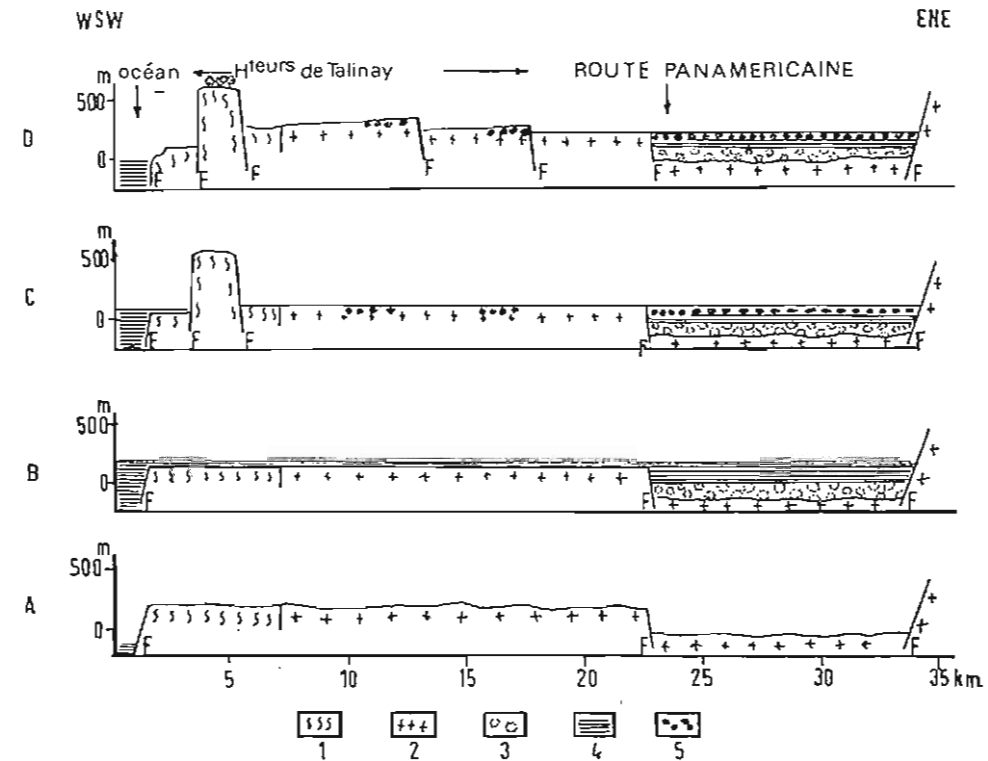


FIG. 122. — Essai de reconstitution de l'évolution de la fosse Tongoy-Barraza et des Hauteurs de Talinay depuis le Pliocène inférieur.

A. Au Pliocène inférieur. — B. Au Pliocène supérieur. — C. Au Quaternaire ancien. — D. Depuis le Quaternaire ancien.
1. Roches métamorphiques anciennes. — 2. Roches granitiques jurassiques. — 3. Cailloutis continentaux du Pliocène inférieur (Limarien). — 4. Dépôts marins du Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo). — 5. Nappe alluviale du Quaternaire ancien (trv).

A partir du *Pliocène moyen*, l'Océan envahit progressivement le continent. Il dépose des sables fossilifères (formation de Coquimbo) et repousse vers l'amont l'embouchure du Rio Limari qui continue à accumuler des cailloutis (Elquien).

Au *Pliocène supérieur*, la transgression marine atteint son apogée. Le fossé méridien Tongoy-Barraza est bourré de sédiments jusqu'au ras du horst côtier qui lui-même, progressivement nivelé par l'abrasion marine conqué-

rante, se trouve entièrement submergé. Le rivage où aboutissait alors le Rio Limari était rejeté aux approches de la longitude de Chalinga.

Au *Quaternaire très ancien* (Tongoyen), l'Océan recule et le fleuve le suit dans sa retraite mais cette fois par le chemin le plus court, donc vers l'Ouest ; il creuse alors une vallée (cf. *supra*, p. 228, la profondeur du ravinement du Pliocène marin dans la coupe de la Route panaméricaine) qui préfigure par son tracé celle d'aujourd'hui. C'est aussi pendant cette période que se soulèvent les massifs côtiers ; le rio est suffisamment puissant pour lutter de vitesse contre cette surrection et, profitant de lignes de faiblesse transversales entre le bloc de Fray Jorge et celui de Los Loros, scie une gorge d'antécédence à proximité de son embouchure.

Au *Quaternaire ancien* (Sérénien I), le niveau de l'Océan remonte en taillant une plate-forme d'abrasion et en obligeant le fleuve à déposer des alluvions dans sa vallée. Ainsi commence la mise en place de TIV qui, au maximum de la transgression, est caractérisée, pour des raisons climatiques, par de gigantesques divagations : elles balayent et rabotent tant les sédiments pliocènes continentaux, lacustres et marins que les affleurements de roches cristallines altérées. Au cours de cet épisode, l'embouchure actuelle ne cesse pas de fonctionner mais des défluviations se produisent vers le Nord et une partie des eaux du rio retrouve ainsi pour quelque temps la direction qu'elles avaient connue au Pliocène inférieur.

L'amortissement pour cause climatique des phénomènes d'écoulement à la fin de cette période redonne au trajet direct vers l'Ouest, resté prioritaire, l'exclusivité qu'il avait un moment perdue. Avec la nouvelle baisse de l'Océan, lors de la deuxième régression glacio-eustatique du Pléistocène, et surtout le soulèvement, en contrebas des massifs côtiers, des blocs basculés, ce tracé devient définitif : désormais prisonnier, le Rio Limari est contraint d'y percer une gorge antécédente qui prolonge la première vers l'amont.

L'histoire postérieure devient banale : le fleuve tout comme les quebradas principales défoncent le niveau supérieur et dissèquent les Hauteurs de Talinay au rythme des pulsations marines et des crises climatiques.

*
**

Telle semble bien avoir été la véritable épopée du Rio Limari. Au jeu combiné des variations du niveau de l'Océan et des changements de climat, seuls facteurs vraiment décisifs dans l'évolution plio-quaternaire de la vallée du Rio Elqui, s'ajoutent ici les mouvements tectoniques qui assument un rôle de premier plan dans l'élaboration des formes du terrain.

C'est sans doute un des apports importants de mes recherches dans le *Norte chico* que d'avoir pu assigner à la néotectonique, trop souvent invoquée au Chili comme moteur essentiel des transformations du relief, une responsabilité très atténuée dans certaines régions et au contraire une intervention capitale ailleurs. L'étude de la bande littorale entre 31° et 33° de latitude sud permettra d'apprécier le bien-fondé de ce point de vue.

ANNEXE I

FORAGE CORFO - HACIENDA TANGUE

(Septembre 1963 — Responsable des travaux : A. RAMOS M.)

Relevé des observations sur les terrains traversés.

Site : Lit majeur de la Quebrada Pachingo à environ 4 km de l'Océan ; altitude : 7 m.

- 0 - 3,50 m : sables avec éléments organiques végétaux.
- 3,50 - 10,70 m : limons argileux.
- 10,70 - 11,20 m : lit coquillier.
- 11,20 - 24 m : sables fins et coquilles.
- 24 - 25,50 m : sables, galets et coquilles.
- 25,50 - 37,50 m : sables fins.
- 37,50 - 41,10 m : galets et sables argileux.
- 41,10 - 41,70 m : sables, galets et coquilles.
- 41,70 - 54 m : grès tendres gris.
- 54 - 57,60 m : sables fins et galets.
- 57,60 - 63,10 m : grès tendres verdâtres.
- 63,10 - 65 m : sables jaunes.
- 65 - 67,20 m : grès tendres gris.
- 67,20 - 91,50 m : sables argileux et coquilles.
- 91,50 - 95 m : sables jaunes et galets.
- 95 - 112 m : galets et passées sableuses.
- 112 - 118,25 m : sables grossiers et horizons argileux.
- 118,25 - 134 m : galets.
- 134 - 136,60 m : galets et sables grossiers.
- 136,60 - 141,30 m : sables et galets.
- 141,30 - 142,50 m : sables grossiers et quelques galets.
- 142,50 - 190 m : galets et sables.
- 190 - 194,60 m : sables et galets.
- 194,60 - 232 m : galets.
- 232 - 232,30 m : sables et galets.
- 232,30 - 237,50 m : gros galets.
- 237,50 - 260 m : galets cimentés ; liant argileux verdâtre.
- 260 - 262 m : galets cimentés ; liant argileux.
- 262 - 266,50 m : sables moyens ; quelques galets.
- 266,50 - 269,70 m : argiles noires et sables.

- 269,70 - 270,80 m : galets.
- 270,80 - 280,40 m : argiles et sables.
- 280,40 - 291 m : galets.
- 291 - 318,60 m : sables, limons et galets.
- 318,60 - 320 m : argiles vertes compactes.
- 320 - 324,25 m : sables et gros galets.
- 324,25 - 325,80 m : argiles et galets.
- 325,80 - 329,50 m : galets, graviers et argiles.
- 329,50 - 333,40 m : argiles, galets et sables.
- 333,40 - 337 m : argiles compactes.
- 337 - 362,40 m : galets cimentés.

CHAPITRE III

LA COTE DES RASAS¹

(31°-33° S.)

Mes recherches sur les bords de l'Océan, là où il baigne le Chili semi-aride entre la baie Teniente et l'embouchure du Rio Aconcagua (*carte hors-texte V*) ont eu pour but essentiel, tout comme dans le bassin du Rio Elqui ou dans celui du Rio Limari, l'analyse des effets géomorphologiques des événements quaternaires, voire le cas échéant, pliocènes : oscillations de la ligne de rivage, mouvements tectoniques, changements climatiques. Les formes vives du littoral actuel n'ont pas été examinées en détail ; d'ailleurs elles sont dans l'ensemble assez peu variées et, somme toute, banales.

LES GRANDES DIVISIONS MORPHOLOGIQUES DU LITTORAL ACTUEL

Entre 31° et 33° de latitude sud le littoral actuel peut se diviser en trois secteurs.

DE LA BAIE TENIENTE (31° S) A LA BAIE CHIGUALOCO (31° 45' S)

La côte, déchiquetée dans le détail, présente un tracé général rectiligne d'orientation SSE-NNW. Aucune véritable baie ne l'échancre. Seules de petites anses sableuses apparaissent là où se jettent dans l'Océan des quebradas importantes. L'unique grande plage de ce secteur correspond au cordon littoral qui ferme l'embouchure du Rio Choapa. Le rivage rocheux, taillé dans

1. Le terme de *rasa* s'applique sur la côte cantabrique à des « *superficies de erosión (que) quedan limitadas hacia el interior por ásperos relieves litorales y hacia el mar, casi siempre, por altos y escarpados acantilados* » (Hernandez-Pacheco, 1950). Il mérite d'être adopté en géomorphologie pour désigner un aplanissement côtier parfait et étendu, doucement incliné vers l'Océan et limité à l'aval par une falaise vive ou morte (Nonn, 1966). Plusieurs *rasas* peuvent s'étagérer les unes au-dessus des autres.

le granite ou le matériel grés-schisteux des séries anciennes, se situe souvent à quelques mètres en avant d'une falaise morte : on rencontre donc ici encore l'escarpement et la banquette d'abrasion d'âge cachaguien que la mer a retrouvés au maximum de la transgression véguienne, puis abandonnés de nouveau lors de la régression holocène. Mais le long de certains tronçons du littoral les vagues battent directement la base d'un talus plongeant dont le commandement entre l'anse Morrito et l'anse Maitencillo de Coquimbo dépasse une centaine de mètres. J'y vois les effets de mouvements tectoniques récents ; ils sont patents au pied du Cerro Horqueta : ici un escarpement de faille dénivelé une terrasse marine ancienne (Sérénien I) et passe à un abrupt accore. L'étroitesse de la plate-forme littorale parle aussi en faveur d'effondrements peu anciens.

DE LA BAIE CHIGUALOCO

A LA STATION BALNEAIRE DE CACHAGUA (31° 35' S)

La côte prend alors une direction d'ensemble N-S ; elle offre aussi de plus larges échancrures. Ce tracé moins monotone s'explique probablement par le fait que les actions tectoniques cassantes se sont ici apaisées avant même la fin du Tertiaire, laissant à l'érosion marine le temps d'exploiter, au cours du Quaternaire, la trame structurale donnée par un quadrillage complexe de fractures. Entre des baies souvent amples, au fond desquelles se logent des plages adossées à des champs de dunes, le rivage rocheux est toujours inscrit dans la plate-forme d'abrasion qui frange la falaise morte de 5-7 m (Cachaguien). Entre Papudo et Zapallar se rencontrent d'excellents exemples du travail morphologique de l'Océan dans le granite : déchaussement de blocs parallélépipédiques, façonnement de « lapiés » aux formes diverses.

DE LA STATION BALNEAIRE DE CACHAGUA

A L'EMBOUCHURE DU RIO ACONCAGUA (31° 55' S)

La plate-forme littorale s'élargit. La côte rocheuse devient l'exception : on ne la trouve qu'autour des horsts granitiques d'Horcon et de Quintero. Au S de Maitencillo, l'Océan taille de magnifiques falaises hautes de 80 à 100 m dans la série gréseuse tendre du Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo) qui s'est conservée dans un graben effondré au pied des reliefs côtiers, à l'abri des môles résistants d'Horcon et de Quintero. C'est le seul exemple, dans le Chili semi-aride, d'un recul actuel évident du rivage : falaise et platier montrent la trace de processus mécaniques et biologiques (Nestéroff et Mélières, 1967). Le fond de la baie de Quintero est trop abrité pour permettre à la houle d'agir par érosion. La grande plage de Ritoque, sous la dépendance, par l'intermédiaire de la dérive littorale, des apports présents et passés du Rio Aconcagua, déroule un long ruban sableux d'une dizaine de kilomètres où s'alimente le plus important ensemble dunaire du Norte chico.

LES TERRASSES D'ABRASION

Des gradins étagés du type *rasa* accompagnent sur presque toute sa longueur la côte du Chili semi-aride entre 31° et 33° S (*photo 45*). Ces aplanissements ont une origine marine. L'intervention d'un ou plusieurs facteurs morphogénétiques subsidiaires permet de les classer par secteurs.

ENTRE LA BAIE TENIENTE ET LA BAIE CHIGUALOCO

La présence d'une seule grande plate-forme d'altitude variable donne à ce secteur son originalité propre. Les petites banquettes qui la flanquent par endroits apparaissent comme des éléments topographiques mineurs.

Description morphologique.

La grande plate-forme littorale (*photo 46*) offre dans tout le secteur considéré des caractères remarquables (*fig. 123 et 124*).

SA POSITION ENTRE LES RELIEFS CÔTIERS ET L'OcéAN.

Vers l'Est elle s'appuie sur des massifs hauts de 800 à 1 000 m, au pied d'un grand ressaut de plus de 500 m de commandement ; vers l'Ouest elle se termine par un escarpement de plusieurs dizaines de mètres de dénivellation qui tombe sur l'Océan, soit par l'intermédiaire d'une ou deux banquettes étroites, soit par un à-pic dans l'eau comme c'est le cas entre l'anse Morrito et l'anse Maitencillo de Coquimbo.

SON AMPLEUR.

Sa largeur moyenne est de l'ordre de 3 km ; elle a tendance à se rétrécir depuis le Nord où elle atteint 5 km jusque vers le Sud où elle ne dépasse guère 2 km.

LA PERFECTION DE SON ARASEMENT.

Rares sont les formes résiduelles qui accidentent la *rasa* ; l'aplanissement s'est fait sur des roches granitiques d'âge primaire ou secondaire d'une part, sur des formations grés-schisteuses anciennes plus ou moins métamorphisées d'autre part. Sa surface peut être nue ici, jonchée de cailloux anguleux ou de galets là.

SA PENTE VARIABLE ET DISCONTINUE.

Elle s'abaisse vers l'Océan mais son inclinaison n'est pas régulière ; la pente est en effet plus ou moins accusée suivant les endroits et elle peut même être interrompue par des escarpements qui regardent vers l'Est. Le plus

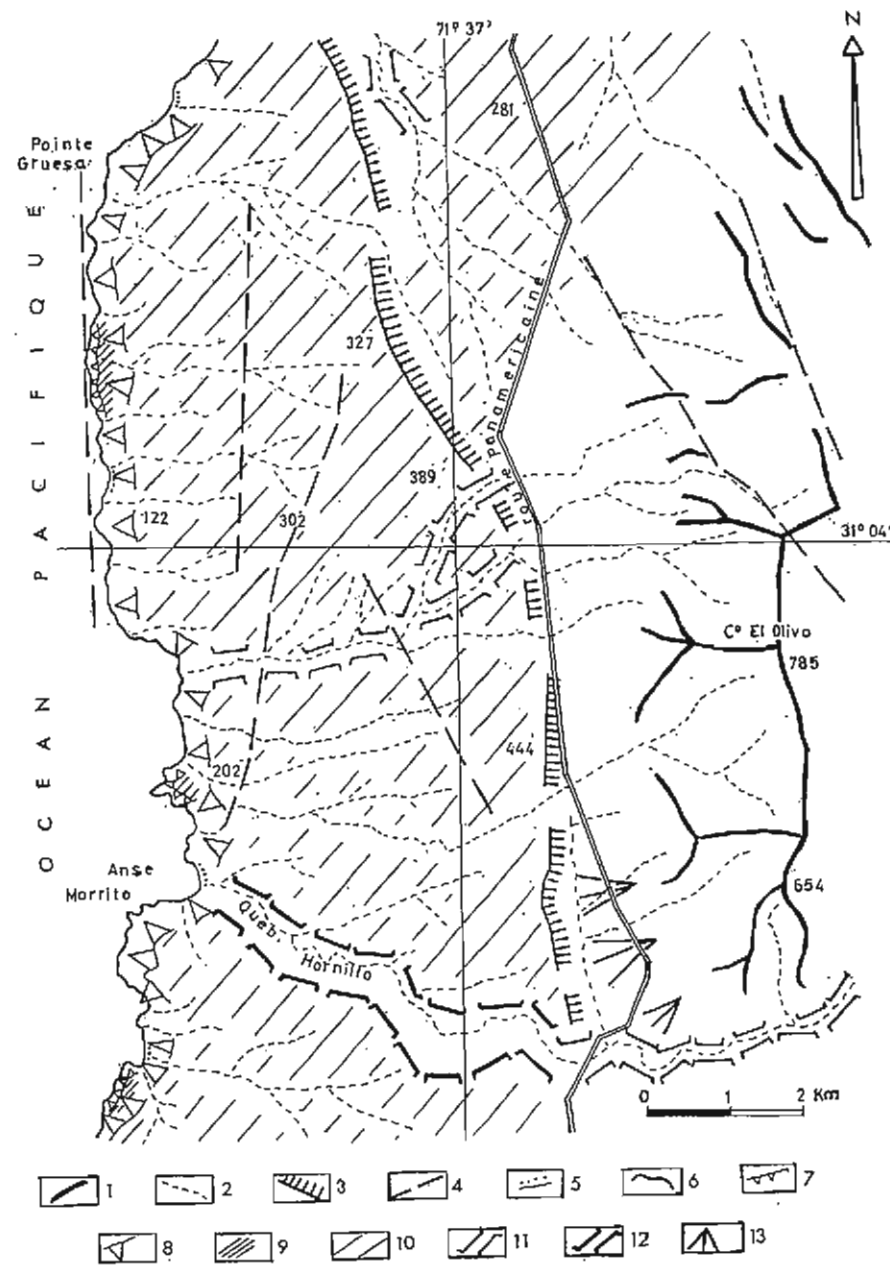


FIG. 123 — La grande plate-forme marine entre la baie Teniente et l'anse Morrito.

Croquis morphologique d'après la photographie aérienne n° 3217 R. 19 de l'I.G.M. du Chili. L'échelle est approximative.

1. Ligne de crête. — 2. Quebrada. — 3. Escarpement de faille quaternaire. — 4. Ligne de faille. — 5. Plage. — 6. Côte rocheuse. — 7. Falaise morte inférieure à 20 m de commandement. — 8. Falaise morte supérieure à 100 m de commandement. — 9. Plate-forme d'abrasion du Quaternaire ancien. — 10. Gorge d'antécédence. — 11. Profonde gorge d'antécédence. — 12. Gorge d'antécédence. — 13. Cône d'érosion.

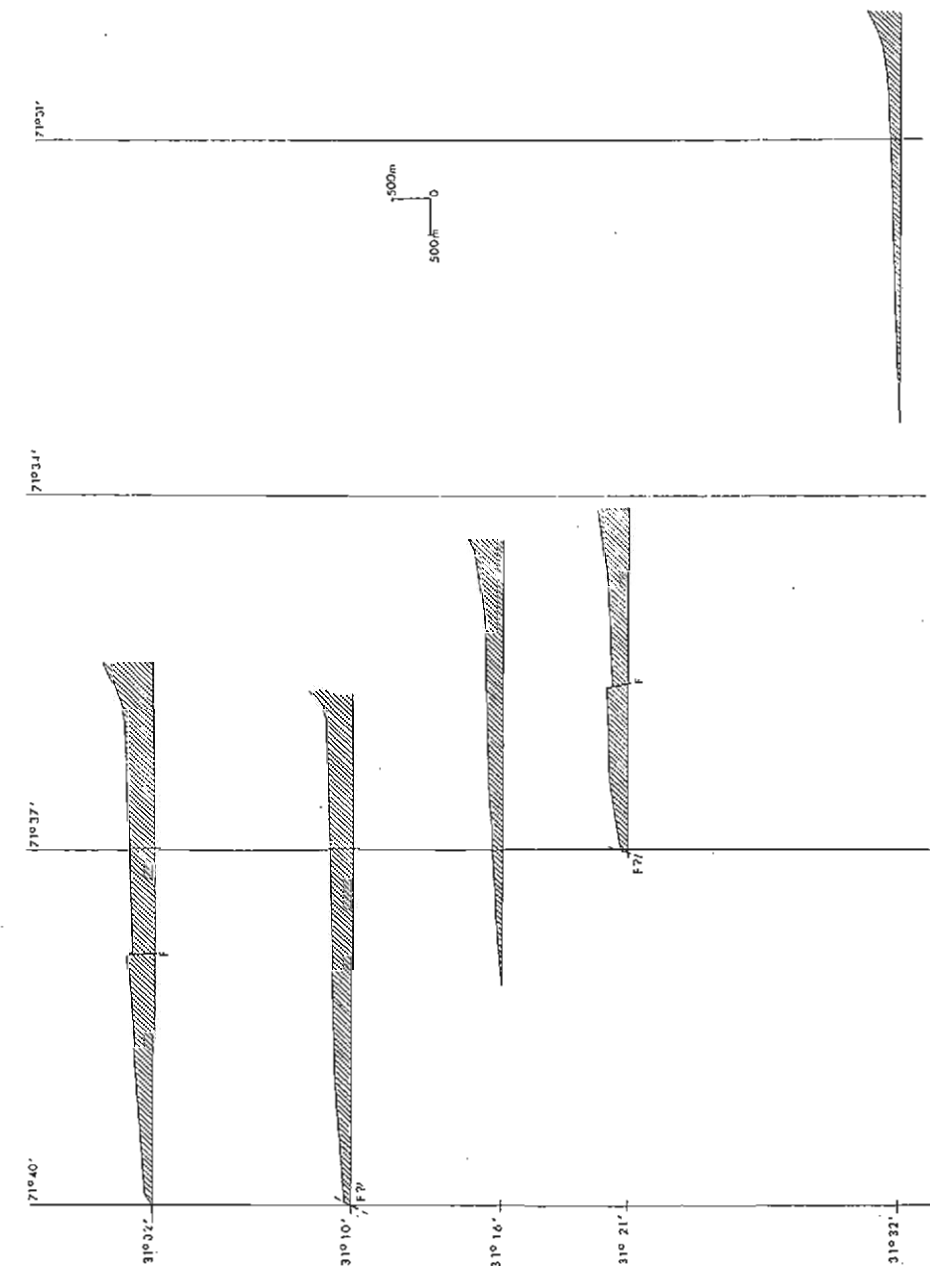


FIG. 124. — Coupes à travers la grande plate-forme littorale entre la baie Teniente et le Río Choapa. L'échelle des hauteurs est égale à celle des longueurs.

important se suit pendant une cinquantaine de kilomètres à partir de la baie Teniente et se situe à faible distance du grand ressaut dû à la retombée des massifs côtiers : la Route panaméricaine passe justement entre ces deux accidents ; la hauteur de cet escarpement oscille entre quelques mètres et plusieurs dizaines de mètres (parfois plus de 50 m). Il existe aussi, mais ils sont moins fréquents et moins continus, des abrupts rectilignes tournés vers l'Ouest.

La figure 124 montre que la hauteur générale de la grande plate-forme littorale au-dessus de l'Océan n'est pas constante : les altitudes maximales dépassent 300 m vers le Nord alors qu'elles n'atteignent pas 200 m vers le Sud. Un dénivellement très net apparaît à la latitude du Cerro Talinay (31° 27' S) ; les constructeurs de la Route panaméricaine ont dû en tenir compte : en venant du Sud le tracé de la chaussée, qui suit de près le rivage depuis l'embouchure du Rio La Ligua, se détourne brusquement en cet endroit du front de mer pour s'insinuer entre le pied des reliefs côtiers et le long escarpement à regard oriental dont j'ai déjà signalé l'existence ; il évite ainsi le franchissement des gorges, parfois profondes de plus d'une centaine de mètres, excavées par des quebradas dans la plate-forme littorale. Ces formes de creusement sont les seuls dégâts commis par l'érosion aux dépens de la grande *rasa* ; hormis le secteur délimité par le Cerro Horqueta (31° 19' S) et le Cerro Talinay (31° 27' S) où des griffures l'ont défigurée sans pourtant la rendre méconnaissable, partout ailleurs son état de conservation est excellent : les interfluvies sont restés d'une horizontalité parfaite.

Genèse et datation de la vaste plate-forme littorale.

On sait que l'origine des *rasas* cantabriques a fait l'objet de longues controverses résumées par Nonn (1966). Guilcher et Joly (1954) ont aussi discuté de l'élaboration des aplanissements côtiers du Sud marocain.

Le façonnement de la grande plate-forme littorale que je viens de décrire présente le même problème fondamental : est-il dû à des actions marines ou à des processus continentaux ?

J'ai étudié de près les nombreuses coupes du terrain remarquablement quadrillé par des tranchées naturelles ou artificielles : ce sont d'une part, dans le sens N-S, les falaises abruptes le long du rivage actuel et les percées de la Route panaméricaine plus à l'intérieur, d'autre part, dans le sens E-W, les gorges des quebradas conséquentes. Je me bornerai à décrire en détail la coupe qui me semble la plus significative et qui apporte un témoignage irréfutable sur l'origine indubitablement *marine* de la grande plate-forme littorale. Cette coupe s'observe sur les deux côtés de la Route panaméricaine, à hauteur du km 269, peu après l'embranchement de la piste qui descend vers la plage déserte de Puerto Manso. Apparaissent de bas en haut (*fig. 125* et *photo 47*) :

- des phyllades microplissées d'âge infracambrien, irrégulièrement tronquées ; elles sont visibles sur 1 à 2 m d'épaisseur ;
- un dépôt de graviers et de petits galets, d'origine surtout volcanique, stratifiés horizontalement, très bien classés (*fig. 126*) et remarquablement arrondis (ils sont désignés dans le parler local sous le nom de *porotos* qui signifie pois) ; il emballe quelques gros blocs arrachés au socle métamorphique ; son épaisseur est variable.



CARTE III
FORMES ET DEPOTS QUATERNAIRES DANS LA VALLEE DU RIO ELQUI

PLANCHE 3. — Le cours moyen (de Diaguita à El Molle).

Document établi à partir de photographies aériennes (mosaïque non contrôlée);
l'échelle est approximative.

QUATERNAIRE NON DIFFERENCIE			
ACTUEL ET HOLOCENE			
QUATERNAIRE RECENT			
QUATERNAIRE MOYEN			
QUATERNAIRE ANCIEN			
QUATERNAIRE TRES ANCIEN			

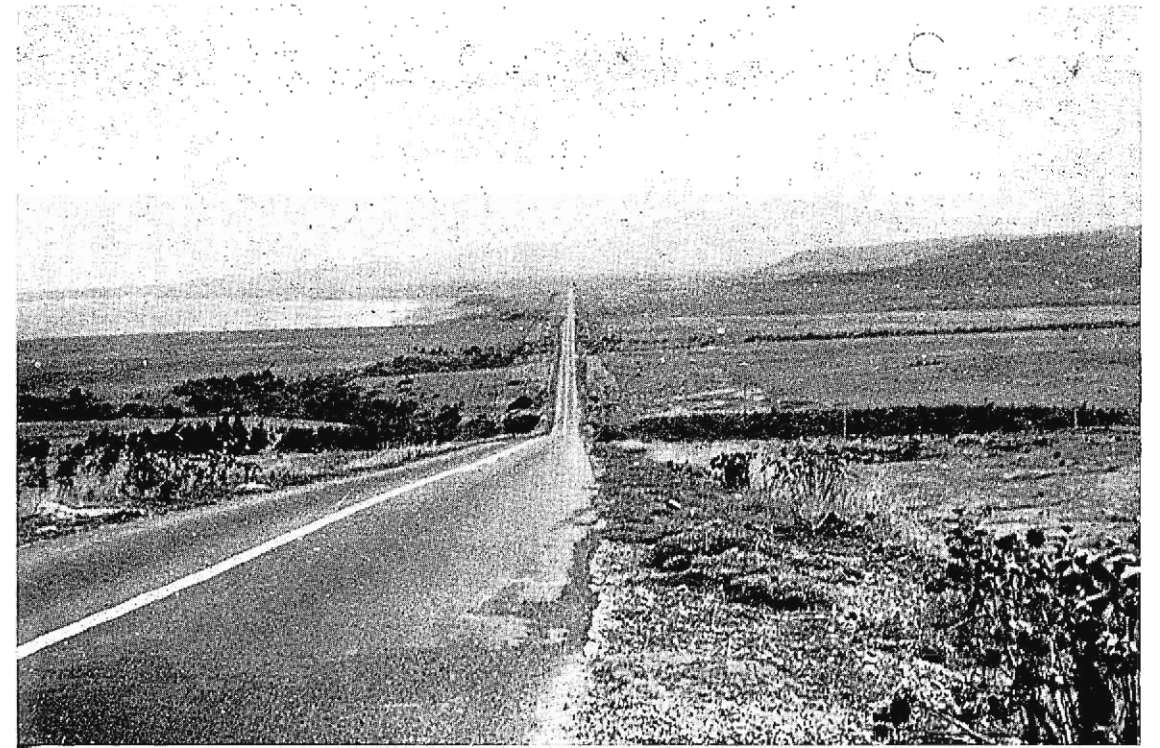


PHOTO 54. — Les trois terrasses d'abrasion étagées entre l'Estero Manzano et l'Estero Los Molles ($32^{\circ} 15' S$).

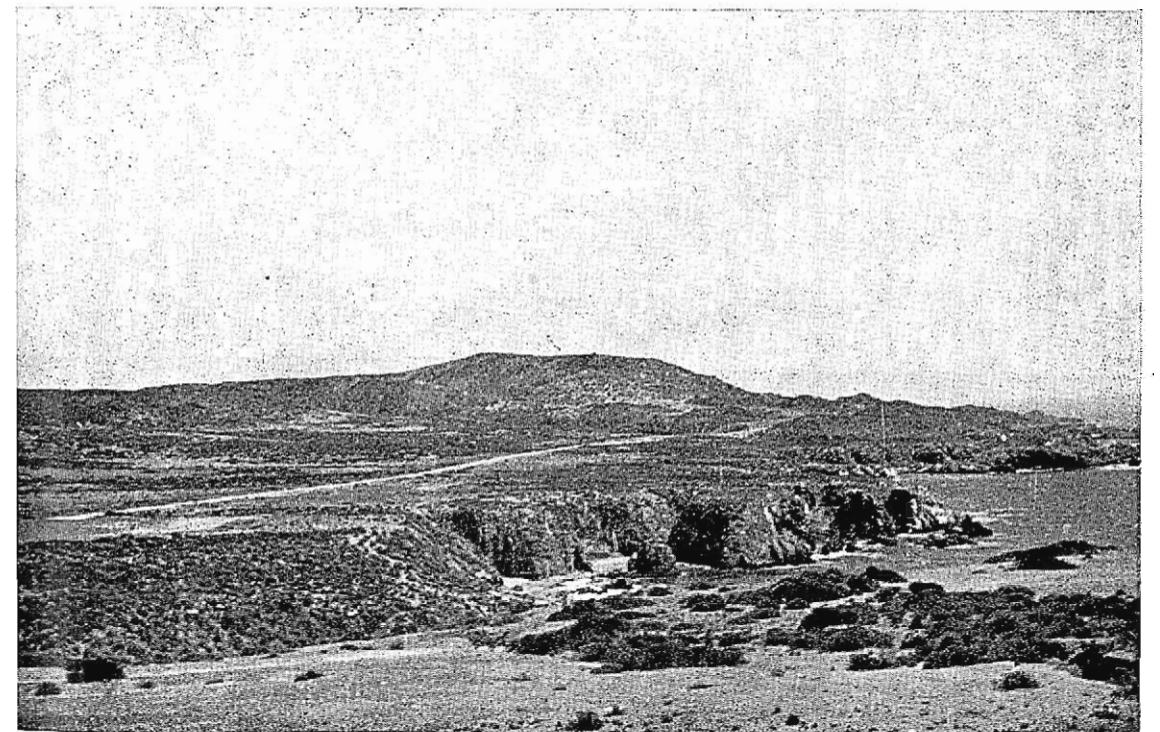


PHOTO 55. — Les terrasses d'abrasion étagées autour de la baie El Negro ($32^{\circ} S$). On distingue sur la droite, souligné par une zone d'ombre, un accident cassant transversal qui dénivelé les plates-formes marines.

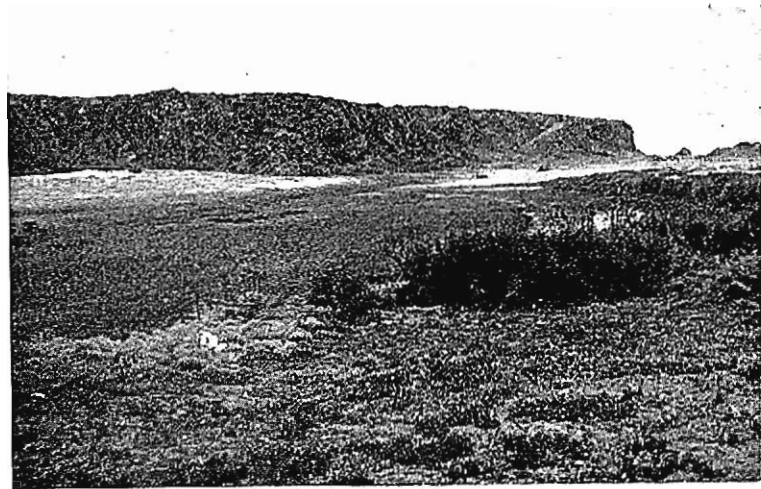


PHOTO 56. — Coupe transversale à travers la terrasse marine moyenne (Herradurien I) entre l'Estero Manzano et l'Estero Los Molles (Quebrada Chivato, 32° 15' S).

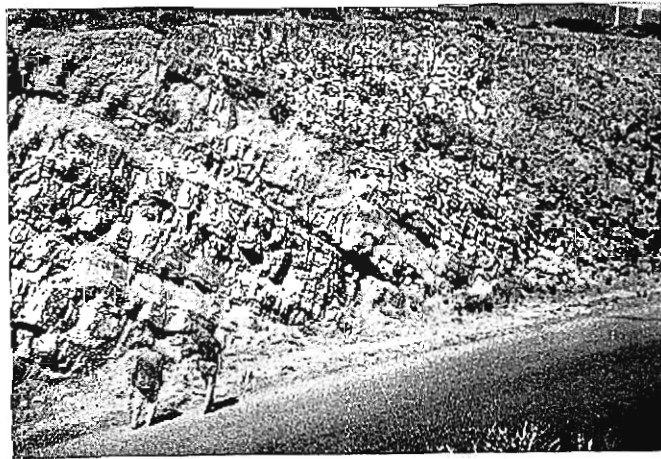


PHOTO 57. — Même site : les couches de Los Molles (schistes et grès triasiques), affectées d'un pendage de l'ordre de 30°, ont été parfaitement arasées par l'Océan.

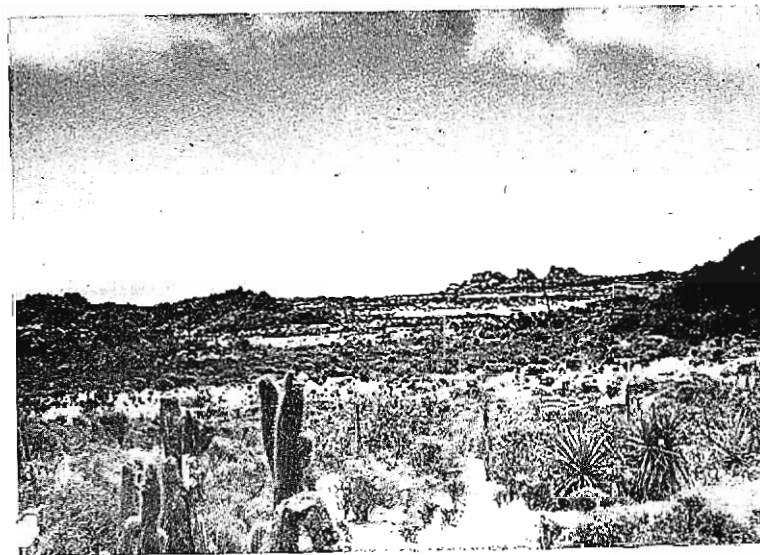


PHOTO 58. — Anciens écueils sur la terrasse marine moyenne (Herradurien I) entre Pichidangui et Los Molles (32° 10' S).

de 0,50 à 2 m, parce que le substratum, imparfaitement arasé dans le détail, présente de petites poches et des pointements ; le faciès marin de ce dépôt saute aux yeux ;

ravinement ;

- des paquets (0,50 à 1 m d'épaisseur) de matériel continental qui comprend des cailloux presque sans usure, englobés dans une matrice sableuse de couleur rougeâtre ;
- sables sans doute éoliens, consolidés (10 à 20 cm) ;
- sol de 40 cm de développement environ.

Hauteur du sommet de la coupe : 110 m.

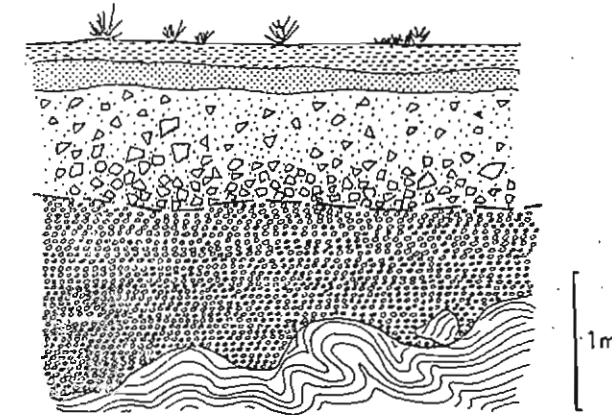


FIG. 125. — La coupe du km 269 de la Route panaméricaine.

La description est donnée dans le texte.

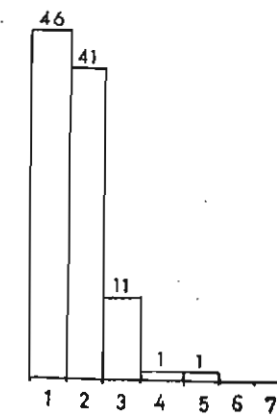


FIG. 126. — Granulométrie des galets marins de la coupe de la figure 125. (Méthode Hommeril, 1961).

Très bon classement.

Cette coupe appelle sans contredit l'interprétation suivante : la roche en place a été rabotée par l'action de l'Océan qui a laissé un dépôt corrélatif typiquement marin ; par la suite, une fois la terrasse émergée, des actions

continentales torrentielles, voire éoliennes, ont retouché en surface l'aplanissement qui, dans sa genèse, est bien d'origine marine.

Les dépôts de la *rasa* (photo 48) témoignent d'une carence, apparemment totale, en fossiles alors que ceux-ci pullulent plus au Nord, on l'a vu, dans les formations de plage de la baie de Coquimbo et de celle de Tongoy. Des raisons d'ordre écologique expliquent cette différence : aujourd'hui encore la partie du rivage qui nous intéresse ici, directement fouettée par les vagues, est hostile à la vie animale littorale qui se réfugie de préférence dans les baies abritées. Quant à l'absence occasionnelle de galets sur l'aplanissement, elle s'explique par une discontinuité originelle de la couverture ; elle peut aussi être due à une disparition sur place par altération lorsqu'il s'agit de fragments granitiques, ou à un enlèvement par des épandages torrentiels décapants.

La nature marine de la grande plate-forme littorale étant ainsi établie, il ne faut pas en déduire pour autant que le ressaut de plusieurs centaines de mètres qui la limite vers l'Est est, d'un point de vue génétique, une vraie falaise car cette hypothèse impliquerait l'enlèvement, tout à fait improbable, d'un gigantesque volume de matériel rocheux. Je présume qu'il s'agit essentiellement d'un escarpement de faille que l'Océan a fait plus ou moins reculer suivant les endroits.

En définitive, je propose la séquence suivante pour les événements responsables de l'élaboration de la vaste plate-forme littorale et du grand escarpement qui la limite vers l'intérieur :

— à la fin du Miocène ou au début du Pliocène, lorsque de puissants mouvements verticaux dénivellent en gradins la topographie continentale mûre héritée de l'Oligo-Miocène, le paysage fondamental de la côte se dessine : des paliers séparés par des escarpements de faille ;

— lors de la transgression du Pliocène moyen à supérieur, l'Océan rencontre dans ce secteur littoral une topographie préexistante favorable à son avancée, c'est-à-dire relativement aplanie et située à une altitude telle que la réalisation d'une plate-forme d'abrasion étendue n'implique pas un déblaiement trop important ; par ailleurs, les phénomènes d'altération développés pendant le Tertiaire ont réduit la résistance des roches sur des épaisseurs parfois considérables, surtout dans le matériel granitique. Un grand escarpement de faille s'oppose bientôt à la progression des eaux vers l'intérieur et il évolue lentement sous l'action des vagues ; c'est donc une mégafalaise d'origine essentiellement tectonique². Il est d'ailleurs probable qu'en raison de l'élévation rapide du niveau de la mer se sont alors déposés sur la plate-forme d'abrasion des sédiments sublittoraux semblables à ceux de la formation de Coquimbo ;

— on sait qu'après la régression fini-pliocène (Tongoyen) se produit au Quaternaire ancien une nouvelle pulsation positive de l'Océan (Sérénien I) ; elle débarrasse la *rasa* des dépôts pliocènes qui la recouvraient, la remodèle et retravaille aussi le pied du grand talus interne.

Mais l'histoire de la vaste plate-forme littorale ne se termine pas là car pendant le Pléistocène elle a subi des retouches dues à la néotectonique et aux changements climatiques.

2. Guilcher et Joly (1954) pour le littoral atlantique du Maroc méridional, Nonn (1966) pour les régions côtières de Galice, expriment un point de vue semblable lorsqu'ils se proposent d'expliquer les grands aplanissements marins du type *rasa*.

La tectonique quaternaire.

Les coupes de la figure 124 font apparaître les effets des mouvements qui se sont exercés sur la *rasa* après son élaboration. Ce sont, d'une part des accidents cassants, d'autre part des déformations d'ensemble.

LES ACCIDENTS CASSANTS.

Il faut d'abord s'assurer qu'il s'agit bien d'escarpements originels (escarpements de faille) et non d'escarpements ressuscités (escarpements de ligne de faille). Je considère que sont de véritables escarpements de faille les abrupts rectilignes et frais, indépendants du réseau hydrographique et tournés vers l'Est, éventuellement vers le Nord ou le Sud, ce qui exclut une origine marine (par exemple une falaise morte bloquée sur un plan de faille ancien). D'ailleurs, si ces accidents étaient antérieurs au Quaternaire, du Pliocène se serait conservé à leur pied ; or je n'en ai jamais trouvé de traces. Sur la carte hors-texte V ils ont été classés en deux catégories : celle des grands escarpements dont le rejet est nettement supérieur à une dizaine de mètres et celle des petits escarpements dont le rejet est inférieur à une dizaine de mètres.

A la première catégorie appartient l'abrupt qui dénivelle la vaste plate-forme littorale sur son bord interne (photo 49), au pied des reliefs côtiers, et qui se suit, au prix de quelques interruptions, de la baie Teniente (photo 44) jusqu'à la base du Cerro Talinay, pendant près d'un demi-degré de latitude. Son commandement dépasse parfois 50 m mais il est vrai qu'il a pu être exagéré par l'action de l'érosion continentale. Je pense aussi que la haute falaise vive qui s'aligne du NNW au SSE, entre l'anse Morrito et l'anse Maitencillo de Coquimbo, correspond à un grand escarpement de faille mais elle ne figure pas comme tel sur mon document cartographique car on peut aussi soutenir, avec une certaine vraisemblance, qu'il s'agit d'un ancien miroir dégagé par l'Océan.

De la seconde catégorie relèvent de petits abrupts qui, sans être aussi continus que ceux de l'autre groupe, peuvent se prolonger sur plus de 10 km ; ils s'alignent préférentiellement selon une direction NNW-SSE. J'ai également porté sur la carte hors-texte V comme appartenant à cette catégorie — par conviction intime mais sans preuve absolue — un talus tourné vers l'Océan, sans indice d'encoche ou d'autres actions marines à sa base, qui au pied du Cerro Talinay fait « craquer » la *rasa* et la divise ainsi en deux niveaux.

LES DÉFORMATIONS D'ENSEMBLE.

Par référence avec les alentours de la baie de Coquimbo dont j'ai montré l'apparente stabilité, je déduis qu'une terrasse d'abrasion du Quaternaire ancien située à plus de 150 m d'altitude est, à coup sûr, soulevée. C'est le cas de la grande plate-forme littorale entre la baie Teniente et le Cerro Talinay puisque la hauteur de sa partie amont, au-dessus du niveau de l'Océan, dépasse toujours 250 m. Cet exhaussement s'est accompagné d'un mouvement de bascule vers l'aval. Les quatre premières coupes, en partant

du haut, de la figure 124, coupes établies en fonction d'une échelle des hauteurs égale à l'échelle des longueurs, mettent en évidence vers le bord externe de la *rasa* des pentes transversales supérieures à 3 %, valeur que l'on peut considérer comme maximale pour un niveau d'abrasion non déformé (Biro, 1965 b). Cette observation parle en faveur de l'existence d'une flexure continentale, au sens de Bourcart (1950), encore active après le Quaternaire ancien. Cette mobilité expliquerait bien l'absence, ou peu s'en faut, de terrasses d'abrasion émergées du Quaternaire moyen et récent en contrebas de la plate-forme principale.

Au S du Cerro Talinay, l'altitude « déficiente » du grand aplanissement côtier suggère qu'il a été victime au contraire d'un affaissement. Cette tendance à la subsidence fait que les pulsations positives des cycles marins du Quaternaire moyen l'ont très probablement retouché, au moins en partie, alors que plus au Nord il a été définitivement émergé depuis le Quaternaire ancien.

Les changements climatiques.

LA COUPE DU KM 275 DE LA ROUTE PANAMÉRICAINE (photo 53).

Cette coupe est importante car elle apporte à elle seule un témoignage de poids sur les modifications du climat pendant le Quaternaire ; en cet endroit la route vient mordre le flanc d'une falaise morte qui sépare la grande plate-forme d'abrasion d'un replat d'érosion, probablement marine, perché à une quinzaine de mètres au-dessus d'elle. Le côté méridional de la tranchée fait apparaître (fig. 127) :

- des schistes (1) du Trias (Anisien ?) qui se débitent aisément en plaquettes ;
- un tablier d'éboulis (2), incliné à 40°, constitué de gros fragments (20 cm et plus) fournis par la roche en place ; peu de débris fins ; aucun triage apparent du haut vers le bas ; peut-être une tendance à l'orientation des grands axes des blocs parallèlement à la pente ; le désordre reste cependant l'impression dominante ; épaisseur : 3 à 4 m ;
- un coin de sables ocres (3) dont la granulométrie comme la stratification traduisent une mise en place éolienne ;
- un nouvel apport de versant (4) mais moins incliné que le premier (30° environ), comportant de la caillasse, elle aussi exclusivement schisteuse, mêlée à des éléments fins repris du dépôt dunaire (3) ; épaisseur moyenne : 1 m ;
- un sol brun (5) au-dessus d'un horizon de couleur rougeâtre, recouvrant aussi bien la roche en place 1 que les formations de versant 2 et 4.

Hauteur du pied de la coupe : 180 m.

ESSAI D'INTERPRÉTATION.

L'éboulis 2 matérialise une phase de lithoclastie que d'aucuns pourraient expliquer par l'intervention du froid. M. A. Guilcher à qui j'ai montré la coupe m'a dit que dans les régions tempérées de l'Europe occidentale on n'hésiterait pas à parler de *head*. Pourtant je ne crois pas à l'explication par le gel, d'abord parce que je n'ai jamais trouvé ailleurs de traces sûres en sa faveur, ensuite parce que la proximité du grand Océan le rend très improbable même pendant les époques de refroidissement du Pléistocène qui se sont manifestées sur la bande côtière du Chili semi-aride — certes par une baisse des températures, mais insuffisante pour que le point critique de 0°

fût fréquemment atteint — surtout par une recrudescence des précipitations. Aussi verrais-je plutôt dans l'éboulis 2 le témoignage de l'attaque d'un versant abrupt, au matériel congénitalement prêt au délitage, sous un climat contrasté, caractérisé par une saison pluvieuse bien arrosée suivie de quelques mois secs. A mon sens, la similitude avec une draperie périglaciaire s'expliquerait par des effets de convergence commandés ici par la lithologie, effets si souvent trompeurs en géomorphologie.

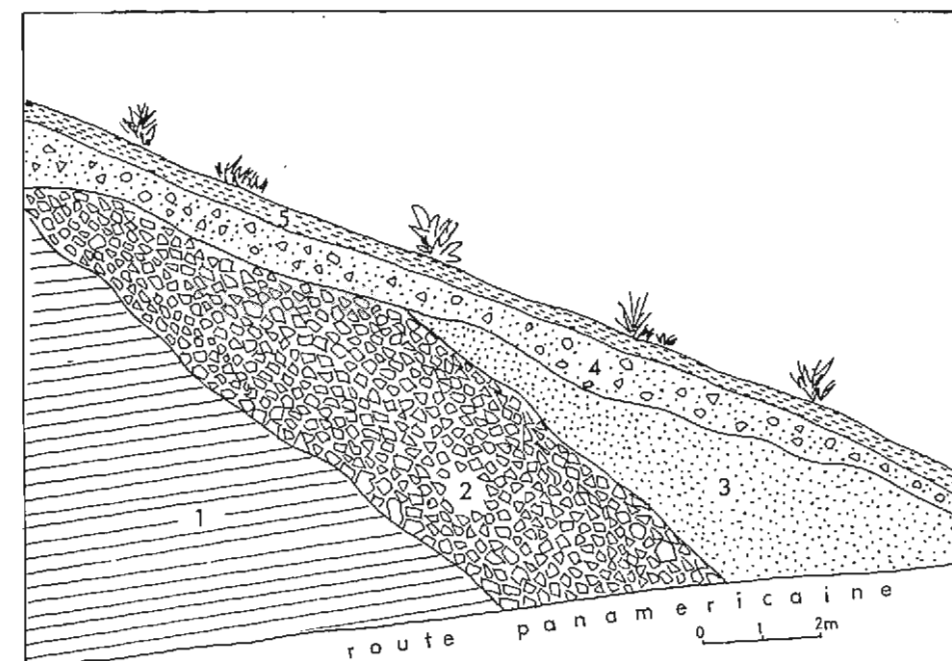


FIG. 127. — La coupe du km 275 de la Route panaméricaine.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

L'accumulation de sables 3 indique la paralysie du système morphogénétique précédent et l'existence de conditions d'aridité accusée qui autorisent la mise en place d'épandages éoliens.

Le dépôt 4 implique à nouveau des précipitations suffisantes pour permettre l'intervention de l'eau comme agent efficace. Le ruissellement entraîne avant tout — c'est du moins ce que l'on déchiffre sur la coupe — des fragments repris de l'éboulis 2 et les mêle à des débris fins en tronquant l'accumulation éolienne. L'existence d'un sol montre que le versant est aujourd'hui figé dans son modelé.

Cette coupe suggère qu'au moins deux périodes de climat agressif d'un point de vue morphogénétique se sont succédées pendant le Quaternaire depuis l'élaboration du grand aplanissement côtier.

Les effets morphologiques des changements climatiques.

LES PÉRIODES PLUVIALES.

Lors des périodes pluviales le ressaut abrupt qui limite vers l'intérieur la vaste plate-forme littorale a évolué. Les corniches rocheuses, victimes de phénomènes lithoclastiques, ont fourni des débris plus ou moins gros, évacués lors des grandes averses. Ces coulées de blocaille ont modelé en *versant de raccordement* (Dumas, 1967) la partie inférieure de l'escarpement autrefois taillée en falaise par l'Océan. Ainsi s'explique l'absence de traces visibles (encoches, dépôts...) d'une action marine au pied de ce haut talus qui a pourtant été mordu par l'action des vagues ; ces marques ont disparu soit par décapage, soit par fossilisation sous les colluvions.

L'ample terrasse d'abrasion elle-même a aussi été retouchée au contact des reliefs côtiers, là où débouchent des quebradas importantes. Des crues s'étaient au sortir de la montagne sur une topographie déjà aplanie : leurs divagations dispersaient les dépôts marins et taillaient des cônes-glacis couverts de cailloux mal roulés (*fig. 128*). Aucun emboîtement net de ces formes n'est discernable bien que plusieurs pluviaux se soient succédé, sans doute parce qu'elles n'étaient pas préalablement disséquées lors des phases intermédiaires sèches. Ces actions érosives aréales et les épandages de matériel anguleux sont restés limités à la partie amont de la plate-forme. Le long escarpement de faille méridien à regard oriental a représenté un obstacle pour leur extension vers l'aval ; afin de le franchir, les eaux ont dû se concentrer, creusant de véritables petits cañons aux berges abruptes dont l'approfondissement a suivi l'abaissement du niveau de l'Océan au cours du Quaternaire.

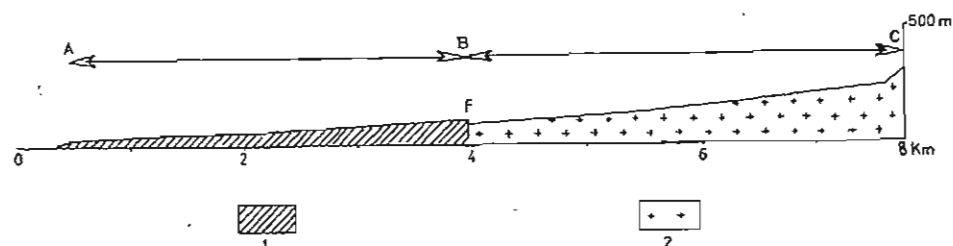


FIG. 128. — Coupe à travers la bande côtière à la latitude du Cerro Palomo (31° 38' S).

1. Grès et schistes de la série El Arrayan (Dévonien). — 2. Granite rose de Huentelauquen (Paléozoïque). — A-B : terrasse d'abrasion marine. — B-C : glacis d'érosion. — F : escarpement de faille.

LES PÉRIODES SÈCHES.

Lors des dessèchements, des aspersions sableuses ont saupoudré la surface du grand aplanissement et le pied du ressaut interne ; mais ces phénomènes sont restés discrets sauf à proximité de l'embouchure du Rio Choapa où les conditions requises pour la mise en place de dépôts éoliens plus épais étaient réunies (*cf. infra*, p. 314).

ENTRE LA BAIE CHIGUALOCO ET LA BAIE LA LIGUA (32° 24' S)

Ce secteur de la bande littorale est caractérisé par un « retour à l'ordre ». Les dernières manifestations incontestables de néotectonique s'estompent. Trois terrasses marines situées à des altitudes « classiques » accompagnent le rivage actuel avec une remarquable continuité, même si de puissantes constructions dunaires les masquent parfois à la vue.

Les terrasses marines.

Elles sont au nombre de trois : la terrasse supérieure, la terrasse moyenne et la basse terrasse.

La plate-forme la plus haute s'abaisse d'environ 130-140 m, en contrebas de cerros qui la dominent de quelque 500 m, jusqu'à 90-100 m sur son bord externe, avec une pente de l'ordre de 2 % ; sa largeur atteint en moyenne un peu plus de 1 km. A l'amont elle se raccorde par un versant concave à la retombée assez raide des reliefs côtiers. Sa surface est parsemée de cailloux anguleux patinés mais de-ci de-là se remarquent des galets mis à jour par des animaux fouisseurs. J'attribue ce niveau au Sérénién I.

La terrasse moyenne que suit avec fidélité la Route panaméricaine est séparée de la précédente par un escarpement raide d'une quarantaine de mètres de hauteur, au pied empâté par des dépôts de bas de versant. Elle s'incline de 35-40 m à 15-20 m, avec une pente voisine de 1,5 %. Sa largeur mesure en moyenne 1,5 km. Elle n'est pas toujours parfaitement plane : entre l'anse Totoralillo et la pointe Los Molles, elle est même hérissée de rochers aigus de plusieurs mètres de haut que le regard le moins averti n'a pas de peine à reconnaître comme étant d'anciens écueils. Les coupes du terrain montrent presque toujours, entre les horizons pédologiques, souvent développés sur un feutrage de sables fins, et la roche en place, des lits de galets bien usés. Je rapporte cette plate-forme à l'Herradurien I.

Une falaise morte de moins d'une dizaine de mètres de dénivellation interrompt brusquement vers l'aval la terrasse moyenne. La falaise est coiffée, surtout à proximité des quebradas qui l'échancrent, par des restes de cuisine dus aux hommes de la civilisation de l'*anzuelo de concha* (6 000 B.P.) ; ces débris de coquilles auxquels sont mêlés des galets éclatés et des cendres de foyer avaient été pris à tort par Darwin (1846), lorsqu'il avait parcouru ce secteur de la côte chilienne, pour des fossiles abandonnés par l'Océan en retrait. Le pied de cette falaise, situé à 5-7 m (*photo 59*) d'altitude, porte les marques bien visibles d'une action pas très ancienne de la mer : anfractuosités basales, grottes béantes, cordons de galets plaqués. Au-delà et jusqu'au littoral actuel s'étend la basse terrasse dont l'histoire va du Quaternaire récent à l'Holocène (Cachaguién et Véguén). Sa largeur peut varier de quelques mètres à plus d'une centaine de mètres. Elle est recouverte par des sables coquilliers³ qui emballent des galets. Des plantes

3. Une datation au radioc carbone ¹⁴C (M^{me} Delibrias, Centre des faibles radioactivités, C.N.R.S., Gif-sur-Yvette) a fait apparaître un âge B.P. de 4 400 ans pour un échantillon de ces sables prélevé au pied de la falaise morte, vers 5 m d'altitude, à proximité de l'Estero Manzano.

psammophiles et halophiles colonisent cette plate-forme inférieure. Quand elle est assez ample, comme il arrive entre la pointe Los Molles et l'embouchure de l'Estero Manzano ($32^{\circ} 15' S$), on remarque vers 2 m d'altitude un ancien cordon littoral figé, hors d'atteinte aujourd'hui des vagues de tempête; un petit obstacle dunaire se dresse en arrière de l'estran lorsque le rivage n'est pas rocheux.

La succession des trois terrasses s'observe avec une particulière netteté aux approches de l'Estero Los Molles (km 180 de la Route panaméricaine); elle est reproduite sur la coupe de la figure 129 (photo 54).

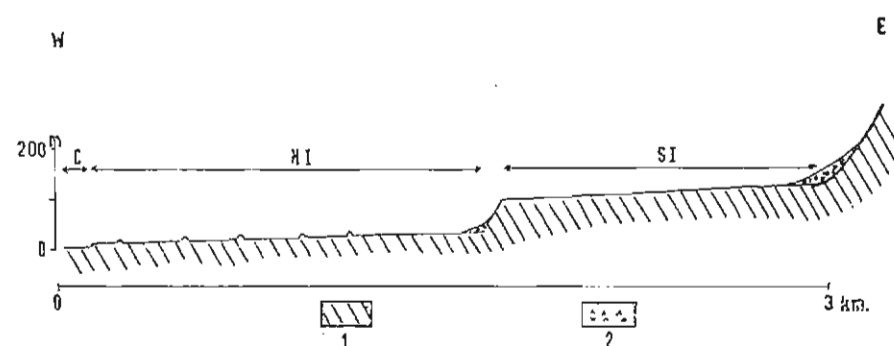


FIG. 129. — Coupe à travers les terrasses marines aux approches de l'Estero Los Molles ($32^{\circ} 15' S$).

1. Bâti rocheux. — 2. Dépôts colluviaux. — S I : Sérénien I. — H I : Herradurien I. — C : Cachaguien.

Les dépôts corrélatifs de ces trois terrasses, en particulier leurs galets bien usés, même s'ils sont azoïques sur les niveaux supérieur et moyen, ne laissent aucun doute sur l'origine marine des aplanissements. Ici encore l'Océan a rencontré des conditions lithologiques favorables dans le matériel triasique qui constitue, à quelques exceptions près, le substratum de tout le secteur côtier considéré (photos 56 et 57). Il s'agit, on se le rappelle, de séries grés-schisteuses qui se sont admirablement prêtées au rabotage mais les puissantes intercalations de kératophyres ont déterminé, là où elles affleurent, un travail plus différentiel des vagues : la présence d'écueils correspond toujours à un bâti de laves acides. Soit dit en passant, ces écueils représentent le plus éloquent témoignage du rôle primordial de l'Océan dans la genèse des plates-formes étagées (photo 58).

Les effets de la néotectonique.

Les manifestations de la tectonique quaternaire s'apaisent au S de la baie Chigualoco. Un petit escarpement de faille tourné vers l'Est, de quelques mètres seulement de rejet, dénivelé la terrasse moyenne dans la presqu'île de Los Vilos. Les dernières déformations certaines se remarquent entre la

baie El Negro et l'anse Totoralillo ($32^{\circ} S$) : deux accidents cassants perpendiculaires affectent les deux plus hautes plates-formes et délimitent un bloc basculé vers l'Océan; d'où l'altitude déficiente du sommet de la falaise qui domine la basse terrasse (moins de 10 m) autour de l'anse Totoralillo et la quasi-disparition de cette terrasse autour de la baie El Negro (fig. 130 et photo 55). Plus au Sud, aucun indice sûr de mouvements de la croûte terrestre n'a pu être relevé jusqu'à l'embouchure du Rio Aconcagua.

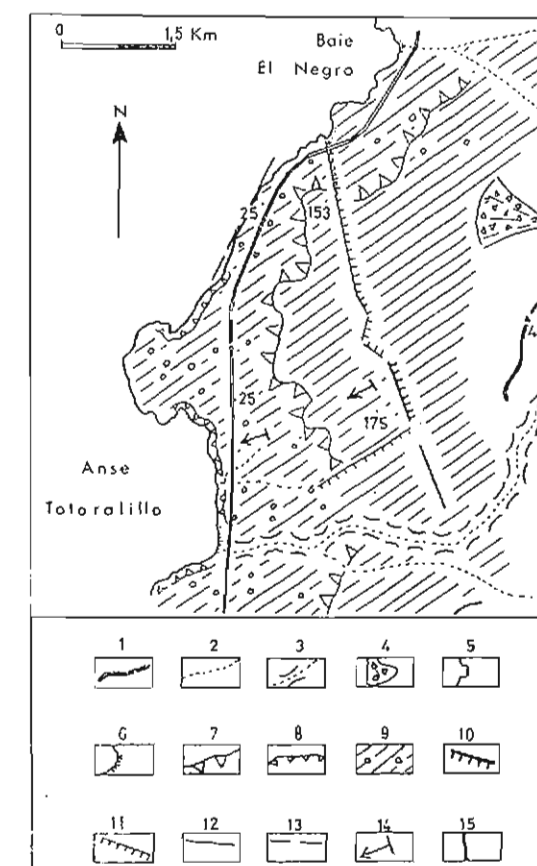


FIG. 130. — La néotectonique entre la baie El Negro et l'anse Totoralillo.

Croquis morphologique d'après la photographie aérienne n° 076 R. 2 de l'I.G.M. du Chili. L'échelle est approximative.

1. Ligne de crête. — 2. Quebrada. — 3. Gorge. — 4. Cône de déjection. — 5. Côte rocheuse. — 6. Plage. — 7. Falaise morte (> 20 m) — 8. Falaise morte (< 20 m). — 9. Plate-forme d'abrasion avec écueils. — 10. Escarpement de faille. — 11. Escarpement de faille au pied retouché par l'écoulement des eaux superficielles. — 12. Ligne de faille. — 13. Ancienne fracture. — 14. Mouvement de bascule. — 15. Route panaméricaine.

Les effets des changements climatiques.

L'alternance de périodes pluviales et de périodes sèches au cours du Quaternaire a laissé des témoignages morphologiques indubitables.

LES PÉRIODES PLUVIALES.

Elles sont responsables :

— de cônes de déjection torrentiels surbaissés construits par les quebradas dont les crues étaient alors plus puissantes que de nos jours ; ils reposent sur la terrasse supérieure au pied des reliefs côtiers ;

— de dépôts colluviaux hérités ; ils empâtent la base de l'ancienne falaise qui limite sur son bord aval la terrasse supérieure. Les tranchées de la Route panaméricaine qui, à plusieurs reprises entre Pichidangui (32° 8' S) et l'Estero Los Molles, se rapproche du pied de cet escarpement, permettent de les observer dans de bonnes conditions. Il s'agit de coulées de petits cailloux anguleux, homométriques, enveloppés d'une matrice fine rougeâtre. Dans ma première publication préliminaire sur la côte du Chili semi-aride (Paskoff,

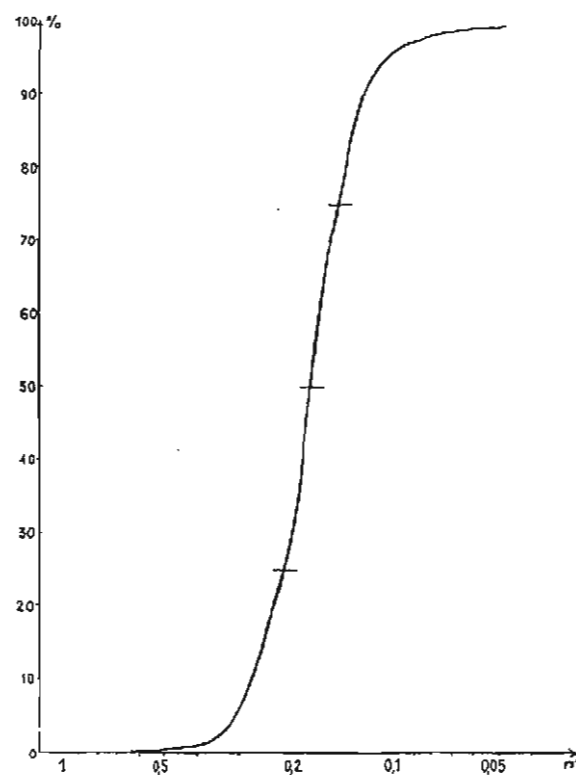


FIG. 131. — Courbe granulométrique d'un échantillon de sables prélevé au km 203 de la Route panaméricaine (cf. fig. 132).

Courbe de type sigmoïde qui traduit une accumulation sélective.

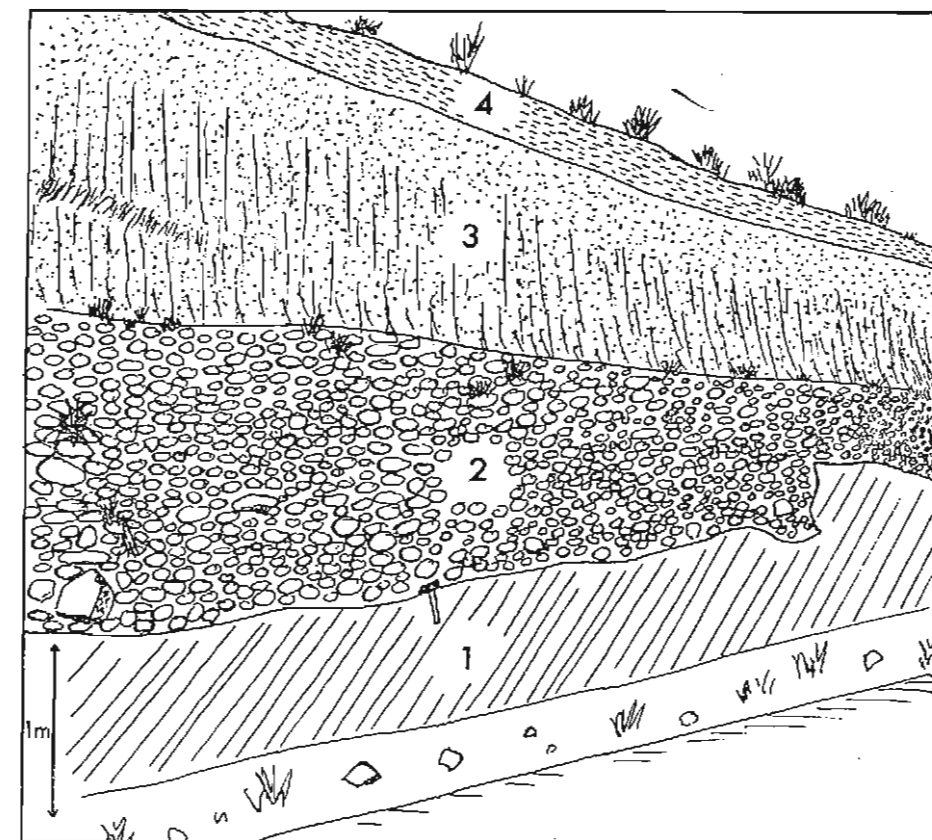


FIG. 132. — Coupe du km 203 de la Route panaméricaine.

1. Roche en place. — 2. Galets marins. — 3. Sables éoliens. — 4. Sol.

1963 a) j'avais suggéré à leur propos une origine périglaciaire et Dollfus, dans des observations imprimées à la suite de mon article, avait mis en doute cette interprétation. Je pense maintenant que c'est lui qui a raison. Les kératophyres, hachés de diaclases dans tous les sens, peuvent se fragmenter et se mobiliser facilement, sans que l'intervention du gel soit nécessaire, sous un climat simplement contrasté d'un point de vue pluviométrique, faisant succéder à une saison de précipitations abondantes, surtout certaines années, des mois sans pluie. Mais à proximité de l'Océan l'atmosphère était constamment humide d'où des phénomènes d'altération, sur des roches réceptives, qui sont à l'origine de la fraction limoneuse du dépôt. Donc, comme pour la coupe du km 275 de la Route panaméricaine (cf. *supra*, p. 276), un épisode de type périglaciaire ne s'impose pas pour rendre compte de la genèse des anciens éboulis de pente ;

— de vallées encaissées dans les terrasses, que suivent de petits cours d'eau aujourd'hui intermittents. L'abaissement du niveau de base pendant le Quaternaire a certes déterminé le creusement mais celui-ci a été possible parce que, durant les périodes pluviales, des débits assez puissants, au moins temporairement, ont donné aux quebradas une efficacité érosive suffisante pour réaliser cet enfoncement.

LES PÉRIODES SÈCHES.

Elles ont favorisé l'activité des phénomènes éoliens. D'épaisses accumulations dunaires anciennes, appartenant à plusieurs générations, se sont entassées sur les terrasses marines au NE de Los Vilos et dans les environs de Guaquén ($32^{\circ} 22' S$); elles seront étudiées avec les dunes vives dont il est préférable de ne pas les séparer (*cf. infra*, p. 314). Ailleurs des aspersions de sables feutrent la surface des plates-formes d'abrasion. La figure 131 donne la courbe granulométrique d'un échantillon de ces sables prélevé au km 203 de la Route panaméricaine au-dessus d'un dépôt de galets corrélatif du raba-tage de la terrasse moyenne (*fig. 132 et photo 61*); c'est une courbe de type sigmoïde (méd. 0,185 mm; Q de ϕ : 0,28; Hé : 0,22) qui traduit une accumulation sélective. La morphoscopie (*fig. 133*) montre à toutes les tailles une majorité de grains de quartz seulement subémoussés avec des traces de picotés.

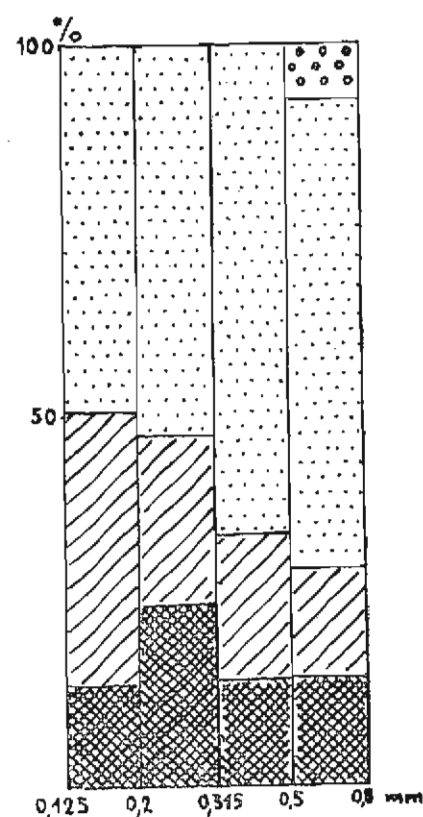


FIG. 133. — Morphoscopie des sables de la coupe du km 203 de la Route panaméricaine (*cf. fig. 131 et 132*).

Majorité de grains subémoussés. Pour la légende, voir figure 65.

ENTRE LA BAIE LA LIGUA ET LA STATION BALNEAIRE DE CACHAGUA

Au S de la baie La Ligua le système des trois terrasses marines étagées disparaît; les reliefs granitiques côtiers, le Cerro Cobre (538 m) et le Cerro Higuera (692 m), tombent presque d'un seul jet dans l'Océan.

Les formes littorales actuelles.

Développées dans des roches cristallines, elles présentent un étagement au-dessus de l'Océan qui mérite d'être décrit, au moins rapidement. Deux étages peuvent être distingués.

UN ÉTAGE MÉSOLITTORAL.

Il se divise à son tour en deux secteurs :

— d'abord un premier trottoir de quelques mètres de large qui correspond à la zone du balancement de la marée; il porte des algues sur son bord externe, au niveau des basses eaux; sa surface présente des évidements divers : évidements linéaires du type « lapié » qui sont des sillons d'écoulement des eaux sur l'emplacement de diaclases agrandies ou de petits filons nettoyés; évidements circulaires comme les marmites d'érosion mécanique tourbillonnante dans lesquelles gisent des galets que les vagues et les flots de retour mettent en mouvement; évidement annulaires aussi autour d'un noyau résistant (*photos 76 et 77*);

— ensuite, à environ 1 m au-dessus, une banquette dans laquelle les grandes vagues jaillissantes de tempête déchaussent des blocs parallélépipédiques, parfois énormes ($3 \times 4 \times 1,5$ m); l'extraction (*quarrying*) est préparée par un quadrillage orthogonal — fréquent dans les roches cristallines — de lignes de faiblesse diverses : diaclases, cassures, plans de broyage, fentes de retrait... (*photo 78*); l'eau de mer cure avec soin ces fissures ce qui facilite par la suite le débitage du matériel. On conçoit que ce travail puisse aboutir à l'élaboration d'un platier rocheux (*shore platform of storm wave erosion*, Cotton, 1963 a; *photo 79*).

UN ÉTAGE SUPRALITTORAL.

Il s'agit de la partie la plus basse de la plate-forme inférieure émergée; elle est aujourd'hui le domaine d'action des embruns responsables de phénomènes d'alvéolisation qui rappellent les gateaux de cire : la roche présente un réseau continu de trous de 2 à 10 cm de diamètre, un peu moins profonds que larges (*photo 80*). Plus haut encore, la végétation apparaît; quand le granite est à nu, on note des signes d'exfoliation, des amorces de boules et des ébauches de cavités, sortes de taffonis embryonnaires.

Les vestiges d'anciens niveaux de l'Océan.

Aucun niveau, même étroit, attribuable à l'abrasion et assimilable à la terrasse supérieure (Sérénien I) n'a été identifié de façon certaine. Seules des présomptions concernent quelques hauts replats discontinus. Par contre

des banquettes situées entre 20 et 40 m, bien qu'elles ne portent guère de dépôts typiquement marins, représentent à mon sens des témoins de la terrasse moyenne (Herradurien I) : c'est le cas de l'aplanissement sur lequel ont été édifiées les maisons de vacances de Papudo, de celui qui sert de site au cimetière de Zapallar, de l'îlot en face de la station balnéaire de Cachagua, elle-même construite sur un espace plat vers 25 m d'altitude.

En définitive seules se retrouvent bien représentées dans ce secteur, d'une part la falaise morte cachaguienne avec son aspect classique d'escarpement abandonné depuis peu par l'Océan, d'autre part la basse terrasse qui ourle presque sans discontinuité le rivage rocheux actuel.

Les témoignages paléoclimatiques.

La retombée occidentale du Cerro Cobre est recouverte par des dépôts anciens et épais de sables éoliens, rosis par altération chimique ; leur mise en place implique des conditions climatiques sèches antérieures à celles qui prévalent aujourd'hui. Ce cas est intéressant car aucune dune vive n'existe actuellement dans cette partie du littoral, ce qui est normal car elle est totalement privée d'estran sableux. Il faut donc admettre que l'accumulation de matériel fin sur le Cerro Cobre s'est faite à un moment où une partie de la plate-forme continentale, actuellement occupée par les eaux, était exondée et offrait à la déflation ses sédiments meubles.

La preuve de conditions climatiques pluviales est administrée par les traces de coulées boueuses qui ont autrefois dévalé sur le versant ouest du Cerro Higuera, frappé de plein fouet par les précipitations (*photo 60*). Les entailles de la route côtière les mettent à jour, à quelques kilomètres au N de Zapallar, sous la couverture pédologique qui aujourd'hui les masque à la vue. Il s'agit d'un matériel d'origine exclusivement granitique, constitué par des fragments rocheux de toutes tailles y compris de gros blocs de plus de 1 m de longueur, presque sans usure mécanique, baignant pêle-mêle dans de l'arène ; le plus grand désordre règne en effet dans le dépôt qui résulte de paquets successifs descendus selon un rythme spasmodique. J'y vois l'effet de grosses averses tombant sur une topographie favorable à des phénomènes colluviaux de grande envergure, à la fois par sa forte pente et par ses roches granitiques profondément et inégalement altérées. De telles coulées boueuses, dues à une solifluxion qui n'a rien de périglaciaire (Viers, 1960), sont peut-être responsables de l'absence de témoins sûrs de l'abrasion marine au Quaternaire ancien car leur pouvoir d'oblitération est grand. Mais il est également probable que si ces vestiges ont disparu, c'est qu'ils n'étaient pas aussi étendus que ceux décrits au N de la baie La Ligua.

ENTRE CACHAGUA ET L'EMBOUCHURE DU RIO ACONCAGUA

La bande littorale perd sa rigidité topographique : aux plates-formes tabulaires et aux versants abrupts succède un modelé de collines sableuses basses, héritage régional des mêmes événements marins et continentaux qu'on a vu intervenir plus au Nord pendant le Plio-Quaternaire.

Le dispositif structural rappelle celui décrit autour de la baie de Coquimbo ; on retrouve ici un graben délimité par des accidents méridiens entre, d'une part, à l'Est, les reliefs côtiers (Cerro Ternerías, 742 m ; Alto del Francés, 996 m et Cerro Mauco de Aconcagua, 728 m) constitués de roches volcanico-sédimentaires, d'âge jurassique, injectées de montées granitiques (Weber, 1938), d'autre part, à l'Ouest, deux petits horsts cristallins, celui d'Horcon et celui de Quintero. Cet agencement du bâti rocheux, conséquence des mouvements verticaux de grande ampleur survenus à la fin du Miocène ou au début du Pliocène, a favorisé la conservation dans le bloc affaissé des sédiments laissés par la transgression marine du Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo). Mais la similitude s'arrête là car, à la différence des environs de La Serena :

— l'érosion littorale actuelle est active au moins sur certains tronçons du rivage, comme entre Maitencillo et Horcon, mal abrités de la houle du Sud-Ouest qui fait reculer les falaises taillées dans les grès tendres du Pliocène marin ;

— l'érosion continentale a toujours été plus agressive parce que la latitude a permis des précipitations plus élevées aussi bien pendant les pluviaux que pendant les interpluviaux ; le réseau des quebradas est plus dense ; aujourd'hui les *bad lands* succèdent rapidement aux défrichements considérés ;

— les accumulations anciennes et actuelles de sables éoliens ont revêtu des proportions gigantesques, en liaison avec les apports abondants de matériel fin dans l'Océan par le Rio Aconcagua.

Ici l'étude du Quaternaire marin se heurte, on le conçoit aisément, à des obstacles sérieux ; du moins les faits acquis autour de la baie de Coquimbo donnent-ils un fil directeur qui permet de reconstituer la séquence des événements depuis la fin du Tertiaire, en dépit de témoignages moins clairs et plus discontinus (*fig. 134*).

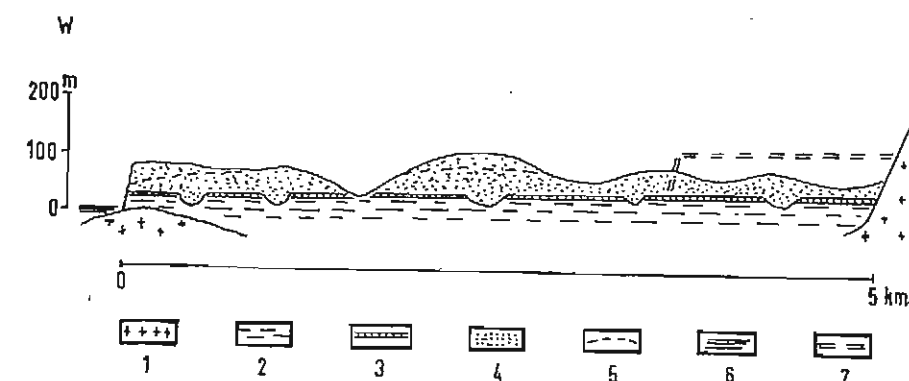


FIG. 134. — Coupe interprétative de la morphologie de la bande côtière entre Cachagua et l'embouchure du Rio Aconcagua.

1. Roches granitiques. — 2. Terrains pliocènes (formation de Coquimbo). — 3. Dépôts marins de l'Herradurien I. — 4. Sables éoliens. — 5. Sol intradunaire. — 6. Océan. — 7. Ancienne terrasse du Sérénien I détruite lors de la transgression de l'Herradurien I.

Les terrains pliocènes.

L'existence de sédiments marins tertiaires au N de l'embouchure du Rio Aconcagua a été signalée par Thomas (1958); cet auteur les désigna sous le nom de formation d'Horcon et en fit l'équivalent de la formation de Navidad (Miocène supérieur). Peu de temps après, Tavera (1960) à la suite d'une étude de leur faune les attribua au Pliocène et les rattacha à la formation de Coquimbo. Des recherches paléontologiques toutes récentes (Herm, 1969) confirment cette dernière datation.

Les meilleures coupes dans la série pliocène s'observent sur les falaises vives du rivage entre Maitencillo et Horcon. Elles montrent des sédiments néritiques et sublittoraux dont le faciès le plus répandu est celui de grès tendres ou de sables peu consolidés, de grain fin à moyen, fréquemment jaunâtres mais aussi grisâtres, parfois encore verdâtres ou brunâtres. C'est bien le même matériel caractéristique déjà rencontré autour de la baie de Coquimbo et dans les environs de Tongoy. Peut-être est-il ici encore plus homogène car les intercalations de cailloux roulés n'occupent qu'une place restreinte; il s'agit généralement de petits galets, résistants et bien usés, disposés en lits minces ou en lentilles peu épaisses⁴. Les bancs argileux sont exceptionnels. De-ci de-là de gros blocs granitiques ou aplitiques gisent isolés au milieu de sédiments sableux; ils proviennent du substratum rocheux sans doute proche mais leur mise en place conserve à mes yeux un caractère énigmatique.

La faune est abondante. Tavera (1960) a identifié des Pélécy-podes (*Macra*, *Venus*, *Chione*, *Pecten*, *Cardium*, *Mytilus*, *Solen*, *Mesodesma*), des Gastéropodes (*Monoceros*, *Acanthina*, *Turritella*, *Turbo*, *Buccinum*, *Fusinus*, *Calyptrea*), des Brachiopodes (*Terebratula*), des Cirripèdes (*Balanus*), enfin des restes de Poissons (dents de requins) et de Mammifères (vertèbres de baleines). De trente espèces spécialement examinées, 47 % sont typiques du Pliocène.

Les terrains pliocènes couvrent environ 150 km² depuis Cachagua au Nord jusqu'au Rio Aconcagua au Sud, depuis le pied des reliefs côtiers à l'Est jusqu'au rivage actuel ou aux horsts granitiques d'Horcon et de Quintero à l'Ouest.

Lors de la transgression, l'Océan s'est avancé sur une topographie accidentée, élaborée pendant la phase de dissection du Pliocène inférieur. Le plancher rocheux ennoyé affleure près de la pointe Maitencillo où l'Océan l'a dégagé au Quaternaire récent; on y voit un modelé granitique caractéristique, avec ses grosses boules de granodiorite à enclaves, recouvert par un conglomérat de base peu épais mais typique. Comme la partie supérieure de la série a été tronquée, nous le verrons, par l'érosion des cycles marins quaternaires, son épaisseur totale originelle reste inconnue mais les affleurements visibles donnent déjà une puissance de l'ordre d'une centaine de mètres. Les deux unités stratigraphiques séparées par une période de régression, qui

4. Les agathes polies que les amateurs de jolies pierres viennent chercher, après les grosses mers, sur la plage entre Maitencillo et Horcon, proviennent justement des dépôts caillouteux du Pliocène; elles sont remaniées par les vagues actuelles à partir des pans éboulés de la falaise taillée dans les sédiments gréseux.

PHOTO 59. — La basse terrasse marine et la falaise morte de 5-7 m près de l'embouchure de l'Estero Manzano (lat. 32° 15' S).

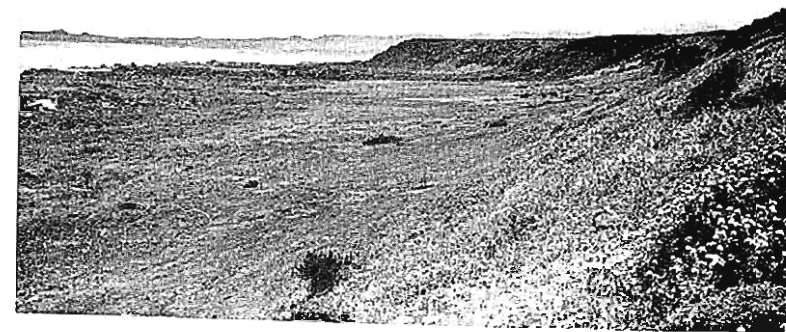


PHOTO 60 (ci-dessous). — Matériel de coulées boueuses (blocs granitiques baignant dans de l'arène) mises en place lors d'une époque pluviale sur le flanc du Cerro Higuera, à proximité de Zapallar (32° 33' S).

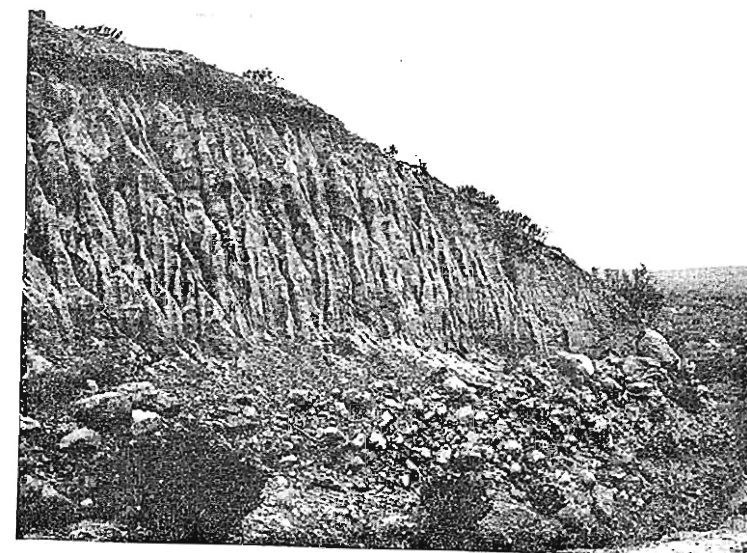
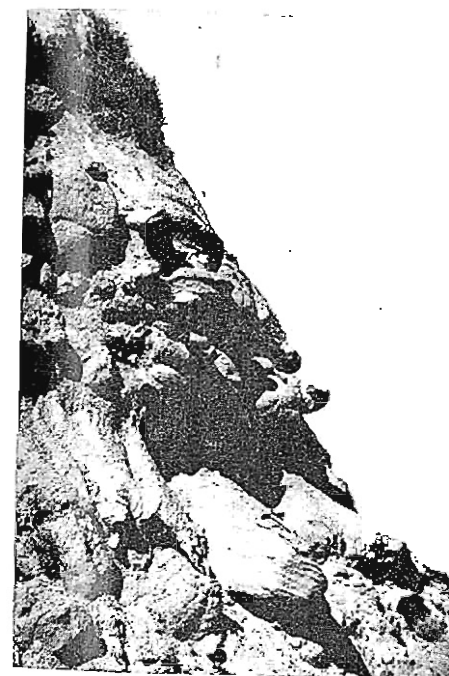


PHOTO 61. — Coupe du km 203 de la Route panaméricaine (cf. p. 284 et fig. 132); accumulation de sables éoliens sur le dépôt de galets marins corrélatif de l'abrasion de la terrasse moyenne (Herradurien I).

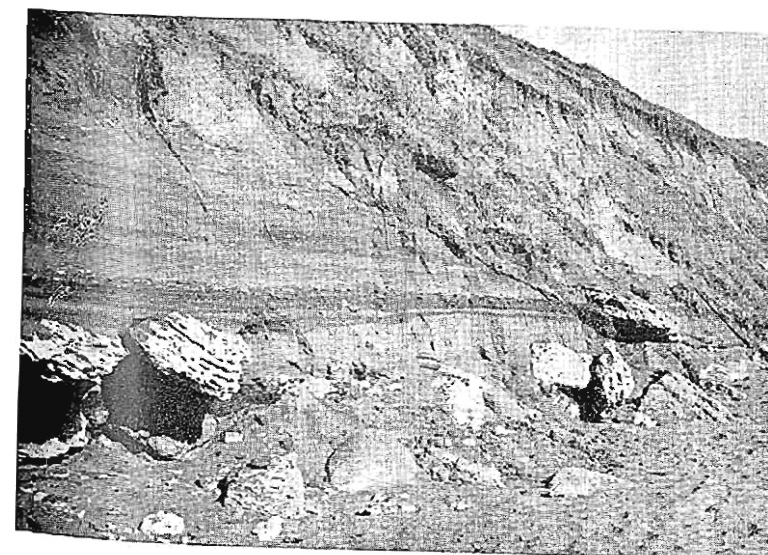


PHOTO 62. — La coupe de la plage entre Cachagua et La Laguna (32° 37' S).

Dépôts coquilliers de l'Holocène (Véguien moyen), à stratification horizontale; des blocs de lunachelle pliocène écroulés de l'escarpement situé en retrait et battu par les vagues à l'époque de l'Océan véguien y sont incorporés; ravinement par des dépôts fins de pente mis en place lors de fortes averses et colonisés aujourd'hui par la végétation (cf. p. 293 et fig. 138).

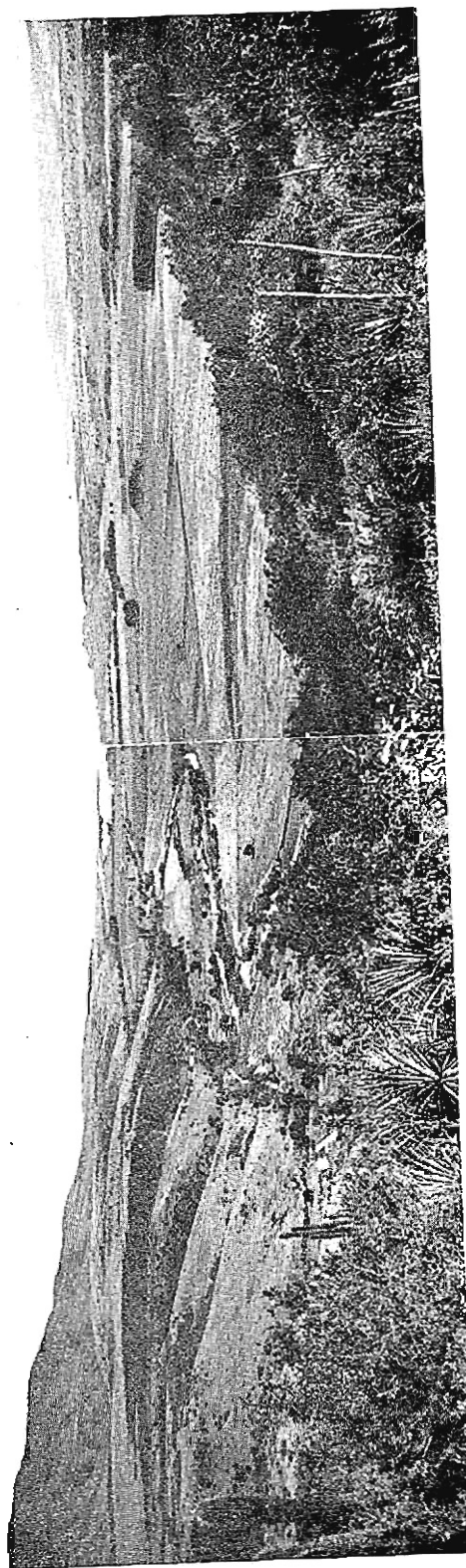


PHOTO 63 (ci-dessus). — La terrasse supérieure (IV) et la basse terrasse (II) du Rio La Ligua près de son embouchure.

Sur la gauche, le Cerro El Cobre (538 m) ; tout au fond, au centre et à droite, le champ de dunes actuelles et anciennes de Longotoma.



PHOTO 64 (ci-contre). — Coupe dans la terrasse supérieure (IV) du cours inférieur du Rio La Ligua, près de Calapilco.

La nappe alluviale du Quaternaire ancien est constituée dans ce secteur par des cailloutis et des sables peu usés, transportés sur de courtes distances à partir des reliefs voisins par des écoulements temporaires.

ont été identifiées dans la région de La Serena, n'ont pas été retrouvées ici, probablement faute de bonnes coupes dans les dépôts.

Les terrains pliocènes paraissent n'avoir guère souffert de déformations. L'horizontalité des strates sur de longues distances, comme on peut le constater sur les falaises vives entre Maitencillo et Horcon, constitue même un de leurs caractères remarquables (photo 81). Quelques pendages locaux de 1° ou 2°, quelques ruptures probablement de nature pseudotectonique, relèvent d'épiphénomènes sans véritable importance.

Le Quaternaire marin.

Comme autour de la baie de Coquimbo ou dans les environs de Tongoy, les cycles océaniques du Pléistocène ont exercé leur action érosive aux dépens de la série pliocène qu'ils ont décapitée.

LE QUATERNAIRE ANCIEN.

Je pense que des vestiges démantelés de la plate-forme supérieure (Sérénien I) existent entre le Rio Aconcagua et l'Estero de Quintero, au pied du Cerro Mauco de Aconcagua. Les altitudes du terrain qui oscillent entre 150 et 200 m, compte tenu des dépôts éoliens superficiels, sont favorables à cette supposition que vient encore étayer le passage latéral signalé par Caviedes (1967) entre la topographie relativement plane en cet endroit, abstraction faite de l'incision des quebradas, et la plus haute des terrasses de la rive droite du Rio Aconcagua. La conservation de témoins de la terrasse marine supérieure à cet emplacement répond d'ailleurs à un ordre logique car il est relativement bien abrité de l'attaque de la houle du Sud-Ouest par l'avancée rocheuse du littoral à Concon. Plus au Nord par contre, cette « zone d'ombre » s'efface d'où la disparition des traces de la plate-forme supérieure ; on a la preuve de l'inexistence de ce niveau autour de Puchuncavi où l'on voit les dépôts de plage de la terrasse moyenne s'avancer jusqu'au pied des reliefs côtiers.

Je n'ai rencontré aucune formation de plage susceptible d'être rapportée au Sérénien I. Le mauvais état des coupes naturelles encombrées de colluvions, l'absence de tranchées artificielles dans un secteur délaissé par les axes routiers rendent cette tâche d'identification difficile et délicate.

LE QUATERNAIRE MOYEN.

Il est d'étude plus aisée. La terrasse moyenne, malgré les dégâts qu'elle a subis, se reconnaît facilement ; elle détermine toute la topographie de la frange côtière entre Cachagua et l'Estero de Quintero. Sa conservation sur une vaste étendue, là même où a complètement disparu la plate-forme du Quaternaire ancien, s'explique par le rôle protecteur qu'ont exercé les môles granitiques d'Horcon et de Quintero, véritablement émergés et rattachés au continent seulement depuis le Quaternaire récent ; au Quaternaire moyen ils

ne représentaient encore que de hauts-fonds portant quelques îlots, incapables d'opposer un frein à l'érosion marine.

La coupe suivante (fig. 135), relevée dans la terrasse moyenne à la pointe Maitencillo, rappelle les observations faites près de La Serena et de Tongoy dans le niveau correspondant à l'Herradurien I ; on note de bas en haut :

- un affleurement granitique visible sur 50 cm d'épaisseur ;
- un mince niveau de petits galets mélangés avec quelques fragments de granite ;
- un grès compact à grain fin, jaune pâle, contenant parfois des graviers, fossilifère ; épaisseur : 6 m ;
- un lit de graviers auxquels sont mêlés de petits blocs et des os de Cétacés ;
- sables très fins, gris, argileux ; épaisseur : 8 m ;
- un niveau de galets et de graviers contenant des os de Cétacés (vertèbres, morceaux de côtes) ;
- sables fins gris, contenant des graviers en ordre dispersé ; épaisseur : 4 m ;
- un horizon argileux présentant des indices de limonite ;
- sables jaunes, assez compacts, stratifiés ; épaisseur : 2 m ;

L'ensemble est rapporté au Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo). ravinement ;

- un banc épais d'environ 1 m constitué par des cailloux peu usés et des sables grossiers gris clair, non cimentés ; aucun fossile ; j'attribue ce dépôt de type littoral à l'Herradurien I ;
- au-dessus enfin, sur une vingtaine de mètres, des sables dunaires anciens brun-rouge, modelés en *bad lands*.

Hauteur du pied de la coupe : 5 m.

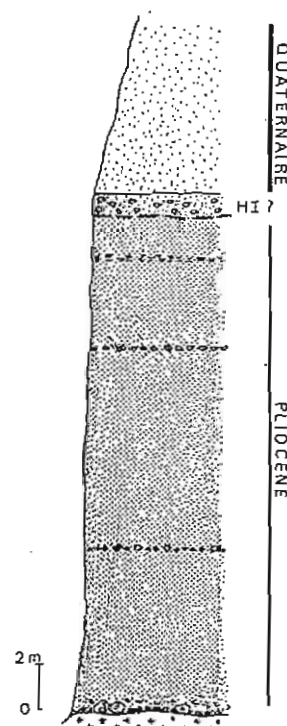


FIG. 135. — Coupe dans la terrasse marine moyenne à la pointe Maitencillo.

La description de la coupe est donnée dans le texte. H I : Herradurien I.

L'absence de faune dans le dépôt marin sommital empêche de soumettre la datation que je propose, sur la base de critères de stratigraphie et de hauteur, à l'épreuve de la paléontologie ; datation probable mais qui conserve donc jusqu'à plus ample informé un caractère provisoire.

On retrouve sur les bords des horsts d'Horcon et de Quintero des traces d'aplanissement dont je rends responsable l'Herradurien I. La figure 136 illustre des observations faites sur un niveau d'abrasion de cet âge près de Quintero : sous une couverture éolienne, des galets reposent sur la plateforme taillée dans le granite et trouée de marmites ; la roche apparaît aujourd'hui pourrie sur 50 cm de profondeur ; cette altération est postérieure à l'élaboration de la terrasse parce que l'arène n'aurait pas pu recevoir l'empreinte de l'érosion tourbillonnante. J'en déduis que les phénomènes de décomposition du matériel cristallin, surtout importants, on l'a vu, au Tertiaire, ont pu se poursuivre pendant le Quaternaire, au moins près de la côte, grâce à l'humidité atmosphérique.

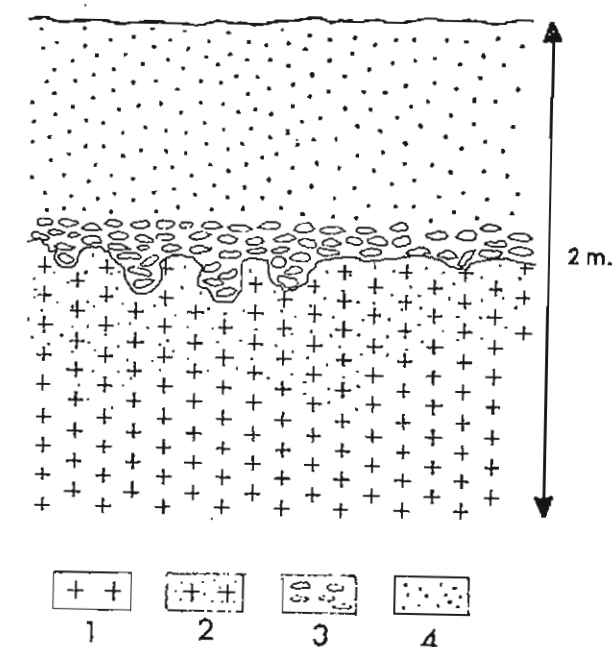


FIG. 136. — Coupe dans la terrasse marine moyenne près de Quintero.

1. Granite. — 2. Granite altéré (maicillo). — 3. Galets marins (Herradurien I). — 4. Sables éoliens.

Je n'ai pas recueilli de témoignages morphologiques ou stratigraphiques de l'Herradurien II. Il est probable qu'ils ont été effacés presque entièrement par la transgression cachaguienne. S'il en reste quelque part, ils doivent se trouver au fond de la baie de Ritoque, la plus indiquée pour leur conservation mais un épais manteau de sables dunaires interdit toute vérification.

LE QUATÉNAIRE RÉCENT ET L'Holocène.

La basse terrasse existe tout le long de la côte du secteur en question, sauf entre Maitencillo et Horcon où le rivage est en recul rapide. Étroite lorsqu'elle est taillée dans le matériel rocheux prétertiaire, elle s'étale davantage autour de la baie de Quintero et surtout au S de la pointe Ritoque où sa largeur peut atteindre 3 km.

Pour le Quaternaire récent et l'Holocène j'ai relevé deux coupes intéressantes qui viennent à l'appui de mon point de vue sur la genèse complexe du niveau inférieur et de la falaise morte qui le limite vers l'intérieur.

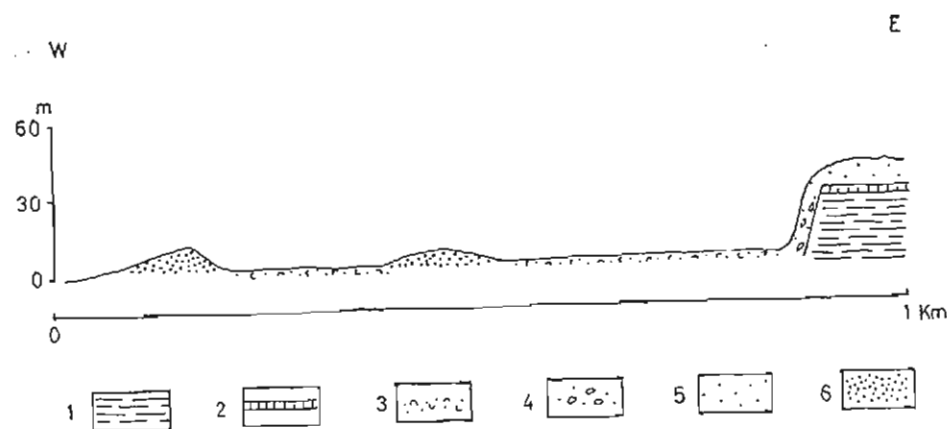


FIG. 137. — Coupe interprétative à travers la basse terrasse marine et la falaise morte de 5-7 m près de Ventanas.

1. Série marine pliocène (formation de Coquimbo). — 2. Dépôts de plage de l'Herradurien I. — 3. Sables coquilliers véguiens. — 4. Colluvions postcachaguiennes et prévéguiennes. — 5. Sables dunaires pliocènes. — 6. Dunes actuelles ou subactuelles.

La première coupe (fig. 137) est donnée par une carrière ouverte dans cette falaise, au fond de la baie de Quintero, sur le bord de la route qui va de Puchuncavi à Ventanas, près d'une briquetterie. Elle montre qu'il existe en réalité deux falaises, l'une devant l'autre, dont le pied se trouve à peu près à la même altitude (5-7 m). Celle qui est visible a été façonnée dans un dépôt colluvial de sables très argileux et de galets remaniés; ces formations de pente cachent une autre falaise, taillée directement dans le Pliocène, qui marque le bord aval de la terrasse moyenne couverte de sables dunaires anciens. La falaise fossilisée est l'œuvre de la transgression cachaguienne; lors de la régression qui suivit elle se dégrada et des coulées de versant, sous un climat probablement assez pluvieux, l'habillèrent; la remontée véguienne ne réussit pas ici à la débarrasser totalement de ce tablier détritique comme ce fut le plus souvent le cas ailleurs. Cette coupe qui rappelle celle que j'ai décrite dans les environs de La Serena, au S de la Quebrada El Jardín (cf. *supra*, p. 214), suggère bien l'existence de deux mouvements positifs de l'Océan, séparés par une récession, mouvements qui ont culminé à des altitudes proches.

La seconde coupe se trouve à mi-chemin entre Cachagua et La Laguna. Elle est reproduite sur la figure 138. L'Océan en cet endroit, au lieu de battre directement une grande falaise taillée dans la terrasse moyenne, fait reculer un petit replat. On observe de bas en haut (photo 62) :

- des grès jaunâtres pliocènes visibles ici sur 50 cm ;
- des sables marins gris et noirs en lits minces alternés, contenant des galets bien roulés, des blocs de lumachelle écroulés de l'escarpement situé en retrait, des coquilles disposées horizontalement ; épaisseur : 2 m ;
- des sables argileux rosâtres de colluvionnement et de ruissellement ; épaisseur : 1 à 2 m ;
- à une quinzaine de mètres en arrière un grand escarpement qui tranche des sables gréseux et des grès tendres du Pliocène, interrompus à environ 20 m d'altitude par l'intercalation d'un banc de lumachelle résistante de 2 à 3 m d'épaisseur ; au-dessus de 35 m enfin, sables dunaires anciens de couleur rougeâtre jusqu'à une centaine de mètres de hauteur.

Le bas de la coupe correspond au niveau des hautes mers.

La banquette au pied du grand ressaut représente un témoin morphologique et stratigraphique d'une position de l'Océan à l'Holocène plus élevée que l'actuelle. Le dépôt marin de sables gris et noirs a en effet été daté de 1175 ± 95 B.P.⁵ ; il correspond donc au Véguien moyen. La mise en place des sables rosâtres, venus du dépôt dunaire qui couronne l'escarpement situé en retrait, implique l'occurrence, à un moment donné, de fortes pluies ; ces sables sont colonisés aujourd'hui par une végétation psammophile.

Le Quaternaire continental.

Les changements du niveau de l'Océan, déterminés par les cycles marins quaternaires, ont imposé aux cours d'eau côtiers les plus importants, tout à tour, des phases d'incision et des phases d'accumulation par suite de variations dans leur pente longitudinale ; la nature sableuse des terrains a rendu particulièrement efficaces ces actions d'érosion et de remblaiement. Les Esteros de Puchuncavi et de Quintero coulent sur un fond plat, déjà ample à plusieurs kilomètres en amont de leur embouchure ; ce plancher est le résultat d'un alluvionnement généralisé provoqué à l'Holocène par la transgression véguienne.

Les périodes de creusement ont aussi été favorisées par une recrudescence des précipitations dans le même temps que le niveau marin s'abaissait, concomitance qui paraît probable (cf. fig. 137). Je parle de périodes au pluriel parce que les témoignages d'alternance d'époques pluviales et d'époques sèches ne manquent pas ici non plus. La coupe de la figure 139 est significative à cet égard : elle s'observe vers 8 m d'altitude, dans une tranchée de la route Quintero-Puchuncavi, à proximité de la fonderie de cuivre de Ventanas. De la terrasse moyenne érodée subsiste seulement un cœur de grès tendres pliocènes enrobé de colluvions qui portent un paléosol ; il a été par la suite noyé sous des épandages de sables éoliens mis en place au cours de deux époques séparées par un temps d'évolution pédologique. Cette coupe particulièrement claire est bien représentative de ce que l'on peut retrouver un peu partout dans les tranchées naturelles ou artificielles. Elle montre

5. Datation au radiocarbone ¹⁴C d'un échantillon de coquilles par *Isotopes-Inc.* (échantillon I-4365).

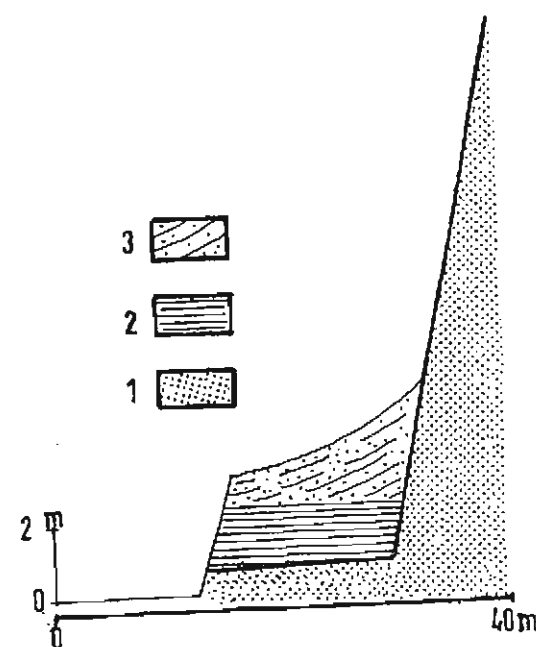


FIG. 138. — La coupe de la plage entre Cachagua et La Laguna.

1. Série marine pliocène (formation de Coquimbo). — 2. Dépôts marins holocènes (Véguien moyen). — 3. Sables colluviaux.

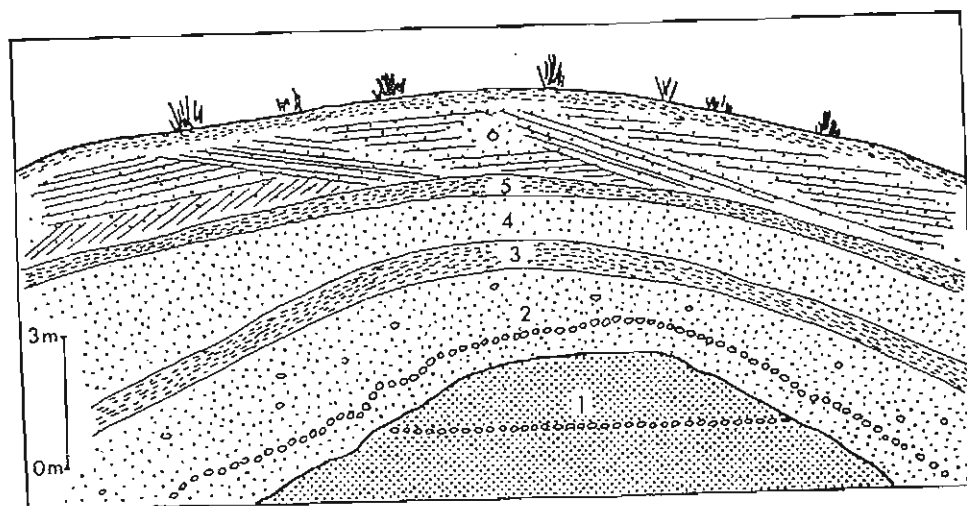


FIG. 139. — Coupe à proximité de la fonderie de cuivre de Ventanas.

1. Série marine pliocène (formation de Coquimbo). — 2. Colluvions. — 3. Paléosol. — 4. Sables éoliens. — 5. Paléosol. — 6. Sables éoliens à stratification entrecroisée.

que la terrasse marine a été disséquée, au cours d'une période pluviale importante, par un réseau dense de quebradas aux versants actifs ; puis, à la suite d'un dessèchement du climat, ce modelé a été enfoui sous des sables apportés par le vent. Le système hydrographique actuel qui, dans son tracé, n'a aucun rapport avec le précédent, s'est installé lors d'une nouvelle période pluviale.

LES FORMES FLUVIALES AUX APPROCHES DE L'OCEAN

L'étude géomorphologique de la bande côtière entre 31° et 33° de latitude sud permet d'apprécier les modalités de la morphogenèse continentale près du niveau de base dont l'instabilité a été le caractère dominant depuis le Pliocène.

LE COURS INFÉRIEUR DE LA QUEBRADA TENIENTE

A proximité de la Quebrada Teniente, aujourd'hui organisme hydrographique de médiocre importance qui atteint l'océan Pacifique dans la baie du même nom, on observe que la grande plate-forme d'abrasion marine (Sérénien I), rabotée dans le socle, passe vers l'intérieur à un glacis d'origine continentale taillé dans les mêmes roches anciennes et couvert de dépôts détritiques grossiers, essentiellement des galets et des blocs. Plus à l'amont, dans une section où la quebrada n'est pas encore sortie de son cadre montagneux, le glacis se prolonge à son tour, rive gauche, par une terrasse d'érosion (tiv), large de plus de 500 m dans laquelle le cours d'eau a creusé un cañon de 150 m de profondeur.

On reconnaît là un agencement de formes déjà décrit dans la basse vallée du Rio Elqui et dans celle du Rio Limari où, on se le rappelle, l'élaboration du niveau fluvial supérieur qui se raccorde au plus haut des aplanissements marins, s'est accompagnée d'actions érosives latérales efficaces. De même, dans le cas de la Quebrada Teniente on est conduit à imaginer que le cours d'eau, pour des raisons climatiques, a connu, à l'époque du premier stationnement élevé de l'Océan au Quaternaire ancien, des divagations d'envergure lors de crues spasmodiques. Gigout (1966) a signalé sur la côte du Liban l'existence de plates-formes mixtes, d'origine partie marine partie continentale, qui démontre aussi la contemporanéité de l'érosion aréale continentale et de la culmination d'une transgression.

LA REGION D'EMBOUCHURE DU RIO CHOAPA (fig. 140).

Elle n'est pas favorable à l'étude du raccord fluvio-marin : le Pliocène marin que rien ne pouvait protéger, sur une côte sans baie, de la destruction par l'Océan lui-même, fait défaut ; de plus la tectonique quaternaire a perturbé la disposition initiale des formes du terrain ; enfin l'érosion du fleuve a complètement balayé certaines nappes alluviales qu'il avait construites. Ici mon enquête a eu seulement pour but de vérifier si les résultats

acquis par l'étude du cours inférieur du Rio Elqui et de celui du Rio Limari pouvaient s'appliquer également à un domaine semblable et voisin, mais à trame morphologique incomplète.

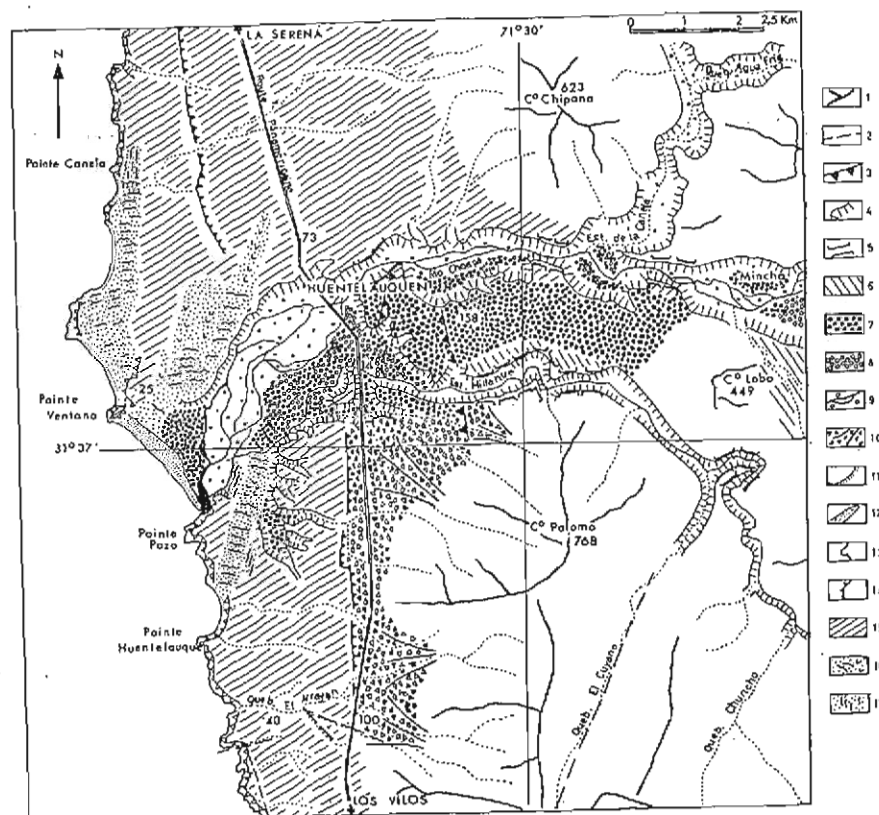


FIG. 140. — La région d'embouchure du Rio Choapa.

Croquis morphologique d'après la photographie aérienne n° 3203 R. 19 de l'I.G.M. du Chili. L'échelle est approximative.

1. Ligne de crête. — 2. Faille. — 3. Escarpement de faille. — 4. Talus d'érosion fluviale. — 5. Gorge de surimposition. — 6. Niveau d'érosion tiv sur des roches cristallines altérées. — 7. Nappe de galets tiv. — 8. Nappe de galets ti. — 9. Alluvions du lit majeur actuel. — 10. Cône-glacis avec dépôts de blocaille. — 11. Plage. — 12. Cordon littoral. — 13. Côte rocheuse. — 14. Falaise morte. — 15. Plate-forme d'abrasion marine. — 16. Dunes transversales actuelles. — 17. Dunes en traînées holocènes.

La terrasse supérieure, (tiv).

On retrouve la terrasse supérieure dotée des caractères topographiques et sédimentologiques que nous lui connaissons, si bien qu'aucun doute ne plane sur son identification.

Comme ailleurs ce plan caillouteux, qui domine d'une centaine de mètres le lit majeur fonctionnel, représente par son extension la forme majeure du relief de la vallée. Il couvre tout l'interfluve qui sépare le Rio

Choapa de l'Estero Millahue depuis la Route panaméricaine jusqu'à Mincha ; entre Mincha et la confluence avec le Rio Illapel les plus grands témoins se sont conservés sur la rive droite ; plus en amont encore des vestiges se reconnaissent aisément jusqu'à Limahuida dans la vallée du Rio Choapa et jusqu'à Illapel dans la vallée du Rio Illapel, soit, à vol d'oiseau, à 40 km de l'Océan.

La pente de la terrasse supérieure, calculée pour ses quinze derniers kilomètres, se situe entre 7 et 8 %, valeur proche de celle qui a été relevée dans le cours inférieur du Rio Elqui. Sa hauteur, au moment où elle va disparaître à quelque 5 km du rivage actuel, est d'environ une centaine de mètres.

Notons enfin que si ce plus haut niveau apparaît avant tout comme une forme due à une énorme accumulation de galets, il arrive qu'il se prolonge, comme par exemple sur la rive gauche du fleuve, un peu en amont de Mincha, par une surface, jalonnée de pastilles alluviales, qui tronque des roches cristallines altérées.

On peut considérer, même si la preuve matérielle d'un passage latéral aux dépôts marins de la formation de Coquimbo n'existe pas ici, que la masse caillouteuse de la terrasse supérieure date bien, dans ce cas aussi, du Pliocène moyen à supérieur car elle offre les caractères sédimentologiques du remblaiement elquien : accumulation torrentielle désordonnée, mal lavée, mal classée, de galets et de blocs témoignant d'une usure avancée et d'un aplatissement faible (pour un lot de 50 galets volcaniques de nature andésitique, de longueur comprise entre 59 et 85 mm, médiane de l'indice d'émoussé : 382 et médiane de l'indice d'aplatissement : 1,66). Une appréciation quantitative de l'état de conservation du matériel, opérée près de la laiterie de la Hacienda Millahue, vient appuyer cette datation : elle fait apparaître 57 % de galets sains contre 26 % d'altérés et 17 % de pourris, ces deux dernières catégories étant presque exclusivement l'apanage de cailloux roulés granitiques.

Il a été montré, à propos du Rio Elqui et du Rio Limari, que la terrasse supérieure, considérée comme forme topographique, résulte de l'étalement d'une nappe alluviale (tiv) contemporaine de la fin de la première transgression océanique du Quaternaire (Sérénien I) ; cette nappe représente le dépôt corrélatif d'un écoulement doué d'une grande puissance d'érosion latérale qui a retaillé, en l'abaissant de hauteur, l'accumulation détritique elquienne. Le Rio Choapa ne dément pas cette interprétation : en suivant la piste de Mincha à Huenteauquen on peut observer, après avoir traversé

6. C'est peut-être un reste de cette formation qui s'observe dans une tranchée de la Route panaméricaine, juste avant d'arriver à l'ancien poste de carabiniers de Huenteauquen, à droite en venant de Santiago ; on y voit, prise en sandwich entre une roche intrusive sous-jacente et des galets continentaux sommitaux, une tranche épaisse de 2 m, de sables jaunâtres, contenant un niveau de cailloux bien roulés, qui présente une analogie de faciès avec la série marine pliocène.

7. Des observations faites lors de forages de puits, dans le cours inférieur du Rio Choapa, montrent que les dépôts de galets se poursuivent en profondeur jusqu'à plusieurs dizaines de mètres au-dessous du niveau marin actuel. Près de l'embouchure, la roche en place n'a pas été atteinte. A 40 km de l'Océan, près de Limahuida, des sondages l'ont rencontrée dans l'axe de la vallée à une quarantaine de mètres sous le lit majeur d'aujourd'hui (Castillo, comm. écrite). La description des échantillons recueillis lors de ces perforations fait état, non seulement de galets, mais aussi de quantités importantes de sables et d'argiles. Tout porte à croire qu'il s'agit bien du Limarien, accumulation alluviale du Pliocène inférieur, remarquable par le degré élevé d'altération de ses éléments roulés.

l'Estero La Canela, vers 150 m d'altitude, le relais des galets et des graviers de surface, à façonnement fluvial (tiv), par des dragées d'usure marine (Sérénien I) qui ravinent, les uns comme les autres, les cailloutis elquiens sous-jacents.

Le plus haut niveau du Rio Choapa est donc semblable à ses homologues décrits plus au Nord, dans les autres vallées du Chili semi-aride. Il présente cependant une double originalité :

— il est à l'origine de nombreux phénomènes de surimposition qui font que la vallée actuelle du Rio Choapa montre une succession d'évasements et d'étranglements ; quant à celle de l'Estero Millahue, elle est épigénique du pied du Cerro Lobo jusqu'à la Route panaméricaine. De tels exemples d'encaissement dans des affleurements rocheux à partir d'une couverture alluviale qui a fossilisé une ancienne vallée, signalés à titre exceptionnel le long du Rio Elqui ou du Rio Limari, deviennent ici la règle. Ils provoquent des remontées du sous-écoulement qui vient alors s'ajouter au débit superficiel de la rivière, voire des déviations dans le cheminement des eaux souterraines profondes ;

— il a été affecté, à proximité de Huentelauquen, par des mouvements tectoniques énergiques qui ont provoqué le découpage, en deux blocs inégalement affaissés, de sa terminaison occidentale (fig. 141). C'est le seul cas identifié jusqu'ici d'accidents récents qui se traduisent par des escarpements très nets, de rejet appréciable, sur la terrasse tiv.

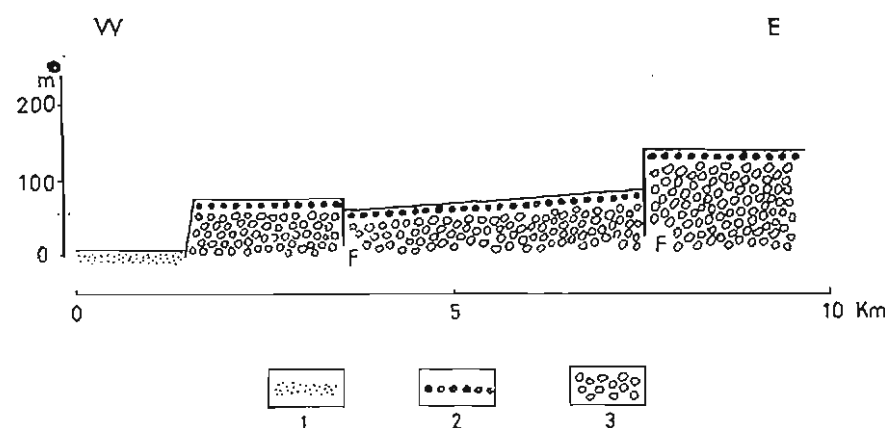


FIG. 141. — Effets de la néotectonique sur tiv près de l'embouchure du Rio Choapa.

1. tl. — 2. tiv. — 3. Elquiens.

La terrasse inférieure.

On retrouve, dans la vallée du Rio Choapa, la basse terrasse ti en dehors des rétrécissements rocheux où l'érosion fluviale l'a balayée. Elle s'élargit à partir de Huentelauquen, sur la rive gauche, profitant de la disparition complète de la terrasse tiv. Elle occupe probablement aussi le couloir taillé de biais dans la plate-forme d'abrasion et encombré aujourd'hui de dunes

vives, couloir qui, lors de la dernière régression marine, a encore servi de sortie à l'Estero Millahue ou à un bras du Rio Choapa. La granulométrie et la stratification de son matériel (des galets mais aussi des graviers et des sables disposés en lits) sont bien celles de la dernière nappe alluviale du Quaternaire. Le lit majeur actuel est incisé d'à peine 1 ou 2 m dans ce bas niveau qui est rongé par érosion latérale lors des crues du fleuve. Cette évolution pose un problème grave car la terrasse inférieure porte les seules terres cultivées de la vallée du Rio Choapa. Il est urgent de protéger ce capital hérité de la dernière phase morphogénétique du Pléistocène.

Des autres épisodes continentaux il ne reste aucune forme clairement identifiable. Je présume que les niveaux intermédiaires entre tiv et ti ont été entièrement nettoyés par érosion latérale ; ce que je viens de dire de la destruction actuelle de la basse terrasse justifie ce point de vue.

LES ENVIRONS DE LA BAIE CHIGUALOCO

(31° 45' S)

Cette baie doit son nom à l'Estero Chigualoco qui s'y jette (fig. 142). Il s'agit d'un petit cours d'eau intermittent dont la longueur est de l'ordre d'une quinzaine de kilomètres seulement ; il descend de massifs côtiers qui ne dépassent guère 1 000 m (Cerro Negro, 784 m ; Cerro Cabra, 1 041 m). Or ce petit organisme hydrographique — et c'est ce qui fait son intérêt — placé dans un secteur resté à l'écart des gros effets de la néotectonique, a réagi comme les grands rios aux événements morphogénétiques plio-quaternaires de la bande côtière.

Le Pliocène.

LA FORMATION DE COQUIMBO.

Il s'est conservé dans le fond de la baie Chigualoco, au S de l'estero, un témoin de la transgression marine du Pliocène moyen à supérieur. On peut l'observer dans de bonnes conditions sur une paroi haute de plus de 50 m, ancienne falaise marine ravivée à l'occasion de la construction de la Route panaméricaine. Il représente une épaisse accumulation de sables peu consolidés, de grain fin à grossier, de couleur dominante jaunâtre, stratifiés horizontalement ; ces sables enferment de très nombreuses lentilles de cailloux et de blocs peu usés. Aucun fossile n'a été recueilli mais le même fait a été constaté dans d'autres milieux d'embouchure, celui du Rio Elqui par exemple, qui sont peu favorables, pour des raisons écologiques, à une vie faunique foisonnante. L'équivalence que je propose avec la formation de Coquimbo s'appuie d'une part sur la situation topographique de l'affleurement (fond d'anse abritée et altitude convenable), d'autre part sur sa nature lithologique d'ensemble. Son faciès original — le premier de ce type jusqu'ici rencontré pour le Pliocène marin encore qu'il rappelle un peu celui décrit dans la carrière de la Quebrada Peñuelas (cf. *supra*, p. 187) — s'explique par les conditions géographiques locales. En raison de la faible capacité d'alluvion-

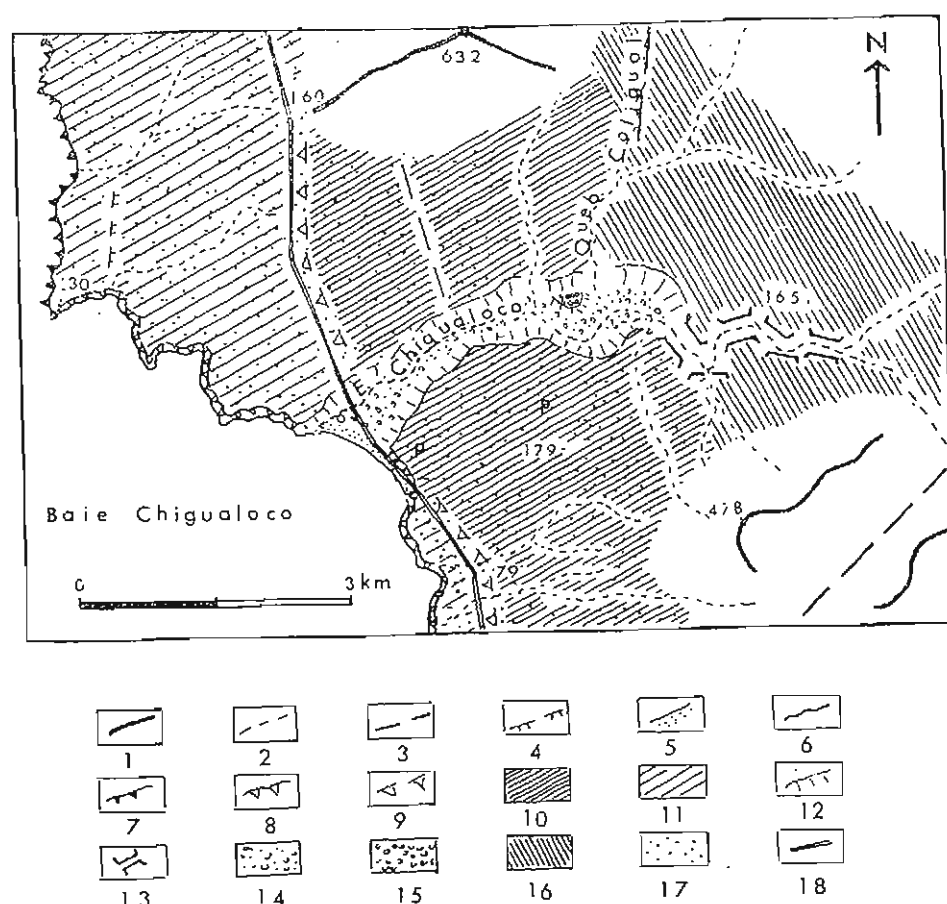


FIG. 142. — Les environs de la baie Chigualoco.

Croquis morphologique d'après la photographie aérienne n° 3205 R. 19 de l'I.G.M. du Chili. L'échelle est approximative.

1. Ligne de crête. — 2. Cours d'eau intermittent. — 3. Faille. — 4. Petit escarpement de faille. — 5. Plage. — 6. Côte rocheuse. — 7. Falaise vive. — 8. Falaise morte. — 9. Falaise morte cachée sous des dépôts éoliens. — 10. Plate-forme d'abrasion du Sérénien I. — 11. Plate-forme d'abrasion de l'Herradurien I. — 12. Talus d'érosion fluviale. — 13. Gorge. — 14. Nappe de galets tr. — 15. Galets continentaux d'un replat de l'estero. — 16. Niveau d'érosion continentale tiv. — 17. Dépôts éoliens anciens. — 18. Route panaméricaine.

nement de l'Estero Chigualoco, la transgression de la fin du Tertiaire a pu pénétrer assez profondément dans la baie, alors que, près de leur embouchure, les grands rios (Elqui, Limari, Choapa) dotés d'une forte charge, réussissaient à édifier de puissantes accumulations deltaïques qui suivaient pas à pas le relèvement du niveau marin, voire parfois le devançaient, empêchant une ingression profonde de l'Océan. Les apports de l'Estero Chigualoco acquerraient quelque importance seulement à l'occasion de crues violentes ; celles-ci lançaient dans la mer des paquets de cailloux peu roulés qui venaient périodiquement troubler une sédimentation d'ordinaire calme ; on retrouve ces fragments grossiers sous la forme de lentilles qui ravinent les sables stratifiés

et qui sont aussi, sur leur toit, recouvertes par eux. On comprend ainsi et l'existence d'un vestige de la formation de Coquimbo, assez profondément ancré à l'intérieur de la baie et, ce qui est corrélatif, le peu de place occupé par les dépôts elquiens.

LE LIMARIEN.

L'existence, dans la partie aval de l'Estero Chigualoco, d'une accumulation continentale sous-jacente à celle laissée par la transgression du Pliocène moyen à supérieur est mise en évidence non par des sondages mais par un témoignage original et éloquent. La vallée de ce cours d'eau a fait l'objet en 1884 d'une étude géologique de Sundt parce qu'elle a été le siège d'une exploitation aurifère active (« lavaderos de oro » de Casuto) dans le second tiers du XIX^e siècle. L'auteur signale que les pépites provenaient d'un dépôt d'origine fluviale qui repose directement sur le fond rocheux ; vers l'Océan ce dépôt passe sous les assises marines de la formation de Coquimbo qui s'épaississent progressivement et qui ne contiennent pas d'or. Cette disposition explique l'abandon du gisement lorsque, une fois épuisées les alluvions continentales du cours moyen, il fallut creuser vers l'aval des puits de plus en plus profonds à travers les sables marins stériles ; les dernières excavations, pratiquées à partir du lit majeur « à une lieue de la plage », les traversaient sur 60 m d'épaisseur. On retrouve ainsi dans le cours inférieur de l'Estero Chigualoco la trace des trois épisodes majeurs du Pliocène sur la frange côtière : modelé de creusement profond de la vallée en fonction d'un niveau de base déprimé, ensuite fossilisation sous un épais matelas aurifère de cailloux continentaux (Limarien), enfin, à partir du Pliocène moyen, dépôt d'une série sableuse par l'Océan en transgression.

Le Quaternaire.

Les deux niveaux continentaux tiv et tr se retrouvent près de l'embouchure de l'Estero Chigualoco.

LA TERRASSE SUPÉRIEURE (tiv).

Le plus haut niveau existe sur les deux rives du cours d'eau entre 150 et 80 m d'altitude ; il nivelle aussi bien les roches du bâti prétertiaire (granites paléozoïques au Nord, série volcanique acide du Trias au Sud) que l'accumulation détritique, essentiellement marine, du Pliocène moyen à supérieur. Des épandages de sables éoliens le recouvrent ; aussi est-il difficile de tracer avec précision la ligne à partir de laquelle le niveau d'origine fluviale se prolonge vers l'Ouest par une plate-forme de genèse marine. Néanmoins la nature continentale de la terrasse est attestée, en amont de la confluence avec la Quebrada Coligual, par des dépôts de cailloux si peu émoussés qu'ils permettent d'exclure à coup sûr un façonnement marin.

LA TERRASSE INFÉRIEURE (tr).

La terrasse inférieure d'origine continentale apparaît un peu avant la confluence avec la Quebrada Coligual ; plus en amont, l'estero coule au fond

d'une gorge très étroite dans laquelle il dessine un beau méandre encaissé. L'élargissement de la vallée a été possible à partir de l'endroit où, rive gauche, commencent à affleurer les terrains tendres tertiaires.

Sauf tout à l'aval où se remarque une petite incision de 1 m du lit majeur dans le bas niveau, celui-ci se distingue difficilement de celui-là. Ce fait s'explique sans doute parce que l'Estero Chigualoco, organisme hydrographique médiocre et intermittent, n'a pas eu le loisir de s'enfoncer dans la nappe tr qu'il recouvre encore entièrement lors des grandes crues comme en témoignent les traces de nombreux chenaux d'inondation. A proximité de l'Océan, le matériel alluvial anguleux est relayé par les dépôts marins véguiens situés en arrière de la côte basse et couverts de petites dunes. Un cordon littoral sableux obture la sortie de l'estero. La plage actuelle s'étend sur 1,5 km vers le Sud ; largement ouverte à la houle, elle offre de beaux exemples de croissants (*beach cusps*).

LE COURS INFÉRIEUR DE L'ESTERO CONCHALI (31° 52' S)

L'Estero Conchali est un petit cours d'eau long seulement d'une cinquantaine de kilomètres ; il descend de sommets qui n'atteignent pas 2 000 m. Son débit moyen annuel est faible : des observations faites pendant 1 an 7 mois, en 1928-1929, années normales d'un point de vue pluviométrique, montrent à Caimanes, soit à environ 35 km de l'Océan, un module de l'ordre de 0,2 m³/s (débit maximal : 8,82 m³/s ; débit minimal : 0,01 m³/s). L'Estero Conchali atteint l'Océan dans l'anse qui, au N de la pointe Chungos, succède immédiatement à celle de Los Vilos (fig. 143). Une flèche sableuse ferme généralement la sortie en mer du cours d'eau et crée une lagune côtière qui se vidange par filtration.

La présence d'un important champ de dunes actives, sur la rive droite de l'Estero Conchali, près de son embouchure, constitue ici le fait morphologique le plus notable ; il sera étudié à la fin de ce chapitre (*cf. infra*, p. 314), conjointement avec les autres grandes accumulations éoliennes de la côte du Chili semi-aride. Mais l'existence dans le cours inférieur du cours d'eau, d'une part du Pliocène moyen à supérieur, d'autre part d'un jeu de terrasses fluviales, mérite aussi de retenir l'attention.

Le Pliocène.

LA FORMATION DE COQUIMBO.

Des affleurements du Pliocène moyen à supérieur d'origine marine sont visibles sur la rive gauche de l'Estero Conchali dans les entailles qui éventrent le plus haut des niveaux quaternaires (tiv - Sérénien I). A cet égard deux coupes doivent être signalées.

La première peut s'observer là où l'ancienne piste de Los Vilos à Illapel, celle qui passe à proximité du cimetière de Los Vilos, se rapproche de la Quebrada Ramadilla. On note de bas en haut sur le versant de la quebrada :

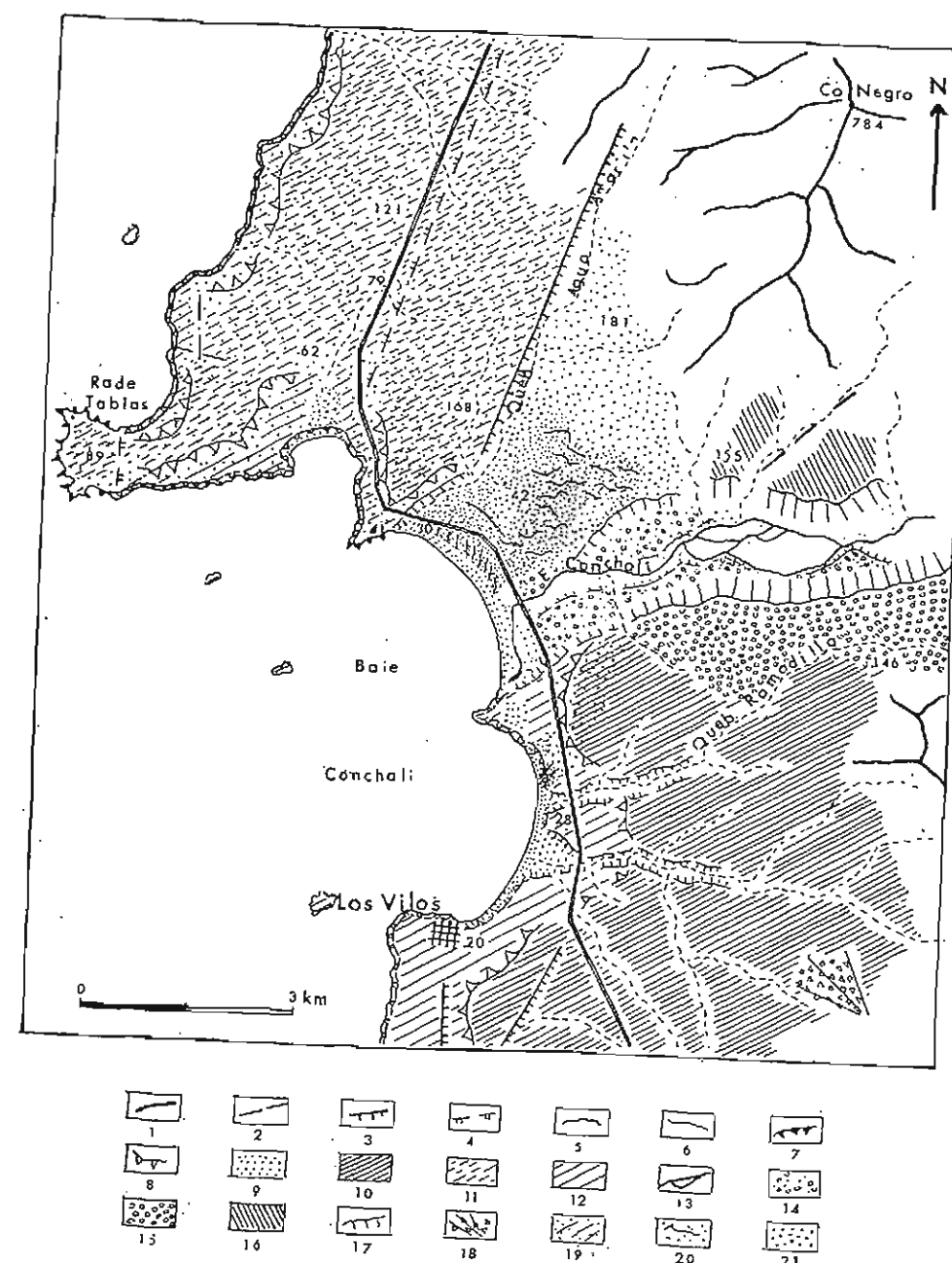


FIG. 143. — Les alentours de la baie Conchali.

Croquis morphologique d'après la photographie aérienne n° 3207 R. 19 de l'I.G.M. du Chili. L'échelle est approximative.

1. Ligne de crête. — 2. Faille. — 3. Escarpement de faille. — 4. Escarpement de faille supposé. — 5. Côte rocheuse. — 6. Plage. — 7. Falaise vive. — 8. Falaise morte. — 9. Dépôts marins véguiens. — 10. Plate-forme d'abrasion du Sérénien I. — 11. Plate-forme d'abrasion du Sérénien I cachée sous des dépôts éoliens. — 12. Plate-forme d'abrasion de l'Herradurien I. — 13. Lit majeur actuel. — 14. Nappe de galets tr. — 15. Nappe de galets trv. — 16. Niveau d'érosion continentale trv. — 17. Talus d'érosion fluviale. — 18. Cône de déjection. — 19. Dunes bordières. — 20. Dunes transversales. — 21. Dépôts éoliens anciens.

Nota. — Dans la partie supérieure du croquis lire Quebrada Agua Amarilla.

- sables fins jaune-verdâtre, stratifiés; je les rapporte à la formation de Coquimbo; ils sont visibles ici sur 1 m;
- ravinement;
- dépôt de galets allongés et de gravillons dont l'usure témoigne d'une origine marine; j'y vois des sédiments de plage laissés par le premier cycle marin du Quaternaire, le Sérénien I; épaisseur: 50 cm;
- sables brun-rouge, apparemment éoliens, cimentés en dalle ferrugineuse vers le haut (20 cm); épaisseur totale: 1 m;
- des cailloux anguleux, d'origine torrentielle, descendus d'un cerro voisin; épaisseur: 50 cm;
- sol gris-brun: 30 cm.

Hauteur du sommet de la coupe: 150 m.

Cette coupe révèle qu'en cet endroit la terrasse marine supérieure a été taillée dans la formation de Coquimbo; elle suggère aussi que, postérieurement à son émergence, le niveau a été affecté, au gré des variations climatiques, d'abord par des actions éoliennes puis par des phénomènes de ruissellement.

La seconde coupe est donnée par la carrière visible sur le côté droit de la nouvelle piste qui va à Illapel, un kilomètre après qu'elle se soit détachée de la Route panaméricaine. Elle montre sur une hauteur de 35 m des sables jaunâtres de grain fin à moyen, stratifiés, contenant à l'instar de ceux décrits près de l'embouchure de l'Estero Chigualoco, des paquets de cailloux mais, cette fois-ci, usés; il s'agit ici comme là d'un dépôt de fond de baie de l'Océan transgressif pliocène, troublé seulement par moments, lorsque le cours d'eau en crue évacuait sa charge grossière en mer. Ces sables sont ravinés au sommet par une nappe, épaisse d'environ 5 m, de galets et de blocs continentaux: c'est la nappe tiv, celle qui forme la terrasse supérieure dont la hauteur en cet endroit atteint 90 m.

Un autre témoin de la formation de Coquimbo se rencontre sur le côté gauche de la Quebrada Agua Amarilla, là où le chemin qui conduit aux bâtiments de la Hacienda du même nom se hisse sur le plus haut niveau du Quaternaire, enfoui sous des dunes anciennes et actuelles. L'intérêt de cet affleurement est de découvrir, vers 50 m d'altitude, une discordance angulaire au sein même de la série pliocène; des sables jaunâtres affectés d'un pendage supérieur à 30° sont tranchés et recouverts, d'abord par un banc de cailloux bien roulés, puis par des strates subhorizontales de sables également jaunâtres dans lesquels s'intercalent des lits de galets; quelques fragments de fossiles marins mal identifiables ont été recueillis. Il semble que l'on retrouve en cet endroit les deux unités stratigraphiques dont l'existence a été révélée par l'étude de la formation de Coquimbo autour de la baie éponyme (cf. *supra*, p. 188).

La déformation de la séquence inférieure pourrait être due ici à un mouvement de la faille que longe la Quebrada Agua Amarilla. Cet accident semble avoir joué encore après le Sérénien I à en juger par l'altitude anormalement haute — même en tenant compte de la couverture dunaire — de la terrasse marine du Quaternaire ancien sur la rive droite de la quebrada; si la séquence supérieure du Pliocène ne porte pas la trace de ce jeu dans la coupe décrite, c'est probablement parce que, lorsqu'il s'est produit, l'érosion de la quebrada l'avait déjà isolé du plan de faille.



PHOTO 66. — Dunes bordières, baie de Conchalí au N de Los Vilos; touffes fixatrices d'Ambrosia chamissonis; contours de déflation entre les monticules de sable.



PHOTO 65. — Effet du vent du Sud-Ouest sur la végétation côtière (Acacia cavendishii) près de Quinquimo (Rio La Ligua).



PHOTO 67. — Vue d'ensemble sur le grand massif dunaire de Longotoma (embouchure du Rio La Ligua et du Rio Petorca); dunes en vagues (vue prise vers le Sud).



PHOTO 68. — Même site. Front raide d'une crête transversale; ripple marks sur la pente douce au vent; buttes coquillères précoloniales; à l'avant-dernier plan, dunes en trainées stabilisées par des touffes de végétation.



PHOTO 69. — Vue aérienne verticale du champ de dunes de Longotoma à l'embouchure du Rio La Ligua et du Rio Petorca ($32^{\circ} 24' S$) ; on remarque en bas, dans le coin à droite, les dunes stabilisées en traînées d'âge holocène.

L'ELQUIEN.

On peut suivre le passage latéral de la formation de Coquimbo aux dépôts caillouteux de l'Elquien sur la rive gauche de l'Estero Conchali ; la transition est rapide puisque ceux-ci deviennent exclusifs à 3 km de l'embouchure. Ils présentent les caractères sédimentologiques qui leur sont spécifiques et qu'il ne paraît pas utile de rappeler une fois de plus. Vers l'amont leurs derniers témoins s'estompent à une quinzaine de kilomètres de l'Océan.

Le Quaternaire.

J'ai déjà eu l'occasion de signaler, à propos des deux coupes décrites sur la rive gauche de l'Estero Conchali, que le plus haut niveau topographique est dû ici à l'étalement, accompagné d'érosion latérale, de la nappe alluviale tiv, là à l'abrasion marine du Sérénien I qui a laissé aussi des dépôts corrélatifs. Une fois de plus cette constatation conduit à admettre la simultanéité, ou peu s'en faut, de la mise en place de tiv et du maximum de la transgression du Sérénien I, donc par là même l'origine essentiellement eustatique, au moins à l'aval, de la terrasse supérieure.

À l'autre bout de l'échelle des temps quaternaires, le passage latéral de la basse terrasse fluviale (tr), assez mal dégagée du lit majeur qui souvent se confond avec elle, au niveau marin inférieur, recouvert de sédiments véguiens, est une évidence qui s'impose sur le terrain.

Aucune forme ne prolonge immédiatement vers l'amont la terrasse marine moyenne de l'Herradurien I. Il est difficile de savoir si on doit y rattacher les restes d'un plan caillouteux situé à une dizaine de kilomètres de l'Océan et à une trentaine de mètres au-dessus du lit majeur : ce niveau n'est pas assez étendu pour faire l'objet d'une interprétation.

L'EMBOUCHURE EPIGENIQUE DU RIO QUILIMARI ($32^{\circ} 07' S$)

Le Rio Quilimari naît lui aussi en dehors de la haute cordillère ; sa longueur est modeste, de l'ordre d'une cinquantaine de kilomètres ; son bassin versant couvre une superficie évaluée à environ 750 km².

Quatre secteurs peuvent être distingués le long de ce cours d'eau :

— tout à l'amont l'organisme hydrographique se constitue peu à peu par la réunion de plusieurs quebradas descendues de sommets dont la hauteur est inférieure à 2500 m ; le rio est donc resté à l'abri de toute influence proprement glaciaire pendant le Quaternaire ;

— le fleuve se libère un instant de l'étroitesse du cadre montagneux lorsque, à Tilama, il traverse perpendiculairement l'alignement méridien des petits grabens tertiaires qui se suivent vers le Nord à partir de l'Estero Las

Palmas (*cf. supra*, p. 115). Ici la profondeur du fossé a été exagérée par l'érosion des affluents du rio. Un bel exemple de glacis, raboté dans du granite crétacé altéré, orienté vers l'Ouest, appelle le regard au N de Tilama ; il s'est inscrit dans un glacis plus ancien dont il reste seulement des lanières. On rencontre aussi dans ce bassin de Tilama des illustrations du modèle classique développé dans les roches cristallines : boules de cryptogénèse, surfaces de desquamation et même, au NW du village, une ébauche de dôme lisse s'écaillant par exfoliation (*photo 8*) ;

— la vallée se rétrécit ensuite ; les quebradas affluentes y ont édifié, lors de la dernière époque pluviale, des cônes de déjection qui sont incisés aujourd'hui par des écoulements torrentiels très intermittents ;

— c'est seulement à partir de Mundo Nuevo, soit à moins d'une quinzaine de kilomètres de la baie de Pichidangui, qu'apparaît sans conteste la plus haute des terrasses (trv) ; elle se suit depuis lors sans discontinuité majeure jusqu'à sa disparition définitive un peu en amont de Quilimari. Un bas niveau cultivé (tr) est aussi clairement identifiable par endroits. D'interprétation délicate est un plan intermédiaire, à 35-40 m au-dessus du lit majeur, particulièrement net vers Guanguali, tant sur la rive droite que sur la rive gauche ; il ne s'agit pas de tr, ni de trv ; peut-être se trouve-t-on devant un niveau contemporain, dans le domaine continental, de la terrasse marine moyenne de l'Herradurien I, niveau fluvial qui, on ne l'a pas oublié, n'existait pas dans la vallée du Rio Elqui ; le problème sera de nouveau posé à propos du Rio La Ligua (*cf. infra*, p. 308).

En définitive le trait morphologique le plus original du Rio Quilimari se rencontre à son embouchure même (*fig. 144*) : pour atteindre l'Océan le rio scie une gorge étroite, longue de 100 m et profonde de 25 m, inscrite dans la terrasse marine moyenne (Herradurien I) ; c'est bien le chemin le plus court pour se jeter dans la baie, le plus normal aussi puisqu'il est conséquent à la pente apparue à l'air libre lors de l'émergence de la plate-forme d'abrasion. Ainsi se comprend qu'ait été négligée une voie pourtant plus facile, celle de l'ancienne sortie que le Rio Quilimari a dû creuser au Pliocène inférieur, à l'époque où le niveau marin était plus déprimé qu'à l'heure actuelle (*cf. supra*, p. 119). L'étude du terrain permet de retrouver le double coude, d'abord vers le Sud, puis vers l'Ouest, que dessinait alors le fleuve. En effet, les affleurements rocheux disparaissent complètement sur la rive gauche du cours d'eau, près du village de Quilimari ; d'autre part le tracé de la falaise cachaguienne ébauche un golfe à l'E de Pichidangui parce que, en cet endroit, la roche en place manque aussi ; elle est remplacée, ici comme là, par des galets qui sont très certainement d'âge elquien et qui recouvrent probablement des cailloutis limariens. Des sondages ou, mieux encore, une prospection géophysique permettrait de déterminer la profondeur exacte de l'ancien fond de vallée. Mais d'ores et déjà, s'il était nécessaire d'améliorer l'approvisionnement en eau de Pichidangui — lieu de concentration de vacanciers en été —, il apparaît inutile d'aller pomper dans le lit actuel du rio alors que, très probablement, une nappe souterraine suit l'ancienne vallée qui passe à proximité de la station balnéaire.

Ce changement de cours du Rio Quilimari près de son embouchure rappelle, en beaucoup plus modeste, celui du Rio Limari dans son cours inférieur. Mais une différence essentielle sépare les deux exemples : l'épigénie dans le premier cas est due seulement à un phénomène de surimposition alors que dans le second cas, on s'en souvient, le jeu de l'antécédence a été essentiel.

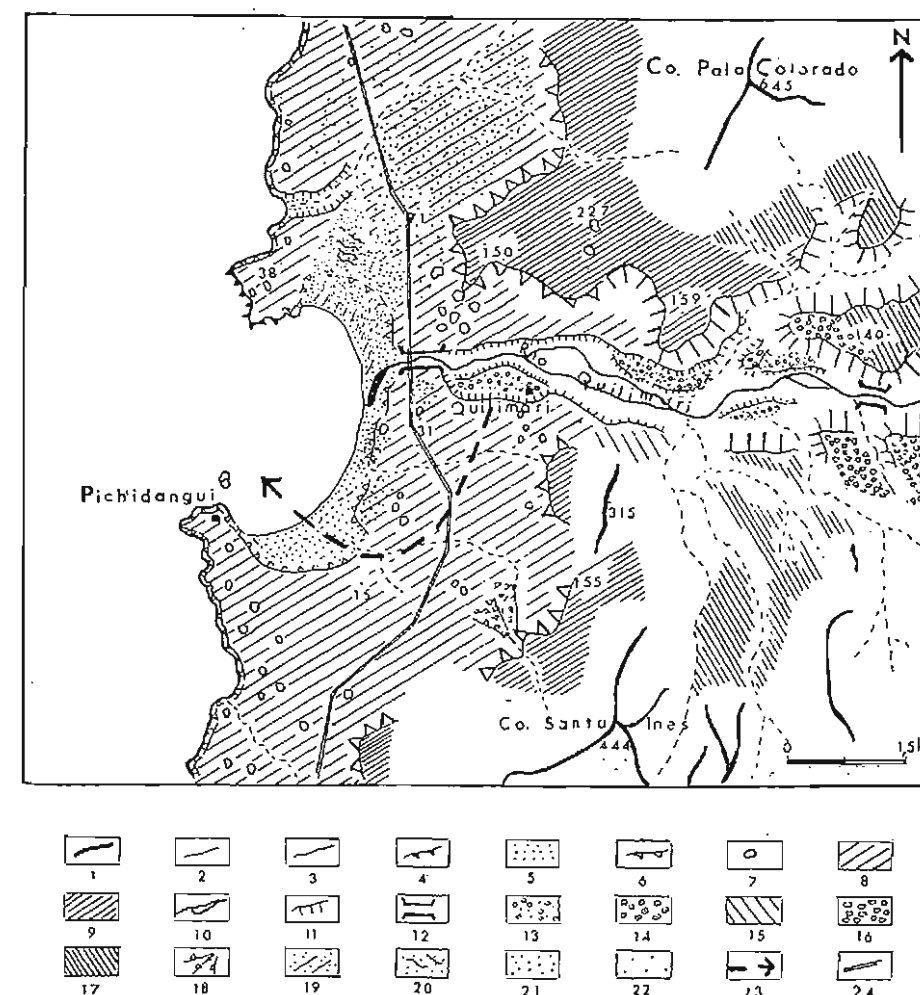


FIG. 144. — La région d'embouchure du Rio Quilimari.

Croquis morphologique d'après la photographie aérienne n° 077 R. 2 de l'I.G.M. du Chili. L'échelle est approximative.

1. Ligne de crête. — 2. Plage. — 3. Côte rocheuse. — 4. Falaise vive. — 5. Dépôts marins végétaux. — 6. Falaise morte. — 7. Ecueil. — 8. Plate-forme d'abrasion de l'Herradurien I. — 9. Plate-forme d'abrasion du Séré-nien I. — 10. Lit majeur. — 11. Talus d'érosion fluviale. — 12. Gorge de surimposition. — 13. Nappe de galets tr. — 14. Galets continentaux d'un replat de la vallée. — 15. Niveau d'érosion contemporaine de la plate-forme de l'Herradurien I. — 16. Nappe de galets trv. — 17. Niveau d'érosion continentale trv. — 18. Cône de déjection. — 19. Dunes bordières. — 20. Dunes transversales. — 21. Dépôts éoliens anciens. — 22. Aspersions éoliennes anciennes. — 23. Ancien cours du Rio Quilimari au Pliocène inférieur. — 24. Route panaméricaine.

LE RIO PETORCA ET LE RIO LA LIGUA PRES DE LEUR EMBOUCHURE

Le Rio Petorca (120 km de longueur) et le Rio La Ligua (110 km) descendent de sommets hauts de 3 500 à 4 000 m, situés à l'Ouest de la frontière, sur le rebord déjà externe de la haute cordillère. Au terme de leur parcours leur débit moyen ne dépasse pas 1 m³/s ; ils franchissent avec difficulté un imposant champ de dunes (cf. *infra*, p. 314), puis ils se rejoignent⁸ ; ils arrivent ainsi à maintenir, non sans peine, un étroit passage entre la retombée du Cerro El Cobre (538 m) et le cordon littoral sableux qui barre le fond de la baie La Ligua.

Le Rio Petorca et le Rio La Ligua présentent dans leur cours inférieur des terrasses étagées dont j'ai déjà eu l'occasion de signaler l'existence (Paskoff, 1963 a et 1966 a). La coupe la plus claire, en même temps que la plus facilement accessible, est celle donnée par la Route panaméricaine sur la rive droite du Rio La Ligua, à partir du poste de carabiniers de Quinquimo. On rencontre successivement après le lit majeur du cours d'eau, situé ici à 15 m au-dessus de l'Océan :

— la basse terrasse (t_I) de 3 ou 4 m de commandement ; son talus externe ravivé par les crues laisse apparaître une nappe de cailloutis frais surmontée par 2 ou 3 m de limons argilo-sableux ; cette terrasse inférieure se divise parfois en deux niveaux dont le plus bas peut être encore recouvert aujourd'hui lors des hautes eaux exceptionnelles ;

— une terrasse moyenne dont l'altitude en cet endroit se tient autour de 55 m. Les galets qui la constituent témoignent d'une usure avancée (médiane de l'indice d'émoussé pour un lot de 33 galets andésitiques de longueur comprise entre 14 et 20 cm : 430) et d'un aplatissement médiocre (médiane de l'indice d'aplatissement : 1,8). Je ne pense pas qu'ils appartiennent à la nappe t_{II} d'abord parce que plus du quart des cailloux roulés sont altérés mais surtout parce que le dépôt en question a été affecté en surface par des phénomènes d'altération inconnus sur t_{II}. En effet, sous le sol gris-brun superficiel (25 cm) existent, d'abord un horizon d'argiles rouges (30 cm), puis sur environ 50 cm un banc de galets emprisonnés par un ciment calcaire. Ce profil, apparent sur le front d'une carrière ouverte dans la terrasse moyenne au bord même de la Route panaméricaine, parle en faveur d'un niveau plus ancien que t_{II}. Son équivalent n'a pas été trouvé dans la vallée du Rio Elqui, probablement parce que l'érosion l'a fait disparaître. Par sa position topographique il semble raisonnable de rattacher cette terrasse moyenne (t'_{II}) à la plate-forme d'abrasion élaborée par le cycle de l'Herradurien I — alors que, on se le rappelle, t_{II} se prolonge près de La Serena par la plate-forme de l'Herradurien II — dont les dépôts corrélatifs ont été aussi le siège, après le retrait de l'Océan, d'une pédogenèse active dans un milieu climatique de type pluvial (cf. *infra*, p. 329). Mais les preuves matérielles manquent : il n'existe pas sur le terrain, près de l'embouchure,

8. La carte de la baie La Ligua levée en 1835 par les officiers du *Beagle*, lors du fameux voyage auquel participa Darwin, montre que chacun des deux rios avait alors sa propre embouchure. Il s'agit probablement d'un fait circonstanciel dû à la rupture occasionnelle du cordon littoral par le Rio Petorca au cours d'une grande crue et non nécessairement l'indice d'un changement important dans la physionomie du littoral depuis cette époque comme le pense Pomar (1962).

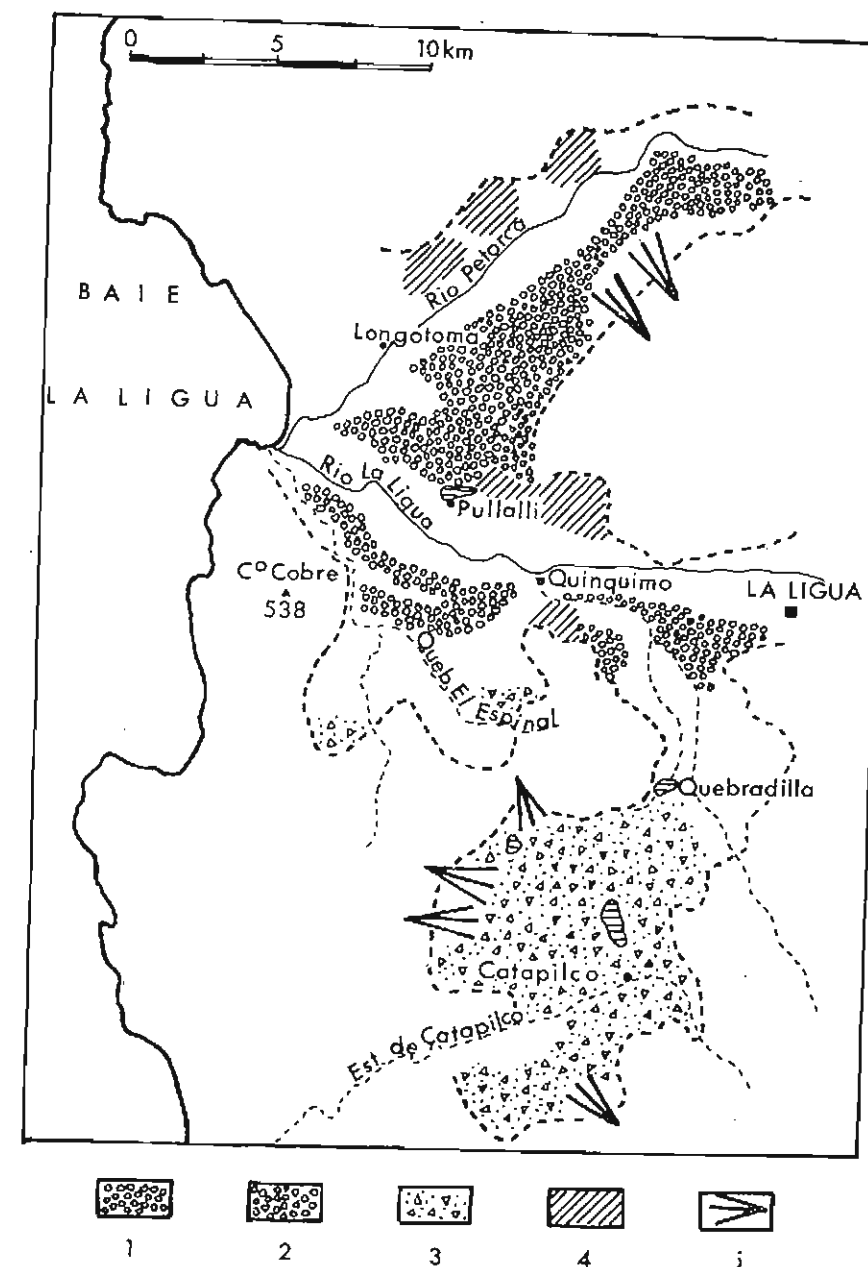


FIG. 145. — La terrasse fluviale supérieure (t_{IV}) du Rio Petorca et du Rio La Ligua près de l'Océan.

1. Galets. — 2. Galets et cailloux anguleux d'apport transversal. — 3. Cailloux anguleux mélangés à une matrice fine. — 4. Niveau d'érosion latérale. — 5. Cône-glacis.

de raccord direct visible entre les formes marines et fluviales. Les grandes accumulations dunaires de Longotoma rendent vaines les démarches qui pourraient être tentées dans le but de résoudre ce problème.

— enfin à 90-100 m d'altitude, la terrasse supérieure (trv) facilement identifiable par ses caractères morphologiques que l'on ne dispensera de décrire car ils sont maintenant bien connus (*photo 63*). Mais elle a retenu mon attention parce que l'étude du terrain, dans les environs de La Ligua, vient confirmer, en apportant certaines précisions, les circonstances complexes qui ont présidé à la genèse de cette forme majeure des vallées du Chili semi-aride.

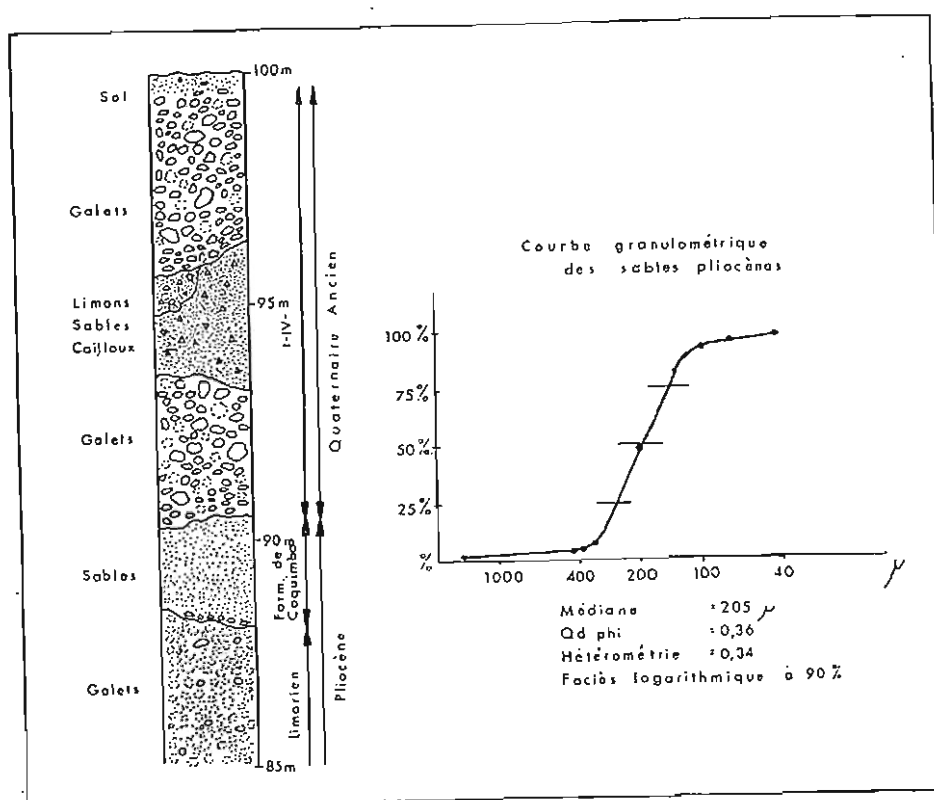


FIG. 146. — La coupe du km 158 de la Route panaméricaine.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

Sans être aussi vaste que celui décrit dans le cours inférieur du Rio Limari, le plus haut des niveaux continentaux occupe dans la région de La Ligua, ou plutôt a occupé car il a été passablement dégradé par l'érosion, une superficie notable (*fig. 145*) : non seulement ses témoins accompagnent sur chaque rive le Rio Petorca et le Rio La Ligua mais ils se retrouvent vers le Sud dans le bassin de Catapilco. La pente générale du niveau vers l'Océan peut être estimée à 6 %.

Une première coupe intéressante mérite d'être étudiée dans la tranchée de la Route panaméricaine au km 158, en venant de Santiago, lorsque la

chaussée remonte vers la terrasse supérieure après avoir longé le réservoir d'eau de la Hacienda Pullalli. En relevant les affleurements qui apparaissent successivement de part et d'autre de la route, on note de bas en haut (*fig. 146*) :

- des galets et des blocs mal lavés, accumulés en désordre, visibles sur 3 m ; 70 % du matériel grossier est altéré ou pourri ; je rapporte cette accumulation détritique au Limarien (Pliocène inférieur) ;
- un banc, épais de 2 m, de sables moyens de couleur gris foncé, stratifiés horizontalement, sans fossiles. L'analyse d'un échantillon aimablement faite par M. Boyé (Laboratoire de géographie physique de l'Institut de géographie de Bordeaux) montre que les sables proprement dits (méd. 0,2 mm) dominent dans une proportion de 85 % en poids ; les 15 % restant correspondent à une fraction plus fine, inférieure à 0,04 mm. Ils contiennent beaucoup de biotite altérée. Aucune réaction d'effervescence n'a été enregistrée lors du traitement à l'acide chlorhydrique dilué à 50 %. La courbe granulométrique cumulative se rattache au type sigmoïde qui implique une accumulation sélective. Les indices de classification (Q de ϕ : 0,36 ; $H\phi$: 0,34) traduisent un triage typique d'une formation marine. Je pense donc qu'il s'agit d'un sédiment déposé dans l'Océan lors de la transgression du Pliocène moyen à supérieur. Il a été aussi procédé à l'examen morphoscopique des grains de quartz du même échantillon : comme dans le cas des prélèvements faits dans la formation de Coquimbo autour de La Serena ou de Tongoy, cet examen met en évidence un émoussé très faible : 80 % de non usés et 20 % de subanguleux. Cet état de choses s'explique sans doute par l'extension et la proximité des affleurements de granite altéré (*maicillo*) : ils ont libéré, depuis la reprise de l'érosion subaérienne au début du Pliocène, une masse énorme de matériel quartzueux que les rios ont jeté dans l'Océan sans que celui-ci ait eu le temps de l'user véritablement ;

ravinement ;

- une accumulation (trv) de 9 m de puissance totale constituée par deux niveaux de cailloux roulés séparés par une intercalation, épaisse d'environ 2 m, de fragments en majorité anguleux emballés dans des sables et des limons. Les galets du niveau inférieur comme ceux du niveau supérieur (*fig. 147*) sont bien usés (médiane de l'indice d'émoussé : 450, pour un lot de 33 galets volcaniques, compris entre 5,6 et 8,2 cm, recueillis dans le niveau supérieur) et mal aplatis (médiane de l'indice d'aplatissement pour le même lot : 1,91) ; les individus granitiques sont souvent pourris ou au moins altérés.

Hauteur du sommet de la coupe : 100 m.

Cette coupe fait bien apparaître la succession — déjà connue — des événements qui ont contribué à la genèse de la terrasse supérieure : remplissage continental au Pliocène inférieur d'une basse vallée préalablement creusée au début du Pliocène, transgression marine à partir du Pliocène moyen jusqu'à la fin du Tertiaire, enfin, au Quaternaire ancien, ravinement des formations antérieures et épandage d'une nappe alluviale. Au cours de ce dernier épisode — et c'est l'originalité de cette coupe de le montrer — ont alterné des apports longitudinaux de galets par l'intermédiaire du fleuve — dans ce cas précis, le Rio La Ligua — et des étalements d'alluvions peu usées, dus à des écoulements spasmodiques descendus des reliefs voisins lorsque le rio changeait de lit au cours de multiples défluviations. Ces divergences expliquent l'œuvre importante d'érosion latérale, réalisée lors de la mise en place de la nappe trv, qui a non seulement décapité les formations détritiques pliocènes mais aussi nivelé des affleurements de granite altéré, comme on peut le constater sur la rive gauche du Rio Petorca.

Une autre coupe (*fig. 148*), importante aussi pour comprendre les vicissitudes morphologiques de la vallée qui ont conduit à la formation de la terrasse supérieure, a été mise à jour en 1965 à l'occasion de la construction d'une nouvelle voie d'accès à Papudo à partir de Quinquimo. Elle s'observe précisément là où la route descend du niveau trv, dont l'altitude est ici de 90 m, vers la Quebrada El Espinal. On remarque clairement une accumulation ancienne et désordonnée, mal lavée aussi, de cailloux roulés dont le degré

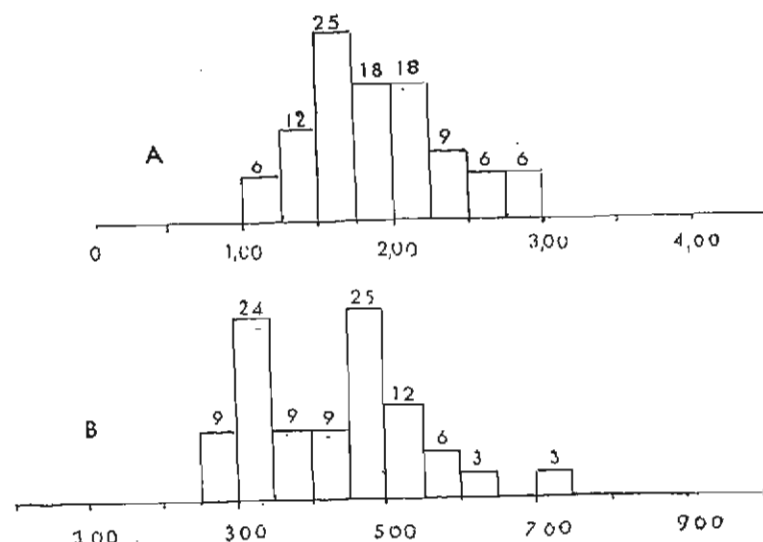


FIG. 147. — Histogrammes de l'indice d'aplatissement (A) et de l'indice d'émoussé (B) des galets du niveau supérieur de la coupe du km 158 de la Route panaméricaine (cf. fig. 146), d'après Vera (1967 a).

Usure avancée et aplatissement médiocre.

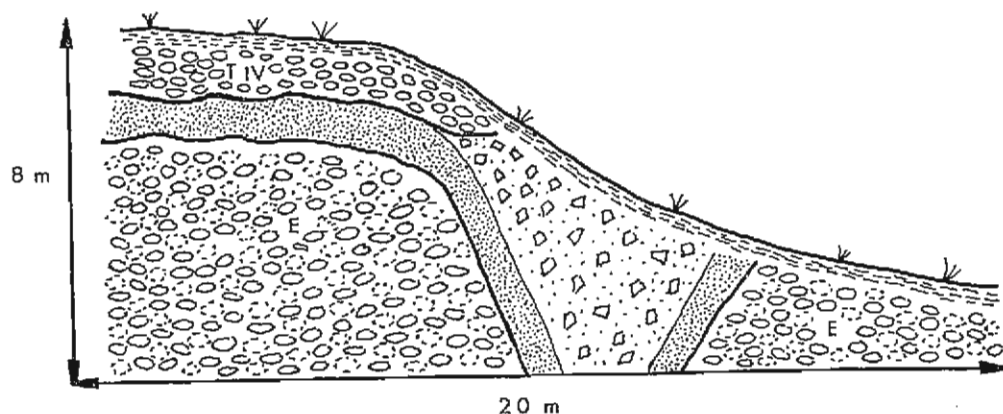


FIG. 148. — La coupe de la route Quinquimo-Papudo.
E = Elquien.

La description de la coupe est donnée dans le texte.

d'altération, conjointement avec la position stratigraphique, suggère qu'il s'agit probablement de la formation elquienne. Elle a été, postérieurement à sa mise en place, disséquée par l'érosion linéaire ; il en est résulté un modelé de petites collines dont les versants se sont figés à un moment donné et se sont revêtus d'une argile brune, probablement due à une altération de type pédologique. Plus tard encore, les ravines torrentielles ont été bouchées par du matériel fin rubéfié, des sables et des limons englobant quelques cailloux peu émoussés. Enfin la topographie a été parfaitement nivelée, lors d'une défluviatation du Rio La Ligua, par l'épandage terminal d'une nappe de galets (tiv), épaisse à peine de 1 m en cet endroit parce qu'il manque la partie supérieure du dépôt, disparue lors de l'évolution du versant dans lequel a été révélée cette séquence. Le principal enseignement de la coupe est de mettre en évidence une phase de dissection entre l'Elquien et tiv ; elle correspond très probablement à la régression marine du Tongoyen.

Le croquis de la figure 145 montre que la terrasse supérieure, interrompue au S du Rio La Ligua par l'enfoncement de la Quebrada El Cuaajo et de ses affluents, se retrouve à partir du lieu-dit *Quebradilla* et ses vestiges assez bien conservés occupent le bassin évidé dans le batholite granitique de Catapilco. Les tranchées de la Route panaméricaine et des petites quebradas signalent dans ce secteur une absence totale de galets, ce qui implique — chose d'ailleurs normale — qu'il n'a pas été atteint par les grandes divagations du Rio La Ligua au Quaternaire ancien (*photo 64*). La nappe tiv est ici représentée seulement par des cailloutis peu usés, des sables et des limons mis en place par des écoulements violents et irréguliers qui ont dévalé du cadre montagneux. Ces phénomènes de ruissellement mal concentré ont exercé une érosion aréale soit directement, aux dépens de la roche cristalline pourrie, à la base des versants, soit au détriment d'épandages détritiques d'origine granitique, accumulés dans le bassin de Catapilco après son évidement au Pliocène inférieur.

Un échantillon du matériel fin (méd. 0,14 mm) de tiv a été analysé par M. Boyé. Il s'agit d'un sédiment très ferruginisé, de couleur brun vif tirant sur le rouge, de pH neutre (7,7), contenant à toutes les dimensions une forte proportion de feldspaths altérés, des quartz parfois corrodés, des résidus de micas. La courbe granulométrique cumulative des sables (73,4 % du poids séché de l'échantillon) montre un mauvais classement (Q de ϕ : 1,08 ; $H\phi$: 0,78) ; elle présente un faciès en partie parabolique, avec une dispersion aléatoire marquée pour les grandes dimensions : on peut en inférer un transport dans un milieu hydrique et un dépôt par excès de charge. D'un point de vue morphoscopique les grains de quartz sont non usés ou subanguleux, parfois picotés. Au total, il s'agit d'un matériel transporté sur une courte distance par un écoulement brutal à variations de compétence brusques, lié à des pluies torrentielles et irrégulières.

Tout ceci confirme que la terrasse supérieure, élément topographique majeur des vallées du *Norte chico*, loin d'être une forme simple, représente le point d'aboutissement d'une histoire morphologique complexe, rythmée par les variations du niveau marin et les changements climatiques depuis le début du Pliocène jusqu'au Quaternaire ancien.

LES ACCUMULATIONS DUNAIRES ACTUELLES ET ANCIENNES

La côte du Chili semi-aride entre 31° et 33° de latitude sud est aussi remarquable par l'étendue de ses champs de dunes vives. Les plus importants sont du Nord au Sud (*carte hors-texte V*) ceux d'Amolanos (31° 37' S), de Conchali (31° 53' S), de Pichidangui (32° 08' S), de Longotoma (32° 24' S, *photo 69*), de Ventanas (32° 45' S) et de Ritoque (32° 50' S). Selon un inventaire préliminaire réalisé en 1966 par l'Institut de recherches sur les ressources naturelles (CORFO), les formes dunaires actuelles ou subactuelles couvriraient, le long du littoral pacifique entre la baie Teniente et le Rio Aconcagua, une superficie de l'ordre de 5 000 ha. Mais ces dunes vivantes se prolongent par d'anciennes constructions éoliennes aujourd'hui complètement fixées et oblitérées qui souvent s'empilent les unes sur les autres et s'étendent sur de vastes espaces. Le *Norte chico* mérite donc de devenir une région classique pour l'étude des dunes littorales en milieu semi-aride, au même titre que l'extrême Sud de Madagascar (Battistini, 1964), le Sud du littoral atlantique du Maroc (Guilcher et Joly, 1954) et surtout la Californie (Cooper, 1967), région avec laquelle les analogies sont très frappantes.

ETUDES ANTERIEURES

La première publication consacrée aux dunes de la côte chilienne est celle d'Albert (1900) qui y voyait un phénomène d'origine anthropique provoqué par les défrichements de l'époque coloniale. Brüggén (1929) a insisté sur le rôle de la dérive littorale dans le cheminement des sables apportés par les rios pour expliquer la localisation des champs de dunes immédiatement au N de l'embouchure des fleuves. Fuenzalida (1956 et 1965 *b*) a appelé l'attention sur l'influence dans la sédimentation sableuse marine des promontoires de la côte qui freinent la dérive littorale ; il a aussi signalé l'ampleur des accumulations dunaires anciennes. Börgel (1963) a donné quelques courbes granulométriques des sables dunaires de Conchali. Récemment (1967) une de mes étudiantes de l'Université du Chili, Maria-Cristina Cordero de Schneider, a consacré un mémoire non publié à des recherches morphologiques sur les grands champs de dunes du *Norte chico*. Enfin Kohler (1966) poursuit la mise au point de ses travaux sur les plantes psammophiles de la côte chilienne.

LES CONDITIONS GÉNÉRALES DE L'EXISTENCE DES DUNES

Plusieurs facteurs commandent le développement des phénomènes dunaires.

Le climat.

L'existence d'un vent dominant conditionne étroitement la morphologie éolienne. On pourra revoir les données anémométriques rapportées à propos de la présentation du climat du Chili semi-aride (*cf. supra*, p. 54). Je rap-

pelleraï seulement que les vents du Sud-Ouest manifestent une primauté écrasante. Leur constance tout au long de l'année comme leur vitesse en font des agents morphogénétiques actifs et prioritaires. L'examen des photographies aériennes verticales montre clairement que les champs dunaires sont orientés vers le Nord-Est ; le vent efficace (*effective wind*) est donc bien un vent du Sud-Ouest. Deux exceptions à cette règle : l'erg situé entre le Rio Petorca et le Rio La Ligua tourné vers l'Est ; celui dirigé vers le Nord, le long du rivage au N de l'embouchure du Rio Choapa ; ces directions aberrantes s'expliquent dans les deux cas par des contraintes topographiques, plate-forme d'abrasion au pied d'une falaise morte ici, vallée là, qui ont canalisé, en les déviant, les filets d'air.

La longue saison sèche — elle dure en moyenne huit mois — représente un facteur favorable à des actions éoliennes efficaces en dépit de l'humidité atmosphérique liée aux brouillards côtiers. Les années 1967 et 1968, caractérisées, surtout la seconde, par un grand déficit des précipitations, ont vu des déplacements de sables plus importants qu'à l'accoutumée ainsi qu'en témoignent les recouvrements inhabituels dont a été alors victime la Route panaméricaine sur certains tronçons de son parcours, comme au N de Los Vilos par exemple.

Enfin la *couverture végétale* de type *steppique*, reflet des conditions climatiques actuelles, n'entrave guère le travail du vent.

Le tracé de la côte.

D'une façon générale, l'orientation NNW-SSE de la côte est propice à la formation de dunes parce qu'elle forme un angle de 40°-45° avec le vent dominant. Mais c'est surtout l'existence de promontoires limitant des baies qui est favorable à la sédimentation sableuse marine, maillon essentiel dans la chaîne qui conduit aux constructions éoliennes. Selon Fuenzalida (1956), la dérive littorale, lorsqu'elle heurte un cap, se divise en deux branches, l'une continuant sa marche vers le Nord, l'autre obligée par l'obstacle à revenir sur elle-même, en dessinant un circuit, et à déposer une fraction de ses sédiments fins sous l'action de la force centrifuge⁹.

L'alimentation en sables.

Toutes les conditions précitées ne seraient pas suffisantes pour expliquer les puissantes accumulations dunaires de la côte du Chili semi-aride si une abondante fourniture en sables n'avait pu être assurée. Or les vastes affleurements granitiques du continent libèrent d'énormes masses d'arène que les rios entraînent — et surtout qu'ils ont entraînées lors des époques pluviales — pour les jeter dans l'Océan où la dérive littorale les prend en charge. On

9. Cette déviation du courant côtier dans le fond des baies rend compte du coude brusque vers le Sud que dessinent les fleuves, en arrière du cordon littoral, avant de déboucher dans l'Océan.

comprend ainsi que tous les grands champs de dunes — à l'exception ¹⁰ de celui de Ventanas qui est d'ailleurs le plus modeste — se situent dans le fond des baies, immédiatement au N de l'embouchure des grands cours d'eau.

La topographie de la frange côtière.

L'existence d'un ensemble ample de terrasses marines étagées a représenté un facteur topographique favorable à la formation de grands champs de dunes qui ont pu ainsi s'étaler sans contraintes.

Je signalerai enfin qu'au regard de toutes ces conditions générales de l'existence des dunes dans le Chili semi-aride, le rôle de l'homme paraît très secondaire, négligeable pourrait-on dire, tant dans le sens de l'accélération des actions éoliennes par la destruction de la végétation, déjà de type ouvert à l'état naturel, que dans celui de leur ralentissement par des reboisements, d'eucalyptus par exemple, qui sont dans cette région sinon inexistantes du moins peu étendus.

LES FORMES DUNAIRES

Les formes éoliennes élémentaires se groupent en grands ensembles qui, à l'intérieur d'un même champ de dunes, se succèdent toujours dans le même ordre, depuis l'estran vers l'intérieur des terres.

Les dunes bordières.

La vraie dune bordière n'existe pas ¹¹ ; elle est remplacée sur une bande large de 100 à 200 m par des monticules de sables hauts de 1 à 3 m, coiffés par des touffes végétales et séparés par des couloirs de déflation orientés dans le sens du vent efficace (*photo 66*). J'hésite à employer pour ces petites dunes le terme de *nebkas* comme le font Guilcher (1954) et Battistini (1964) car cette appellation, au sens strict, devrait désigner seulement une accumulation de sables faite sous le vent d'une touffe ou d'un buisson ; ce n'est pas le cas des petites dunes bordières qui sont *couvertes* par la végétation.

Il reste que les plantes jouent un rôle essentiel dans la formation de ces dunes bordières qui apparaissent sur la haute plage, au niveau des plus grandes marées, là où sont réunies deux conditions fondamentales pour leur genèse : translation rapide des sables et possibilité de fixation par des touffes d'herbes. A ce propos les travaux, toujours en cours, de Kohler (1966) appor-

10. Le champ de dunes qui existe au S de l'embouchure du Rio Choapa correspond à un ancien couloir de sortie, soit d'un bras du fleuve, soit de son affluent l'Estero Millahue, dont il occupe précisément l'emplacement.

11. On ne rencontre, le long de la côte du Chili semi-aride, qu'un seul bel exemple de dune bordière ; il se trouve au S de l'embouchure de la Quebrada Lagunillas (30° 7' S).

tent les données intéressantes. L'espèce edificatrice, de très loin majoritaire ¹², est *Ambrosia chamissonis* (LESS.) GREENE. Or c'est un néophyte : inconnue des premiers botanistes qui ont parcouru les bords de la côte chilienne au XIX^e siècle, son existence est signalée pour la première fois en 1892. *Ambrosia chamissonis* conquiert rapidement un vaste territoire allongé sur 1500 km, de la province d'Atacama à celle de Chiloé, en s'imposant comme plante dominante. Cette espèce est originaire de la côte pacifique de l'Amérique du Nord où elle pousse de l'île de Vancouver jusqu'à la Basse Californie ; des semences, apportées par hasard avec du fret maritime, ont été disséminées par les oiseaux, par le vent et par la mer elle-même car ses graines ont la propriété de flotter. Cette plante joue un rôle décisif dans l'édification des petites dunes bordières : elle résiste bien à l'eau salée et, surtout, elle supporte les arrivées de sables ; on peut même dire qu'elle les exige, quand elle est jeune, pour développer une longue racine verticale flanquée de racines secondaires. On peut dès lors se demander si ces dunes bordières existaient au XIX^e siècle telles qu'on les observe aujourd'hui ; il y a là un point de morphologie littorale qu'une étude spécialisée devrait essayer d'élucider en recourant aux descriptions et, davantage encore, aux dessins donnés par des naturalistes et des voyageurs anciens.

Ce premier ensemble éolien se termine par un front abrupt de 3 ou 4 m de dénivellation au-dessus d'un long couloir de 100 à 200 m de large, parallèle à la plage actuelle, où affleurent des sables le plus souvent humides parce que le toit de la nappe est tout proche. Peu ou pas de végétation. Les sables venus des dunes bordières y transitent dans leur progression vers l'intérieur sans s'y arrêter durablement. De petites buttes coquillières antérieures à l'époque coloniale, comme celles qui se remarquent au N de Los Vilos dans le champ de dunes de Conchali, n'ont pas été recouvertes. Quelques très belles barkhanes, isolées les unes des autres, occupent cet espace plat dans le complexe dunaire de Longotoma, près de l'embouchure du Rio Petorca et du Rio La Ligua mais c'est là un exemple unique.

Les dunes transversales.

Au-delà du couloir de transit, en s'éloignant de l'Océan, commence un grand massif dunaire en progression, privé de toute végétation, dont l'élément topographique majeur est constitué par des crêtes sableuses de direction NW-SE, donc perpendiculaires au vent efficace ; elles s'assemblent en vagues mouvantes (*photo 67*). Le profil de ces crêtes est dissymétrique : à une pente au vent douce, de l'ordre de 11°, d'allure convexe, ornée de *ripple marks*, s'oppose un front raide sous le vent correspondant au profil d'équilibre d'écroulement des sables (33°-35° [*photo 68*]). En plan leur tracé dessine des sinuosités. Parfois, quand la longueur d'onde est grande, les sables rubéfiés de dunes plus anciennes apparaissent dans les creux. L'épaisseur de ces constructions actuelles est variable : de 10 m à plus de 50 m mais parce qu'elles chevauchent ici de vieilles édifications éoliennes, là une terrasse fluviale ou marine, leur altitude absolue peut dépasser une centaine de mètres. Dans le détail la topographie de ces grands ergs est complexe car les

12. Elle cohabite avec *Solanum maritimum*, *Nolana paradoxa*, *Cristaria glaucophylla*, *Carpobrotus chilensis*, *Margyricarpus setosus*...

crêtes transversales sont parfois unies par des arêtes recourbées en forme de « S » du type *sif*, parallèles au vent dominant; ailleurs elles peuvent être précédées par d'énormes entonnoirs béants.

Les dunes en traînées.

Dans la vallée du Rio La Ligua, à Ritoque aussi, le massif éolien aux crêtes transversales se prolonge par une autre unité dunaire. Il s'agit de remparts longs, minces, à crête aiguë, colonisés par la végétation, séparés par d'étroits couloirs profonds de quelques mètres et orientés dans le sens du vent efficace. On peut y voir en quelque sorte, comme le fait Cooper (1967), des dunes paraboliques sans corps dont seules demeurent les ailes. Ces dunes en traînées, faites de sables gris, fixées par des plantes psammophiles, ne sont plus fonctionnelles aujourd'hui même si, lors des années sèches ou à l'occasion de défrichements, des indices de mouvement apparaissent; elles représentent avant tout un héritage.

Les dunes anciennes.

Il existe enfin, au-delà des ergs aux formes éoliennes vives ou encore aisément reconnaissables et couvrant des surfaces bien plus étendues, des constructions dunaires anciennes qui ont perdu leur morphologie originale. Les sables rubéfiés par altération présentent parfois une stratification entrecroisée et toujours un triage significatif (Q de ϕ entre 0,25 et 0,45) qui ne laisse planer aucun doute sur l'origine du dépôt. Parce qu'ils n'ont pas été cimentés en grès ils donnent une topographie douce de colline surbaissées, très caractéristique, désignée dans la toponymie sous le vocable de *medanos*¹³.

QUELQUES CARACTERES SEDIMENTOLOGIQUES DES ACCUMULATIONS DUNAIRES¹⁴

Cordero (1967) a procédé à l'analyse sédimentologique de quelques échantillons de sables prélevés sur l'estran, sur les dunes bordières et sur les crêtes transversales dans différents champs de dunes. Les résultats que cet auteur a obtenus inspirent les commentaires suivants.

Les sables dunaires sont de grain fin à moyen; les médianes traduisent une diminution du calibre de la plage vers l'intérieur ce qui est somme toute logique; Cordero (1967) signale cependant qu'à Ritoque c'est le contraire qui s'observe: il faudrait procéder à de nouvelles analyses pour vérifier ce trait à première vue aberrant.

13. En Argentine le terme de *medanos* est utilisé pour désigner les dunes continentales actives par opposition aux dunes littorales.

14. Au moment de rédiger ce paragraphe ne me sont pas encore parvenus les résultats des analyses minéralogiques que j'ai demandées pour essayer de préciser la provenance des sables dunaires.

Granulométrie.

TABLEAU XXI

Données granulométriques sur des sables marins et éoliens du Chili semi-aride, d'après Cordero (1967).

	Conchali			Longotoma		
	Méd.	Q de ϕ	Hé	Méd.	Q de ϕ	Hé
Estran	0,31 mm	0,27	0,25	0,25 mm	0,26	0,20
Dunes bordières	0,29 mm	0,25	0,22	0,22 mm	0,23	0,22
Dunes en vagues	0,25 mm	0,27	0,24	0,20 mm	0,24	0,21

Le triage est excellent; il l'est dès le départ (origine marine) et les actions éoliennes ne le font pas progresser puisque les courbes restent parallèles entre elles (fig. 149 et 150).

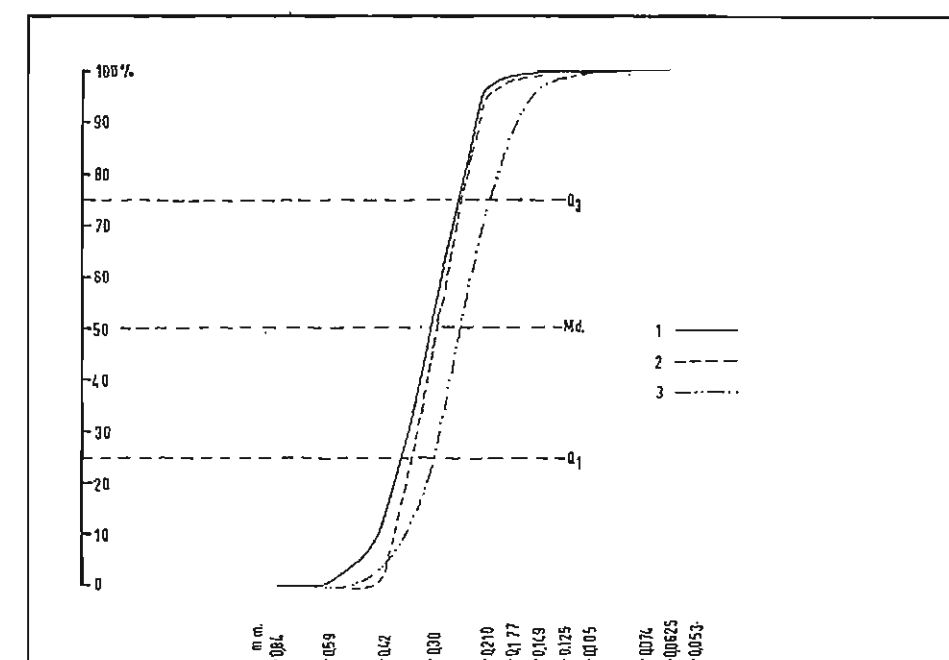


FIG. 149. — Le champ de dunes de Conchali; courbes granulométriques des sables d'après Cordero (1967).

1. Estran. — 2. Dunes bordières. — 3. Dunes transversales.

Les courbes présentent un faciès sigmoïde qui traduit, selon Tricart (1965 a), une accumulation libre; si sur le terrain ce phénomène est évident pour l'estran et les crêtes transversales, il ne l'est pas pour les dunes bor-

dières couvertes de touffes végétales. Si vraiment les plantes ne jouaient qu'un rôle secondaire dans leur édification, l'appellation de *nebkas* à propos de laquelle j'ai déjà fait des réserves (cf. *supra*, p. 316) devrait être abandonnée pour ce type de forme éolienne.

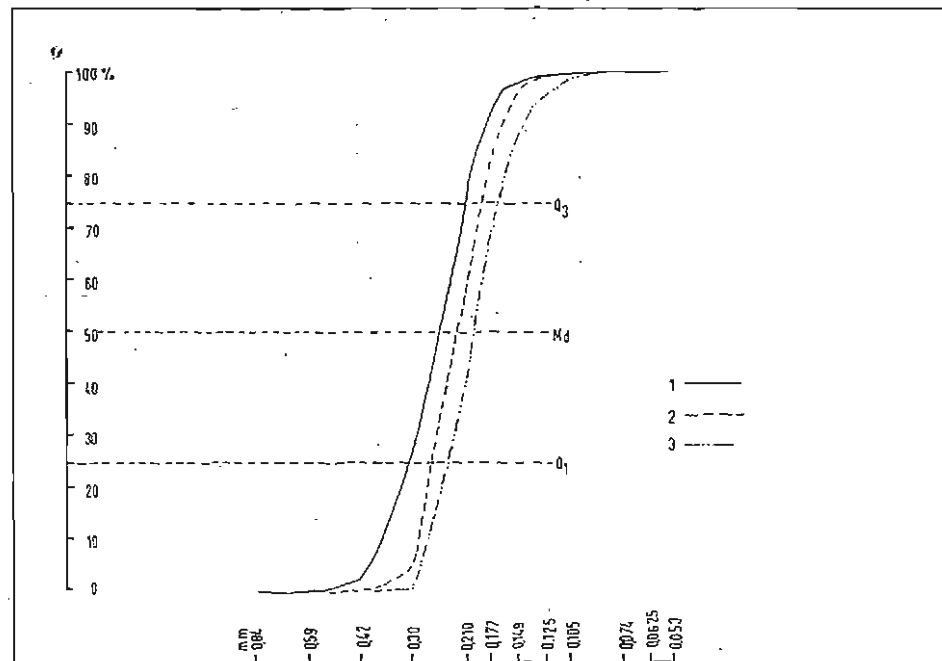


FIG. 150. — Le champ de dunes de Longotoma; courbes granulométriques des sables d'après Cordero (1967).

1. Estran. — 2. Dunes bordières. — 3. Dunes transversales.

Morphoscopie.

Quelques examens au binoculaire montrent que les sables dunaires ne présentent pas un façonnement éolien typique; au contraire, les grains sont peu usés, à coins seulement arrondis, irréguliers, sans vrai dépoli. C'est, au total, l'empreinte fluviale — et encore discrète — qui domine toujours malgré la reprise marine d'abord, éolienne ensuite, toutes les deux opérées, il est vrai, sur de courtes distances. Ces observations rejoignent celles faites dans le désert péruvien (Dollfus, 1965; Tricart et Mainguet, 1965).

Calcimétrie.

La fraction carbonatée est extrêmement limitée (fragments de coquillages), disons négligeable (entre 0,2 et 1 %). Cette caractéristique qui s'explique par la quasi-inexistence de roches calcaires sur le continent a une conséquence morphologique très importante: les sables éoliens ne se cimentent pas et les dunes anciennes, à la différence de celles décrites à Madagascar

PHOTO 70 (ci-contre). — Le Cerro Talinay (762 m) et son capuchon de nuages masquant à la vue le bois relict de Fray Jorge (vue prise vers l'Ouest).

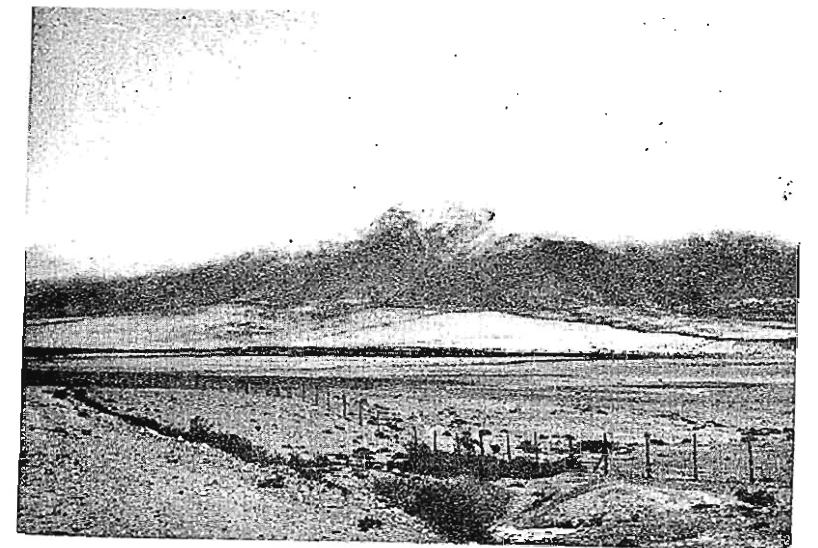


PHOTO 71 (ci-dessous). — Le bois relict de Fray Jorge (30° 30' S) enveloppé par la camanchaca (brouillard côtier).



PHOTO 72 (ci-dessus). — Même site: mousses et lichens couverts de gouttes d'eau dues à la camanchaca.



PHOTO 73 (ci-contre). — Même site: tronc épais d'olivillo (*Aextoxicon punctatum*); feuilles hygrophiles.



PHOTO 74. — Profil d'un paléosol rouge au km 172,5 de la Route panaméricaine (cf. p. 329 et tabl. XXII).



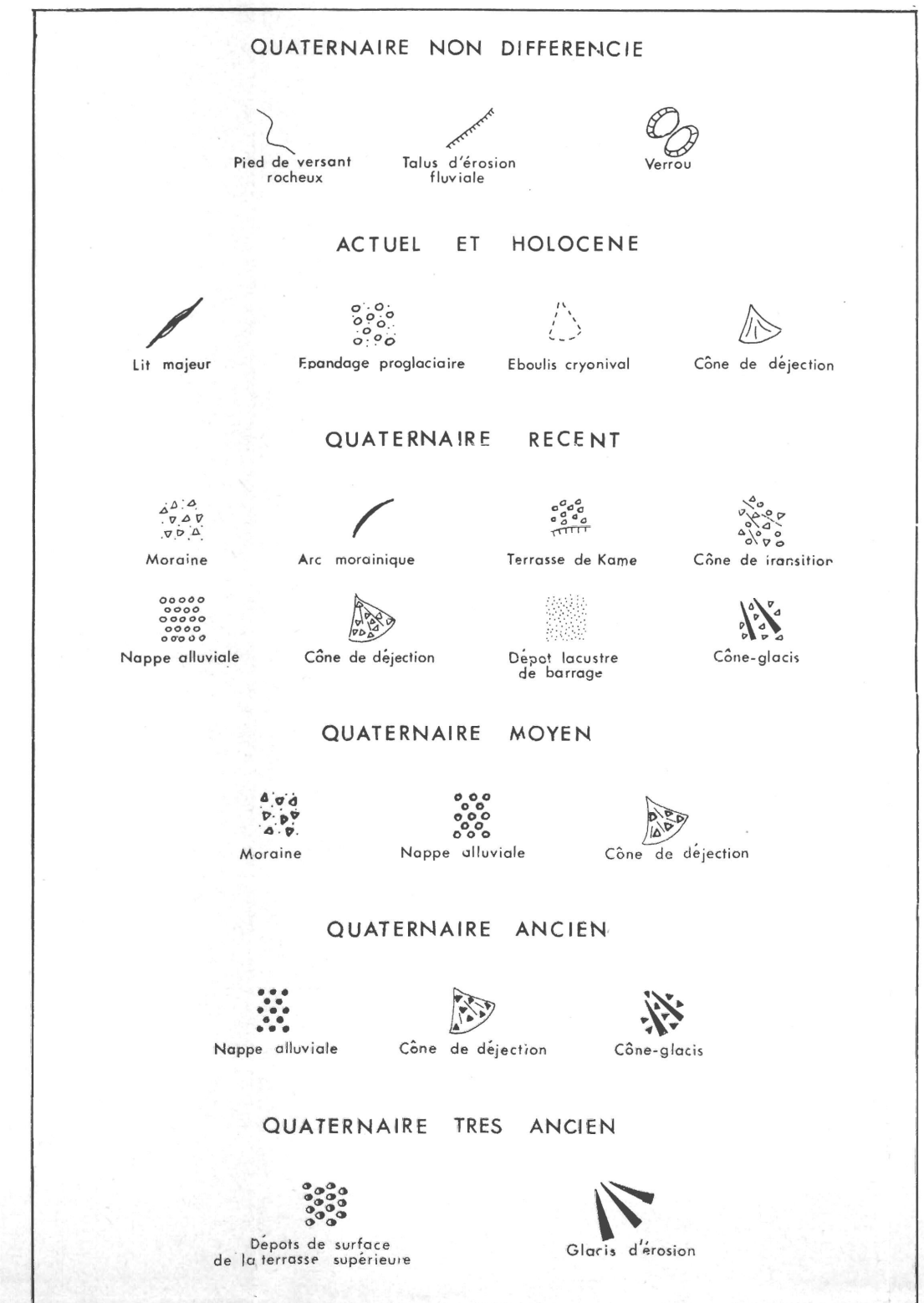
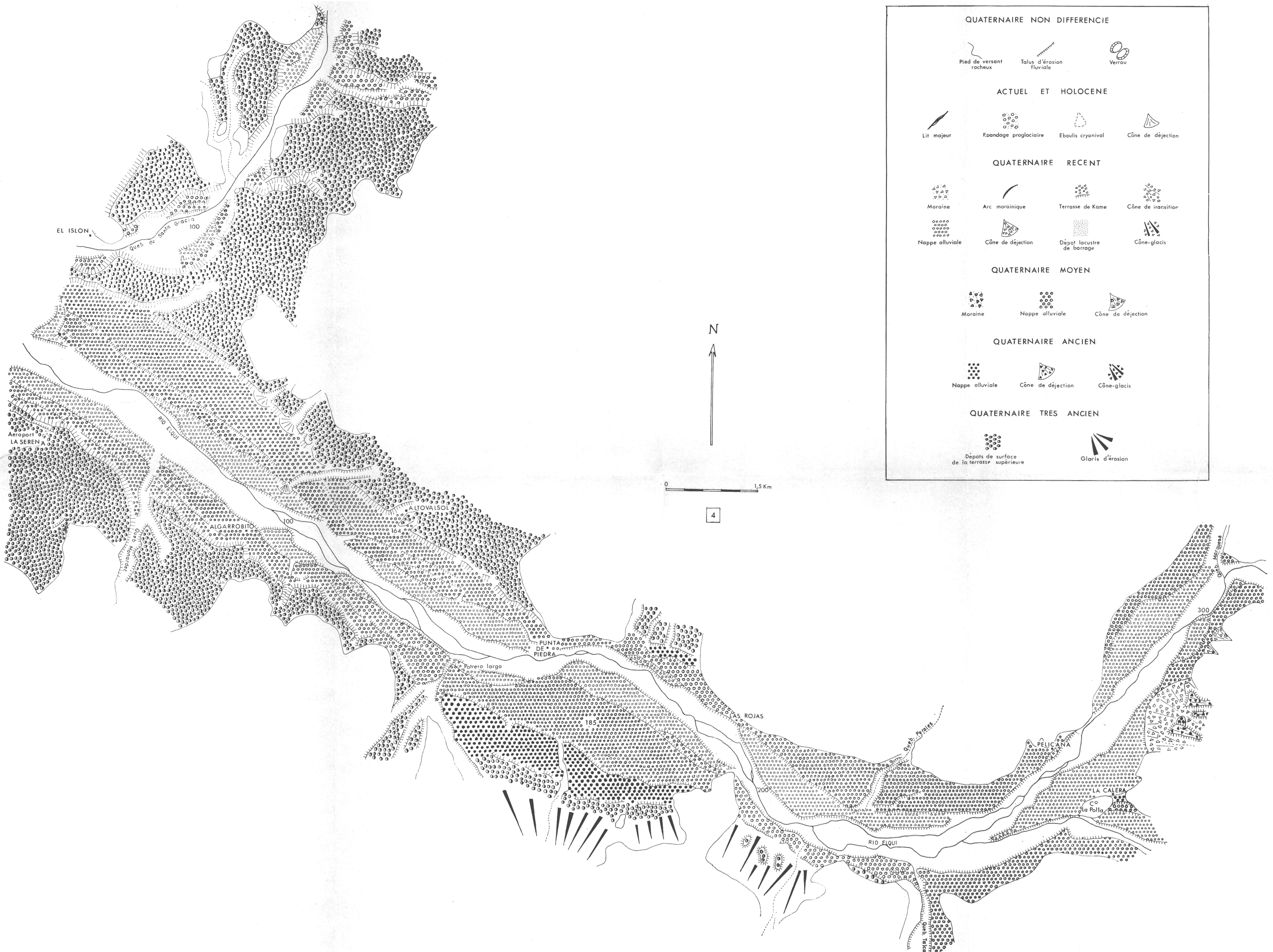
PHOTO 75. — Paléosol intradunaire rouge près de Guaquen ($32^{\circ} 22' S$).

CARTE III

FORMES ET DEPOTS QUATERNAIRES DANS LA VALLEE DU RIO ELQUI

PLANCHE 4. — Le cours inférieur (à partir de Quebrada Marquesa).

Document établi à partir de photographies aériennes (mosaïque non contrôlée); l'échelle est approximative.



(Battistini, 1964) ou sur le littoral atlantique du Maroc (Guilcher et Joly, 1954) ne sont pas grésifiées ; d'où leur modelé en collines basses déjà signalé.

LES DIFFERENTES GENERATIONS DE DUNES

Des critères morphologiques, conjointement avec des données archéologiques et pédologiques, permettent de proposer une chronologie des formations éoliennes.

Les dunes vives actuelles.

Ce sont les dunes bordières et les dunes transversales qui évoluent sous nos yeux ; elles correspondent à l'Episode II défini en Californie par Cooper (1967).

Les dunes stabilisées holocènes.

Ce sont les dunes en traînées. Elles datent du Postglaciaire parce que dans la vallée du Rio La Ligua elles reposent sur la terrasse *ti* ; d'autre part elles n'étaient déjà plus actives au moment où se sont installés sur elles, à Ritoque, des hommes qu'il faut probablement rattacher à la civilisation El Molle (*cf. supra*, p. 170) selon Berdichewsky (1963). La stabilisation de ces dunes a dû intervenir lors du maximum de la remontée végéienne d'abord parce qu'elle a considérablement réduit l'ampleur des estrans sableux, ensuite parce qu'elle a correspondu, on se le rappelle (*cf. supra*, p. 221), à une petite récurrence humide. Les dunes en traînées correspondent à l'Episode I défini en Californie par Cooper (1967).

Les dunes anciennes pléistocènes.

Ce sont ces vastes et épaisses accumulations de sables dont la morphologie a évolué puisqu'elles donnent un modelé de collines, encore que parfois on puisse retrouver, comme à l'E de Quintero, des traces de formes éoliennes très effacées. La découverte de sols intradunaires (*photo 75*) au sein de ces vieilles édifications prouve l'existence, au cours du Pléistocène, de plusieurs époques d'activité morphogénétique du vent dont les produits se sont empilés les uns sur les autres. Une coupe observée dans une tranchée de la Route panaméricaine, à proximité de l'ancienne entrée de la Hacienda Guaquen (32° 22' S), est particulièrement suggestive ; on remarque de bas en haut, sur une quinzaine de mètres de hauteur, deux dépôts sableux rubéfiés d'origine éolienne qui se terminent chacun par un horizon sablo-argileux compact de couleur rougeâtre, de 1 m à 1,50 m d'épaisseur, qui témoigne d'une évolution pédologique ; au-dessus un épandage de sables holocènes est lui-même recou-

vert d'une pellicule de sables clairs fixés par une plantation d'eucalyptus. L'intérêt de cette coupe, déjà connue de Fuenzalida (1956), est de montrer l'existence de deux phases dunaires anciennes, interrompues toutes les deux par une période pluviale génératrice de phénomènes d'altération.

LES CIRCONSTANCES DE LA MISE EN PLACE DES ACCUMULATIONS DUNAIRES

On est ainsi conduit à essayer de préciser les circonstances favorables à des activités éoliennes puissantes, capables d'engendrer des ergs étendus. Si les phénomènes dunaires sont aujourd'hui si remarquables, ils le doivent à deux facteurs : un climat à tendance sèche accusée qui permet le travail du vent d'une part, une alimentation en sables abondante à partir de plages de fond de baie, élargies par la régression de l'Océan amorcée depuis le plus haut stationnement véguien (+ 4-5 m autour de 6'000 B.P.), d'autre part. La mise en place de grandes dunes requiert donc les conditions climatiques d'un interpluvial (= interglaciaire en haute cordillère) lorsque l'Océan n'a pas encore atteint le maximum de sa remontée glacio-eustatique ou lorsqu'il a déjà commencé un mouvement de retrait par rapport à ce maximum. En tout état de cause, les apogées transgressifs, parce qu'ils réduisent l'ampleur des espaces littoraux sableux, sont défavorables aux actions éoliennes. On comprend alors l'existence de deux générations de dunes au Postglaciaire, l'une aujourd'hui stabilisée, antérieure à la culmination véguienne, l'autre, actuelle, postérieure à elle.

*

**

Tout le modelé de la bande côtière du Chili semi-aride étudiée dans ce chapitre — qu'il s'agisse des plates-formes d'abrasion, des terrasses fluviales près de l'embouchure des rios ou des constructions dunaires — témoigne d'une étroite dépendance à l'égard des variations du niveau de l'Océan depuis le Pliocène, variations dont le rôle morphogénétique a été fondamental.

Les changements climatiques (alternance de périodes sèches et de périodes pluviales) ainsi que les mouvements de la néotectonique ont également laissé leur marque mais cette empreinte a seulement diversifié une topographie littorale héritée avant tout des transgressions et des régressions marines.

LIVRE IV

LES PROBLÈMES GÉNÉRAUX DU PLIO-QUATERNAIRE

CHAPITRE PREMIER

LES VARIATIONS DU CLIMAT

L'étude morphologique régionale dont les résultats ont été exposés dans les chapitres du livre précédent, a montré la nécessité de faire appel à des changements climatiques d'envergure depuis la fin du Tertiaire pour comprendre les formes du relief actuel.

Rappelons brièvement les faits importants qui sont apparus :

— pendant le Quaternaire la haute cordillère a connu une alternance de périodes froides et neigeuses de type glaciaire et de périodes moins froides et presque arides semblables à l'actuelle ; la moyenne montagne et la bande côtière ont vu se succéder des époques fraîches et surtout arrosées de type pluvial et des époques moins fraîches et sèches comme celle d'aujourd'hui ;

— phases glaciaires et phases pluviales sont strictement simultanées et paraissent correspondre aux régressions glacio-eustatiques ; au contraire interglaciaires et interpluviaux semblent contemporains des hauts niveaux marins ;

— le nombre des changements climatiques n'a pu être exactement précisé ; je peux simplement dire qu'ils se sont répétés à plusieurs reprises, au moins trois ou quatre fois depuis le début du Pléistocène.

Dans le présent chapitre je voudrais d'abord faire état d'autres arguments fournis par des sciences connexes à la géomorphologie (paléontologie, botanique, pédologie) en faveur des variations du climat ; j'essayerai ensuite, sinon d'expliquer, du moins d'interpréter les causes de ces modifications atmosphériques.

LES DONNEES DE LA PALEONTOLOGIE

LES MAMMIFERES FOSSILES

Quelques découvertes montrent que, pendant le Quaternaire, une association faunique, éteinte de nos jours, a vécu dans le Chili semi-aride. Du point de vue stratigraphique, autant qu'on puisse en juger pour les récoltes anciennes, souvent difficiles à localiser exactement par manque de renseignements précis, tous les sites de trouvaille semblent bien appartenir au Pléistocène. Quatre genres ont pu ainsi être identifiés : *Mastodon* (Tongoy,

Los Vilos, La Ligua; Oliver Schneider, 1926 et Fuenzalida, 1936 b), *Macrauchenia* (Tongoy; Hoffstetter et Paskoff, 1966), *Equus* (Coquimbo, Los Vilos, La Ligua, La Calera; Oliver Schneider, 1934 et Fuenzalida, 1936 a) et *Hippidion* (Ovalle; Hoffstetter et Paskoff, 1966).

De l'existence de ces animaux aujourd'hui disparus il est encore difficile de tirer des conclusions utiles d'un point de vue paléoclimatique. En effet :

— leur aire de répartition était très étendue. *Macrauchenia* est connu dans toute l'Amérique du Sud, de la Patagonie au Venezuela, sauf en Colombie, en Equateur et dans le Nord du Pérou (Hoffstetter, 1968); a-t-il vécu au même moment sur un aussi vaste espace ou bien y a-t-il eu dans le temps des migrations au gré des changements climatiques du Pléistocène? Il est impossible pour l'instant de répondre à cette question. Autre exemple de cette difficulté : on a retrouvé des ossements de mastodonte dans le Grand Nord chilien mais aussi dans la région des Lacs, deux provinces opposées aujourd'hui par un fort contraste climatique ;

— leur disparition date de l'Holocène. *Macrauchenia* a été rencontré, dans la Grotte du mylodonte en Patagonie, en association avec du fumier de *Myiodon* dont l'âge absolu, d'après des mesures de radiocarbone, correspond à environ 12 000 ans B.P. (Empereur et Laming, 1954). *Mastodon* aurait été découvert près du lac Llanquihue, non loin de Puerto Octay (41° S), à faible profondeur dans le cône de transition de la moraine frontale due à la dernière glaciation (Katz et Stiefel, inéd.). Oliver Schneider signale au passage, sans autre précision, que le mastodonte de La Ligua était accompagné d'outils préhistoriques. Surtout les récentes fouilles (Casamiquela, Montané et Santana, 1967; Montané, 1968 a) opérées sur les bords de la laguna de Tagua Tagua (Rio Cachapoal, province d'O'Higgins, Chili central), ont mis en évidence, sans discussion possible, que vers 11 380 ± 320 B.P.¹ des hommes ont abattu de grands vertébrés (*Mastodon* et *Hippidion*?).

Il apparaît donc que ces mammifères fossiles ont pu survivre aux différents changements climatiques du Pléistocène, probablement au prix de migrations alternées dans le sens N-S que n'empêchait aucune barrière topographique ou filtre biogéographique d'importance. Leur disparition à l'Holocène s'explique sans doute par l'intervention de populations de chasseurs qui leur ont livré une lutte sans merci. En tout état de cause, cette extinction récente ne doit pas être interprétée comme preuve d'une variation majeure du climat depuis la fin de la dernière glaciation.

LES MOLLUSQUES MARINS

La faune littorale est susceptible de fournir des indications sur la température des eaux côtières et, partant, sur les conditions thermiques qui règnent le long du littoral. J'ai déjà eu l'occasion d'indiquer, à propos des alentours de la baie de Coquimbo (cf. *supra*, p. 188), que les recherches d'ordre écologique menées par Herm (1969) apportent des données intéressantes qu'il reste à

1. Une datation au radiocarbone ¹⁴C d'un échantillon (Ga-K-2462) de la tourbe dans laquelle ont été rencontrés des restes de *Mastodon* près de Los Vilos (Sundt, 1903) a même donné un âge B.P. de 4860 ± 120 ans (Prof. Kigoshi, Gakushuin University, Japon).

corroborer avec des déterminations de température à l'¹⁸O². L'étude malacologique fait apparaître que les espèces pliocènes, absentes aujourd'hui près du rivage dans une proportion d'environ 70 %, sont dans leur grande majorité à affinités plutôt tièdes (faune de type panamien) tandis que les Mollusques pléistocènes, peu différents de ceux qui vivent encore actuellement, témoignent au contraire d'une adaptation à des eaux plus froides. A la fin du Tertiaire le climat de la bande côtière devait donc encore être à tendance chaude et ensoleillée; il s'est rafraîchi et sa nébulosité a augmenté au début du Quaternaire en liaison avec un renforcement de l'anomalie thermique du courant de Humboldt.

Au total les enseignements paléoclimatiques de la paléontologie sont, pour l'instant du moins, assez maigres; s'ils mettent en évidence l'originalité du Quaternaire par rapport au Pliocène à ce point de vue, ils ne donnent pas les moyens de préciser ce qu'ont été les variations des conditions atmosphériques pendant le Quaternaire lui-même.

LES TRANSFORMATIONS DU PAYSAGE VÉGÉTAL

Aux environs de 30° 30' de latitude sud, sur les Hauteurs de Talinay, en pleine région steppique, le bois relict de Fray Jorge (cf. *supra*, p. 259), décrit pour la première fois par Philippi (1884), est composé d'espèces hygrophiles — arbres, fougères et lianes — que l'on retrouve seulement à quelque 1 000 km plus au Sud, dans la forêt sempervirente valdivienne, là où il tombe plus de 1 500 mm d'eau par an (photos 71, 72 et 73). Muñoz et Pisano (1947) y ont reconnu deux types fondamentaux d'association arborée : d'une part *Aextoxicon punctatum* (tique) — *Drimys winteri* (canelo) au-dessus d'une strate herbacée de *Nertera granadensis* et de *Peperomia coquimbensis*, d'autre part *Aextoxicon punctatum* — *Myrceugenia correaefolia* (olivillo) accompagnés par un tapis d'*Uncinia phleoides* var. *longispica* et *Urtica magellanica*; l'étage arbustif commun aux deux associations est formé de *Rhaphithamnus spinosum* (espino blanco) et *Azara microphylla* (corcolen).

La survie de ce bois qui couvre environ 800 ha au N et au S de l'embouchure du Rio Limari³ s'explique aisément : installé sur le sommet aplani des massifs côtiers soulevés qui dominent directement l'Océan de 600 à 700 m, il bénéficie de la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'air marin ascendant, déjà fortement refroidi au contact du courant de Humboldt : le capuchon de nuages qui, presque tous les jours, le masque à la vue du début de la soirée jusqu'à la fin de la matinée suivante, en est le témoignage (photo 70). Kummerow (1962) pense que les « précipitations occultes » décuplent le total moyen annuel des pluies qui est ici d'environ 150 mm. Il est évident que le bois contribue lui-même à son maintien puisque sa surface foliaire aide à la condensation.

Le problème de l'origine du bois de Fray Jorge divise les botanistes. La majorité d'entre eux (Looser, 1936; Muñoz et Pisano, 1947; Sparre, 1956)

2. Des mesures d'¹⁸O sont en cours sur des coquilles pliocènes et quaternaires (R. Létolle, Laboratoire de géologie dynamique et Centre de recherches géodynamiques, Faculté des sciences de l'Université de Paris).

3. On réserve généralement le nom de Fray Jorge à la partie boisée située au N de l'embouchure du Rio Limari, celui de Talinay à celle qui se trouve au S.

pense à une migration de grande ampleur de la forêt valdivienne vers le Nord pendant le Quaternaire, à la faveur d'une époque glaciaire, ou, et c'est l'opinion de Skottsberg (1950), lors de l'Optimum climatique postglaciaire. Un petit groupe (Schmithüsen, 1956 ; Kummerow, Matte et Schlegel, 1961) y voit plutôt un vestige de la flore néotropicale cénozoïque qui a couvert une grande partie du continent sud-américain avant les dissociations climatiques finitertiaires. Celles-ci ont permis l'individualisation d'une forêt australe verte qui, malgré des apports subantarctiques, conserve des ressemblances floristiques et physiologiques avec la *ceja* andine. De la même manière, les associations végétales de Fray Jorge auraient pu subsister dans un milieu géographique favorable — un littoral brumeux aux variations thermiques amorties — sans pour autant impliquer une perpétuation sur l'emplacement exact qui est le leur aujourd'hui. Contre une origine pléistocène Schmithüsen avance les arguments suivants : étroite parenté du bois de Fray Jorge avec la forêt tropicale andine puisque, de ses quinze espèces qui se retrouvent dans la forêt australe, six existent aussi dans la *ceja* ; absence de représentants du matorral du Chili central qui auraient dû logiquement se mêler aux individus hygrophiles lors de leur progression vers le Nord ; improbabilité de changements climatiques assez vigoureux au Quaternaire pour permettre une migration aussi ample.

Plus récemment on a insinué que le problème de l'origine, posé en ces termes, était mal présenté (Croizat, 1962) et une solution de compromis a été suggérée (Hoffmann, 1961) : le bois de Fray Jorge serait bien une relique tertiaire mais les déplacements pléistocènes de la flore australe auraient pu l'atteindre ; ainsi s'expliqueraient à la fois son faible endémisme et le fait que certaines de ses espèces — des lichens par exemple — présentes dans la forêt tropicale andine et dans la forêt australe, ne se retrouvent pas dans les petits bois relictés intermédiaires ; il existe en effet le long de la côte du Chili semi-aride, sur les versants montagneux qui dominent l'Océan près de Pichidangui et de Zapallar, quelques vestiges arborés apparemment identiques au bois de Fray Jorge mais leur composition floristique n'est pas exactement semblable.

La discussion sur le fond des arguments proprement botaniques échappe à ma compétence. Mais mes observations géomorphologiques apportent des témoignages en faveur de changements climatiques d'envergure au Pléistocène, contrairement à l'opinion de Schmithüsen, et ce que l'on sait des transformations des paysages végétaux au Quaternaire en Europe occidentale (Elhaï, 1964) ne rend pas extravagante l'idée d'un déplacement de la forêt australe sur quelque 10° de latitude (Patterson et Lanning, 1967). Je pense donc que la migration responsable de la mise en place du bois de Fray Jorge correspond à l'une des crises climatiques du Pléistocène, marquées sur la côte du Chili semi-aride sans doute par une baisse des températures mais surtout par une pluviométrie élevée⁴. En tout état de cause, il n'a pu occuper son emplacement actuel qu'après le Pliocène puisque, on l'a vu (*cf. supra*, p. 259), le sommet des massifs côtiers a été aplani par la transgression de la fin du Tertiaire.

4. Le bois relicté de Mantagua (Pizarro, 1965) dans lequel se retrouve en particulier *Drimys winteri*, pourrait dater de la récurrence humide holocène (*cf. supra*, p. 221) ; il se situe en effet sur le remblaiement fluvio-marin végétaux en arrière du grand champ de dunes de Ritoque (32° 50' S).

L'ampleur des migrations de la flore au cours du Quaternaire est aussi attestée par d'autres découvertes faites en plusieurs points du Norte chico ou du Chili central : existence d'*Austrocedrus chilensis* (Schlegel, 1962) à 1 700-2 000 m sur le Cerro Tabaco (32° S), de *Nothofagus obliqua* (Sparre, 1956) à 1 900 m sur le Cerro La Campana (33° S). Mais l'étude de tels déplacements pour être précise devrait s'appuyer sur des analyses polliniques qui restent encore à faire.

LES ARGUMENTS PEDOLOGIQUES

On remarque souvent dans le Chili semi-aride, surtout sur les espaces plats de la bande côtière, entre les sols superficiels et les roches-mères, des horizons d'altération anciens qui témoignent de conditions climatiques différentes de celles qui existent actuellement ; on peut les grouper en deux catégories : les paléosols rouges et les encroûtements calcaires.

LES PALEOSOLS ROUGES

Plusieurs auteurs ont signalé la présence, dans le Norte chico ou sur ses marges, de sols anciens qui ne paraissent pas correspondre au climat actuel. Fuenzalida (1951 b) a décrit sur la terrasse supérieure (trv) du Rio Choapa, près de Mincha, des niveaux argileux rouges nettement acides, dus, selon lui, à un paléoclimat de type humide. Wright et Espinoza (1962) ont aussi noté sur la frange littorale du Chili central des sols remarquables par leur teneur en argile, leur couleur rouge et leur manque de calcaire ; ils sont, disent-ils, « plus altérés et plus lessivés que le climat actuel permet de le penser ». Selon Franz (1966) ils seraient antérieurs au Riss tandis que les sols bruns qui les recouvrent pourraient dater du Würm. Enfin, toujours dans la même région, Borde (1966) a insisté sur le rôle morphologique d'horizons indurés sans le moindre indice de calcaire, les *toscas*, dont l'épaisseur varie, selon les endroits, de quelques centimètres à plus d'un mètre ; leur origine reste pour lui énigmatique mais il pense à une circulation d'eaux, imbibant et desséchant tour à tour les niveaux superficiels d'altération, peut-être au cours d'une phase chaude.

Description d'un profil type.

Un profil type de paléosol rouge a été relevé au km 172,5 de la Route panaméricaine. Le site correspond à la terrasse marine moyenne (Herradurien I). On remarque de bas en haut (*photo* 74) :

- 1. Sables jaune clair, bien triés, vraisemblablement éoliens ; ils sont altérés vers le haut ;
- 2. Horizon brun-rouge consolidé ; les grains du squelette (quartz dominants) sont liés par une argile homogène d'illuviation⁵ ; épaisseur : 80 cm ;

5. Observations aimablement communiquées par M. N. Fedoroff.

- 3. Argile brun-rouge ; épaisseur variable : 20 à 80 cm ;
- 4. Sol gris-brun superficiel, riche en pisolites ferrugineuses brunes et dures ; épaisseur : 30 cm.

L'observation du terrain fait donc apparaître qu'un sol rubéfié (2 et 3) s'est développé aux dépens des dépôts sableux (1) qui saupoudrent la terrasse ; l'horizon tendre (3) a été en partie tronqué. Un nouveau sol (4), emballant des cailloux patinés (ils indiquent un apport par ruissellement diffus auquel se sont aussi ajoutées des aspersions éoliennes), de teinte grise s'est formé par-dessus.

L'analyse chimique du paléosol rouge montre (*tableau XXII*) :

- un pH voisin de la neutralité ;
- une absence totale de calcaire ;
- par rapport à la roche-mère un enrichissement en fer et en alumine tandis qu'une certaine quantité de silice a été évacuée.

Les résultats de l'analyse du sol superficiel témoignent d'une « rupture » si on les compare avec ceux qui concernent le paléosol rouge dans lequel se suit une chaîne logique de transformations depuis la roche-mère. Le sol superficiel contient aussi plus de sables que l'horizon tendre (3) ; il semble provenir d'un apport sédimentaire hydroéolien, postérieur à la mutilation du paléosol rouge, qui a été ensuite pédogénisé. L'ensemble du profil constitue un hétérosol, selon la terminologie proposée par Erhart (1964).

Caractères généraux.

Sur la bande côtière du Chili semi-aride, là où dominant les espaces plats ou peu inclinés (terrasses marines et fluviales) et où n'affleurent pas des dépôts de plage calcarifères, les altérations pédologiques rouges, plus ou moins épaisses, recouvertes par les sols superficiels de couleur gris-brun, sont presque toujours présentes dans les coupes du terrain ; elles sont particulièrement bien développées, comme l'a noté Borde (1966), lorsqu'elles se sont élaborées sur des roches meubles dans lesquelles la fraction sableuse est importante. Le profil complet montre généralement, de bas en haut, un niveau de départ, plus ou moins altéré, suivi d'un horizon argileux induré, lui-même surmonté, quand il n'y a pas eu mutilation, par un niveau d'argile meuble. L'influence de l'horizon consolidé n'est pas négligeable dans le modelé côtier : il aide à l'immunisation des terrasses marines et donne un peu de fermeté aux versants des collines sableuses qui ont succédé à d'anciennes accumulations éoliennes.

Quel témoignage d'ordre paléoclimatique peut-on attendre de ce type de pédogenèse ? Fédoroff (1965) a insisté avec justesse sur la signification souvent ambiguë des sols hérités du fait de leur polyphasage fréquent. Du moins quelques renseignements se font-ils jour discrètement à la lumière de l'étude en laboratoire de ces paléosols rouges. Le tableau XXIII résume les résultats, relativement homogènes, de l'analyse chimique de quinze échantillons, tous pris, sauf indication contraire, dans l'horizon induré, en divers endroits du Chili semi-aride (*fig. 151*) ; il porte également indication

TABLEAU XXII
Analyse chimique d'échantillons bruts pris dans les divers horizons du profil pédologique du km 172,5 de la Route panaméricaine et détermination des minéraux argileux.

Horizons	pH	CaCO ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	H ₂ O	PF	Minéraux argileux
4	6,8	0	4,99	1,41	85,44	0,896	0,267	0,186	—	0,1	0,62	0,795	2,705	Métaballoysite. Halloysite. Traces de quartz.
3	6,4	0	8,03	8,56	70,9	0,596	0,436	0,171	—	0,073	0,23	3,559	5,49	Métaballoysite. Halloysite. Chlorite. Quartz.
2	6,8	0	5,09	8,95	73,18	0,81	0,706	0,199	—	0,076	0,44	2,83	4,575	Métaballoysite. Halloysite. Chlorite.
1	6,9	0	3,72	1,495	86,43	0,414	0,157	0,160	—	0,035	0,34	1,47	2,873	Métaballoysite dominante. Halloysite.

(Travaux effectués au Laboratoire de géomorphologie du C.N.R.S. à Caen par Mme Le Coustumer et M. Pellern.)

des types de minéraux argileux déterminés aux rayons X. Les paléosols rouges appellent les remarques suivantes :

- leur pH est voisin de la neutralité (entre 6 et 7) ;
- ils ne contiennent absolument pas de calcaire ;
- leur teneur en oxyde de fer (valeur médiane : 6,02 %) n'est peut-être pas aussi élevée que le laisserait supposer leur couleur dominante rouge ;
- la concentration en alumine est un fait notable (valeur médiane : 16,47 %) tandis que la quantité de silice est relativement réduite (valeur médiane : 56,91 %). Le rapport moléculaire $\frac{\text{Si O}_2}{\text{Al}_2 \text{O}_3}$ le plus bas concerne l'échantillon 4 ; il est égal à 3,5 ;

— la détermination des argiles montre que différents minéraux se rencontrent en proportions variées suivant les cas ; la kaolinite ne se signale pas par une présence dominante ; elle doit souvent laisser la priorité à la montmorillonite ; l'illite et la chlorite occupent parfois aussi la première place.

Tous ces caractères permettent de rejeter l'idée d'une parenté entre les paléosols rouges du Chili semi-aride et les formations ferrallitiques des régions chaudes et humides du Globe ; il faut plutôt les insérer dans la catégorie des sols rubéfiés méditerranéens (Duchaufour, 1965) ou des alfisols à enrichissement argilique de la classification américaine (Vaudour, 1968). La pédogenèse dont ils résultent impliquerait :

- une pluviosité de l'ordre de 1 m dans un milieu thermique assez tiède pour permettre au jeu des hydrolyses de s'amorcer (Boulaine, 1966 et 1967) ; le fer et l'alumine sont libérés ; la mise en solution de la silice est, en partie au moins, possible ;
- l'existence d'une saison sèche et chaude bien marquée au cours de laquelle se produit la rubéfaction par fixation du fer ; elle explique aussi, dans la zone de battement du toit de la nappe, la tendance au concrétionnement et à la formation d'un horizon induré (Milot, 1964).

Les paléosols rouges du Norte chico sont évidemment à rapprocher des sols actuels brun-rouge, caractérisés par une concentration en oxydes de fer et d'alumine, que l'on rencontre dans le Sud du Chili, de la province de Concepcion à celle de Chiloé, surtout dans la région de la Cordillère de la Côte ; ils ont parfois été qualifiés, par les pédologues, de latéritiques (Roberts et Diaz, 1959-1960). Des spécialistes devraient pousser plus loin l'étude de cette analogie. En attendant, il ne fait pas de doute que les sols anciens du Chili semi-aride impliquent pour leur formation un climat beaucoup plus arrosé que l'actuel, donc de type pluvial, avec cependant des mois secs d'été (climat xérotérique) pour permettre et la ferruginisation et l'apparition d'un horizon consolidé.

On peut néanmoins se demander si ces phénomènes de rubéfaction et surtout d'induration n'ont pas rencontré de meilleures conditions à la fin du pluvial, lorsque le climat commençait déjà à s'assécher, plutôt qu'à son maximum ; il est possible que la disparition du couvert végétal arboré sous lequel s'est probablement opéré l'essentiel de la pédogenèse, ainsi que le suggère le bois relicte de Fray Jorge, ait pu représenter un facteur favorable à l'immobilisation du fer et au concrétionnement. León (1962) a

remarqué que, dans le Chili humide, la déforestation pour la mise en culture s'accompagnait justement d'une augmentation de la quantité d'argile et d'une coloration rouge des sols.

On se rappelle que la coupe dans les anciennes constructions éoliennes de la Hacienda Guaquen (*cf. supra*, p. 321) a montré l'existence de deux horizons argileux intradunaires consolidés, de couleur rouge. Comme d'autre part les paléosols rouges se rencontrent sur la terrasse marine de l'Herradurien I, on peut en conclure que la pédogenèse rubéfiante a fonctionné à différentes époques, au moins deux fois, jusqu'au Quaternaire moyen inclusivement.

LES ENCROUTEMENTS CALCAIRES

Autour de la baie de Coquimbo et de celle de Tongoy des encroûtements, appelés dans le pays *losa*, ont cimenté les dépôts de plage des terrasses pléistocènes, créant ainsi des bancs coquilliers résistants, épais parfois de plus de 1 m, qui ont joué un rôle essentiel dans la bonne conservation des formes marines. Ces lumachelles (*photo 35*) sont cuirassées par des croûtes⁶ de structure lamellaire et feuilletée (*photo 36*) bien visible (croûtes zonaires de Durand, 1963) d'un développement vertical plus important sur les plates-formes anciennes que sur les terrasses récentes, mais toujours supérieur à une dizaine de centimètres (*photo 34*). Ces croûtes sont le plus souvent masquées par un feutrage de sables éoliens ou hydroéoliens pédogénisés.

De tels phénomènes de mobilisation du calcaire sont inconnus aujourd'hui : les sables coquilliers végétaux ne montrent jamais l'ébauche d'une consolidation. Ils impliquent, même si la roche-mère est hautement calcari-fère, des conditions climatiques particulières. Au moins pour les lumachelles, sinon pour les croûtes zonaires qui ici, comme ailleurs dans le monde, pourraient faire l'objet d'une ample discussion à propos de leur formation, un mécanisme génétique *per ascensum* est le plus probable (Coque, 1962) ; il paraît supposer une saison humide marquée, capable de constituer des nappes phréatiques à faible profondeur, et une saison sèche chaude pendant laquelle l'évaporation provoque une circulation ascendante de solutions chargées de bicarbonate de calcium qui précipite vers le haut du dépôt de faluns. Il faut donc, semble-t-il, imaginer un climat plus arrosé que l'actuel avec cependant maintien d'un été sans pluie. La végétation était probablement plus fournie : non seulement elle devait limiter les effets du ruissellement en faveur de l'infiltration mais aussi augmenter la participation du gaz carbonique pour la mise en solution du calcaire, celle-ci étant sans doute aussi favorisée par des températures plus fraîches qu'aujourd'hui.

On peut également signaler dans le même ordre d'idées l'existence par endroits, surtout sur la plus haute des terrasses marines (Sérénien I) entre Tongoy et Coquimbo, de formations calcaires tuffeuses friables, d'une épaisseur parfois supérieure à 1 m. Je présume qu'il s'agit de dépôts dus à

6. Quelques échantillons de ces croûtes ont été aimablement examinés par MM. A. Jauzein et R. Coque.

l'assèchement de flaques, après des averses abondantes dont les eaux en ruisselant sur les terrasses marines jonchées de coquilles se chargeaient de carbonate de calcium ; les précipitations devaient alors être assez fréquentes et fortes pour que l'infiltration dans des terrains très perméables n'absorbât pas toute l'eau tombée.

Je rappellerai enfin que j'ai eu l'occasion, au cours de l'étude régionale (livre III) de rapporter d'autres exemples de concentration du calcaire : brèches de pente cimentées du complexe de Juntas dans la Cordillère de l'Elqui, enrobement du matériel superficiel des cônes et terrasses anciens du cours moyen du Rio Elqui, cimentation vers la surface des galets de la nappe tiv dans le cours inférieur du Rio Limari. Je n'ai pas abordé l'étude génétique de ces formes de sédimentation du calcaire mais l'accord est général parmi les auteurs pour y voir des effets des crises climatiques du Pléistocène. Tricart (1967) a même suggéré pour ces phénomènes une cause planétaire, les déséquilibres géochimiques périodiques provoqués par les glaciations quaternaires.

ESSAI D'INTERPRETATION DES VARIATIONS DU CLIMAT PENDANT LE QUATERNAIRE

Ainsi donc, à plusieurs reprises au cours du Pléistocène, la tendance générale à la sécheresse du *Norte chico* a dû s'effacer devant des offensives climatiques qui apportaient avec elles davantage de précipitations et aussi des températures plus basses ; elles se sont traduites en haute cordillère par un régime glaciaire, en moyenne montagne et sur la bande côtière par un régime pluvial.

L'étude des conditions météorologiques exceptionnelles actuelles, tels les types de temps particulièrement pluvieux déterminant un fort enneigement en cordillère — par exemple la situation du 12 juillet 1965 (cf. *supra*, fig. 17) — fournit d'intéressantes données pour la reconstitution des phénomènes qui ont pu se produire lors des époques plus humides (Raynal, 1955 ; Tricart, 1963). Elle montre que les années arrosées (1963, 1965) correspondent à une position hivernale du front polaire plus fréquemment septentrionale qu'à l'accoutumée. Or aujourd'hui, en haute montagne, les épaisseurs neigeuses, après des chutes abondantes, se situent justement dans les cirques autrefois modelés par les glaciers. On n'a pas oublié que le bois relicte de Fray Jorge paraît bien représenter le vestige vivant d'une importante migration de la forêt australe vers le Tropique pendant le Pléistocène et que les paléosols rubéfiés montrent des analogies assez remarquables avec les sols rouges actuels du Chili humide.

Tous ces faits constituent des arguments donnant à penser que les périodes pluviales ou glaciaires du Chili semi-aride correspondent à une vigoureuse translation vers le Nord du front polaire austral, translation qui implique un déplacement vers l'Equateur, et sans doute aussi un affaiblissement, de la grande cellule anticyclonale du Pacifique sud⁷, le tout lié à une

7. Selon C. Collin-Delavaud (*in litt.*), le 12 juillet 1965 justement, l'anticyclone du Pacifique sud était largement répandu vers le Nord du Pérou et il avait perdu de son intensité habituelle.



PHOTO 76. — Aspects de l'érosion marine actuelle sur le rivage granitique entre Papudo et Zapallar (32° 33' S) ; étage mésolittoral : sillons d'écoulement, évidements annulaires.

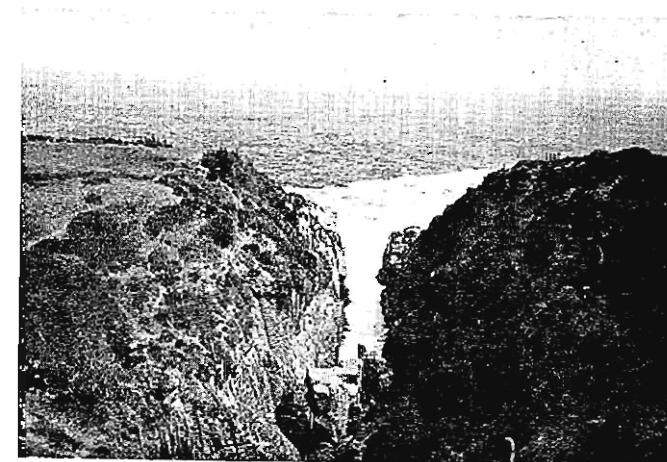


PHOTO 77. — Même site : nettoyage d'un filon.

PHOTO 78. — Même site : déchaussement (quarrying) de blocs parallélépiques préparés par un quadrillage hogonal de fractures.





PHOTO 79. — Même site : platier; au fond la falaise morte due au cycle cachaguien et retrouvée au maximum de la remontée véguienne; aujourd'hui l'escarpement hors d'atteinte des vagues est colonisé par la végétation.

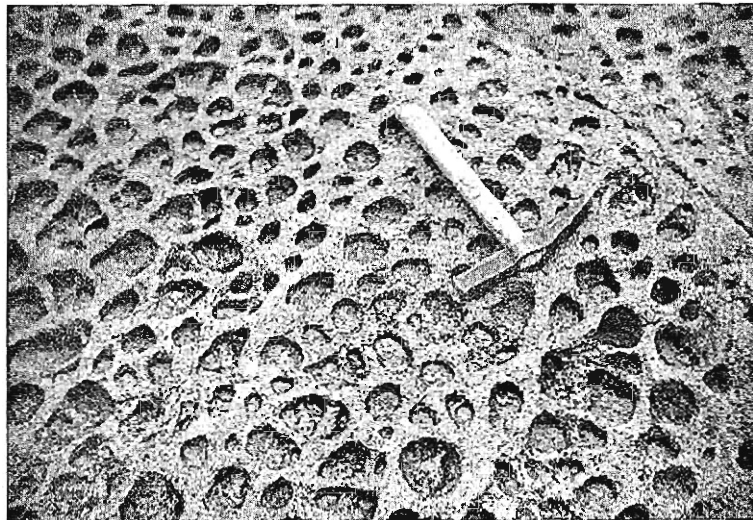


PHOTO 80. — Même site : étage supralittoral; phénomènes d'alvéolisation du type gâteau de cire.



PHOTO 81. — Falaises vives, grottes et platier au niveau des hautes mers dans les grès tendres pliocènes (formation de Coquimbo) entre Maitencillo et Yorcon (32° 40' S); horizontalité des strates pliocènes.

augmentation de vitesse de la circulation zonale (Pédelaborde, 1957). Ainsi s'expliqueraient à la fois, et le rafraîchissement de la température dû à des arrivées de coulées froides polaires pouvant s'avancer jusqu'à des latitudes assez basses grâce au recul de l'air tropical, et l'augmentation de la pluviométrie liée non seulement au passage plus fréquent des perturbations mais aussi à une cyclogenèse plus active. Par là même, au simple glissement des phénomènes atmosphériques actuels vers le Tropique, se seraient ajoutées des mutations qui donnaient au climat du *Norte chico* des caractères originaux : fortes pluies, coups de froid, moindre évaporation.

Cette opinion sur le déplacement en latitude de la zone de circulation tempérée dans l'hémisphère sud, lors des crises climatiques quaternaires, est aussi celle de Viers (1965) qui pense à un décalage du flux d'Ouest vers le Nord d'environ 3° au cours de la dernière glaciation. Je serai porté, pour ma part, à croire que la migration a été de l'ordre de 5° à 6° de latitude, ce qui nous rapproche de l'estimation faite pour le Würm en Europe occidentale.

Il n'est pas exclu non plus que l'intensité du courant de Humboldt ait connu des variations. Tricart (1963) soutient que « les périodes d'englaciation ont diminué la masse des eaux froides des cuvettes océaniques par stockage dans les inlandsis et, qu'inversement, la déglaciation a libéré de grandes masses de telles eaux dont la remontée alimente justement le courant de Humboldt ». Si ce fait était vérifié, il faudrait en tenir compte car il aurait dû favoriser aussi une recrudescence des précipitations; mais, ce serait tout de même là un élément secondaire s'ajoutant au phénomène zonal qui, lui, est fondamental.

**

Parce que le *Norte chico* est aujourd'hui une région de transition entre le Chili pluvieux et le Chili désertique, il constitue, comme tous les *sahel*, un territoire privilégié pour l'étude des changements climatiques du Quaternaire. Incorporé tantôt au domaine aride et tantôt au domaine humide, son milieu physique a enregistré avec une remarquable netteté ce balancement dont les conséquences morphogénétiques ont été particulièrement importantes en haute cordillère et en moyenne montagne.

CHAPITRE II

LES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN

L'étude régionale a montré que la limite entre l'Océan et le continent a constamment changé de position depuis la fin du Miocène. Au début du Pliocène le niveau de base était déprimé de plus d'une centaine de mètres par rapport à sa situation d'aujourd'hui ; au Pliocène moyen il se confondait à peu près avec le présent rivage et, la transgression continuant — bien qu'interrompue un moment par une récession —, il atteignit la cote actuelle d'environ +200 m au Pliocène supérieur. Le Quaternaire est au contraire caractérisé par une régression d'ensemble qui a porté le littoral là où nous le connaissons. Mais ce mouvement de retrait n'a pas été continu ; il est en fait le résultat d'une série d'allées et de venues de l'Océan. Ces pulsations tantôt négatives tantôt positives qui reçoivent l'appellation de cycles marins (chaque cycle comprend une transgression, un apogée et une régression) ont joué un rôle morphogénétique fondamental sur la bande côtière : elles sont directement responsables d'une part des magnifiques plates-formes littorales qui accompagnent le rivage du Chili semi-aride, d'autre part de la construction de terrasses fluviales dans le cours inférieur des rios ; elles ont aussi conditionné les grandes édifications dunaires.

LES CYCLES MARINS QUATERNAIRES

(tableau XXIV).

Je crois utile de rappeler brièvement les arguments que j'ai trouvés, chemin faisant, en faveur de mouvements d'allée et de venue de l'Océan depuis son apogée à l'extrême fin du Tertiaire. Ils appartiennent à trois catégories.

LES ARGUMENTS MORPHOLOGIQUES

Le profond creusement des vallées entre les maxima transgressifs.

Le fait est partout évident au Quaternaire récent pendant la régression du Cachaguien et les effets de la remontée véguienne apparaissent dans toutes les embouchures. Pour le Quaternaire moyen l'Estero de Tongoy (*cf. supra*, p. 253) en donne un bon exemple. Après le maximum du Sérénien I la vallée de cet estero a été calibrée en fonction d'un niveau marin plus bas

TABLEAU XXIV
Les cycles marins quaternaires du Chili centre-nord
(d'après Herm et Paskoff, 1967).

	Cycles marins	Mouvements de l'Océan	Hauteurs au-dessus du niveau de l'Océan (Baie de Coquimbo)	Formes et dépôts	Faune	Archéologie	Essai de corrélation avec l'Europe	
Holocène	VÉGÉNIEN moy. ——— inf.	R Légère transgression ou stationnement.	0 m 2 m	Rivage actuel. Dunes. Cordons littoraux.	Pas de changements appréciables.	Diaguites. El Molle « Anzueto de Concha »	Dunker- quien. (Versilien)	Post-glaciaire.
Pléistocène supérieur		R max. T max. R	4-5 m	Sédiments meubles sur la basse terrasse.			Calaisien.	Würm II, III, IV.
Pléistocène moyen	HERRADURIEN II ——— I	R max. T max. R	5-7 m	Basse terrasse et falaise de 5-7 m.	Foisonnement de <i>Tran-sennella pamosa</i> .		Néotyrhénien.	---
		R max. T max. R	15-20 m	Deuxième terrasse moyenne.			Eutyrrhénien.	Würm I.
		R max. T max. R	35-40 m	Première terrasse moyenne.			Paléotyrrhénien.	Riss.
Pléistocène inférieur	SÉRÉNIEN II ——— I	R max. T max. R	75-80 m	Grande dune. Haute terrasse.	Disparition de <i>Ostrea ferraris</i> . Apparition de : <i>Mesodesma donacium</i> , <i>Mulinia</i> div. sp., <i>Chlamys purpurata</i> , <i>Laevicardium grande</i> , <i>Protothaca thaca</i> , <i>Turritella chigulata</i> ,		Sicilien.	Mindel.
		R max. T max. R	120-130 m	Terrasse supérieure. Épandages de cailloutis (Tongoyen).			Calabrien.	Günz.
Pliocène supérieur	Formation de Coquimbo.	R max. T	200 m		<i>Chlamys vidali</i> , <i>Chl. calderensis</i> , <i>Chl. hupeanus</i> ...			Glaciations pré-Günz. ??

T : Transgression. — R : Régression.

que celui qui correspond à la culmination de l'Herradurien I ; en effet les dépôts de ce cycle sont venus se loger dans une vallée préalablement creusée et envahie ensuite à la manière d'une ria.

La présence d'accumulations éoliennes anciennes à proximité d'une côte rocheuse, incapable donc d'assurer une alimentation en sables.

C'est le cas des vieilles dunes qui couvrent le versant occidental du Cerro El Cobre au N de Papudo (cf. supra, p. 286). Il faut bien admettre qu'elles datent d'une époque pendant laquelle une partie de la plate-forme continentale était émergée et permettait à la déflation de déplacer du matériel fin.

La probabilité de l'existence de niveaux immergés.

Certes aucune véritable recherche n'a été entreprise dans ce domaine mais Herm (1969), d'après l'étude des cartes marines, a cru pouvoir repérer dans la baie de Caldera (27° S) des plates-formes à —30-40 m, —80-90 m et —110-135 m. L'examen des cotes de profondeur données par les documents de navigation pour la baie de Tongoy suggère aussi que sont cachées sous les flots deux terrasses, l'une à —15-20 m, l'autre à —45-50 m (cf. supra, p. 27).

LES ARGUMENTS STRATIGRAPHIQUES

L'épandage de matériel continental pris en sandwich entre deux dépôts marins.

On se rappelle le Tongoyen dont les cailloutis torrentiels s'insèrent entre les sables de la formation de Coquimbo et la lumachelle du Sérénien I (cf. supra, p. 248) ; ils donnent la preuve d'une récession encadrée par deux offensives des eaux marines.

L'incorporation de fragments, arrachés du substratum pliocène, aux sédiments de plage corrélatifs de l'abrasion des plates-formes des environs de la baie de Coquimbo et de celle de Tongoy.

Ces dépôts littoraux sont donc des « conglomérats de base » au sens géologique de cette expression ; ils impliquent une transgression de l'Océan.

Le ravinement qui apparaît souvent dans les dépôts quaternaires entre deux formations de plage.

Il s'agit du ravinement opéré par les matériaux d'un littoral en régression aux dépens de ceux abandonnés lors d'une transgression préalable (cf. supra, p. 202, 206 et 207).

LES ARGUMENTS PALEONTOLOGIQUES

Les recherches écologiques sur la faune marine quaternaire ont permis à Herm (1969) de distinguer, dans les formations de plage, les biotopes correspondant à un milieu littoral transgressif et ceux témoignant au

contraire d'une ambiance régressive. Selon cet auteur certaines espèces (genre *Pholas*, *Crepidula*) indiquent une avancée de l'Océan tandis que d'autres (genre *Chlamys*, *Eurhomalea*) caractérisent plutôt une récession.

Des partisans déterminés du mobilisme pourraient peut-être dire que ces allées et venues de l'Océan sont dues à une suite d'affaissements et de soulèvements du continent. Il est à mon sens beaucoup plus plausible de les attribuer aux mouvements glacio-eustatiques quaternaires. Je considère que l'un des résultats importants de mes recherches a été la mise en évidence de ces phénomènes le long d'une côte dont la morphologie était jusqu'alors expliquée par la seule intervention des facteurs tectoniques.

LE PROBLEME DES HAUTS NIVEAUX MARINS

Si les plates-formes d'abrasion étudiées le long de la côte du Chili semi-aride doivent bien leur existence aux différents cycles marins du Quaternaire, l'interprétation de leur position altimétrique actuelle conduit à poser le problème général des hauts niveaux marins pléistocènes. Il s'agit de savoir si, dans les secteurs où l'enquête morphologique a mis en évidence une apparente stabilité depuis le Pliocène supérieur — autour de la baie de Coquimbo par exemple —, les terrasses d'altitude décroissante sur une centaine de mètres de hauteur indiquent des stationnements de l'Océan réellement plus élevés que l'actuel ou bien au contraire, le niveau de l'Océan ayant peu varié d'un interglaciaire à l'autre, un soulèvement d'ensemble du continent.

RAPPEL DES CAUSES RESPONSABLES DES DEPLACEMENTS DES RIVAGES AU COURS DU QUATERNAIRE

Les changements dans la position des lignes de côte pendant le Quaternaire tiennent à deux grandes séries de facteurs qui ont pu agir simultanément : l'instabilité des continents d'une part, les variations propres du niveau général des océans, c'est-à-dire l'eustatisme au sens large, d'autre part.

L'instabilité des continents.

Elle se manifeste sous trois formes qui ne sont pas incompatibles entre elles.

LA TECTONIQUE LOCALE DIFFÉRENTIELLE.

Des failles, des flexures, des basculements ou des gauchissements déterminent la submersion ou l'émersion des rivages. On a vu de bons exemples de telles déformations sur la bande littorale du Norte chico entre 30° 15' S et 31° 45' S.

LES MOUVEMENTS ÉPÉIROGÉNIQUES.

Ce sont des soulèvements ou des affaissements d'ensemble susceptibles d'affecter de grandes unités structurales ; ils résultent de mouvements compensateurs liés à la dynamique propre de l'écorce terrestre. Au Quaternaire deux types particuliers de ruptures d'équilibre isostatique ont pu être à l'origine de changements dans la position des littoraux :

— ruptures d'équilibre isostatique d'origine glaciaire : elles se sont produites là où, tour à tour, se sont constitués puis ont disparu de grands inlandsis ;

— ruptures d'équilibre isostatique liées à des phénomènes d'érosion : ici l'enlèvement de volumes rocheux considérables détermine des phénomènes de décharge (Arambourg, 1952), là l'accumulation de grosses épaisseurs de matériaux détritiques déclenche des effets de surcharge.

LA FLEXURE CONTINENTALE.

Selon Bourcart (1939), une grande flexure marque la limite entre le domaine marin et le domaine continental. Celui-ci serait caractérisé par une tendance à la surrection, celui-là par un comportement subsidant. De là les déplacements des rivages, déplacements d'autant plus fréquents que cet accident majeur pourrait s'atténuer, s'accroître, se déplacer mais ne serait jamais vraiment immobilisé.

L'eustatisme.

Fairbridge (1961 a) a passé en revue les multiples causes des mouvements eustatiques ; on peut les regrouper en deux catégories.

LES MODIFICATIONS DE VOLUME DES EAUX MARINES.

C'est le cas du glacio-eustatisme qui a joué à plusieurs reprises au cours du Quaternaire et qui a peut-être commencé à se manifester dès le Pliocène, voire peut-être même avant (Tanner, 1968).

Certains auteurs font également intervenir le thermo-eustatisme ; mais l'évaluation de ses effets reste discutée : Stearns (1961) rapporte qu'une augmentation de 1° des eaux marines actuelles ferait monter le niveau des océans de 0,60 m tandis que Fairbridge (1961 a), pour une même modification de température, signale une élévation de 2 m.

LES MODIFICATIONS DE VOLUME DES RÉCEPTACLES OCÉANIQUES.

Elles peuvent être dues à la formation de chaînes ou de fosses sous-marines qui transforment la configuration des cuvettes océaniques ; on parle alors d'eustatisme diastrophique. On imagine aussi que ces cuvettes puissent diminuer de volume lorsqu'elles recueillent des apports terrigènes ou des épanchements volcaniques abondants ; cependant ces phénomènes doivent

déclencher des réactions isostatiques qui auront des effets contraires. Une autre manifestation d'isostasie sous-marine a été indiquée par Higgins (1965) : l'élévation de la colonne d'eau, lors de la fusion généralisée des inlandsis à la fin d'une période froide, doit déterminer, surtout sur la plateforme continentale plus sensible, semble-t-il, que les grands fonds à une telle modification, un affaissement par excès de charge.

De fait le problème des variations des lignes de rivage est très complexe par suite d'interférences entre différents facteurs dont le résultat s'exprime par une somme algébrique. Des mécanismes géophysiques dont l'analyse quantitative doit encore progresser, sont mis en jeu. Ainsi l'instabilité des continents peut provoquer des mouvements eustatiques : la surcharge d'une terre émergée sous le poids d'un inlandsis épais et étendu provoquera un affaissement et une expulsion du sima sous-jacent vers des régions non englacées, en particulier vers les fonds océaniques où le sial, parce qu'il est mince, se soulèvera plus facilement, réduisant le volume du bassin marin. Voilà pourquoi une petite transgression eustatique d'origine isostatique glaciaire peut se manifester au cours d'une période froide sans correspondre à la fonte d'eaux gelées. Des phénomènes inverses se produiront pendant l'époque de réchauffement qui suivra. Pour illustrer encore la complexité du problème des anciens littoraux je signalerai un dernier fait rapporté par Pinot (1966-1967) : des mesures opérées à l'aide de satellites artificiels semblent montrer que la surface des océans présente des irrégularités par rapport au géoïde parfait ; elles pourraient atteindre une cinquantaine de mètres ; or ces irrégularités dont la cause n'est pas claire, ont peut-être varié dans le temps et dans l'espace pendant le Quaternaire.

HAUTS NIVEAUX MARINS ET GLACIO-EUSTATISME

On a soutenu jusqu'à ces dernières années (Zeuner, 1964 ; Fairbridge, 1961 *b*) que le niveau des océans s'était réellement abaissé au cours du Quaternaire. Cet abaissement serait la résultante de divers phénomènes dont la composante essentielle aurait été le glacio-eustatisme par suite d'un accroissement de volume de l'inlandsis antarctique tout au long du Pléistocène. Ainsi, d'un interglaciaire à l'autre, la masse d'eau stockée sous forme de glace autour du Pôle sud n'aurait cessé d'augmenter, ce qui expliquerait l'altitude décroissante des apogées successifs atteints par les transgressions glacio-eustatiques quaternaires. Or de récents travaux soviétiques et américains sur l'Antarctique ruinent cette théorie. Cailleux (1967), citant Markov et Soueïtova (1965), donne pour le grand inlandsis du Globe un volume de 22 100 000 km³ ; s'il venait à fondre ainsi que celui, beaucoup plus petit (2 480 000 km³) du Groenland, le niveau des océans se relèverait, compte tenu des éventuelles répercussions isostatiques, de 66 m seulement. Tout récemment Goodel et al. (1968) ont conclu, à partir de l'étude des dépôts profonds de l'Océan austral, que la calotte de glace antarctique a commencé à se former au cours du Pliocène, il y a 5 millions d'années ; le maximum glaciaire semble se situer entre 3,35 et 2,35 millions d'années ; des variations d'extension caractérisent la période entre 2,35 millions d'années et 700 000 ans B.P. ; depuis lors, on ne note pas de diminution de volume appréciable, même au cours de ce que l'on appelle ailleurs dans le monde les interglaciaires. Toutes ces données nouvelles font qu'il ne paraît plus

possible d'expliquer par le glacio-eustatisme seul les hautes terrasses marines étagées du Quaternaire. Partant de ce point de vue, Battistini (1968) n'hésite pas à affirmer qu'à aucun moment du Pléistocène le niveau des océans n'a dépassé de plus de quelques mètres sa position actuelle. Par contre au moment de la glaciation maximale, lorsqu'existaient de grands ensembles glaciaires aujourd'hui disparus (inlandsis laurentien, scandinave, ouralo-sibérien plus les glaciers de montagne, soit au total 32 500 000 km³) ce niveau était plus bas de 110 m environ.

LES IDEES ACTUELLES SUR LES HAUTS NIVEAUX MARINS QUATERNAIRES

Il apparaît à la lecture des publications les plus récentes que la réalité des hauts niveaux marins quaternaires est de plus en plus mise en doute (Cotton, 1963 *b* ; Flint, 1966 ; Faure et Elouard, 1967 ; Cailleux, 1967 ; Battistini, 1968) et que leurs partisans diminuent en nombre. Tous les auteurs des travaux dont j'ai signalé les résultats pour les comparer à ceux que j'ai moi-même obtenus autour de la baie de Coquimbo (*cf. supra*, p. 217), à l'exception d'un seul (Ward), expliquent les plages anciennes élevées par une surrection épéirogénique, lente et continue, d'une unité structurale continentale de grande étendue ; ce soulèvement serait avant tout commandé par la décharge isostatique consécutive au travail de l'érosion. En 1958 Tricart avait rappelé un argument de poids contre l'existence de hauts stationnements des océans au Pléistocène : « Ils auraient provoqué en Afrique occidentale, en Amazonie, en Australie du Nord, d'immenses transgressions dont on ne trouve nulle trace. » On remarque seulement dans ces régions d'anciennes plages très voisines du rivage actuel ; ces morceaux de vieux socle seraient demeurés stables au Quaternaire parce que, peu soulevés à la fin du Tertiaire, ils n'auraient pas connu de véritable allègement par érosion depuis lors.

J'avoue cependant n'être pas totalement convaincu par ce raisonnement. Reprenons le cas des côtes, situées loin des domaines qui ont été englacés, sur lesquelles, en dehors de l'étagement même des terrasses marines quaternaires jusqu'à une altitude d'une centaine de mètres, aucun autre indice en faveur de l'instabilité du continent n'a pu être repéré : c'est le cas des alentours de la baie de Coquimbo au Chili, du Nahr-el-Kelb au Liban, des Alpes-Maritimes en France, de la région de Casablanca au Maroc, des environs d'Adélaïde en Australie, pour ne citer que des exemples déjà signalés. Je suis vraiment étonné de rencontrer, en des endroits si dispersés à travers le monde, des plages pléistocènes que tout indique être du même âge, culminer à des altitudes voisines (*cf. supra*, tableau XX, p. 217). Comment admettre un soulèvement, par décharge isostatique due à l'érosion, qui aurait été de même ampleur à proximité d'une chaîne jeune comme les Andes d'une part et au bord de la vieille meseta marocaine, de surcroît lourdement chargée d'accumulations dunaires depuis le Pliocène, d'autre part ?

En outre je comprends mal l'obstination de certains auteurs à considérer comme instables les seuls continents et à passer sous silence la mobilité des cuvettes océaniques. Je pense qu'il faut faire intervenir comme cause possible d'une baisse réelle du niveau des océans au cours du Quaternaire l'eustatisme diastrophique que de récents commentaires (Fairbridge, 1964) sur « l'expansion du Globe » remettent à l'ordre du jour : l'extension des

rifts médio-océaniques, l'élargissement de sillons et l'approfondissement de fosses comme celle de Bartlett dans la Mer des Caraïbes (Richards, 1966 a) ne permettraient-ils pas de rendre compte d'une chute effective du plan marin, sans faire nécessairement intervenir, au moins en certains endroits, un soulèvement important des côtes ? Quant à l'argument avancé par Tricart (*cf. supra*, p. 345) il pourrait être réfuté en soutenant que les régions littorales d'Afrique occidentale, d'Amazonie et d'Australie du Nord sont de tendance subsidente comme cet auteur lui-même (1956) l'a constaté près du delta du Sénégal.

En résumé, je pense que le problème de l'existence ou de la non-existence de hauts niveaux marins quaternaires s'échelonnant jusqu'à une centaine de mètres d'altitude n'est pas encore résolu. Lorsque la généralisation de techniques nouvelles (méthode Th/U, par exemple) fournira des datations absolues au-delà de la limite du ^{14}C , des corrélations et des comparaisons plus solides entre les anciens rivages des différentes côtes du monde seront possibles et des conclusions mieux étayées se feront jour. En attendant, je rappelle mon opinion à propos du plus bel exemple de plages quaternaires étagées qu'il m'a été donné d'étudier dans le Chili semi-aride, celui des alentours de la baie de Coquimbo : si les cycles marins glacio-eustatiques expliquent l'élaboration des différentes plates-formes d'abrasion, ils ne sauraient rendre compte de leur disposition en marches d'escalier entre 120-130 m et 0 m ; cet étagement sur un peu plus d'une centaine de mètres de hauteur peut s'expliquer aussi bien par un soulèvement épéirogénique du continent que par une baisse propre du niveau général des mers, baisse consécutive à une augmentation de volume des cuvettes océaniques, plus probablement encore par les deux à la fois, tant il est vrai qu'aucune partie du Globe n'est totalement stable ; ceci dit, j'aurais cependant tendance à donner dans la résultante d'abaissement du niveau de l'Océan autour de la baie de Coquimbo depuis la fin du Pliocène plus d'importance à la composante eustatique d'origine diastrophique qu'à la composante épéirogénique.

CONSIDERATIONS GÉNÉRALES SUR LES CONDITIONS DE L'ÉLABORATION DES GRANDES PLATES-FORMES D'ABRASION MARINE OBSERVÉES LE LONG DE LA CÔTE DU CHILI SEMI-ARIDE

Si les cycles marins quaternaires se sont dans l'ensemble étonnamment bien inscrits sur la frange littorale du *Norte chico* c'est que — toutes conditions favorables à l'échelonnement altimétrique étant égales (*cf. supra*) — d'une part la topographie, d'autre part la structure géologique de la marge continentale étaient particulièrement propices à l'enregistrement morphologique des allées et venues de l'Océan.

TERRASSES MARINES ET TOPOGRAPHIE DE LA MARGE CONTINENTALE

Supposons une marge continentale — et c'est justement le cas de celle du Chili semi-aride depuis la fin du Miocène ou le début du Pliocène — constituée par une série de blocs assez aplanis et plus ou moins effondrés.

La figure 152 A schématise une situation qui ne peut pas permettre à l'Océan de tailler une plate-forme. Deux gradins sont séparés par une dénivellation importante, disons par exemple une centaine de mètres, et le niveau marin se place à mi-hauteur de l'escarpement. L'abrupt correspond donc à une falaise accore du type *plunging cliff*. L'érosion est minime non seulement parce que le volume rocheux à enlever serait trop considérable

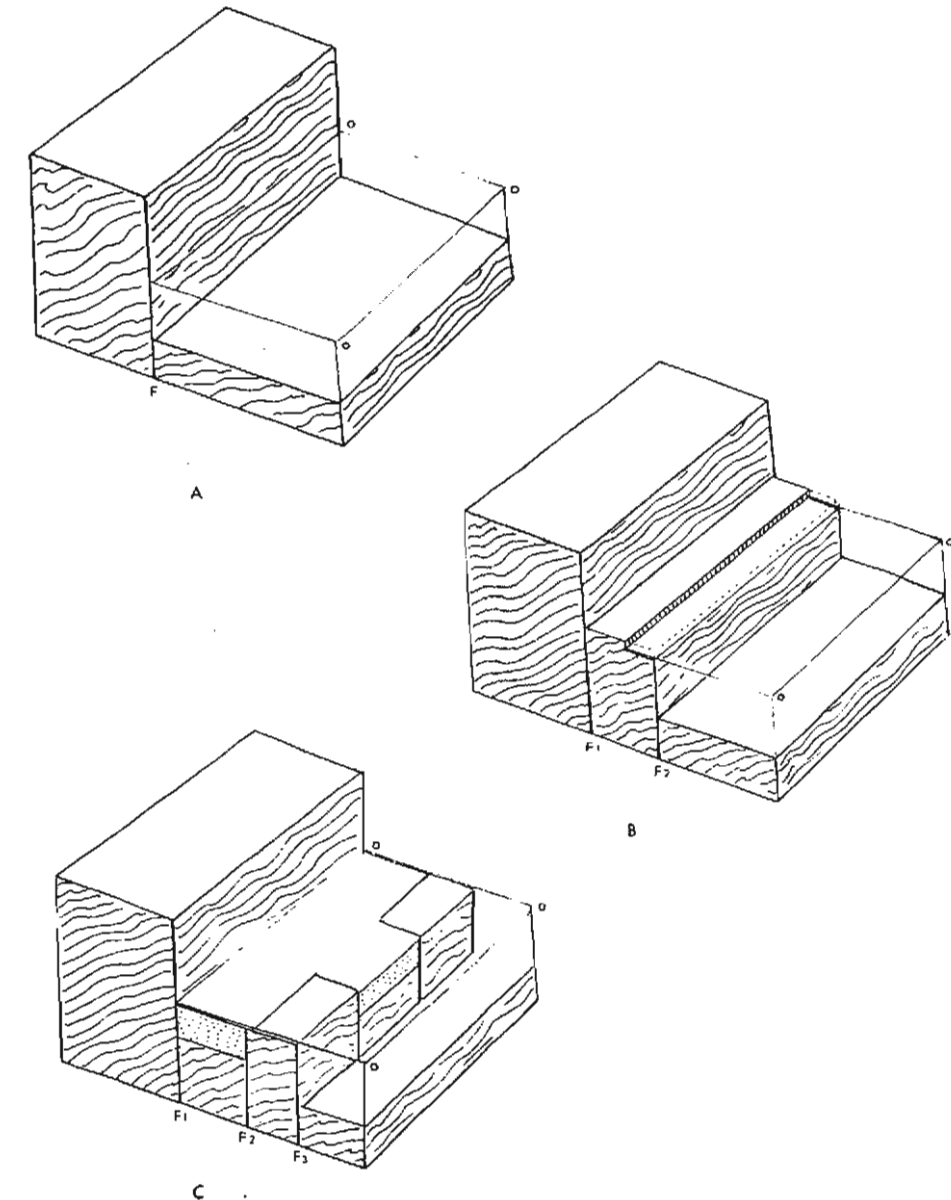


FIG. 152. — Topographie de la marge continentale et terrasses marines.

F : faille. — O : niveau de l'Océan. Les trois cas représentés sont expliqués p. 347 et 348.

mais surtout parce que la houle n'est pas soumise à l'influence du fond : elle se réfléchira sans pouvoir vraiment entamer notablement la falaise. Le tronçon du littoral entre Papudo et Cachagua (*cf. supra*, p. 285) répond justement à de telles conditions : le Cerro Higuera, haut de 692 m, tombe pour ainsi dire à pic dans l'Océan ; sur le versant les traces de l'action marine sont, on l'a vu, très discrètes. C'est entre 30° et 33° de latitude sud, le seul endroit où la route côtière a dû être aménagée en corniche.

La figure 152 B représente au contraire un cas favorable à l'existence d'une plate-forme marine étendue. L'Océan rencontre presque à son niveau un gradin déjà bien arasé par l'érosion continentale. Il retouche et parfait l'aplanissement en taillant un escarpement qui recule au fur et à mesure du progrès de l'attaque des vagues. Cette falaise continuera ainsi à céder du terrain jusqu'à ce qu'elle vienne se confondre avec la faille F1. Elle prendra alors l'aspect d'une grande falaise, voire d'une mégafalaise et, parce que le volume à débiter devient très important, son évolution sera bloquée, surtout si l'on tient compte de l'instabilité chronique, provoquée par le glacio-eustatisme, du niveau marin pendant le Pléistocène. Chaque cycle océanique du Quaternaire pourra ensuite raboter sa propre plate-forme en contrebas de la précédente. Ainsi se comprennent les belles terrasses étagées qui accompagnent le littoral du Chili semi-aride sur presque toute sa longueur.

La figure 152 C fait apparaître un dernier cas assez original : deux petits horsts alignés dans le sens méridien, séparés entre eux par un compartiment effondré, limitent vers le large un graben affaissé au pied du dernier grand bloc émergé. Lors de la transgression du Pliocène moyen à supérieur qui pénètre par le goulet et atteint à peu près, au moment de son apogée, la hauteur des deux môles avancés, la mer dépose une série sableuse sur le gradin déprimé. Au cours de la régression générale du Quaternaire les différents cycles marins s'enregistrent avec fidélité dans cette formation tendre. Et leurs traces morphologiques se conservent bien grâce aux petits horsts pré-littoraux devenus entre-temps des îles, puis des presqu'îles : ils ont en effet joué un rôle de butoir qui a efficacement amorti les effets destructeurs de l'assaut des vagues sur des assises peu résistantes. Ainsi les alentours de la baie de Coquimbo qui illustrent de façon concrète ce dernier cas, portent le meilleur témoignage sur les avatars de l'Océan Pacifique le long de la côte chilienne depuis la fin du Tertiaire.

TERRASSES MARINES ET STRUCTURE GEOLOGIQUE DE LA MARGE CONTINENTALE

La nature et la disposition du matériel rocheux de la marge continentale conditionnent aussi le travail morphologique de l'Océan.

La lithologie.

Certaines roches se prêtent mieux que d'autres au « coup de rabot » marin. Les séries sédimentaires permettent, par exemple, de plus beaux aplanissements que les effusions volcaniques.

Or on se rappelle que, sur une grande partie de la bande littorale du Chili semi-aride, affleurent justement des formations paléozoïques ou plus anciennes encore qui sont restées à l'écart des manifestations éruptives du Secondaire. Elles comprennent des roches à faciès rythmique, schistes et grès en disposition alternée qui, lorsque le métamorphisme a été plus poussé, cèdent la place à des micaschistes, des phyllades et des quartzites. Des observations faites un peu partout dans le monde concordent pour établir qu'un tel matériel, probablement parce qu'il est de résistance moyenne et qu'il donne aux vagues les instruments d'attaque nécessaires, est particulièrement sensible à l'abrasion marine et à la bonne conservation des formes qui en résultent (Guilcher, 1954).

Les granites apparaissent aussi largement dans le domaine côtier et présentent des épaisseurs d'altération, d'une puissance parfois supérieure à plusieurs dizaines de mètres. Lorsqu'elles sont ainsi réduites à l'état d'arène, les roches cristallines n'opposent aucune véritable résistance à l'aplanissement marin.

La tectonique.

Les séries anciennes, touchées par les tectoniques successives qui ont affecté le vieux socle, offrent des pendages très inclinés, voire parfois verticaux. Or de tels redressements se prêtent tout particulièrement à l'abrasion comme le montrent les faits d'observation.

Les roches granitiques, même là où elles n'ont pas été décomposées par la météorisation, permettent également l'élaboration de plates-formes parce qu'elles sont toujours densément fissurées ; cette fracturation, souvent orthogonale, prépare le délogement des blocs par les vagues de tempête.

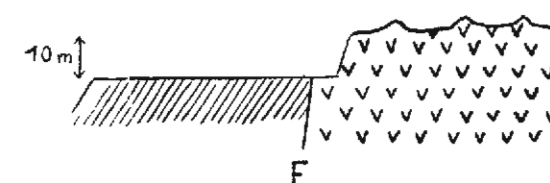


FIG. 153. — Rôle d'une faille ancienne dans l'inscription morphologique de deux terrasses marines.

La série sédimentaire à gauche est plus favorable à l'aplanissement marin que les roches volcaniques qui affleurent à droite.

Enfin les accidents cassants, même s'ils sont cicatrisés depuis longtemps, représentent parfois un facteur structural qui ne doit pas être négligé. Ainsi quand une faille sépare deux compartiments qui n'offrent pas une résistance égale à l'érosion marine pour des raisons lithologiques, le moins rebelle étant situé du côté de l'Océan, la ligne de contact anormal peut déterminer l'existence d'une falaise bien dégagée, même si cette dernière a un peu reculé par rapport à l'emplacement de la cassure. La figure 153 montre comment ce cas favorise aussi, lorsque baisse le niveau marin,

l'inscription d'une nouvelle plate-forme en contrebas de la précédente ; celle-ci résistera à la nouvelle vague d'érosion en raison des caractéristiques de son matériel rocheux. On trouve entre l'Estero Manzano et l'Estero Los Molles (32° 15' S) un exemple concret de cette situation : la falaise qui sépare la terrasse supérieure de la terrasse moyenne correspond à peu près à une faille ancienne le long de laquelle entrent en contact des schistes noirs relativement tendres et des kératophyres beaucoup plus durs.

Ces quelques remarques sur la nature de la marge continentale aident à comprendre la netteté des traces morphologiques laissées par les variations quaternaires du niveau de l'Océan le long de la côte du Chili semi-aride.

LE RACCORD FLUVIO-MARIN

C'est à vrai dire l'un des problèmes du Quaternaire qui offre — tout comme celui des hauts niveaux marins — une ample matière à discussion. Les outrances des tenants de l'eustatisme qui, dans la première moitié du siècle, faisaient remonter très loin à l'amont les effets des variations du niveau de base dans l'alternance de creusement et de remblaiement des cours d'eau, ont bientôt été suivies par les dénégations de ceux qui ont donné la priorité aux modifications climatiques sur les changements de la position du littoral, même à proximité des côtes, dans la genèse des terrasses fluviales.

Mes recherches sur la bande côtière du Chili semi-aride ont montré que les formes continentales — terrasses ou pédiments — passent latéralement en continuité topographique et stratigraphique aux formes marines. La vallée du Rio Elqui fournit à cet égard un exemple remarquable puisque, à proximité de la baie de Coquimbo, quatre constructions fluviales se raccordent de toute évidence à d'anciens niveaux de l'Océan (*cf. supra*, p. 168). On se rappelle aussi que la nappe alluviale de la basse terrasse (II), relayée tout à l'aval par les dépôts holocènes de la plate-forme marine inférieure, se rattache à l'amont au front morainique de la dernière glaciation. J'ai expliqué le mécanisme de formation de cette terrasse qui, en dépit de son unité topographique, n'a pas le même âge sur toute sa longueur, en dissociant les événements du cours supérieur et ceux du cours inférieur parce que les phénomènes d'alluvionnement et d'incision se sont produits ici et là à des moments différents et pour des causes distinctes. Vers l'aval, les variations de la position du littoral ont joué un rôle essentiel même si les matériaux de la nappe alluviale sont intrinsèquement d'origine climatique puisqu'en définitive ils proviennent, avec un certain retard, des formations glaciaires de la haute cordillère.

Mes observations dans le Norte chico, comme celles de Cooke (1964) plus au Nord dans la vallée du Rio Huasco (28° 30' S) ou celles de Caviedes (1969) au Sud près de l'embouchure du Rio Aconcagua, n'ont jamais permis de voir des terrasses plongeant sous le niveau actuel de l'Océan, situation que Tricart (1966 a) considère comme étant la plus générale sur la Terre. On pourrait objecter, comme l'a fait Bonnet (1963) à propos des terrasses de l'Isère étudiées par de Lamothe, que le cas du Chili semi-aride s'explique par une surrection du continent qui permettrait donc, cas exceptionnel,

de voir le raccord fluvio-marin. Le problème de la position altimétrique des hautes plates-formes marines vient d'être discuté (*cf. supra*, p. 342) mais, même en admettant que le littoral ait été véritablement soulevé, l'argumentation tombe si l'on veut bien se rappeler que les terrasses d'abrasion, auxquelles passent latéralement les terrasses fluviales, ont été taillées par les *transgressions* ; la fin de la mise en place des nappes de galets continentaux dans le cours inférieur des rios apparaît clairement comme contemporaine de l'apogée des cycles marins, donc des interglaciaires.

Mes conclusions conservent un caractère régional et je ne prétends pas les généraliser. Cependant ce qui se passe près de la côte du Chili semi-aride me paraît logique compte tenu de la forte pente de la plate-forme continentale. A priori je trouve plus étrange le cas du littoral du Pérou méridional où Dollfus (1963 b) signale que, même à proximité de l'Océan, les fleuves, par leur forte charge, pouvaient s'adapter aux variations eustatiques négatives et rétablir rapidement leur profil d'équilibre par un alluvionnement compensateur. En effet Tricart (1966 b) dans le compte rendu critique qu'il donne de la *Géomorphologie expérimentale* de Makkaveev et al., rapporte les résultats d'une expérience destinée à mieux comprendre le comportement d'un cours d'eau face à des changements de niveau de base ; pour un canal en plein air d'une centaine de mètres de long, un relèvement brusque de 20 cm du niveau de base, une fois réalisé le profil d'équilibre, a déterminé sur 26-27 m, soit sur le quart de sa longueur, un estuaire progressivement remblayé par la suite¹ ; son abaissement a, en revanche, provoqué une incision. Ces données iraient donc à l'encontre de l'opinion de Bourcart (1947) qui, se basant sur « l'effet de remous » dans les barrages hydrauliques, avait pratiquement repoussé toute origine eustatique pour les terrasses, même dans le cours aval des fleuves.

A titre de comparaison il me paraît utile de rappeler que le problème du rapport entre niveaux continentaux et niveaux marins a été récemment posé en termes nouveaux au Maroc où depuis une vingtaine d'années les quaternaristes, qu'ils fussent géologues ou géomorphologues, avaient admis que les terrasses continentales s'édifiaient sur toute la longueur des cours d'eau lors des régressions marines. Or de récentes recherches (Beaudet et al., 1967) font apparaître que, d'une façon générale, les niveaux fluviaux quaternaires se tiennent perchés au-dessus des embouchures et qu'il est souvent possible de les raccorder à des plages marines anciennes. Pour la côte rifaine Maurer (1968) donne des exemples convaincants de la contemporanéité des terrasses continentales et des maxima transgressifs.

**

Par les évidences qu'elle fournit comme par les controverses qu'elle peut susciter, la bande côtière du Chili semi-aride apporte une contribution de poids à l'étude du problème général des variations quaternaires du niveau de l'Océan et de leurs effets morphogénétiques.

1. Dans la Nature il est évident qu'un cours d'eau qui transporte une charge solide abondante remblaye en suivant pas à pas la remontée de l'Océan.



PHOTO 82. — Aspect de la plage de Los Vilos amaigrie d'environ 30 cm après l'onde de tempête du 25 juillet 1968 (photographie prise le 26 juillet).



PHOTO 83. — Algue cramponnée à un galet projeté sur la plate-forme marine inférieure, à proximité de l'embouchure de l'Estero Manzano ($32^{\circ} 15' S$), lors de l'onde de tempête du 25 juillet 1968.



PHOTO 84. — L'érosion anthropique : bad lands (cárcavas) dans de la diorite altérée près d'Angostura (31° 30' S).

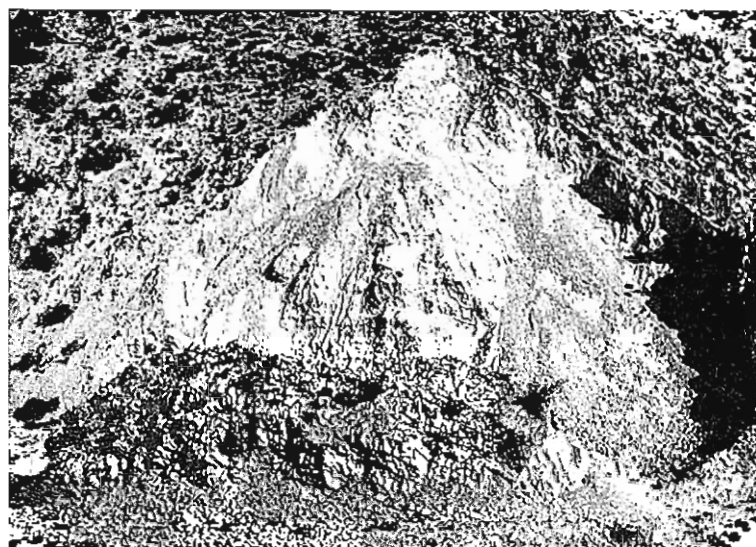


PHOTO 85. — Paquet de couches grés-schisteuses (Trias ?) faillées, glissé sur le versant d'une petite quebrada près de Mantos de Hornillos (31° 07' S), lors des grandes averses de l'hiver 1965.



PHOTO 86. — Effet du séisme du 28 mars 1965 sur le pont de la Route panaméricaine au-dessus du Río La Ligua (photographie prise le même jour).

CHAPITRE III

LA NEOTECTONIQUE

Il est de tradition dans la littérature géologique chilienne — et ce point de vue ultra-mobiliste prévaut encore dans les synthèses les plus récentes (Corvalán, 1965 ; Ruiz, 1965) — d'accorder à la tectonique pliocène et quaternaire un rôle primordial dans l'évolution du relief. Ainsi, par exemple, ces auteurs soutiennent toujours après Brüggén (1929) que les terrasses fluviales ont une origine essentiellement diastrophique, sans même envisager la part possible des changements climatiques et des pulsations glacio-eustatiques dans leur formation. Pourtant, ce faisant, on se refuse à résoudre la contradiction flagrante qui existe entre l'idée proposée d'un soulèvement général du continent pendant le Quaternaire et la nécessité de le faire s'abaisser à plusieurs reprises pour expliquer les alternances de creusement et de remblaiement des vallées.

Mes recherches dans le domaine des déformations récentes ont montré que leur intensité varie considérablement dans l'espace et que souvent même elles apparaissent discrètes si on les confronte aux effets d'autres facteurs morphogénétiques, comme les cycles marins et les variations du climat. Il suffit pour s'en convaincre de comparer l'histoire du cours inférieur du Río Elqui avec celle de la basse vallée du Río Limari.

Ce dernier chapitre a pour but de regrouper les données essentielles relatives aux manifestations de la néotectonique dans le Chili semi-aride. Je précise, car ce terme est parfois utilisé dans un sens très large¹, que j'entends ici par néotectonique les mouvements du sol postérieurs à la dernière grande phase orogénique qui remonte, on se le rappelle, à la fin du Miocène ou au début du Pliocène. En fait, parce que le premier terme de référence vraiment utilisable est la série marine du Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo) qui affleure en certains secteurs de la côte, je parlerai surtout des déformations intervenues pendant le Quaternaire.

LA TECTONIQUE ACTUELLE

Les séismes ne sont pas exceptionnels dans le Norte chico. Selon un document inédit du Département de géophysique et de géodésie de l'Université du Chili, il se serait produit pendant la période historique vingt-cinq tremblements de terre qui auraient eu un épicerne situé entre 31° et 34° de

1. En Union Soviétique on fait commencer la néotectonique vers le début du Miocène (Cailleux, 1968 b).

latitude sud, avec une magnitude comprise entre 4,0 et 8,4 selon l'échelle de Richter; la profondeur de leur foyer peut être estimée entre 60 et 140 km. Le dernier en date² de ces *terremotos* est celui qui, le 28 mars 1965, a dévasté le Sud de la province d'Aconcagua (*photo* 86); il a atteint une magnitude de 7,6; son épicycle a été localisé à proximité de La Ligua (32° 27' S, 71° 16' W) et son hypocentre à 50 ou 60 km de profondeur. Quant aux simples secousses sensibles à l'homme (*temblores*), elles sont très fréquentes: entre 1942 et 1955, il y en aurait eu, selon Greve (1956), 248 à La Serena et 206 à Ovalle; et pourtant les statistiques (Montessus de Ballore, 1914-1915; Gajardo et Lomnitz, 1960; cf. aussi *fig.* 93) font apparaître une diminution notable des ébranlements aux alentours du 30°-31° S par rapport à la vallée du Rio Copiapo (1023 secousses à Copiapo pendant la même période) et à celle du Rio Aconcagua (834 secousses à Quillota).

En dépit de cette sismicité active il n'existe pour le Chili semi-aride — à la différence de la région des Lacs (Weischet, 1960) — aucun témoignage certain³ de modifications du relief directement liées à des actions tectoniques actuelles. Certes il n'a pas été procédé à un nouveau nivellement après le tremblement de terre de mars 1965 mais deux équipes de géologues (Varela et Vicencio, 1965; Aliste et al., 1966) envoyées immédiatement sur le terrain n'ont pas repéré le moindre rejeu des accidents cassants cartographiés dans la région de La Ligua par Thomas (1958). Pour ma part je n'ai jamais observé, au cours de mes tournées, d'abrupts rectilignes et frais semblables à ceux, très probablement d'âge historique, qui ont été décrits dans des formations meubles (cônes de déjection, terrasses) au Japon et en Californie. Cette absence d'escarpements de faille témoignant d'un rejeu actuel peut être mise en relation, selon Birot et Dollfus (1961), avec le broyage généralisé des roches, lui-même provoqué et ravivé par les secousses; le matériel macro- et microfissuré acquiert un comportement souple et enregistre mal les déformations brisantes. Il faut sans doute aussi incriminer la nature des séismes qui, par leur profondeur, ne sont pas véritablement « tectoniques » (Demangeot, 1965); la différence est grande avec les tremblements de terre méditerranéens, à hypocentre presque superficiel, qui eux, au contraire, se traduisent fréquemment par des cassures apparentes dans la topographie.

En définitive le morphologue qui s'intéresse plus spécialement aux modifications en cours retiendra surtout les effets indirects des tremblements de terre (chutes de blocs, éboulements, glissements, fissures de tassement)... qui ont été décrits avec précision par Borde (1966). Mais la sécheresse du climat dans le Norte chico fait que ces actions cataclysmiques, plus encore que dans le Chili central, du moins aujourd'hui sinon au cours des époques pluviales du Quaternaire, y relèvent beaucoup plus de la catégorie des « incidents » que de processus véritables de l'évolution du relief.

2. Muñoz Cristi (1950) donne la liste chronologique des tremblements de terre de l'époque historique dont l'épicentre s'est situé près de La Ligua: 1575, 1643, 1647, 1687, 1724, 1730, 1822, 1829, 1847, 1850, 1851, 1871, 1873, 1896, 1906 (deux fois), 1910 (deux fois), 1911, 1913, 1915, 1927 et 1930.

3. Steffen (1907), sur la foi de témoignages de pêcheurs, pense que, lors du grand tremblement de terre du 16 août 1906, la côte s'est soulevée de 70 à 80 cm entre Zapallar et Los Vilos. Mais Montessus de Ballore a contesté ce fait: les variations de niveau que l'on a cru observer en certains endroits n'ont pas été durables. A propos de ces opinions contradictoires on peut se reporter à Brüggén (1944).

LA NÉOTECTONIQUE SUR LA BANDE CÔTIÈRE

L'étude des manifestations de la tectonique récente se heurte à de sérieuses difficultés. Le danger est, Birot (1965 b) l'a rappelé, de considérer comme le résultat de mouvements plio-quaternaires des déformations qui sont en réalité plus anciennes. Ne risque-t-on pas, par exemple, surtout dans une région qui est caractérisée actuellement par un climat à tendance sèche, de sous-estimer le rôle de l'érosion différentielle dans la genèse d'abrupts rectilignes apparemment frais? La distinction entre escarpements de faille et escarpements de ligne de faille constitue une opération pleine d'embûches (*photo* 50).

Contre ces multiples dangers la bande côtière du Chili semi-aride offre des assurances. En effet, elle est constituée, sur presque toute sa longueur, par des niveaux d'abrasion étagés, œuvre des cycles océaniques du Pléistocène qui ont raboté les roches prétertiaires ou la série marine du Pliocène moyen à supérieur (formation de Coquimbo). Or les aplanissements dus au travail des vagues, parce qu'ils répondent à des normes topographiques connues, la valeur et le sens de la pente par exemple, facilitent la détection des déformations ainsi d'ailleurs que leur datation.

Les marques des mouvements récents repérées sur la frange littorale appartiennent à cinq catégories (*carte hors-texte V*):

— *les escarpements de faille*: leur identification est aisée lorsqu'ils délimitent une même terrasse marine et qu'ils ne sont suivis par aucune quebrada. Ils sont presque toujours orientés dans le sens N-S et leur regard est tourné vers l'Est; cette exposition élimine toute possibilité de confusion avec d'anciennes falaises mortes. Leur longueur comme leur rejet varie de l'un à l'autre; ils atteignent parfois des valeurs considérables: l'escarpement de faille de Puerto Aldea est visible sur plus de 55 km; celui qui limite du côté de l'Est le horst côtier de Fray Jorge a un rejet apparent de quelque 300 m (*cf. supra*, p. 260 et 261);

— *les décrochements*: la topographie ne peut pas les enregistrer mais ils s'y manifestent de façon indirecte. Ainsi le double coude dessiné par la Quebrada Teniente (31° S) près de son embouchure ne semble pas devoir s'expliquer autrement que par le déplacement horizontal d'un bloc côtier postérieurement à l'enfoncement du cours d'eau sur la terrasse marine principale (*photo* 51). Mais tout tracé de quebrada en forme de baïonnette ne traduit pas nécessairement un décrochement récent: l'adaptation à un réseau orthogonal de failles anciennes donnerait le même résultat. Une prudence jamais en défaut est indispensable, tout particulièrement dans ce domaine;

— *les basculements*: le critère d'identification est la pente révélée dès l'abord par la direction générale des quebradas. Le mouvement de bascule est patent si sur une terrasse d'abrasion le drainage se fait vers l'Est, c'est-à-dire s'il tourne le dos à l'Océan. Il est aussi évident lorsqu'une même plate-forme se relève ou s'abaisse parallèlement au littoral actuel (*photo* 52). Il est par contre plus difficile à déceler s'il s'est produit perpendiculairement au rivage car des pentes fortes, de l'ordre de 10 % sur des plages ou de 2 à 3 % sur des niveaux d'abrasion non déformés, sont connues (Birot, 1965 b); il faut donc retenir seulement les inclinaisons topographiques supérieures à ces valeurs;

— *les soulèvements et les affaissements* : après ce qui a été dit de la position altimétrique des hauts niveaux marins (*cf. supra*, p. 342) et parce qu'il s'agit de relever seulement les faits non discutables de néotectonique, j'ai pris comme terme de référence les environs de la baie de Coquimbo car, en cet endroit, la série des plates-formes d'abrasion quaternaires est à la fois la plus complète et la moins déformée : cette série comprend cinq terrasses qui, en partant du rivage actuel, culminent successivement à 5-7 m, 15-20 m, 35-40 m, 75-80 m et 120-130 m. Un exhaussement « gonfle » la hauteur des niveaux et se traduit aussi quelquefois par une multiplication de leur nombre. Un affaissement a des effets inverses : altitudes déprimées et réduction du nombre des niveaux ; il se manifeste aussi par des falaises mortes moins bien venues qui, dans certains cas, peuvent disparaître complètement pour laisser la place à un vaste plan incliné ;

— *les flexures et les rebroussements de couches* : des déformations de ce type ont été relevées dans les séries souples du Pliocène moyen à supérieur (formations de Chalinga et de Coquimbo) aux environs de Chalinga et de Tongoy (*cf. supra*, p. 227 et 261) mais je n'ai jamais eu l'occasion de remarquer, ne serait-ce que sous la forme d'ébauche, de véritables plissements comme ceux décrits dans des formations quaternaires du Pérou par Dollfus et Mégard (1968).

Il ne m'a pas été possible d'identifier clairement des périodes du Quaternaire pendant lesquelles la tectonique aurait été plus active qu'à d'autres moments, dans les secteurs instables de la côte du Chili semi-aride. Néanmoins pour les Hauteurs de Talinay (*cf. supra*, p. 262) deux temps principaux de soulèvement sont discernables, l'un au Quaternaire très ancien (Tongoyen), l'autre au Quaternaire ancien entre le Sérénien I et l'Herradurien I. Entre le Rio Choapa et Los Vilos, la terrasse marine de l'Herradurien I, donc du Quaternaire moyen, est fracturée. Par contre la plate-forme inférieure, élaborée au Quaternaire récent puis retouchée par l'Océan à l'Holocène, ne montre que très exceptionnellement des indices de déformation. Ce fait, rapproché de ce qui a été dit des effets morphologiques apparemment très discrets des séismes actuels, pourrait traduire un apaisement des mouvements du sol ; mais il s'explique tout aussi bien parce que le temps écoulé a été trop bref pour l'enregistrement topographique des actions tectoniques.

La cartographie des faits les plus sûrs relevant de la néotectonique permet une mise au point réaliste dans un domaine où, justement, trop d'interprétations fragiles ont été avancées à partir de données de base hypothétiques. Deux faits fondamentaux en ressortent :

— la bande côtière du Chili semi-aride présente entre les latitudes 30° 15' et 31° 45' S un secteur sérieusement affecté par des mouvements quaternaires ; il est flanqué au Nord et au Sud par deux domaines dans lesquels, au contraire, les déformations certaines sont isolées. C'est là une constatation essentielle : le littoral est constitué par des parreaux au comportement indépendant, l'un victime de fortes poussées, les deux autres au contraire apparemment stables depuis la fin du Tertiaire. Il faut donc réviser, au moins pour quelques secteurs de la côte chilienne, le schéma qui était classique d'un littoral à influences tectoniques directes et récentes ;

— le secteur touché par les déformations quaternaires correspond très clairement au croissant de terrains anciens qui donne au littoral un renflement entre les latitudes 30° 15' et 31° 45' S. La tendance à la surrection de ce morceau de socle plonge dans un lointain passé puisque c'est, depuis

au moins le Trias, une terre émergée qui a toujours bordé vers l'Ouest le géosynclinal andin. L'étude géologique a mis en évidence dans ce matériel pré-andin un réseau de failles qui répond à des directions préférentielles, principalement N-S mais aussi E-W, celles-ci étant plus récentes que celles-là. Or les accidents cassants quaternaires obéissent presque tous à une direction méridienne ; ils correspondent à de vieilles lignes de faiblesse qui ont rejoué. Ce sont donc les tendances les plus anciennes qui persistent jusqu'aux temps les plus récents : la néotectonique présente des caractères ataviques.

LA NEOTECTONIQUE EN MOYENNE MONTAGNE ET EN HAUTE CORDILLÈRE

Lorsqu'on quitte le domaine de la bande côtière, le diagnostic des déformations récentes devient difficile à établir et les recherches dans ce domaine aboutissent plus souvent à des possibilités qu'à des probabilités. Les conclusions sont toujours plus ou moins entachées de subjectivité.

LES CRITÈRES DIRECTS

Les aplanissements et les dépôts plio-quaternaires qui, le long du littoral, donnent un fil directeur de premier choix grâce à leur extension, n'occupent plus qu'une place très réduite en moyenne montagne et en haute cordillère. Dans la vallée du Rio Elqui, le seul niveau vraiment continu de l'amont à l'aval est celui qui ne porte pas de traces de « mouvements du sol », peut-être à cause de son extrême jeunesse. Les terrasses plus anciennes sont représentées seulement par des lambeaux dont le matériel caillouteux — il est vrai peu favorable au déchiffrement des déformations — ne m'a jamais permis de voir, du moins là où je l'ai observé, de dérangements certains⁴. L'occasion ne m'a pas été donnée non plus de rencontrer un exemple de cône de déjection fracturé. Cependant mes recherches ont montré çà et là l'existence d'accidents probables qui affectent des formes quaternaires : un glacis au pied du Cerro Pedernal (*cf. supra*, fig. 46), un épandage morainique dans la région de l'Arroyo Frio, située sur le versant argentin de la Cordillère (*cf. supra*, fig. 59).

Là où n'existent pas de formations détritiques plio-quaternaires l'utilisation des enseignements de la seule morphologie est très délicate pour déterminer si un escarpement résulte directement d'une activité tectonique post-tertiaire ou simplement d'une faille antéquaternaire, soit non nivelée, soit au contraire effacée puis ressuscitée par l'érosion différentielle. Ainsi, par exemple, aux environs de Vicuña, le grand accident qui sépare la haute cordillère de la moyenne montagne prend l'allure d'une muraille verticale et abrupte, de plus de 1 000 m de commandement, alors qu'ailleurs la même

4. On peut rapprocher ces remarques de celle faite par Willis (1929) à propos des rios du Norte chico : « I refer to the gravel deposits that now fill the valleys and canyons and which by the continuity of their surfaces demonstrate that active faulting long ago ceased to be expressed at the surface, even where earthquake shocks are violent » (p. 93).

faille offre un aspect beaucoup plus évolué. On peut être tenté d'expliquer cette différence par un rejeu récent de la faille dans la région de Vicuña comme Borde (1966) le fait pour rendre compte de la dénivellation brutale du Cerro San Ramon au-dessus de Santiago, beaucoup plus accentuée que la retombée, en d'autres secteurs, des Andes sur le bassin longitudinal du Chili central. Pourtant l'étude de la vallée du Rio Elqui au passage du grand accident en question ne montre aucun indice probant de mouvements perturbateurs relativement récents : le fond rocheux connu par une campagne géophysique (cf. *supra*, fig. 50) n'est affecté par aucun ressaut et l'épaisseur du matelas de galets pliocènes n'accuse pas de diminution sensible. Je pense donc qu'aux environs de Vicuña la faille n'a pas rejoué depuis au moins le Pliocène moyen ; si elle est bien marquée dans le paysage, c'est que probablement dès l'origine, disons au Pliocène inférieur, elle se présentait comme un abrupt très haut et très rectiligne que l'érosion n'a pas encore réussi à défigurer.

Enfin l'absence de séries volcaniques quaternaires dans le Chili semi-aride représente un facteur négatif pour l'étude de la néotectonique en moyenne montagne et en haute cordillère.

LES CRITERES INDIRECTS

Ils sont très fallacieux. Je donnerai deux exemples d'interprétation dangereuse à laquelle ils peuvent conduire.

Polanski (1965) soutient que l'essentiel du soulèvement de la Cordillère des Andes se place pendant le dernier interglaciaire : parce qu'il n'a trouvé des vestiges que d'une seule glaciation récente, très probablement contemporaine du Würm-Wisconsin de l'hémisphère nord, il en déduit que la chaîne n'était pas assez haute pour porter des glaciers auparavant ; il interprète alors les accumulations de cailloux roulés du piedmont argentin comme des dépôts corrélatifs du soulèvement intermittent de la montagne pendant le Pléistocène. En vérité, des recherches plus poussées montrent l'existence de formations morainiques appartenant au moins à deux glaciations différentes et si des restes plus anciens de même nature n'ont pas été repérés, c'est très probablement parce qu'ils ont été emportés par l'érosion. Tout ce qui a été dit du calibrage des vallées jusqu'au cœur de la haute cordillère, comme des différentes nappes alluviales qui les ont engorgées, va à l'encontre de la position ultra-mobiliste de Polanski.

Cooke (1964) après avoir observé dans la vallée du Rio Elqui que, vers l'intérieur, « les terrasses les plus jeunes deviennent les plus importantes et que les terrasses les plus anciennes, les plus hautes, disparaissent progressivement », conclut qu'une telle disposition traduit un soulèvement intermittent du cours amont du fleuve. Mais on peut tout aussi logiquement penser que, dans une vallée qui devient plus étroite, les niveaux les plus âgés ont pu être enlevés par l'érosion tandis que les plus récents doivent leur conservation à leur jeunesse.

Au total, l'étude des manifestations de la néotectonique en moyenne montagne et en haute cordillère conduit à des résultats entachés d'incertitude

parce que les arguments disponibles ont une valeur beaucoup moins démonstrative que sur la bande côtière. Ainsi l'idée (Borde, 1966 ; Aubouin et Borrello, 1966), non d'une surrection majeure qui serait insoutenable, mais d'une persistance du soulèvement de la Chaîne des Andes pendant le Quaternaire est sans doute admissible mais je n'ai pu trouver dans le Chili semi-aride de preuve irréfutable en sa faveur.

*
**

Quelques tendances foncières se dégagent de cette présentation des effets de la tectonique quaternaire dans le *Norte chico* :

— le groupement des déformations dans des secteurs instables séparés par des domaines beaucoup plus tranquilles ;

— la primauté des accidents cassants accompagnés ou non de mouvements de bascule d'une part, des soulèvements ou des affaissements d'ensemble d'autre part, sur les plissements ;

— la localisation de ces accidents cassants sur des lignes de faiblesse anciennes qui ont rejoué.

Sauf exceptions locales, la néotectonique apparaît comme un facteur morphogénétique secondaire lorsqu'on la compare aux différents agents d'érosion qui ont exercé leur action depuis la fin du Pliocène.

Dans l'ensemble, le Chili semi-aride donne l'impression de faire preuve de plus de stabilité, depuis le dernier grand soulèvement des Andes, que d'autres parties du pays. Ce fait est probablement en relation avec la disparition de la dépression longitudinale (*Valle central*) et l'inexistence d'un volcanisme quaternaire dans le *Norte chico*.

CONCLUSION GENERALE

Par rapport à d'autres régions du Chili, le *Norte chico* constitue un territoire privilégié pour l'étude de l'évolution du relief depuis le Pliocène. Il réunit en effet un ensemble, unique dans le pays, de conditions très favorables. Ce sont :

— la disparition du fossé longitudinal médian à tendance subsidente : cette dépression a joué ailleurs un rôle de piège pour les différentes nappes détritiques qui sont descendues des Andes et qui se sont accumulées les unes sur les autres sans pouvoir s'emboîter ;

— l'absence de manifestations volcaniques récentes : par leur caractère casuel les phénomènes éruptifs compliquent beaucoup l'établissement d'une chronologie destinée à montrer la succession d'événements de retentissement plus général comme le sont, par exemple, les changements du climat ;

— sa situation latitudinale : le *Norte chico* occupe une position de charnière entre le domaine à tendance humide plus au Sud et celui marqué par l'aridité plus au Nord ; il a ainsi pu enregistrer, mieux que toute autre région, les changements climatiques du Quaternaire car il a basculé alternativement dans chacun de ces deux domaines ;

— l'existence sur la bande côtière d'une série marine fossilifère bien datée : c'est la formation de Coquimbo qui appartient au Pliocène moyen à supérieur ; elle constitue un jalon chronologique sûr de première importance.

Mes recherches ont bénéficié de cette conjoncture favorable. Elles ont abouti à des résultats généraux dont la portée dépasse probablement les limites de la région étudiée. Je les rappellerai brièvement pour terminer.

Il est nécessaire d'adopter une *chronologie longue* si l'on veut rendre compte correctement de l'évolution morphologique du Chili semi-aride. Le Pliocène, et non pas le Quaternaire comme on l'a longtemps cru, représente l'époque fondamentale de l'élaboration du relief actuel. C'est en effet à la fin du Miocène ou, au plus tard, au début du Pliocène que se produisent les mouvements verticaux de grande ampleur qui dénivellent la topographie mûre façonnée au Tertiaire moyen. Ils sont, pour l'essentiel, responsables de la mise en place des volumes montagneux qui donnent au *Norte chico* les traits orographiques que nous lui connaissons. Au Pliocène inférieur, en fonction du nouveau système de pentes ainsi créé, d'un niveau marin plus bas que celui d'aujourd'hui et probablement d'un climat agressif, s'élabore un modèle de dissection torrentielle vigoureuse qui burine profondément tout le territoire, non seulement la moyenne montagne mais aussi la haute cordillère. Disparaissent alors, sauf en de rares endroits privilégiés, les traces de la topographie mûre ancienne par recoupement des versants. Cette phase d'éro-

sion exacerbée s'achève avant que commence le Pliocène moyen. Elle est relavée jusqu'à l'extrême fin du Tertiaire par une période de remblaiement généralisé provoqué par une remontée du niveau de l'Océan, sans doute aussi par un changement du climat dans le sens d'un affaiblissement de l'activité morphogénétique. Les débris colluviaux non évacués fossilisent les versants ; les matériaux détritiques ne sont plus transportés au loin et ils s'accumulent, sur de grandes épaisseurs, dans le fond des vallées jusque dans leur cours moyen, voir plus haut encore vers l'amont. Grâce aux dépôts marins du Pliocène moyen à supérieur conservés près de l'embouchure actuelle de certains fleuves, aucun doute ne plane sur l'âge de ces alluvions : leur partie inférieure (Limarien) plonge sous la formation de Coquimbo, tandis que leur partie supérieure (Elquien) passe latéralement à cette même formation. Ainsi les cailloutis continentaux qui comblent partiellement les grandes vallées sont dans leur grande majorité pliocènes et non quaternaires.

Le Quaternaire a apporté des retouches importantes à l'héritage morphologique du Pliocène.

Le Pléistocène a vu des changements climatiques très marqués. A plusieurs reprises, vraisemblablement par suite d'une remontée vers le Nord du front polaire austral, le Norte chico a connu des périodes plus fraîches et surtout plus pluvieuses que l'actuelle. Elles se sont traduites en haute cordillère par l'instauration d'un système d'érosion glaciaire très actif qui a substitué au modelé de type cévenol légué par le Pliocène une topographie aux caractères alpins. En moyenne montagne elles se sont manifestées par des phénomènes torrentiels qui ont revivifié, sans le dénaturer, le relief de dissection de la fin du Tertiaire. Sur la frange littorale aplanie, elles ont permis l'installation d'une végétation arborée probablement venue du Sud ; sous ce couvert forestier se sont développées des altérations pédogénétiques remarquables. Enfin ces crises climatiques sont responsables de l'étalement, dans les grandes vallées, de nappes alluviales qui se sont emboîtées dans la masse des cailloutis pliocènes.

Pour comprendre la topographie de la bande côtière — plates-formes littorales qui passent à des terrasses continentales dans le cours inférieur des fleuves, accumulations dunaires — il est indispensable de faire appel aux cycles marins du Pléistocène, très vraisemblablement d'origine glacio-eustatique. Les environs de la baie de Coquimbo sont à cet égard d'un intérêt exceptionnel et constituent sans nul doute un des hauts lieux du Quaternaire marin de la côte pacifique sud-américaine. La chronologie suggérée par l'étude de ce secteur vraiment privilégié représente un fil directeur qui ne pourra être négligé lors de recherches ultérieures sur d'autres parties du littoral chilien moins favorisées.

La néotectonique n'a pas joué partout avec la même intensité. Active dans certains secteurs, elle a été au contraire beaucoup plus discrète dans d'autres. Un compartiment agité par des mouvements incontestablement récents peut voisiner avec un panneau qui offre toutes les apparences de la stabilité. Les déformations appartiennent à deux grands types : les escarpements de faille accompagnés ou non de mouvements de bascule, les soulèvements ou les affaissements. Les accidents cassants correspondent presque toujours à d'anciennes lignes de faiblesse qui ont rejoué.

Aujourd'hui l'évolution morphologique semble lente, parfois même bloquée. Cependant en haute cordillère des processus périglaciaires oblitérent des formes héritées de la dernière époque glaciaire. Sur la frange côtière la houle et la dérive littorale modifient le rivage ; le vent modèle des champs de dunes. Ailleurs les ruptures d'équilibre d'origine anthropique favorisent, lors des grosses averses, des actions torrentielles limitées.

ITINERAIRE D'EXCURSION

A l'intention du lecteur intéressé par un parcours du terrain étudié dans cet ouvrage, je propose un itinéraire d'excursion d'une durée de six jours avec départ et retour à Santiago. Il est préférable de faire cette tournée entre novembre et avril, période de l'année qui permet d'atteindre aisément la haute cordillère. Le logement en hôtel est possible, sauf dans un cas pour lequel il est nécessaire d'emporter du matériel de camping. L'itinéraire est faisable avec un véhicule de tourisme en bon état. Deux roues de secours et un jerrycan d'essence sont indispensables pour le parcours en montagne. Emporter un altimètre et se procurer une carte routière dans une station-service.

PREMIERE JOURNÉE.

Départ de Santiago par la Route panaméricaine du Nord. On suit d'abord la partie la plus septentrionale de la dépression longitudinale du Chili central qui se rétrécit et bientôt se ferme (*cuesta* El Manzano). La route traverse ensuite de petits bassins dans lesquels se remarquent des restes d'aplanissements et, après le tunnel La Calavera, débouche dans la vallée du Rio Aconcagua. Tourner à gauche à La Calera et prendre la direction de Valparaíso que l'on abandonne à San Pedro pour se rendre à Concon en suivant les terrasses du cours inférieur du Rio Aconcagua. L'excursion proprement dite commence là où la route côtière qui conduit vers le Nord (Quintero), franchit ce fleuve au pont « Las Gaviotas » (carte hors-texte V).

De l'embouchure du Rio Aconcagua à Cachagua (p. 286-295).

Prendre la direction de Quintero mais laisser l'embranchement qui conduit à cette agglomération et continuer vers le Nord. La coupe de la figure 139 (p. 293 et 295) est donnée par la route lorsqu'elle passe à proximité de la fonderie de cuivre de Ventanas (km 19 depuis le pont sur le Rio Aconcagua). Deux kilomètres plus loin quitter la route et prendre le chemin de La Greda pour se rapprocher d'une briquetterie, distante d'environ 500 m, dont la carrière a permis de proposer la coupe interprétative de la figure 137 (p. 292). Revenir à la route, traverser Puchuncavi et prendre ensuite la bretelle qui descend à la station balnéaire de Maitencillo; se diriger vers la pointe du même nom pour observer la coupe de la figure 135 (p. 290). Continuer pendant quelques centaines de mètres la rue qui longe le littoral pour avoir un aperçu sur les falaises vives (*photo* 81), taillées dans les couches horizontales de la formation de Coquimbo, qui s'étendent jusqu'à la presqu'île granitique d'Horcon. Faire demi-tour et reprendre la route côtière vers le Nord. Après avoir traversé l'Estero La Laguna la route remonte et permet d'avoir, vers le Sud, une bonne vue d'ensemble depuis la Cordillère de la Côte jusqu'à l'Océan. A environ 4 km de ce point de vue un chemin de terre apparaît sur la gauche; garer la voiture et descendre à pied jusqu'à la plage située au pied de la haute falaise pour voir la coupe de la figure 138 (p. 293; *photo* 62). Revenir et reprendre la route vers Cachagua.

De Cachagua au Rio Petorca (p. 285-286 et 308-313).

On s'arrêtera juste avant d'entrer dans Zapallar pour observer les formes littorales actuelles développées dans des roches cristallines (p. 285 ; *photos* 76, 77, 78, 79 et 80). Déjeuner à Zapallar. A la sortie de la station balnéaire et pendant deux à trois kilomètres, les entailles de la route mettent à jour d'anciennes coulées boueuses qui drapent le versant occidental du Cerro Higuera (p. 286 ; *photo* 60). Jusqu'à Papudo les vestiges d'anciens niveaux élevés de l'Océan sont rares ; le plus net est celui qui sert de site au cimetière de Zapallar. On quitte la côte à Papudo pour rejoindre la vallée du Rio La Ligua à Quinquimo. La coupe de la figure 148 (p. 311 et 313) est visible lorsque la route, après avoir traversé la Quebrada El Espinal (*fig.* 145), monte vers la terrasse fluviale supérieure tiv du Rio La Ligua. Rencontre avec la Route panaméricaine. A partir du pont sur le Rio La Ligua on recoupe quatre terrasses qui accompagnent le cours inférieur de cette rivière (p. 308 et 310 ; *photo* 63). Au km 158 de la Route panaméricaine (des panneaux indicateurs du kilométrage apparaissent tous les cinq kilomètres) on étudiera la coupe de la figure 146 (p. 310-311). On rejoint ensuite le Rio Petorca à Longotoma (poste de carabiniers) ; sur la gauche apparaît un grand champ de dunes (*tableau* XXI ; *fig.* 150 ; *photos* 67, 68 et 69).

Du Rio Petorca à Los Vilos (p. 279-284 et 302-307).

Après avoir traversé le Rio Petorca la route se rapproche du littoral. Les tranchées montrent de vieilles accumulations dunaires et des paléosols rouges. Près de l'ancienne entrée de la Hacienda Guaquen, marquée par un bois d'eucalyptus, une coupe (p. 321-322 ; *photo* 75), révèle une séquence de dépôts éoliens séparés par des sols intradunaires. Au km 172,5 est observable le profil type d'un paléosol rouge (p. 329-330 ; *tableau* XXII ; *photo* 74). Aux approches de l'Estero Manzano (km 180) trois terrasses marines principales se distinguent avec netteté (p. 279-280 ; *fig.* 129 ; *photo* 54). Remarquer au passage sur le pont de la Quebrada Chivato la perfection de l'abrasion aux dépens des schistes et des grès triasiques (*photos* 56 et 57). Après l'Estero Los Molles la Route panaméricaine emprunte la terrasse moyenne qui est hérissée d'anciens écueils (*photo* 58). Quand elle se rapproche du pied de la falaise morte qui limite vers l'aval la terrasse supérieure, les coupes montrent des dépôts colluviaux mis en place lors de périodes plus humides (p. 282-283). Traversée de la gorge épigénique du Rio Quilimari près de son embouchure (p. 306 ; *fig.* 144). Des aspersions sableuses anciennes feutrent ensuite la terrasse moyenne comme en témoigne la tranchée du km 203 (*fig.* 132 ; p. 284 ; *photo* 61). Des indices de déformations apparaissent en arrivant à l'anse Totoralillo (*fig.* 130 ; p. 281) ; la route recoupe un escarpement de faille quaternaire tourné vers l'Est au km 215 (*photo* 55). Arrivée à Los Vilos (*fig.* 143). Etape.

DEUXIÈME JOURNÉE.

De Los Vilos à la Quebrada Teniente (p. 269-278 et 295-302).

Au sortir de Los Vilos s'arrêter, après avoir traversé l'Estero Conchali, pour observer le grand champ de dunes (p. 314-322 ; *tableau* XXI ; *fig.* 149 ; *photo* 66). La route continue ensuite sur une topographie de terrasses marines dont l'étagement est effacé par des dépôts éoliens anciens. La descente sur l'Estero Chigualoco (p. 299-302 ; *fig.* 142) au km 243 donne sur la droite une intéressante coupe (p. 299) dans la formation de Coquimbo (Pliocène moyen à supérieur). Au-delà on retrouve des aplanissements marins mais ils ont subi à la fois les effets de la néotectonique (affaissement d'ensemble et failles donnant des escarpements de faible rejet, tournés vers l'Est) et des climats plus humides du Quaternaire (retouches en cônes-glacis au pied des reliefs côtiers (*fig.* 128, p. 278). L'approche

de la Hacienda Huentelauquen (km 260) donne une bonne vue d'ensemble sur la région d'embouchure du Rio Choapa (p. 295-299 ; *fig.* 140) avec la terrasse ti cultivée et la terrasse supérieure tiv fracturée (*fig.* 141). Après le pont sur le Rio Choapa la route entaille des phyllades infracambriennes microplissées (*photo* 5) et remonte sur une terrasse marine affaissée et légèrement disloquée. La destruction de la steppe par surpacage (communauté rurale de Huentelauquen) est à l'origine de phénomènes de ravinement superficiel. S'arrêter au km 269 pour étudier la coupe de la figure 125 (p. 272-274 ; *photo* 47). Nouvel arrêt au km 275 afin d'observer la coupe de la figure 127 (p. 276-277 ; *photo* 53). Au-delà, la frange littorale aplanie a été fortement soulevée en blocs basculés vers l'Est (*fig.* 124) et la Route panaméricaine doit se détourner du front de mer au lieu-dit Angostura (km 278) marqué par des affleurements de granite jurassique fracturé et altéré, des boules de cryptogénèse (*photo* 7) et des *bad lands* d'origine anthropique (*photo* 84) ; elle s'insinue alors entre la retombée des massifs côtiers et l'important escarpement de faille quaternaire, à regard Est, qui se prolonge sur une cinquantaine de kilomètres jusqu'au-delà de la baie Teniente. Cet accident s'estompe passagèrement vers la Quebrada Maitencillo ce qui permet d'avoir, à la hauteur des bâtiments de la Hacienda Las Palmas (km 300), un large aperçu de la *rasa* (*photo* 46), haute ici de plus de 250 m. Remarquer dans les coupes de la route les dépôts de galets corrélatifs de l'abrasion (*photo* 48). Au km 309 le pont sur la Quebrada Amolanas donne une bonne idée du profond encaissement des quebradas dans la vaste plateforme marine énergiquement soulevée par la tectonique quaternaire. Dans la descente vers Hornillos (km 317) on note sur la gauche, dans le lit d'une petite quebrada que suit la route, un paquet de couches grés-schisteuses qui a glissé sur le versant (*photo* 85). Au-delà d'Hornillos (*fig.* 123), vers l'Ouest, la vue embrasse l'ample *rasa* soulevée et le grand accident à regard Est qui la dénivelé (*photo* 49). Au km 335 cet accident est recoupé par la Quebrada Teniente dont le double coude suggère pour la faille un mouvement non seulement vertical mais aussi horizontal (p. 355 ; *photos* 45 et 51).

De la Quebrada Teniente à Ovalle (carte hors-texte II).

Après la Quebrada Teniente la Route panaméricaine s'éloigne à nouveau de la côte, franchit les Hauteurs de Talinay au km 345 entre le Cerro Talinay (*fig.* 120 ; *photos* 42 et 70) et le Cerro Naranjo, puis traverse une topographie granitique aplanie au Quaternaire ancien (pédiment disséqué) et sillonnée de filons E-W mis en relief, avant d'arriver au hameau thermal et routier de Socos. On pourra se limiter à prendre une vue d'ensemble de ce secteur : sa connaissance détaillée n'est pas indispensable à la compréhension de l'évolution géomorphologique du cours inférieur du Rio Limari qui fera l'objet du programme de l'après-midi. Prendre ensuite la route d'Ovalle qui suit le niveau supérieur (tiv) du Rio Limari. Déjeuner à Ovalle.

D'Ovalle à Tongoy (p. 223-264).

Reprendre la direction de Socos. Après avoir traversé la basse terrasse ti, plantée d'eucalyptus, du Rio Limari, la route monte (*photo* 40) sur la terrasse supérieure tiv de ce cours d'eau et les tranchées mettent à vif le matériel roulé qui constitue ce niveau. Une fois sur la haute surface alluviale prendre la première piste sur la droite mais, au lieu de descendre vers le village de La Chimba, la quitter aussitôt pour longer vers l'Ouest le rebord du niveau pendant 1,5 km afin d'accéder à la coupe dite de La Chimba (p. 225-226). Revenir vers la route, la traverser pour continuer vers Chalinga. La piste court sur la terrasse supérieure et donne une bonne idée de son ampleur ; la descente sur l'Estero Punitaqui permet d'observer la formation de Chalinga (p. 227-228) ; poursuivre sur la même piste vers Peña Blanca pendant environ 4 km jusqu'à la traversée de la première quebrada pour voir une flexure dans cette formation lacustre du Pliocène moyen à supérieur. Revenir sur ses pas et reprendre la route goudronnée du niveau

supérieur. Descente vers l'Estero Punitaqui. Tourner à droite pour s'engager à nouveau sur la Route panaméricaine. Arrêt à proximité du pont sur le Rio Limari, au passage de l'escarpement de faille du Quaternaire ancien, orienté NNW-SSE, dit du pont de la Route panaméricaine ; vue vers l'Ouest sur la « trouée héroïque » du Rio Limari (photo 43) ; observation de la coupe décrite page 228. Repartir et, au km 385, prendre sur la gauche la piste qui conduit à Fray Jorge. L'itinéraire donne alors sur une trentaine de kilomètres une coupe transversale (fig. 118) à travers les blocs aplanis, basculés et disséqués des Hauteurs de Talinay (p. 260-262). Remarquer d'abord le passage latéral du niveau caillouteux tiv à un pédiment taillé dans une diorite réduite à l'état de *maicillo*, puis la traversée d'escarpements de faille successifs, celui déjà connu du pont de la Route panaméricaine et celui dit de Puerto Aldea. La piste frôle ensuite le pied d'un inselberg de résistance, le Cerro Mozambique. Arrivée aux bâtiments du parc national de Fray Jorge où l'on s'inscrit sur le registre des visiteurs. La piste monte enfin sur le massif côtier du même nom (p. 258-260) le long d'un escarpement de faille très raide. Au sommet, on s'arrêtera quelques instants dans le bois relicté de Fray Jorge (p. 327-329 ; photos 71, 72 et 73). Revenir en sens inverse jusqu'à la Route panaméricaine et se diriger vers le Nord. Nouveau parcours sur le niveau supérieur caillouteux tiv pendant une dizaine de kilomètres. Traversée de la Quebrada Seca au km 394 (coupe p. 229). Pendre sur la gauche, pendant 7 km, la piste qui mène à Pachingo ; s'arrêter avant de retraverser la Quebrada Seca, là où elle amorce un tracé direct vers la baie de Tongoy. La coupe de la figure 105 (p. 233 et 235) est visible sur la droite, à l'endroit même du coude de la vallée. Revenir jusqu'à la Route panaméricaine et repartir vers le Nord. On remonte sur le niveau supérieur. Du côté de l'Ouest (Hauteurs de Talinay) apparaissent avec netteté les tacettes taillées dans les escarpements de faille des blocs basculés ainsi que le sommet aplani des massifs côtiers. Après le km 400 la route traverse des roches intrusives crétacées et descend vers le lieu-dit *Chango Muerto* (km 404) où passe la Quebrada Salina. Une entrée de la Hacienda Tangué permet d'accéder (demander l'autorisation au gardien qui vit à cet endroit) à 2,5 km en aval, sur la rive gauche, à la coupe dite de la Quebrada Salina (fig. 101 ; p. 231-233). Revenir sur ses pas et reprendre la direction du Nord. La Route panaméricaine suit maintenant un évidement bordier en contrebas de tiv (fig. 100) ; les coupes montrent des sables grossiers d'origine continentale proche, déposés sur les marges de la baie pliocène de Tongoy. C'est vers le pont Almendro (km 410) que se remarque le passage des dépôts caillouteux de tiv aux formations de plage lumachelliques du Sérénien I (fig. 99) qui vont désormais cuirasser le niveau supérieur. Aller jusqu'au km 416 pour voir la coupe de la Quebrada Piedras Coloradas (fig. 106 ; p. 236-237). Repartir en sens inverse et, après 3 km, prendre sur la droite la piste de Tongoy tracée sur la lumachelle du Sérénien I. A environ 3 km avant d'arriver à Tongoy, s'engager côté droit sur un chemin carrossable qui descend vers l'Estero Tongoy où pourront être observées les coupes des figures 110 (p. 240-241 ; photo 41) et 116 (p. 253). Revenir sur ses pas et se diriger vers Tongoy (photo 44). On passe du niveau supérieur du Sérénien I à la plate-forme marine moyenne de l'Herradurien I qui est étroite, puis de celle-ci à la basse terrasse envahie par des dunes. Etape à Tongoy dont les maisons sont construites sur un pointement d'andésites jurassiques.

TROISIÈME JOURNÉE.

De Tongoy à Coquimbo.

On peut au départ, si la marée est basse (se renseigner au poste de carabiniers), suivre en voiture la plage ouest de Tongoy jusqu'au village de pêcheurs de Puerto Aldea où se remarque l'escarpement de faille méridien de rejeu quaternaire — déjà rencontré la veille lors du trajet à Fray Jorge — qui met ici en contact le matériel métamorphique ancien avec le Pliocène marin. En remontant pendant 1 km la petite quebrada qui longe cet accident on atteindra la coupe d'El Rincon (fig. 121 ; p. 261-262). Revenir à Tongoy, sortir du village et, sans avoir à quitter

la basse terrasse marine, laisser la piste qui avait été empruntée la veille pour prendre sur la gauche une autre piste qui rejoint, elle aussi, la Route panaméricaine, mais au km 427. La coupe de la figure 117 a été relevée à proximité de l'endroit où l'on franchit l'Estero Tongoy. Traversée ensuite de la Quebrada El Romeral puis remontée (taffonis dans l'épaisse lumachelle de l'Herradurien I) sur la plate-forme du Sérénien I saupoudrée de sables éoliens anciens. Reprendre la Route panaméricaine vers le Nord. Au km 435 dune bordière au S de l'embouchure de la Quebrada Lagunillas. Aux environs du km 445 on domine le littoral actuel où se remarque un bel exemple de petit tombolo. La route a été construite au pied du grand ressaut qui représente la retombée occidentale des cerros côtiers, sur la plate-forme du Sérénien I taillée dans le granite ; cette terrasse d'abrasion porte des écueils et les coupes montrent parfois des dépôts de plage fossilifères. Un détour de la route offre ensuite un aperçu d'ensemble sur la petite baie Herradura et, au second plan, sur la grande baie de Coquimbo.

Les alentours de la baie Herradura et de la baie de Coquimbo (carte hors-texte IV ; p. 184-222).

La descente vers la baie Herradura, en suivant la Quebrada du même nom, donne une vue sur les niveaux marins étagés et une coupe profonde dans les grès tendres jaunâtres pliocènes de la formation de Coquimbo (p. 185-191 ; photo 30). Arrêt à l'embranchement qui, sur la gauche, conduit vers l'hôtel de la plage Herradura. La tranchée de la route dans la plate-forme de l'Herradurien II, immédiatement avant cet embranchement, révèle la coupe de la figure 88 (p. 208-209 ; photo 39). Le profil de la figure 90, établi perpendiculairement à la plage, passe à l'endroit même de l'embranchement. Continuer sur la Route panaméricaine qui monte d'abord sur la deuxième terrasse moyenne (Herradurien II), puis sur la première terrasse moyenne (Herradurien I). Descente ensuite vers la basse terrasse de la baie de Coquimbo en laissant sur la gauche la rue qui conduit au port du même nom. La carrière de l'Estero Culebron (fig. 85 ; p. 205-207 ; photos 37 et 38) dans la plate-forme de l'Herradurien II est visible sur la droite, juste après le pont sur ce ruisseau (km 460). Tourner à droite : la route se dirige vers le quartier industriel et monte successivement sur les cinq terrasses marines, cuirassées de lumachelles (photos 34 et 35), qui se remarquent au S de La Serena (fig. 79), mais ici la haute terrasse du Sérénien II n'est pas couverte par une épaisse dune ancienne. Au croisement avec la route venant d'Ovalle, tourner à gauche en laissant sur sa droite la colline granitique du Pan de Azúcar (296 m). S'arrêter dans la première grande tranchée, là où la route quitte la terrasse supérieure (Sérénien I), pour étudier la coupe de Tierras Blancas (fig. 81 ; p. 197-199 ; photos 32 et 33). Descendre et tourner à gauche en direction de Peñuelas où l'on retrouve la Route panaméricaine que l'on suit vers le Nord, en restant sur la basse terrasse (Véguien) vouée aux cultures maraîchères (fig. 89 ; p. 209-211). Déjeuner à La Serena. Reprendre la Route panaméricaine, traverser le Rio Elqui et continuer vers le Nord, toujours sur la basse terrasse envahie ici par des dunes (p. 211-212) et non loin du pied de la falaise morte de 5-7 m (fig. 91), jusqu'au radier sur la Quebrada El Romeral, un peu après le poste de carabiniers installé près de l'entrée de l'ancienne usine de ciment de Juan Soldado. La route permet alors d'apprécier le profil de la figure 77. Arrêt au km 480 pour observer, dans la première terrasse moyenne (Herradurien I), la coupe de la figure 82 (p. 202-204), puis 1 km plus loin, pour voir celle de la figure 75 (p. 188 ; photo 31) qui montre clairement l'existence de deux unités stratigraphiques au sein de la série marine pliocène. Continuer jusqu'à atteindre la plus haute plate-forme, probablement d'âge pliocène. Faire demi-tour et s'arrêter pour embrasser du regard l'ensemble de la baie de Coquimbo et des niveaux étagés qui l'accompagnent ; remarquer sur la gauche, au pied des reliefs côtiers, l'énorme accumulation sableuse de la Grande dune, franchie par la Quebrada El Jardín. Revenir sur ses pas et entrer dans La Serena.

De La Serena à Vicuña (carte hors-texte III-4 et III-3 ; p. 165-177).

Traverser la ville par la rue Cordovez, se diriger vers l'entrée de la caserne du régiment « Arica » et s'arrêter sous les bâtiments de la caserne, un peu au-delà

du petit jardin orné d'une statue rapportée de l'île de Pâques. Regarder d'abord du côté du fleuve pour avoir une vue générale sur les quatre terrasses principales (fig. 67) de la rive droite du Rio Elqui qui sont relayées, à proximité de l'embouchure, par les plates-formes marines des alentours nord de la baie de Coquimbo. Se retourner pour observer dans l'entaille de la rue (p. 173-174 ; *photo* 29) le passage latéral des dépôts continentaux caillouteux du Pliocène moyen à supérieur (Elquien) aux dépôts marins sableux de la formation de Coquimbo. On rejoint ensuite le cimetière de La Serena pour prendre la direction de Vicuña. La route court d'abord sur la terrasse fluviale supérieure *tiv* dont la formation est expliquée par la figure 72. L'aérodrome de La Serena a été construit sur ce niveau. On abandonne la terrasse *tiv* au km 9 — la tranchée permet d'observer son matériel caillouteux — pour descendre sur la terrasse moyenne *tii* dans laquelle, aux approches d'Algarrobito, on peut distinguer plusieurs niveaux secondaires ; remarquer le bon état de conservation des galets. Au km 18, chemin sur la gauche qui descend vers le site archéologique de *Potrero Largo* qui a permis de dater la terrasse inférieure *ti* (p. 168 et 170 ; *photo* 28). La route suit la terrasse *tii* cultivée. S'arrêter en face du village de Las Rojas, localisé sur la rive droite, pour faire à pied une coupe transversale à travers les quatre terrasses de la rive gauche (fig. 68) et observer sur le niveau supérieur le passage topographique de la surface caillouteuse à un pédiment taillé dans la roche cristalline altérée. Après la Quebrada Talca, la route emprunte la basse terrasse *ti* dont le matériel ne présente pas de signes d'altération. Au-delà de la confluence avec la Quebrada Marquesa et jusqu'à Vicuña la vallée devient moins large et seuls sont nombreux, mais discontinus, les restes de *ti* ; ceux de *tii* sont réduits à deux lambeaux sur la rive gauche du rio, l'un juste avant Almendral, l'autre, planté d'eucalyptus, dans l'angle mort de la vallée qui précède l'embranchement de la piste montant à l'observatoire astronomique du Cerro Tololo. Apparaissent avec netteté, au débouché des quebradas affluentes, de gros cônes de déjection hérités de la dernière époque pluviale. Etape à Vicuña.

QUATRIÈME JOURNÉE. (Repas tiré du sac et camping.)

De Vicuña à Rivadavia (carte hors-texte III-2 ; p. 165-167).

La ville de Vicuña est construite sur un vaste témoin de *ti*, conservé sur la rive droite dans une partie relativement dilatée de la vallée. Rester sur cette rive et emprunter vers l'amont la piste qui la suit. Après le hameau de San Isidro, à environ 3 km de la sortie de Vicuña, prendre sur la gauche un chemin de terre qui monte vers les maisons dispersées de Miraflores ; dépasser le canal pour pouvoir observer un cône-glacis dû à des coulées boueuses (p. 166) aujourd'hui disséqué et logé dans les lanières d'une forme semblable plus ancienne (p. 167). Sur la rive opposée se remarque le gros cône de déjection construit par la Quebrada Los Loros pendant la dernière époque pluviale et, emboîté sur son front, un petit cône qui, lui, est actuel. Revenir sur ses pas et reprendre à gauche la piste de la rive droite du Rio Elqui. Juste en face du village de Peralillo qui apparaît sur l'autre bord du fleuve, les tranchées du chemin de fer La Serena-Rivadavia que suit la piste, mettent à jour les vestiges d'une nappe alluviale *tiii* du Quaternaire ancien (p. 167). C'est en cet endroit aussi que passe, selon une direction méridienne, la faille Vicuña, accident tectonique majeur (fig. 47 ; p. 115-117 ; *photo* 11). Au-delà de cet accident, la vallée du Rio Elqui se resserre. Passer sur la rive gauche par le pont de Peralillo et reprendre la route en direction de Rivadavia. Retraverser le fleuve en face de Diaguita pour observer, au contact du lit majeur, une coupe dans la basse terrasse *ti* : l'accumulation de galets restés frais se termine par 1 m de limons de crue. Revenir sur ses pas et continuer vers l'amont (Andacollo). Les versants (pente voisine de 30°) sont couverts d'éboulis ordonnés anciens (*photo* 26). Après la Quebrada Uchumi, la route franchit le fleuve et passe sur les déjections de la Quebrada La Hormiga, responsable de phénomènes d'obturation de la vallée jusqu'à l'époque actuelle (p. 162) ; en amont

du cône, dépôts lacustres de barrage remaniés en surface par le vent. Arrivée à Rivadavia. Traverser le village jusqu'au pont sur le Rio Turbio (nom du Rio Elqui à partir de Rivadavia) pour observer sous le pont la coupe de la figure 66 qui montre la postériorité de la terrasse *ti* par rapport aux gros cônes de déjection de la dernière crise climatique (p. 163). Faire le plein d'essence (réservoir de la voiture et jerrycan ; dernière station-service) et se présenter au poste de douane près de la gare pour enregistrement obligatoire avant le parcours en haute cordillère.

De Rivadavia à Juntas (carte hors-texte III-1 ; p. 154-158 et 160-165).

Pendant 70 km la piste suit la vallée du Rio Turbio, encaissée, relativement étroite mais bien calibrée, accidentée de coudes brusques. Deux types de forme appellent l'attention : les cônes de déjection hérités de la dernière crise climatique du Pléistocène (p. 161-162 ; *photo* 25) et les lambeaux de la basse terrasse *ti* (*photo* 24) qui prend dans cette partie du fleuve le faciès d'une nappe alluviale de débâcle glaciaire (p. 162-163). Juste en amont de Varillar, on remarquera sur la rive opposée (rive gauche) à celle que suit la piste, un emboîtement de cônes au débouché de la Quebrada La Aguada. Du matériel du cône ancien (blocs de tonalite paléozoïque) est visible, plaqué sur la paroi rocheuse que frôle la piste, ce qui indique l'occurrence d'une obturation de la vallée en cet endroit au Quaternaire moyen. A Guanta, dernière agglomération (contrôle au poste de carabiniers), régler son altimètre (1 320 m). Vers le km 58, compté depuis Rivadavia, confluence de la Quebrada El Calvario dont le gros cône de déjection aujourd'hui mutilé a, lors de la dernière crise climatique, obturé la vallée. Des restes de formations lacustres de barrage sont visibles jusqu'à Juntas, là où se détache la piste qui monte aux Baños del Toro (fig. 56). S'arrêter pour prendre contact avec « le complexe de Juntas » (fig. 63 ; p. 154-158 ; *photo* 22). Pique-nique.

De Juntas à La Laguna (p. 133-154 et 158-160).

Trajet de 30 km. Laisser sur la gauche la piste de Baños del Toro et continuer le long de la vallée du Rio La Laguna, nouveau nom du Rio Elqui en amont de Juntas. On est là en pleine cordillère (fig. 54 ; p. 17 et 20). Aux gros cônes et aux vestiges de la basse terrasse *ti* s'ajoutent des restes de la terrasse *tii*, enfouis sous des éboulis de pente et perchés à une quinzaine de mètres au-dessus du lit majeur. A 2 500 m d'altitude, près de la confluence avec la Quebrada Tapado, on s'arrêtera pour examiner les vestiges morainiques de l'avant-dernière glaciation (fig. 62 ; p. 153-154). Repartir pour s'arrêter de nouveau, à 3 000 m d'altitude, sur le cône de transition (*photo* 21) entre la terrasse *ti* et le front morainique de La Laguna, édifié lors de la dernière glaciation (fig. 60 ; p. 149-153 ; *photos* 19 et 20).

De La Laguna au col de Agua Negra (60 km).

La piste franchit le vallum et suit la rive d'une laguna dont le niveau a été artificiellement relevé. Au-delà de la Quebrada San Andrés, la vallée se resserre pour s'épanouir de nouveau à partir de 3 600 m. C'est alors une auge typique dont le fond est accidenté de quelques verrous et de banquettes qui sont des terrasses de kame (*photos* 17 et 18). Les versants, aux roches colorées par des altérations hydrothermales, évoluent sous l'effet de phénomènes périglaciaires (p. 139-140). Des cônes de déjection torrentiels sont édifiés actuellement par les eaux de fonte des neiges à chaque printemps, comme l'étaient, lors de la dernière crise climatique, ceux aujourd'hui morts du cours moyen du Rio Elqui. Le spectacle devient grandiose aux approches de la frontière (fig. 55 ; *photos* 15 et 16) : des murailles creusées de cirques, un glacier résiduel (p. 136-137), des glaciers rocheux vivants (p. 137 et 139), des versants de congélifluction. Le col d'Agua Negra est atteint à 4 775 m ; aux alentours, pavage périglaciaire et ébauches de sols à gradins. Redescendre et installer le campement près de La Laguna.

CINQUIÈME JOURNÉE.

De La Laguna à La Serena.

On refait en sens inverse l'itinéraire de la veille et une partie de celui de l'avant-veille pour rejoindre La Serena (déjeuner à Vicuña), avec cependant deux trajets nouveaux :

— la vallée du Rio Claro ou Derecho (carte hors-texte III-2 ; p. 165) que l'on remontera à partir de Rivadavia jusqu'à la confluence avec le Rio Cochiguas, entre Monte Grande et Pisco Elqui, pour observer sur la rive gauche un emboîtement de trois constructions torrentielles témoignant chacune d'une crise climatique quaternaire ;

— la piste d'accès à l'observatoire astronomique du Cerro Tololo (carte hors-texte II) que l'on prendra sur la gauche, après El Tambo, en remontant la Quebrada Puangue ; elle donne un bon aperçu de ce qu'est la moyenne montagne (p. 20 et 22) et de son modelé de dissection torrentielle en grande partie hérité du Pliocène inférieur (p. 121). Sur le site même de l'observatoire (2 164 m), affleurements de roches volcaniques néogènes (p. 113-114).

De La Serena à Ovalle (carte hors-texte II).

Prendre la route directe, celle qui emprunte sur environ 30 km, jusqu'à Las Cardas, le graben effondré à la fin du Miocène ou au début du Pliocène et envahi par la transgression marine du Pliocène moyen à supérieur dont les dépôts sont cachés sous des épandages quaternaires de cailloutis continentaux (fig. 74 ; p. 115 et 189). On pourra monter à Andacollo pour observer, vers 1 000 m d'altitude, un aplanissement ancien, dans une zone d'altération hydrothermale, probablement retouché au Quaternaire inférieur ; la route d'accès qui part d'El Peñon suit en partie la Quebrada Maitencillo dont les ruptures de pente longitudinale témoignent probablement d'étapes dans l'ascension de la région. Revenir sur ses pas et reprendre la route d'Ovalle vers le Sud. On franchit un col entre Las Cardas et Las Perdices, puis la route redescend en suivant l'Esterio Ingenio dont la vallée est remarquable par l'existence, de cônes-glacis disséqués, portant parfois une mince pellicule alluviale et datant probablement du Quaternaire moyen. Au-delà de la station ferroviaire de Recoleta, et après un coup de scie épigénique du cours d'eau dans un affleurement de roches intrusives, on retrouve la terrasse supérieure tiv du Rio Hurtado, fleuve qui, à 3 km en amont d'Ovalle, se joint au Rio Grande pour former le Rio Limari. Etape à Ovalle.

SIXIÈME JOURNÉE.

Ovalle-Illapel (carte hors-texte I).

Cette partie du trajet de retour à Santiago par Punitaqui et Combarbala se fait à travers la moyenne montagne au modelé de dissection torrentielle hérité du Pliocène inférieur et retouché lors des crises pluviales quaternaires. Les crêtes banales de recoupement dans un matériel, soit intrusif, soit volcanico-sédimentaire peu différencié d'un point de vue de sa résistance à l'érosion, sont la règle. Les versants sont drapés de formations colluviales fossiles. On distingue de fugitifs indices d'aplanissements sommitaux. Déjeuner à Illapel.

D'Illapel à Santiago.

Le cadre morphologique général est le même que celui rencontré dans la matinée. Des vestiges de la terrasse supérieure tiv apparaissent près de la confluence du Rio Illapel avec le Rio Choapa. La route ne quitte pratiquement pas depuis

Illapel jusqu'au Rio Petorca des terrains intrusifs crétacés qui, entre l'Esterio Pupio et l'Esterio Las Palmas, affleurent dans un étroit fossé (p. 115) effondré entre des blocs de roches volcanico-sédimentaires mésozoïques. Près de Tilama, dont le bassin correspond à la rencontre de ce graben méridien avec la vallée du Rio Quilimari, on remarquera une classique topographie granitique, avec même une ébauche de dôme lisse (p. 305-306 ; photo 8). Dans la vallée de l'Esterio Las Palmas existent des glacis d'érosion disséqués, sans doute façonnés au Quaternaire moyen (photo 4). Du Rio Petorca, on rejoindra Cabildo, puis La Ligua et de là Santiago par la Route panaméricaine.

INVESTIGACIONES GEOMORFOLOGICAS EN CHILE SEMI-ARIDO

RESUMEN

El libro I se dedica a una presentación de conjunto de la geografía física.

Chile semi-árido se extiende entre 30° y 33° de latitud sur. A su unidad climática se agrega una doble originalidad estructural : la desaparición de la depresión central y la ausencia de manifestaciones volcánicas recientes. Se pueden distinguir cuatro grandes unidades de relieve : la alta cordillera, cadena elevada y maciza cuyas cumbres sobrepasan los 4 000 m ; la mediana montaña entre 3 000 y 1 000 m ; los grandes valles transversales, anchos y profundos en la mayor parte de su curso ; la faja litoral notable por sus amplias terrazas marinas escalonadas (cap. I).

El oleaje del Sur-Oeste, constante a lo largo de todo el año, reforzado de vez en cuando por las bravesas y los tsunamis que afectan al océano Pacífico, constituye un agente de erosión eficaz en la costa de Chile semi-árido. La deriva litoral transporta sedimentos finos y los deposita en las playas (cap. II).

El estudio de los factores y de los elementos del clima permite poner en evidencia la existencia actual de tres pisos morfoclimáticos : un piso semi-árido costero caracterizado por una evolución muy lenta : ataque de detalle de las rocas cristalinas por hidratación y haloclastia, pequeñas erosiones por fenómenos de escurrimiento superficial durante fuertes lluvias, manifestaciones eólicas de deflación y de acumulación ; un piso semi-árido interior donde los procesos parecen también poco eficaces : escombros de gravedad, erosión lateral cuando los ríos sufren grandes crecidas, acciones torrenciales esporádicas en las quebradas ; un piso semi-árido montañoso que corresponde a la alta cordillera en el cual se combinan los efectos de las heladas, de la nieve y del escurrimiento superficial : escombros crionivales, laderas de congeliflucción, conos de deyección. Pero las acciones morfoclimáticas actuales se limitan a retocar un modelado heredado de épocas anteriores caracterizadas por sistemas morfogenéticos más agresivos (cap. III).

La naturaleza y las deformaciones del material rocoso deben también tomarse en cuenta para explicar las formas del terreno. La existencia en la faja costera de pizarras y areniscas antiguas (del Infracámbrico al Triásico), de disposición monoclinas, con un grado medio de resistencia a la erosión marina, constituyó un factor estructural muy favorable al desarrollo de amplias superficies de abrasión y a su buena conservación. La sedimentación mesozoica, a menudo lenticular, fundamentalmente volcánica y detrítica gruesa, sin grandes contrastes de dureza, limita el campo de acción de la erosión diferencial. Las manifestaciones morfológicas de la tectónica de fallas son mucho más importantes que aquellas de los plegamientos. Los granitos, cuya edad va desde el Paleozoico hasta el Terciario, presentan las huellas de una macro- y microfracturación (cap. IV).

*
**

El libro II se refiere a la herencia del Terciario en la morfología actual.

En Chile semi-árido los vestigios bien conservados de la superficie de erosión oligo-miocénica son escasos. Huellas de un volcanismo neógeno han sido identificadas y son descritas en detalle. El sollevamiento de Los Andes a fines del Mioceno o, a más tardar, a principios del Plioceno, dice relación con una tectónica de extensión, caracterizada por movimientos de falla muy importantes. Merced a su amplitud, algunos accidentes desempeñan un papel morfológico mayor. Tal es el caso de la falla Vicuña-Pocuro que puede seguirse a lo largo de todo el territorio estudiado y que separa dos bloques desigualmente sollevados: la alta cordillera al Este, la mediana montaña al Oeste. En estas condiciones se reorganiza la red hidrográfica. Durante el Plioceno inferior tienen lugar, primero, una potente fase de disección torrencial que erosiona los nuevos volúmenes montañosos en relación con un nivel de base oceánico más bajo que el actual y, luego, un período de relleno parcial de los valles que recibe el nombre de *Limariense*. Este relleno continental continúa durante el Plioceno medio y superior: es el *Elquiense* cuyos depósitos se engranan, cerca de la costa, con los sedimentos marinos de la formación de Coquimbo. Este capítulo permite llegar a dos conclusiones importantes: por una parte la necesidad de adoptar una « cronología larga » para dar cuenta correctamente de la evolución morfológica de Chile semi-árido y, por otra parte, la existencia de importantes depósitos continentales de edad pliocénica que rellenan parcialmente los valles de los grandes ríos (cap. I).

**

El estudio de los acontecimientos plio-cuaternarios ocupa todo el libro III.

El capítulo I se dedica al valle del Río Elqui que, desde su nacimiento hasta su desembocadura, muestra sucesivamente formas y depósitos glaciales, fluviales y marinos. Este valle representa un dominio morfológico especialmente rico.

La Cordillera de Elqui es alta y maciza. En ella la glaciación actual se caracteriza por la existencia de aparatos decrépitos: son glaciares rocosos muy notables por su variedad. Procesos periglaciales ligados a las heladas y a la nieve, que cae durante el invierno, son activos sobre los 3 000-3 500 m. Allí se han podido observar magníficos penitentes de nieve. Pero, en lo esencial, el modelado es de origen glacial: se encuentran circos conspicuos, artesas bien excavadas, acumulaciones morénicas imponentes. Estas formas traducen la importancia de la última gran glaciación que, en el valle del Río La Laguna, ha dejado a 3 000 m de altura un voluminoso tapón morénico de donde se desprende una terraza de descarga fluvio-glacial (tr). Otros vestigios de acumulación glacial han sido identificados alrededor de 2 500 m en el mismo valle; éstos pertenecen a una glaciación más vieja. Se discute el problema de la eventual existencia de glaciaciones aún más antiguas.

El curso medio e inferior del Río Elqui muestra conos de deyección torrenciales y terrazas fluviales escalonadas. Los conos de deyección han sido construidos durante las épocas pluviales del Cuaternario, contemporáneas de las glaciaciones en la alta cordillera, por quebradas afluentes del valle principal que a veces ha podido ser bloqueado por ellos. Se advierten varias generaciones de conos encajonados los unos dentro de los otros. Cuatro terrazas principales, edificadas por aportes longitudinales, aparecen claramente: son, desde la más reciente que es también la más baja, tr, tii, tiii y tiv; esta última, que corresponde al aporte aluvial del Cuaternario más antiguo, se encuentra aproximadamente a 100 m sobre el lecho mayor actual. Todas estas terrazas erosionan el relleno detrítico continental del Elquiense (Plioceno medio a superior). Se propone un ensayo de explicación de la génesis de las terrazas del Río Elqui. Se toma en cuenta a la

vez las influencias de los cambios climáticos aguas arriba y las consecuencias de las manifestaciones eustáticas aguas abajo cuyos efectos se combinan. Así, una misma terraza puede explicarse de manera diferente según el tramo donde se encuentre.

Los alrededores de la bahía de Coquimbo han sido estudiados muy en detalle. Parecen ser bastante estables desde el punto de vista tectónico. Presentan un conjunto sobresaliente de formas marinas; el Océano ha labrado cinco terrazas a expensas de la formación de Coquimbo (Plioceno medio a superior). Estas terrazas se escalonan entre 120-130 m y la playa actual; en su superficie yacen depósitos fosilíferos. Su génesis se explica por ciclos marinos de origen glacio-eustático. Se adelanta una datación tentativa apoyada en criterios paleontológicos y arqueológicos. La terraza superior (120-130 m) y la alta terraza (75-80 m) pertenecen al Cuaternario antiguo (Serenense I y Serenense II); la primera (35-40 m) y la segunda (15-20 m) terraza media al Cuaternario medio (Herradureense I y Herradureense II); la baja terraza (5-7 m) resulta de una evolución compleja que se extiende desde el Cuaternario reciente (Cachaguense) hasta el Holoceno (Veguense). Los resultados conseguidos alrededor de la bahía de Coquimbo representan una contribución decisiva para el conocimiento del Cuaternario marino de la costa de Chile semi-árido.

Los cambios del trazado del Río Limarí en su curso inferior son estudiados en el capítulo II. Dos grandes unidades morfológicas pueden distinguirse aguas abajo de Ovalle: de una parte, una gran meseta o nivel superior que baja sin solución de continuidad hacia el Norte en dirección de la bahía de Tongoy; de otra parte, los Altos de Talinay que se levantan al Oeste directamente sobre el Océano y que el Río Limarí atraviesa hoy día por una imponente garganta. El estudio de los cortes del terreno, así como los resultados de investigaciones geofísicas, permiten comprender la génesis del nivel superior. Hasta la Quebrada Seca es una inmensa llanura de nivel de base, obra del Río Limarí en el Cuaternario antiguo (trv), que, más allá, engrana con una plataforma marina de igual edad (Serenense I). Los rodados de trv y las coquinas del Serenense I erosionan formaciones detríticas más viejas (formación de Coquimbo, Elquiense, Tongoyense).

En lo que se refiere a los Altos de Talinay, éstos deben ser considerados como antiguas superficies de abrasión marina o de erosión continental con engranaje lateral. Son de edad pliocénica o pleistocénica y han sido desniveladas en horsts monoclinales por una tectónica joven en la cual se pueden distinguir dos fases principales: una casi al término del Terciario o en los albores del Cuaternario, otra durante el Cuaternario antiguo.

La agitada historia del Río Limarí se resume así: en el Plioceno inferior, el río desembocaba cerca de la actual bahía de Tongoy; a fines del Plioceno, la desembocadura se ubicaba en las vecindades de Chalinga; durante la regresión del Tongoyense, a principios del Pleistoceno, se inaugura el camino directo hacia el Oeste mientras empiezan a levantarse los Altos de Talinay; pero con motivo de la transgresión del Serenense I se reanudó parcialmente y provisoriamente el escurrimiento hacia el Norte (elaboración del nivel superior); la regresión que siguió impulsó definitivamente el trazado a través de los Altos de Talinay.

El capítulo III se dedica a la presentación de la franja costera entre 31° y 33° de latitud sur.

Las terrazas de abrasión marina son muy notables en este tramo de la costa que ha sido dividido en cuatro sectores. Entre la bahía Teniente y la bahía Chigualoco, el paisaje muestra la existencia de una sola gran plataforma de tipo « rasa » muy amplia y perfectamente aplanada. Perteneció al Cuaternario antiguo. La tectónica pleistocénica la afectó de diferentes maneras: sollevamiento en el Norte, donde puede sobrepasar los 300 m de altura; hundimiento en el Sur,

cerca de la desembocadura del Río Choapa; fallas, como el gran escarpe paralelo al litoral, que mira hacia el Este y que se puede seguir a lo largo de medio grado de latitud. El sector comprendido entre la bahía Chigualoco y la bahía La Ligua casi no muestra manifestaciones de neotectónica. Tres terrazas marinas con alturas « clásicas » (130-140 m, 35-40 m, 5-7 m) acompañan al litoral actual sin discontinuidad. Entre la bahía La Ligua y Cachagua, los cerros graníticos costeros dominan directamente el Océano sin huellas importantes de aplanamientos marinos. Entre Cachagua y la desembocadura del Río Aconcagua se encuentra nuevamente, protegida por los horsts de Horcón y Quintero, la serie de areniscas blandas dejada por la transgresión del Plioceno medio a superior (formación de Coquimbo). Estas areniscas han sido modeladas en forma de peldaños por los ciclos marinos cuaternarios del mismo modo que en los alrededores de La Serena y de Tongoy; pero aquí las plataformas desaparecen bajo enormes acumulaciones dunarias antiguas. La erosión marina actual hace retroceder rápidamente los acantilados tallados en la formación de Coquimbo entre Horcón y Maitencillo.

Las formas fluviales, obras de los grandes ríos (Choapa, Petorca, La Ligua) y medianos (Conchalí, Quilimarí), han sido también estudiadas en su curso inferior. La terraza superior (tiv) constituye en todas partes un elemento topográfico mayor. Lejos de ser una forma sencilla, representa la etapa final de una evolución morfológica compleja, determinada por las variaciones del nivel marino y los cambios climáticos desde los principios del Plioceno hasta el Cuaternario antiguo.

Por último, este tramo de la costa chilena llama la atención por la amplitud de sus campos de dunas actuales y antiguas. Varios factores son favorables hoy en día a las acciones eólicas: la existencia de un viento eficaz que sopla desde el Sur-Oeste; la larga duración de la estación seca; el trazado de la costa oblicuo respecto a este viento dominante; la abundante alimentación en arena que proviene, por intermedio de los ríos, de los extensos afloramientos de granitos alterados en maicillo. Aparecen diferentes tipos de dunas: dunas litorales con matas de vegetación; dunas transversales; dunas parabólicas; dunas viejas no consolidadas, modeladas en colinas suaves. Estas últimas pertenecen a varias generaciones separadas unas de otras por paleosuelos intradunarios. La edificación de las grandes construcciones eólicas requiere las condiciones climáticas de una época interpluvial cuando el Océano no alcanza aún el punto máximo de la transgresión glacio-eustática o cuando comienza un movimiento de receso respecto a este máximo. Así queda expuesto a la deflación del viento un estrán arenoso suficientemente amplio para la alimentación de las dunas en arena.

*
**

El libro IV se refiere a los problemas generales del Plio-Cuaternario.

En Chile semi-árido se han producido desde fines del Terciario cambios climáticos muy marcados. Durante el Cuaternario, la alta cordillera ha sido afectada por una alternancia de épocas frías y nivosas de tipo glacial y de épocas menos frías y casi áridas semejantes a la actual. La mediana montaña y la franja costera han visto una sucesión de periodos frescos y más que nada lluviosos de tipo pluvial y de periodos menos frescos y secos, como el de hoy. Las fases glaciales y las fases pluviales son simultáneas y corresponden, al parecer, a las regresiones glacio-eustáticas; por el contrario, todo indica que los interglaciales y los interpluviales son contemporáneos de los altos niveles marinos. Estos cambios que se han repetido varias veces (3 o 4 por lo menos) son atestiguados no solamente por hechos morfológicos sino también por datos paleontológicos (restos de mamíferos fósiles), reliquias vegetales que muestran una migración hacia el Norte del bosque valdiviano (Fray Jorge), paleosuelos rojos y costras calcáreas que

implican lluvias más altas que las de hoy día. Los periodos glaciales o pluviales de Chile semi-árido se explican por una translación hacia el Norte del frente polar austral (cap. I).

La posición del nivel marino ha cambiado sin cesar desde fines del Mioceno. A principios del Plioceno, el nivel de base era más bajo que hoy. El Plioceno medio a superior se caracteriza por una transgresión. El Cuaternario corresponde a una regresión general pero esta recesión no ha sido continua; en el hecho es el resultado de una serie de avances y retrocesos del Océano. Estas pulsaciones, probablemente seis principales por lo menos, llamadas ciclos marinos (cada ciclo abarca una transgresión, un apogeo y una regresión), son directamente responsables de la elaboración de las plataformas de abrasión y de la construcción de las terrazas fluviales en el curso inferior de los ríos. Estas pulsaciones son explicadas por el glacio-eustatismo. Se discute también el problema de la realidad de los altos niveles marinos del Cuaternario y de las condiciones favorables para la elaboración de terrazas marinas bien desarrolladas (cap. II).

Las observaciones sobre las deformaciones post-pliocénicas muestran que su intensidad varía mucho según los lugares. A pesar de una sismicidad activa hoy día, la tectónica actual no se traduce de manera evidente en la morfología. Por la presencia en ella de aplanamientos marinos amplios, la franja costera de Chile semi-árido representa un terreno favorable para el estudio de la tectónica cuaternaria. En cambio, hacia el interior, el diagnóstico de las deformaciones recientes es más difícil de establecer ya que resulta a veces delicado distinguirlas de fenómenos más antiguos. Algunas conclusiones importantes se destacan: el agrupamiento de las huellas de la neotectónica en sectores inestables separados entre sí por sectores aparentemente estables. Estas huellas son principalmente fallas — muchas veces fallas antiguas que han continuado en movimiento —, hundimientos y solevantamientos. Chile semi-árido deja la impresión de tener más estabilidad, desde el último gran solevantamiento de Los Andes, que otras partes del país (cap. III).

GEOMORPHIC INVESTIGATIONS IN SEMI-ARID CHILE

ABSTRACT

Book I is devoted to a general presentation of the physical geography of the region.

Semi-arid Chile extends from latitude 30° S to 33° S. A distinctive structural character is added to its climatic unity: the « central valley » graben disappears and recent volcanism does not exist here. It is possible to distinguish four main physical units: the high cordillera, a lofty and massive chain, the peaks of which are above 4000 m; the medium mountains between 3000 and 1000 m; the large transverse valleys, broad and deep along the greatest part of their courses; the littoral fringe, remarkable for its step-like marine terraces (chap. I).

The constant South-West swell of the southern Pacific Ocean, enhanced from time to time by storm surges and tsunamis, represents an effective geomorphic process along the semi-arid Chilean coast. The longshore current carries fine sediments which are deposited on the beaches (chap. II).

The study of the climatic factors and data leads one to distinguish three present morphoclimatic levels: a semi-arid coastal level characterized by a weak weathering of crystalline rocks because of hydration and salt cracking, sporadic gully erosion during strong downpours, eolian deflation and accumulation; a semi-arid interior level where morphogenetic processes also seem weakly active: gravity slope deposits, lateral erosion by stream floods, vertical torrential erosion in *quebradas* where water flows occur suddenly; a semi-arid mountainous level which corresponds with the high cordillera where frost, snow and run-off combine their effects: periglacial slope deposits, slow solifluctional landslides and alluvial fans. But, on the whole, present morphoclimatic processes are weak: they are only slightly modifying a topography inherited from older epochs marked by effective morphogenetic systems (chap. III).

It is also necessary to take lithology and tectonic patterns into account in order to explain the landscape forms. Along the coastal fringe old sedimentary rocks outcrop: alternating shales and sandstones of Infracambrian to Triassic age, affected by a monoclinal dip; they represent a structural feature very propitious for the elaboration and preservation of wave cut platforms. The Mesozoic formations, often lenticular, above all volcanic and detrital (mainly coarse clasts), without great variation in hardness, limit the action of differential erosion. Geomorphic evidence of faulting is more conspicuous than is that of folding. Granites, whose ages range from the Paleozoic to the Tertiary era, offer marks of macro- and microfracturation (chap. IV).

*
**

Book II refers to Tertiary inheritance in the present morphology.

In semi-arid Chile well preserved remnants of the Oligocene-Miocene erosion surface are scarce. Evidences of Neogene volcanism have been identified and are described in detail. The Andean uplift occurred at the end of the Miocene epoch or, at the latest, at the beginning of the Pliocene epoch; it is correlated with extensional tectonic forces which provoked very important fault movements. Some faults because of their longitudinal and vertical extent, play a prominent role in the regional geomorphology, such as the Vicuña-Pocuro fault that extends North-South all along the surveyed territory and separates the high Cordillera to the East from the medium mountains to the West. With the Andean uplift a new hydrographic network appeared. Two periods can be distinguished during Early Pliocene time: first, an effective torrential dissection deeply eroded the new topography in association with a low sea-level; then began an aggradation period, named Limarian, that partially filled the valleys. The continental aggradation continued during Middle and Late Pliocene time; it is the Elquian age deposits which grade into the marine Coquimbo formation sediments near the coast. This chapter leads to two very important conclusions: on the one hand the necessity to adopt a long chronology in order to account for the geomorphic evolution of semi-arid Chile, on the other hand the recognition of thick continental Pliocene deposits that partially fill the great valleys of the region (chap. I).

**

Events in Pliocene-Quaternary time are reported in book III.

Chapter I is devoted to the Elqui River valley which, from its head to its mouth, successively shows glacial, fluvial and marine forms and deposits. This valley represents an especially rich geomorphic area. The Elqui Cordillera is high and massive. Present glaciation is characterized by the occurrence of rock glaciers which are very conspicuous because of their variety. Periglacial processes, associated with frost and the snow which falls during winter, are effective above 3 000-3 500 m. Here striking snow *penitentes* have been observed. Nevertheless the landforms are mainly of glacial origin. Well developed cirques, deep U-shaped valleys, thick morainic deposits are found and clearly show the importance of the last glaciation. During this glaciation, a voluminous morainic front was built up in the La Laguna River valley at an elevation of 3 000 m; from it a fluvio-glacial terrace (ti) extends down valley. Other remnants of glacial accumulation have been observed in the same valley at about 2 500 m of elevation; they probably pertain to the penultimate glaciation. The problem of possible other older glaciations is also discussed.

The middle and lower course of the Elqui River shows torrential alluvial fans and fluvial terraces. Alluvial fans have been built up by tributaries (*quebradas*) of the main valley which sometimes has been blocked by these cones; different generations of fans, one constructed within the other, can be observed; they are related with pluvial epochs of Quaternary time which are contemporaneous with the glaciations. Four main terraces, composed of well rounded pebbles, clearly appear: they are named beginning with the youngest which is also the lowest: ti, tii, tiii and trv; trv corresponds to Early Quaternary time and stands at about 100 m above the present flood plain. All these terraces were cut into the continental detrital fill of the Elquian epoch (Middle to Upper Pliocene). An explanation of the genesis of the terraces is attempted. It seems necessary to take into account at the same time influences of climatic changes upstream and consequences of glacio-eustatic movements downstream with their reciprocal interactions. As a matter of fact, the same terrace may have different origins in the upper part and in the lower part of a valley.

The surroundings of Coquimbo Bay have been carefully surveyed. They look relatively stable from a tectonic point of view and they display a striking set of emerged marine forms. The Pacific Ocean waves have cut five terraces into the Coquimbo formation (Middle to Upper Pliocene). These terraces range between an elevation of 120-130 m and the present shoreline; fossiliferous deposits are found on their surfaces. Their genesis is explained by marine cycles of glacio-eustatic origin. A tentative dating, supported by palaeontologic and archaeological evidence, is proposed. The highest terrace (120-130 m) and the next highest terrace (78-80 m) pertain to Early Quaternary time (Serenian I and Serenian II); the first (35-40 m) and the second (15-20 m) middle terraces to Middle Quaternary time (Herradurian I and Herradurian II); the lower terrace (5-7 m) is the witness of a complex evolution which extends from Late Quaternary time (Cachaguan) to Holocene time (Veguan). The results obtained from the Coquimbo Bay area form a pattern which leads one to understand the evolution of the semi-arid Chilean coast during Quaternary time.

Stream shifts of Limari River in its lower course are presented in chapter II. Two main geomorphic units can be distinguished downstream from Ovalle: first, a wide plateau which represents the highest Quaternary level and slopes downward without a break toward Tongoy Bay; second, the Talinay Highlands which, on the West, rise abruptly from the Pacific Ocean and are now crossed by the Limari River in a deep gorge. The detailed study of sections in the field as well as the results of geophysical surveys throw light on the origin of the highest topographic level. As far as the Quebrada Seca it represents an immense base level plain of the Limari River during Early Quaternary time (tiv) which beyond grades into a marine platform (Serenian I). Pebbles of tiv and shellstones of Serenian I lie unconformably on older detrital formations (Coquimbo, Elquian and Tongoyian sediments). The Talinay Highlands are old marine abrasion surfaces interlaced with continental erosion surfaces; they date back to Pliocene or Quaternary time and were broken into several tilted horsts by recent tectonic activity which can be divided in two main stages: the first one, at the end of the Tertiary era or just at the beginning of Quaternary time, the second one during Early Quaternary time.

Summing up, the following record is proposed for the history of the Limari River since the Andean uplift: during the Lower Pliocene epoch the river reached the Ocean near the present Tongoy Bay; at the end of the Pliocene epoch its mouth was in the vicinity of Chalinga; during the Tongoyian regression at the beginning of Pleistocene time, the direct outlet to the West was inaugurated while the Talinay Highlands began to be uplifted; but because of the Serenian I transgression stream floods northward occurred again (elaboration of the highest level tiv); the following regression definitely imposed the way across the Talinay Highlands.

The littoral fringe between lat. 31° and 33° S is examined in chapter III.

Wave cut terraces are very remarkable along this part of the coast which has been divided into four sectors. Between Teniente Bay and Chigualoco Bay the landscape shows that there exists only one large platform of *rasa* type, very wide and perfectly even; it dates back to Early Quaternary time. This platform was affected by Pleistocene tectonic movements: uplifting to the North where it has an elevation above 300 m; sinking to the South near the Choapa River mouth; faults, such as the scarp, half a degree of latitude long, which runs parallel to the shoreline, facing eastward. The sector between Chigualoco Bay and La Ligua Bay shows almost no evidence of neotectonic activity. Three continuous marine terraces with « classical » elevations (130-120 m; 35-40 m; 5-7 m) are found above the present sea-level. Between La Ligua Bay and Cachagua, granitic coastal ranges slope down directly into the Ocean without evidence of marine benches. Between Cachagua and the Aconcagua River mouth, strata

of soft sandstones deposited by the Middle to Upper Pliocene transgression (Coquimbo formation) outcrop again behind Horcon and Quintero horsts which protected them. As in the neighbourhood of La Serena and Tongoy they were cut by marine cycles of Quaternary time, but here the abrasion platforms are concealed beneath thick old sand dunes. From Maitencillo to Horcon, cliffs cut into the Coquimbo formation are rapidly retreating under the effects of present marine erosion.

Fluvial forms due to the large (Choapa, Petorca, La Ligua) and middle sized (Conchali, Quilimari) rivers were also studied in the lower part of their courses. Everywhere the highest terrace (tiv) constitutes a major topographic feature. Far from being a simple form, it represents the final stage of a complex geomorphic evolution, determined by both sea-level and climatic changes from the beginning of the Pliocene epoch until Early Quaternary time. Finally this part of the Chilean coast is also remarkable because of its widespread fields of both old and present sand dunes. Several factors are propitious today to powerful eolian actions: the existence of an effective wind which blows north-eastward; the long duration of the dry season; the orientation of the coast which is oblique to the prevalent wind; an abundant supply of sand which comes from rivers whose basins include wide outcrops of weathered granites. Different kinds of dunes are found: foredunes with vegetal tufts, transverse ridges, parabolic dunes and non-indurated old dunes, the latest of which appear as low sandy hills and represent several phases separated by buried paleosoils. The building up of thick eolian accumulations require interpluvial climatic conditions when the Ocean does not reach the peak of the glacio-eustatic transgression or when it begins a recession with regard to this peak. Then eolian deflation is able to exert its effects upon a beach wide enough to supply sand for dune construction.

*
**

General problems of the Pliocene epoch and Quaternary time are discussed in book IV.

In semi-arid Chile pronounced climatic changes have occurred since the end of Tertiary Era. During Quaternary time the high cordillera has been affected by an alternation of, on the one hand, cold and snowy epochs of glacial type and, on the other hand, less cold and almost arid epochs similar to the present one. In the medium mountains and the coastal fringe a sequence of alternated cool and above all rainy periods of pluvial type and less cool and dry periods such as today occurred. Glacial and pluvial stages are simultaneous and it seems that they correspond to glacio-eustatic regressions. There is also evidence which supports the idea that interglacial and interpluvial stages are contemporaneous with high marine levels. These climatic changes which recurred several times are proved not only by geomorphic facts but also by paleontologic data (fossil mammals), vegetal relics which indicate a northward migration of the valdivian forest (Fray Jorge), red paleosoils and calcareous hardpans which imply heavier rains than occur today for their development. Glacial and pluvial periods of semi-arid Chile are explained by a northward displacement of the austral polar front (chap. I).

Sea-level also has constantly changed since the end of the Miocene epoch. At the beginning of Pliocene period, sea-level was lower than today. The Middle to Upper Pliocene epoch is characterized by a transgression. Quaternary time corresponds to a general regression but this regression was not continuous; as a matter of fact it results from a series of advances and retreats of the Ocean. These pulsations, probably sixfold at least, are called marine cycles (each cycle includes one transgression, one peak and one regression) and are directly responsible, on the one hand, for the cutting of abrasion platforms along the coast and, on the other hand, of the construction of fluvial terraces in the lower

courses of the rivers. These pulsations are explained by glacial eustasy. Finally the question of high pleistocene shorelines and the conditions propitious for the occurrence of well developed wave cut terraces are discussed (chap. II).

Observations on post-Pliocene tectonic deformations show that their intensity varies from place to place. Despite the current seismicity, present tectonic movements do not clearly appear in the landscape. Because of the existence of wide abrasion platforms, the coastal fringe of semi-arid Chile represents a well endowed area for the study of Quaternary tectonic activity. On the contrary, toward the interior, the diagnosis of recent movements is more difficult to get because it is not easy to distinguish between them and older movements. Some important results are reported: the grouping of neotectonic marks in unstable areas separated by apparently more stable areas. These marks are mainly faults — very often old faults which moved on until Pleistocene time — sinking, uplifting and warping. Semi-arid Chile seems to have been more stable than other parts of the country since the last important uplift of the Andes (chap. III).

DOCUMENTS UTILISES

Cartes topographiques de l'Institut géographique militaire du Chili.

Cartes préliminaires au 1/250 000.
Cartes anciennes au 1/100 000 (au S du parallèle 32° 15').
Cartes régulières au 1/50 000. Elles représentent un instrument de travail de premier choix mis à la disposition du public depuis 1967. Les feuilles actuellement disponibles couvrent la partie du Chili semi-aride située au N du parallèle 32° 15' et à l'W du méridien 70° 30'.
Cartes anciennes, levées à la planchette, au 1/25 000 (au S du parallèle 32° 15').
Cartes récentes (lever aérophotogrammétrique) au 1/25 000 du secteur Coquimbo-La Serena.

Cartes géologiques de l'Institut de recherches géologiques.

Carte au 1/1 000 000 du Chili parue en 1968.
Carte préliminaire au 1/250 000 (feuille Ovalle).
Carte au 1/150 000 de la Cordillère de la Côte entre la vallée de La Ligua et la Cuesta de Barriga.
Carte régulière au 1/50 000 (feuilles La Serena (Lambert), Quebrada Marquesa, Vicuña).

J'ai aussi consulté des levés de reconnaissance à diverses échelles réalisés entre le 30° et le 32° par le Projet minier du Fonds spécial des Nations unies en collaboration avec l'Institut de recherches géologiques et restés inédits.

Photographies aériennes verticales.

Institut géographique militaire : mission Hycon ; échelle approximative : 1/70 000.

Institut de recherches sur les ressources naturelles (CORFO) : mission OEA ; seuls sont couverts les fonds de vallées cultivés des grands rios du Chili semi-aride ; échelle approximative : 1/30 000.

Annuaire et archives.

Bureau météorologique de la Force aérienne du Chili.
— Carte journalière du temps.
— Annuaire météorologique.
— Climatologie du Chili.
— Pluviométrie du Chili.

Projet hydrométéorologique Nations unies (Fonds spécial) - Chili.
— Annuaire hydrologique du Chili.

Institut hydrographique de la Marine du Chili.
— Tables annuelles des marées.

LISTE DES TRAVAUX CONSULTÉS

- AGUIRRE L. (1960). — « Geología de Los Andes de Chile central, provincia de Aconcagua », *Bol. Inst. Inv. Geol.*, Santiago (Chili), n° 9, 70 p.
- AGUIRRE L. et EGERT E. (1965). — « Cuadrángulo Quebrada Marquesa, provincia de Coquimbo », carta geológica n° 15, *Inst. Inv. Geol.*, Santiago (Chili), 92 p.
- ALBERT F. (1900). — *Las Dunas del Centro de Chile*, Santiago (Chili), 228 p.
- ALEXANDER C.S. (1953). — « The marine and stream terraces of the Capitola-Watsonville area », *University of California Publications in Geography*, 44 p.
- ALISTE N., MORAGA A. et ALVAREZ L. (1966). — « Efectos del sismo de marzo de 1965 », *Bol. Inst. Inv. Geol.*, Santiago (Chili), n° 20, 72 p.
- ALISTE N., PEREZ E. et CARTER W. (1960). — « Definición y edad de la formación Patagua, provincia de Aconcagua, Chile », *Minerales*, p. 40-50.
- ALMEYDA E. (1944). — « Clima de las costas bañadas por corrientes marinas frías », *Rev. Chil. Hist. Geogr.*, Santiago (Chili), n° 104, p. 250-263.
- ALMEYDA E. (1948). — *Pluviometría de las zonas de desierto y estepas cálidas de Chile*, Santiago (Chili), 167 p.
- ALMEYDA E. (1955). — « Chilean temperature anomalies », *Geogr. Review*, n° 45, p. 419-422.
- ALMEYDA E. et SAEZ F. (1958). — *Recopilación de los datos climáticos de Chile y mapas sinópticos respectivos*, Minist. de l'Agric., Santiago (Chili), 195 p.
- ALVAREZ L. et CORVALAN J. (1966). — « Geomorfología de Valparaíso y regiones adyacentes », *III° Encuentro Nac. Geogr. de Chile*, Valparaíso, 14 p.
- ARAMBOURG C. (1952). — « Eustatisme et isostasie », *C.R. Acad. sc.*, t. 254, p. 226.
- ARCHAMBAULT M. (1966). — « Essai sur la genèse des glaciaires d'érosion dans le Sud et le Sud-Est de la France », *Mém. et doc. C.N.R.S.*, nouv. sér., vol. 2, p. 102-143.
- AUBERT G. et BOULAIN J. (1967). — *La Pédologie*, Paris, 128 p.
- AUBOUIN J. (1965). — « Geosynclines », *coll. Developments in Geotectonics*, n° 1, Amsterdam, 335 p.
- AUBOUIN J. et BORRELLO A.V. (1966). — « Chaînes andines et chaînes alpines : regard sur la géologie de la Cordillère des Andes au parallèle de l'Argentine moyenne », *Bull. Soc. géol. France*, (7), VIII, p. 1050-1070.
- AUER V. (1959). — « The Pleistocene of Fuego Patagonia. Part III : shoreline displacements », *Ann. Acad. Scient. Fenn.*, Helsinki, 247 p.
- AUER V. (1956-1958). — *Wissenschaftliche Ergebnisse der finnischen Expedition nach Patagonien 1937-38 und der finnisch-argentinischen Expeditionen 1947-1953*, 1957, bd IV (226 p.), Bd. V, (239 p.), Helsinki.
- BAGNOLD R.A. (1941). — *The physics of blown sand and desert dunes*, New York, 265 p.
- BATTISTINI R. (1964). — *L'Extrême Sud de Madagascar, étude géomorphologique*, thèse lettres, Paris, 2 t., 636 p.
- BATTISTINI R. (1968). — « Sur l'inexistence de hauts stationnements marins quaternaires », *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 46-48.
- BAULIG H. (1952). — « Essai d'une théorie des terrasses fluviales », *Bull. Soc. belg. étud. géogr.*, I, p. 69-96.
- BAULIG H. (1955). — « La morphologie littorale et sous-marine de M. André Guilcher », *Ann. géogr.*, n° 341, p. 1-16.
- BAULIG H. (1957). — « Les méthodes de la géomorphologie d'après M. Pierre Birot », *Ann. géogr.*, n° 354 et 355, p. 97-124 et 221-236.

- BEAUDET C., MAURER G. et RUELLAN A. (1967). — « Le Quaternaire marocain, observations et hypothèses nouvelles », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 2^e sér., IX, fasc. 4, p. 269-318.
- BELLAIR P. (1964). — « Niveaux marins aux îles australes », *Bull. Assoc. franç. étud. Quat.*, n° 1, p. 45.
- BELLAIR P. (1966). — « Réflexions sur les glaciations », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 2^e sér., VIII, fasc. 5, p. 335-341.
- BELLAIR P. et POMMEROL Ch. (1965). — *Éléments de géologie*, Paris, 512 p.
- BENIOFF H. (1954). — « Orogenesis and deep crustal structure, additional evidences from seismology », *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 65, p. 385-400.
- BENIOFF H. (1958). — « Circum Pacific tectonics », *The mechanics of faulting, Dominion obs. publ.*, 20, Ottawa, p. 395-402.
- BERDICHEWSKY B. (1962). — « El precerámico de Taltal y sus correlaciones », *Publ. n° 12, Centro Est. Antrop.*, Université du Chili, 36 p.
- BERDICHEWSKY B. (1963). — « Culturas precolombinas de la costa central de Chile », *Antropología*, n° 1, p. 17-33.
- BIBERSON P. (1961). — « Le cadre paléogéographique de la préhistoire du Maroc atlantique », *Publ. serv. ant. Maroc*, fasc. 16, 235 p.
- BIBERSON P. (1966). — « Réflexions sur de nouvelles datations du Quaternaire marocain », *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 4, p. 161-162.
- BIROT P. (1955). — *Les Méthodes de la morphologie*, Paris, 177 p.
- BIROT P. (1958). — *Morphologie structurale*, Paris, t. I^{er}, 167 p., t. II, 464 p.
- BIROT P. (1965 a). — *Les Formations végétales du Globe*, Paris, 508 p.
- BIROT P. (1965 b). — « Critères des déformations tectoniques quaternaires (spécialement dans le monde méditerranéen) », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 2^e sér., VII, fasc. 3, p. 185-195.
- BIROT P. (1968 a). — *Précis de Géographie physique générale*, Paris, 403 p.
- BIROT P. (1968 b). — « Les développements récents des théories de l'érosion glaciaire », *Ann. géogr.*, n° 419, p. 1-13.
- BIROT P. et DOLLFUS O. (1961). — « L'évolution des versants dans l'étage inférieur des Andes péruviennes occidentales », *Ann. géogr.*, n° 378, p. 162-178.
- BIROT P. et DRESCH J. (1966). — « Pédiments et glacis dans l'Ouest des Etats-Unis », *Ann. géogr.*, n° 411, p. 513-552.
- BLAGBROUGH J.W. et FARKAS S.A. (1968). — « Rock glaciers in the San Mateo Mountains, South Central New Mexico », *Am. Journ. Science*, vol. 266, n° 9, p. 812-823.
- BLANC C. (1966). — *Final report United nations Mineral resources survey of the Province of Coquimbo (Chile)*, inédit.
- BONIFAY E. (1964). — « Pliocène et Pléistocène méditerranéens : vue d'ensemble et essai de corrélation avec la chronologie glaciaire », *Ann. paléont. (Vertébrés)*, L, fasc. 2, p. 197-226.
- BONIFAY E. (1965). — « Remarques sur le Pléistocène marin des Alpes-Maritimes », *Bull. Soc. géol. France*, (7), VII, p. 946-956.
- BONIFAY E. et MARS P. (1959). — « Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne », *Bull. Soc. géol. France*, (7), I, p. 62-78.
- BONNET A. (1963). — « Nouvel essai de corrélation des terrasses rhodaniennes », *Bull. Soc. géol. France*, (7), V, p. 543-554.
- BORDE J. (1966). — *Les Andes de Santiago et leur avant-pays, étude de géomorphologie*, thèse lettres, Bordeaux, 559 p.
- BORDET P. et TAZIEFF H. (1963). — « Remarques sur l'éruption du Katmai et la vallée des Dix-Mille-Fumées et sur le problème des ignimbrites », *Bull. Soc. géol. France*, (7), V, p. 210-213.
- BÖRGEL R. (1961). — « El interfluvio Elqui-Limarí. Descripción morfométrica del sector litoral », *Publ. Inst. Geogr.*, Université du Chili, 24 p.
- BÖRGEL R. (1963). — « Las dunas litorales en Chile, teoría y aplicación », *Publ. Inst. Geogr.*, Université du Chili, 38 p.
- BOULAIN J. (1966). — « Sur les facteurs climatiques de la genèse des sols rouges », *C.R. Conf. int. des sols méditerranéens*, Madrid, p. 281-284.
- BOULAIN J. (1967). — « Problèmes posés par les sols rouges méditerranéens », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, n° 354, p. 2-10.

- BOURCARTE J. (1939). — « La marge continentale. Essai sur les régressions et les transgressions marines », *Bull. Soc. géol. France*, (5), VIII, p. 393-474.
- BOURCARTE J. (1947). — « Considérations théoriques sur l'origine des terrasses fluviales », *Bull. Soc. géol. France*, (5), XVI, p. 395-402.
- BOURCARTE J. (1952). — *Les Frontières de l'Océan*, Paris, 320 p.
- BOURDIER F. (1959). — « Origines et succès d'une théorie géologique illusoire : l'eustatisme appliqué aux terrasses alluviales », *Rev. géom. dyn.*, n° 1-2 et 3-4, p. 16-29.
- BOYÉ M. (1960). — « Morphométrie des galets de quartz en Guyane française », *Rev. géom. dyn.*, n° 1-2-3, p. 13-27.
- BRACKEBUSCH L. (1892). — « Die Kordillerenpässe zwischen der argentinischen Republik und Chile », *Zeitschr. Ges. Erdk.*, t. 27.
- BRANDHORST W. (1963 a). — *Der Stand der chilenischen Fischerei und die weiteren Aussichten für ihre Entwicklung*, Valparaíso, Programme d'assistance technique, République Fédérale d'Allemagne, 151 p. (ronéo).
- BRANDHORST W. (1963 b). — *Descripción de las condiciones oceanográficas en las aguas costeras entre Valparaíso y el Golfo de Arauco, con especial referencia al contenido de oxígeno y su relación con la pesca*, Santiago (Chili), Publ. Lab. Ocean. y Biol. Pesquera, 55 p.
- BRANDHORST W. et INOSTROZA H. (1965). — « Descripción gráfica de las condiciones oceanográficas de aguas chilenas en base a datos de las expediciones « William Scoresby » y « Chiper », *Bol. Científico, Instituto de Fomento Pesquero*, Santiago (Chili), n° 1, p. 18-70.
- BRÜGGEN J. (1918). — « Sobre el agua subterránea en la región de Pica (Tarapacá) », *Bol. Soc. Nac. Min.*, vol. 29, n° 236 et 237, p. 305-336 et 372-407.
- BRÜGGEN J. (1928). — « La glaciación actual y cuaternaria en la Cordillera de Los Andes », *An. Univ. de Chile*, 2^e sér., 6, p. 599-684.
- BRÜGGEN J. (1929). *Texto de Geología*, Santiago (Chili), 459 p.
- BRÜGGEN J. (1934). — *Grundzüge der Geologie und Lagerstättenkunde Chiles*, Heidelberg, 362 p.
- BRÜGGEN J. (1944). — « Contribución a la geología sísmica de Chile », *Rev. Chil. Hist. Geogr.*, n° 102 et 103, p. 260-317 et 108-174.
- BRÜGGEN J. (1946). — « La cronología de las épocas glaciales de Chile », *Rev. Univ.*, n° 1, p. 27-39.
- BRÜGGEN J. (1950). — *Fundamentos de la geología de Chile*, Santiago (Chili), 374 p.
- BUTZER K.W. (1964). — *Environment and archeology*, Chicago, 524 p.
- CAILLEUX A. (1967). — « Volume des glaciers et niveaux marins », *Ann. géogr.*, n° 416, p. 471-472.
- CAILLEUX A. (1968 a). — « Rectifications et observations à la communication de B. Dumas : Place et signification des glacis dans le Quaternaire », *Bull. Assoc. franç. étud. Quat.*, n° 1, p. 79-80.
- CAILLEUX A. (1968 b). — « Colloque de Moscou sur la néotectonique », *Ann. géogr.*, n° 423, p. 607-610.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959). — *Initiation à l'étude des sables et des galets*, Paris, 3 vol., 376 p., 194 p., 202 p.
- CALDENIUS C. (1932). — « Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego », *Publ. Dir. Nac. Minas y Geol.*, Buenos Aires, n° 95, 150 p.
- CARTER W.D. et AGUIRRE L. (1965). — « Structural Geology of Aconcagua province and its relationship to the Central Valley Graben, Chile », *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 76, p. 651-664.
- CASAMIQUELA R., MONTAÑE J. et SANTANA R. (1967). — « Convivencia del hombre con el mastodonte en Chile central », *Not. Museo Nac. Hist. Nat.*, Santiago (Chili), XI, n° 132, p. 1-6.
- CAVIEDES C. (1967). — « Las terrazas del Aconcagua inferior », *Rev. Geogr. Valparaíso*, I, n° 1, p. 63-80.
- CAVIEDES C. (1969). — *Quartärgeomorphologie des Aconcaguatales (Mittelchile)*, thèse sciences, Fribourg-en-Brigau, 169 p. (non publiée).
- CECIONI G. (1962). — « La formación Arrayán, devónica, en la provincia de Coquimbo », *Bol. Univ. Chile*, n° 34 p. 40-47.

- CECIONI G. (1963). — « Ingolfamenti marini giurassici nel Cile settentrionale », *Boll. Soc. Nat. Napoli*, LXXII, p. 177-206.
- CECIONI G. et WESTERMANN G.E.G. (1968). — « The Triassic-Jurassic marine transition of coastal central Chile », *Pacific Geology*, n° 1, p. 41-75.
- CHAIGNEAU J.F. (1895). — *Instrucciones náuticas de la costa de Chile. Primera parte (de Llanquihue a Coquimbo)*, Santiago (Chili).
- CLARK A.H., MAYER A.E.S., MORTIMER C., SILLITOE R.H., COOKE R.U. et SNELLING N.J. (1967 a). — « Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, Southern Atacama desert, Chile », *Nature*, vol. 215, n° 5102, p. 723-724.
- CLARK A.H., COOKE R.U., MORTIMER C. et SILLITOE R.H. (1967 b). — « Relationships between supergene mineral alteration and geomorphology, Southern Atacama desert, Chile. An interim report », *Transactions (Section B) of the Institution of Mining and Metallurgy* (Londres), vol. 76, p. B.89-B.96.
- COLQUI B. (1963). — « Estudio geológico de la Quebrada de Agua Negra (San Juan) », *Com. y resúm., ed. compl., Conf. latino-americana reg. áridas*, UNESCO, Buenos Aires, p. 2-3.
- CONRAD T.A. (1855). — *Remarks on the fossil shells from Chile*, in the U.S. Naval Astronomical Expedition to the Southern Hemisphere during the years 1849-1852, vol. II, p. 282-286, Washington.
- COOKE R.U. (1964). — « Les niveaux marins des baies de La Serena et de l'Huasco, dans le Nord du Chili », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, n° 320-321, p. 19-34.
- COOPER W.S. (1967). — *Coastal Dunes of California*, Mem. 104, Geol. Soc. Am., 131 p.
- COQUE R. (1962). — *La Tunisie présaharienne, étude géomorphologique*, thèse lettres, Paris, 476 p.
- CORDERO M.C. (1967). — *Los grandes campos de dunas del Norte Chico*, Mem. Fac. Educ. Univ. Chile, (Santiago, Chili), 100 p. (inédit).
- CORVALAN J. (1965). — « Geología », in *Geografía Económica de Chile*, Santiago (Chili), p. 35-97.
- CORVALAN J. (1966). — « Geología », in *Geografía Económica de Chile* (premier appendice), p. 18-30.
- COTTON C. (1960). — « The origin and history of central andean relief: divergent views », *Geogr. Journ.*, CXXVI, p. 476-478.
- COTTON C.A. (1963 a). — « Levels of planation of marine benches », *Zeitschr. Geomorph.*, Bd. 7, Heft 2, p. 97-111.
- COTTON C.A. (1963 b). — « The question of high Pleistocene shorelines », *Transactions of the Royal Society of New Zealand*, vol. 2, n° 5, p. 52-62.
- CROIZAT L. (1962). — « On the age of the floras of Fray Jorge and Talinay in Chile », *Rev. Univ.*, p. 57-61.
- DARWIN Ch. (1846). — *Geological observations on South America*, Londres, 279 p.
- DAVIS W.M. (1903). — « The mountain ranges of the Great Basin », *Bull. Mus. of comparative zool.*, XLII, p. 129-177, In *Geographical Essays*, Dover publications, New-York (1954), p. 725-772.
- DEBELMAS J. et TROTTEREAU G. (1964). — « Essai sur les grands traits structuraux et l'évolution des Andes du Pérou », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 2^e sér., VI, fasc. 4, p. 259-268.
- DEBELMAS J., LEMOINE M. et MATTAUER M. (1966). — « Quelques remarques sur le concept de géosynclinal », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 2^e sér., VIII, fasc. 2, p. 133-150.
- DEDIOS P. (1967). — « Cuadrángulo Vicuña, provincia de Coquimbo, carta geológica n° 16, *Inst. Inv. Geol.*, Santiago (Chili), 65 p.
- DEMANGEOT J. (1961). — « Failles et tremblements de terre », *Ann. géogr.*, n° 380, p. 347-362.
- DEMANGEOT J. (1965). — *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*, thèse lettres, Paris, 403 p.
- DERRUAU M. (1967). — *Précis de géomorphologie*, Paris, 416 p.
- DIAZ C. (1949). — « Carta detallada de los suelos de la vega sur de La Serena », *Agricultura Técnica*, Minist. Agric., Santiago (Chili), IX, n° 2, p. 162-171.
- DINGMAN R.L. (1965). — « Pliocene age of the ash-flow deposits of the San Pedro area, Chile », *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 525 C, p. C 63-C 67.

- DOLLFUS O. (1960). — « Note sur une crise climatique récente dans le désert péruvien à partir de l'analyse d'ossements humains au C¹⁴ », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, n° 294-295, p. 187-192.
- DOLLFUS O. (1963 a). — « Observations aux communications de M. Roland Paskoff », *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 8, p. 280-281.
- DOLLFUS O. (1963 b). — « Quelques aspects de la morphologie de la région de Tacna (Pérou) », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, n° 313, p. 85-99.
- DOLLFUS O. (1964). — « Préhistoire et changements climatiques postwürmiens au Pérou », *Bull. Assoc. franç. étud. Quat.*, n° 1, p. 6-12.
- DOLLFUS O. (1965). — *Les Andes centrales du Pérou et leurs piémonts (entre Lima et le Pérou)*, étude géomorphologique, thèse lettres, Paris, 404 p.
- DOLLFUS O. et TRICART J. (1967). — « Les formations détritiques continentales quaternaires du désert péruvien-chilien et leur signification morpho et paléoclimatique », *Communication Symposium UNESCO-UGI sur les déserts côtiers*, Lima, 7 p.
- DOLLFUS O. et MEGARD F. (1968). — « Les formations quaternaires du bassin de Huancayo et leur néotectonique (Andes centrales péruviennes) », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 2^e sér., X, fasc. 5, p. 429-440.
- DOMEYKO I. (1848). — « Mémoire sur le terrain tertiaire et les lignes d'ancien niveau de l'Océan du Sud, aux environs de Coquimbo (Chili) », *Ann. Mines*, 4^e sér., t. 14, p. 153-162.
- DOMEYKO I. (1860). — « Solevantamiento de la costa de Chile », *An. Univ. de Chile*, 17, p. 573-599.
- DOMEYKO I. (1862). — « Nuevas investigaciones acerca de las gradas en que está cortado el terreno terciario de la costa de Chile (Puerto Montt, Coquimbo) », *An. Univ. de Chile*, 20 p.
- DRESCH J. (1941). — *Recherches sur l'évolution du relief dans le massif central du Grand Atlas de Marrakech, le Haouz et le Sous*, thèse lettres, Paris, 708 p.
- DRESCH J. (1957). — « Les types de reliefs morphoclimatiques et leurs limites dans les Andes centrales », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, n° 263-264, p. 2-19.
- DRESCH J. (1958). — « Problèmes morphologiques des Andes centrales », *Ann. géogr.*, n° 360, p. 131-151.
- DRESCH J. (1961). — « Observations sur le désert côtier du Pérou », *Ann. géogr.*, n° 378, p. 179-184.
- DUBOIS G. (1924). — *Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France*, thèse sciences, Lille, 359 p.
- DUCHAUFOUR Ph. (1965). — *Précis de pédologie*, Paris, 431 p.
- DUMAS B. (1966). — « Les glaciaires, formes de convergence », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, n° 344-345, p. 34-47.
- DUMAS B. (1967). — « Place et signification des glaciaires dans le Quaternaire », *Bull. Assoc. franç. étud. Quat.*, n° 3, p. 223-244.
- DURAND J.H. (1963). — « Les croûtes calcaires et gypseuses en Algérie, formation et âge », *Bull. Soc. géol. France*, (7), V, p. 959-968.
- ELHAÏ H. (1963). — *La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton, étude morphologique*, thèse lettres, Paris, 624 p.
- ELHAÏ H. (1964). — *Les Paysages végétaux au Quaternaire en Europe occidentale*, Paris, 122 p.
- ELQUI VALLEY CHILE (1955). — « Groundwater investigations », *U.S. Department of the interior, Bureau of reclamation*, Washington.
- EMBERGER L. (1930). — « Sur une formule climatique applicable en géographie botanique », *C.R. Acad. sc.*, t. 191, p. 389-391.
- EMPERAIRE J. et LAMING A. (1954). — « La grotte du Mylodon (Patagonie occidentale) », *Journ. soc. américanistes*, nouv. sér., t. XLII, p. 173-206.
- ENJALBERT H. (1957). — « La vallée du Rio Mendoza », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, n° 267-268, p. 9-27.
- ENJALBERT H. (1958). — « Le modelé des Andes péruviennes », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, n° 271-272, p. 2-21.
- ENJALBERT H. (1961). — *Les Pays aquitains, le modelé et les sols*, thèse lettres, Paris, t. I, 607 p.

- ENJALBERT H. (1966). — « Les formes du terrain dans la zone tempérée », in *Géographie générale*, Encyclopédie de la Pléiade, Paris, p. 365-508.
- ERHART H. (1964). — « Le témoignage paléoclimatique de quelques formations paléopédiques dans leur rapport avec la sédimentologie », *Geol. Rundschau*, Bd. 54, p. 15-23.
- ERHART H. (1967). — *La Genèse des sols en tant que phénomène géologique*, Paris, 117 p.
- FAGETTI E. et FISCHER Y. (1964). — « Resultados cuantitativos del zooplancton colectado frente a la costa chilena por la expedición « Marchile I », Montemar, n° 4, p. 137-193.
- FAIRBRIDGE R.W. (1958). — « Dating the latest movements of the Quaternary sea-level », *Trans. New York Acad. Sc.*, sér. 2, 20, p. 471-492.
- FAIRBRIDGE R.W. (1961 a). — « Eustatic changes in sea-level », in *Physics and Chemistry of the Earth*, IV, p. 99-185, New York.
- FAIRBRIDGE R.W. (1961 b). — « La base custatque de la géomorphologie », *Ann. géogr.*, n° 381, p. 486-492.
- FAIRBRIDGE R.W. (1962). — « World sea-level and climatic changes », *Quaternaria*, VI, p. 111-134.
- FAIRBRIDGE R.W. (1964). — « Thoughts about expanding globe », *Geol. and Geophysics*, p. 59-88.
- FAURE H. et ELOUARD P. (1967). — « Schéma des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans », *C.R. Acad. sc.*, t. 265, p. 784-787.
- FEDOROFF N. (1965). — « Sur les paléosols quaternaires des climats tempérés », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 2^e sér., VII, fasc. 1, p. 79-88.
- FERAY G. (1958). — *Etude du Jurassique supérieur entre Vimoutiers et Echauffour (Orne) et comparaison avec d'autres régions*, D.E.S. sciences, Caen (inédit).
- FIGUEROA H. (1966). — *Morfología de la región costanera Aconcagua-Quintero*, Mem. Esc. Hist. Geogr. Cienc. Soc., Univ. Cat., Valparaíso, 23 p. (inédit).
- FISCHER R.L. et RAITT R.W. (1962). — « Topography and structure of the Peru-Chile trench », *Deep-Sea Res.*, vol. 9, p. 423-443.
- FLEISCH H. et GIGOUT M. (1966). — « Revue du Quaternaire marin libanais », *Bull. Soc. géol. France*, (7), VIII, p. 10-16.
- FLINT R.F. (1957). — *Glacial and Pleistocene Geology*, New York, 553 p.
- FLINT R.F. (1965). — « The Pliocene-Pleistocene Boundary », *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* 84, p. 497-533.
- FLINT R.F. (1966). — « Comparison of interglacial marine stratigraphy in Virginia, Alaska and Mediterranean areas », *Am. Journ. Science*, vol. 264, p. 673-684.
- FRANCIS-BEUF Cl. (1947). — *Les Océans*, Paris, 128 p.
- FRANZ H. (1966). — « Quartäre Sedimente und Böden in Chile und Argentinien sowie ihre Bedeutung für die biogeographische Forschung », *Rev. Ecol. Biol. Sol.*, t. III, 3, p. 355-379.
- FUENZALIDA H. (1936 a). — « Los caballos fósiles encontrados en Chacabuco y otros con los cuales se relacionan », *Bol. Mus. Nac. Hist. Nat.*, Santiago (Chili), t. 15, p. 47-62.
- FUENZALIDA H. (1936 b). — « Notas sobre nuevos hallazgos de mastodontes hechos en Chile », *Bol. Mus. Nac. Hist. Nat.*, Santiago (Chili), t. 15, p. 63-65.
- FUENZALIDA H. (1937 a). — « El Rético en la costa de Chile Central », *Bol. Depto. Minas Petrol.*, Santiago (Chili), vol. 6, n° 65, p. 739-747.
- FUENZALIDA H. (1937 b). — « Las capas de Los Molles », *Bol. Mus. Nac. Hist. Nat.*, Santiago (Chili), t. 16, p. 66-98.
- FUENZALIDA H. (1940). — « Algunos afloramientos paleozoicos de la desembocadura del Choapa », *Bol. Mus. Nac. Hist. Nat.*, Santiago (Chili), t. 18, p. 37-64.
- FUENZALIDA H. (1950). — « Orografía », in *Geografía Económica de Chile*, t. 1, Santiago (Chili).
- FUENZALIDA H. (1951 a). — « Las terrazas marinas en las provincias de Linares y Maule », *Informaciones Geográficas*, n° 1, p. 12-13.
- FUENZALIDA H. (1951 b). — « Pedalferes en el Norte Chico y sus relaciones con relictos vegetacionales », *Informaciones Geográficas*, n° 3 et 4, p. 62-64.
- FUENZALIDA H. (1956). — « Campos de dunas en la costa de Chile central », *C.R. XVIII^e Congrès international de géographie*, Rio de Janeiro, p. 234-240.
- FUENZALIDA H. (1964). — « El geosinclinal andino y el geosinclinal de Magallanes », *Comm. Esc. Geol. Univ. Chile*, n° 5, 27 p.
- FUENZALIDA H. (1965 a). — « Hidrografía », in *Geografía Económica de Chile*, Santiago (Chili), p. 153-199.
- FUENZALIDA H. (1965 b). — « Suelos », in *Geografía Económica de Chile*, Santiago (Chili), p. 200-227.
- FUENZALIDA H. (1965 c). — « Biogeografía », in *Geografía Económica de Chile*, Santiago (Chili), p. 228-267.
- FUENZALIDA H. (1965 d). — « El mar y sus recursos », in *Geografía Económica de Chile*, Santiago (Chili), p. 268-336.
- FUENZALIDA H., COOKE R., PASKOFF R., SEGERSTROM K. et WEISCHET W. (1965). — « High stands of Quaternary sea-level along the Chilean coast », *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* 84, p. 473-496.
- FUENZALIDA PONCE H. (1965). — « Clima », in *Geografía Económica de Chile*, Santiago (Chili), p. 99-152.
- GABERT P. (1961). — « Un problème de l'altération quaternaire : le « ferretto » de l'Italie du Nord », *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 22-23.
- GABERT P. (1962). — *Les Plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts (Piémont, Lombardie occidentale et centrale), étude morphologique*, thèse lettres, Paris, 531 p.
- GAJARDO E. et LOMNITZ C. (1960). — « Seismic provinces of Chile », *Proc. 2^e World Conf. Earthq. Eng.*, 3, p. 1529-1540.
- GALIBERT G. (1965). — *La Haute Montagne alpine*, thèse lettres, Toulouse, 406 p.
- GALLI-OLIVIER C. (1967). — « Pediplain in Northern Chile and the Andean uplift », *Scienc'e*, vol. 158, n° 3801, p. 653-655.
- GALLI C. et JINGMAN R.J. (1962). — « Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla et Chacarilla », vol. III, n° 2, 3, 4 et 5, *Inst. Inv. Geol.*, Santiago (Chili), 125 p.
- GAUSSEN H. et BAGNOULS (1952). — « L'indice xéothermique », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, p. 10-16.
- GENTILLI J. (1963). — « Les paysages australiens du Quaternaire », *Ann. géogr.*, n° 390, p. 129-147.
- GERTH H. (1955). — *Der Geologische Bau der Südamerikanischen Kordillera*, Berlin, 253 p.
- GIDON M., MONJUVENT G. et STEINFATT E. (1968). — « Sur la morphologie fluvio-glaciaire aux marges des glaciers würmiens alpins : le dispositif moraine-chenal marginal », *Bull. Ass. franç. étud. Quat.*, n° 2, p. 125-149.
- GIGOUT M. (1951). — « Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi) », *Notes et mém. serv. géol. du Maroc*, n° 86, 2 t., 507 p.
- GIGOUT M. (1956). — « Recherches sur le Pliocène et le Quaternaire atlantiques marocains », *Trav. Inst. scient. chérif.*, sér. géol. et géogr. phys., n° 5, 94 p.
- GIGOUT M. (1957). — « Recherches sur le Quaternaire marocain », *Trav. Inst. scient. chérif.*, sér. géol. et géogr. phys., n° 7, 77 p.
- GIGOUT M. (1958). — « Réflexions sur les bases du Quaternaire marin », *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 349-362.
- GIGOUT M. (1960). — « Nouvelles recherches sur le Quaternaire marocain et comparaisons avec l'Europe », *Travaux du Laboratoire de géologie de la Faculté des sciences de Lyon*, nouv. sér., n° 6, 158 p.
- GIGOUT M. (1965). — « Valeur de l'étage ouljien », *Notes et mém. Serv. géol. du Maroc*, n° 185, p. 91-93.
- GIGOUT M. (1966). — « Le Quaternaire de la côte libanaise comparé à celui du Maroc atlantique », *Bull. Soc. géol. France*, (7), VIII, p. 17-20.
- GOGUEL J. (1965). — *Traité de tectonique*, Paris, 457 p.
- GOLUBEV G. (1967-1969). — « Avalanchas y corrientes de barro en Chile », *Informaciones Geográficas*, p. 31-74.
- GOODEL H.G., WATKINS N.D., MATHER T.T. et KOSTER S. (1968). — « The Antarctic glacial history recorded in sediments of the Southern Ocean », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 5, n° 1, p. 41-62.

- GORDON A. (1967). — « Fechas radiocarbónicas (C¹⁴) de la cronología arqueológica chilena », *Bol. Soc. Arqueol.*, Santiago (Chili), n° 4, p. 43-101.
- GRENIER Ph. (1968). — « Observations sur les taffonis du désert chilien », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, n° 364-365, p. 193-211.
- GREVE F. (1956). — « Estudio estadístico de los sismos sentidos en Chile durante los años 1942 à 1955 », *Ann. Fac. Cienc. Fis. Mat.*, Université du Chili, vol. 13, p. 219-230.
- GROEBER P. (1922). — « Pérmico y Triásico en la costa de Chile », *Physis*, t. 5, p. 315-319.
- GUILCHER A. (1954). — *Morphologie littorale et sous-marine*, Paris, 216 p.
- GUILCHER A. (1965 a). — *Précis d'hydrologie marine et continentale*, Paris, 389 p.
- GUILCHER A. (1965 b). — « Questions de morphologie climatique en Mélanésie équatoriale (Nouvelle-Guinée, Nouvelle-Bretagne, Guadalcanal) », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, n° 338-339, p. 28-40.
- GUILCHER A. (1966). — « Les grandes falaises et mégafalaises des côtes sud-ouest de l'Irlande », *Ann. géogr.*, n° 407, p. 26-38.
- GUILCHER A. et JOLY F. (1954). — « Recherches sur la morphologie de la côte atlantique du Maroc », *Trav. Inst. scient. chérif., sér. géol. et géogr. phys.*, n° 2, 140 p.
- GUILLIEN Y. (1949). — « A propos de la notion de niveau de base », *Bull. Soc. géol. France*, (5), XVIII, p. 209-214.
- GUNTHER E.R. (1936). — « A report on oceanographical investigation in the Peru coastal current », *Discovery Reports*, Cambridge Univ. Press, vol. 13, p. 107-276.
- HARRINGTON H. (1961). — « Geology of parts of Antofagasta and Atacama Provinces, Northern Chile », *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 45, n° 2, p. 169-197.
- HARRINGTON H. (1962). — « Paleogeographic development of South America », *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 46, n° 10, p. 1773-1814.
- HAYES D.E. (1966). — « A geophysical investigation of the Peru-Chile trench », *Mar. Geol.*, vol. 4, p. 309-351.
- HERM D. (1967). — « Faunen-Analysen im marinen Neogen und Quartär von Chile », *Umschau in Wissenschaft und Technik*, Heft 12, p. 390-391.
- HERM D. (1969). — « Marines Pliozän und Pleistozän in Nord- und Mittel-Chile, unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen », *Zitteliana*, 2, 159 p.
- HERM D. et PASKOFF R. (1966). — « Note préliminaire sur le Tertiaire supérieur du Chili centre-nord », *Bull. Soc. géol. France*, (7), VIII, p. 760-765.
- HERM D. et PASKOFF R. (1967). — « Vorschlag zur Gliederung des marinen Quartärs in Nord- und Mittel-Chile », *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 10, p. 577-588.
- HERM D., PASKOFF R. et STEFEL J. (1966). — « Premières observations sur les alentours de la baie de Tongoy (Chili) », *Bull. Soc. géol. France*, (7), VIII, p. 21-24.
- HERNANDEZ-PACHECO F. (1950). — « Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano », *C.R. XVI^e Congrès international de géographie*, Lisbonne, t. II, p. 29-86.
- HEUSSER C. (1966). — « Polar hemispheric correlation: palynological evidence from Chile and the Pacific North-West of America », *Proc. Intern. Symp. on World Climate, 8 000 to 0 B.C.*, Londres, p. 124-141.
- HIGGINS C.G. (1965). — « Isostatic effect of post-glacial rise of sea-level », *Rés. VII^e Congrès int. INQUA*, Boulder et Denver, p. 216-217.
- HOFFMANN A. (1961). — « Nuevas interrogantes sobre el Bosque Fray Jorge », *Bol. Univ. Chile*, n° 21, p. 38-40.
- HOFFSTETTER R. (1968). — « Sur la répartition géographique des *Macraucheniidæ*, Mammifères, Litopternes au Pléistocène », *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 3, p. 85-86.
- HOFFSTETTER R. et PASKOFF R. (1966). — « Présence des genres *Macrauchenia* et *Hippidion* dans la faune pléistocène du Chili », *Bull. Muséum nat. hist. nat.*, Paris, 2^e sér., t. 38, n° 4, p. 476-490.
- HOFFSTETTER R., FUENZALIDA H. et CECIONI G. (1967). — *Lexique stratigraphique international*, vol. V, Amérique latine, fasc. 7, Chili, Paris, 444 p.
- HOLLINGWORTH S.E. (1964). — « Dating the uplift of the Andes of Northern Chile », *Nature*, vol. 201, n° 4914, p. 17-20.
- HOLLINGWORTH S. et GUEST J. (1967). — « Pleistocene glaciation in the Atacama desert, Northern Chile », *Journ. of Glaciol.*, n° 47, p. 749-751.
- HOMMERIL P. (1961). — « Méthode d'étude de la granulométrie des formations à galets, application préliminaire à quelques cordons du littoral nord du Massif de Barfleur (Manche) », *Bull. Soc. linn. Normandie*, 10^e sér., 2^e vol., p. 243-257.
- IRIBARREN J. (1961). — « La cultura de Huentelauquen y sus correlaciones », *Contribuciones Arqueológicas*, La Serena, n° 1, 18 p.
- JOLY F. (1957). — « Les milieux arides, définition, extension », *Notes marocaines*, n° 8, p. 15-30.
- JOLY F. (1962 a). — « Etudes sur le relief du Sud-Est marocain », *Trav. Inst. scient. chérif., sér. géol. et géogr. phys.*, n° 10, 578 p.
- JOLY F. (1962 b). — « Principes pour une méthode de cartographie géomorphologique », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, n° 309-310, p. 271-278.
- JONES P.H. (1953). — « Geology and groundwater conditions in the lower valley of the Rio Elqui of Chile », *Economic Geol.*, vol. 48, n° 6, p. 457-491.
- JUNG J. (1963). — *Précis de pétrographie*, Paris, 319 p.
- JUTSON J.T. (1939). — « Shore platforms near Sydney, New South Wales », *Journal of Geomorphology*, t. 2, p. 237-250.
- KATSUI Y. et GONZALEZ O. (1968). — « Geología del área neovolcánica de los Nevados de Payachata con consideraciones acerca del volcanismo cenozoico superior en los Andes chilenos, provincia de Tarapacá, departamento de Arica », *Publ. Depart. Geol. Fac. Cienc. Fis. Mat.*, Université du Chili, n° 29, 61 p.
- KATZ H. (1967). — « Geology and mineral deposits of Chile, comments and supplementary notes on a recent book by Carlos Ruiz », *Mineralium Deposits*, 2/2, p. 131-134.
- KLEBELSBERG R. (von), (1948-1949). — *Handbuch der Gletscherkunde und glazial Geologie*, 2 vol., Vienne.
- KLOHN C. (1956). — « Estado actual del estudio geológico de la formación porfirítica », *Minerales*, n° 55, p. 49-60.
- KLOHN C. (1960). — « Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central; provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó », *Bol. Inst. Inv. Geol.*, Santiago (Chili), n° 8, 95 p.
- KOHLER A. (1966). — « *Ambrosia chamissonis* (Less.) Greene, ein Neophyt der chilenischen Pazifikküste », *Bericht. Deutsch. Botan. Ges.*, Bd. 79, Heft 7, p. 313-323.
- KOHLER A. et WEISSER P. (1966). — « Contribución al problema de los neófitos *Ambrosia chamissonis* (Less.) Greene en Chile », *Bol. Univ. Chile*, n° 69-70, p. 62-68.
- KÖPPEN W. (1961). — *Grundriss der Klimakunde*, Berlin.
- KOSTER S. (1966). — « Recent sediments and sedimentary history across the Pacific-Antarctic ridge », *Dept. Geol., Florida State Univ.*, contr. n° 17, 83 p.
- KUMMEROW J. (1962). — « Mediciones cuantitativas de la neblina en el Parque Nacional Fray Jorge », *Bol. Univ. Chile*, n° 28, p. 36-37.
- KUMMEROW J., MATTE V. et SCHLEGEL F. (1961). — « Zum Problem der Nebelwälder an der zentralchilenischen Küste », *Deutsch. Botan. Ges.*, Bd. 74, Heft 4, p. 135-145.
- LECOINTRE G. (1962). — « Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la côte atlantique du Maroc », *Notes et mém. Serv. géol. du Maroc*, n° 99, t. I : Stratigraphie, 198 p.; t. II : Paléontologie, 172 p.
- LECOINTRE G. (1962). — « Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la côte atlantique du Maroc », t. III : Les acquisitions nouvelles durant la période 1952 à 1962 (stratigraphie et paléontologie), *Notes et mém. Serv. géol. du Maroc*, n° 174, 76 p.
- LEON L. (1962). — « Clay formation in some Chilean soils under natural forest vegetation and under pasture », *Trans. Int. Soil. Conf. New Zeal.*, comm. IV et V, 8 p.
- LEVI B. et CORVALAN J. (1964). — « Metamorfismo regional en las rocas volcánicas del geosinclinal andino », *Minerales*, n° 86, p. 6-15.
- LEVI B. et CORVALAN J. (1968). — « Espesor y distribución de los depósitos del geosinclinal andino en Chile central », *Minerales*, n° 101, p. 13-15.

- LEVI B., MEHECH S. et MUNIZAGA F. (1963). — « Edades radiométricas y petrografía de granitos chilenos; muestras Chile 13 a Chile 36 », *Bol. Inst. Inv. Geol.*, Santiago (Chili), n° 12, 42 p.
- LLIBOUTRY L. (1956). — *Nieves y glaciares de Chile; fundamentos de glaciología*, Santiago (Chili), 471 p.
- LLIBOUTRY L. (1964-1965). — *Traité de glaciologie*, Paris, 2 t., 1 040 p.
- LOCARDI E. et MITTEMERGHIER M. (1967). — « On the genesis of ignimbrites, how ignimbrites and other pyroclastic products originate from a flowing melt », *Bull. volcan.* t. 31, p. 131-152.
- LOMNITZ G. (1961). — « Sobre la estructura andina », *Bol. Univ. Chile*, n° 24, p. 35-40.
- LOPEZ M.C. (1965). — *Estudio de los depósitos marinos de la bahía de Tongoy*, Mem. Esc. Geología, Univ. de Chile, 174 p. (inédit).
- MAAS (1967). — « Los estratos de Los Vilos y de Puerto Manso », *Soc. Geol. Chile*, comm. orale.
- MARKOV K.K. et SOUJETOVA I.A. (1965). — « Les oscillations eustatiques du niveau des océans », *Ak. Nauk. Sib. Otdel. Inst. Geol. Geoph.*, p. 143-146 (en langue russe).
- MARS P. (1963). — « Les faunes et la stratigraphie du Quaternaire méditerranéen », *Recueil des travaux de la Station marine d'Endoume*, bull. 28, fasc. 46, p. 61-97.
- MARS P. (1967). — « Réflexions sur l'étude du Quaternaire méditerranéen; difficultés, incertitudes et progrès », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 2^e sér., IX, fasc. 5, p. 385-389.
- MARTINEZ R. (1968). — « Foraminiferos pliocénicos de Chile central. I: Definiciones previas », in *Terciario de Chile, zona central*, Soc. Geol. Chile, p. 143-154.
- MARTONNE Emm. (de), (1926). — « Aréisme et indice d'aridité », *C.R. Acad. sc.*, t. 182, p. 1395-1398.
- MARTONNE Emm. (de), (1934). — « Les régions arides du Nord argentin et chilien », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, p. 58-62.
- MARTONNE Emm. (de), (1935). — « Problèmes des régions arides sud-américaines », *Ann. géogr.*, n° 247, p. 1-27.
- MARTONNE Emm. (de) et FAYOL M^{me} (1935). — « Sur la formule de l'indice d'aridité », *C.R. Acad. sc.*, t. 200, p. 166-168.
- MARTONNE Emm. (de), (1951). — *Traité de géographie physique*, Paris, 3 t., 1 519 p.
- MATHER T.T. (1966). — « The deep sea sediments of the Drake Passage and Scotia Sea », *Dept. Geol. Florida State Univ.*, contr. n° 15, 100 p.
- MAURER G. (1968). — *Les montagnes du Rif central. Etude géomorphologique*, thèse lettres, Paris, 499 p.
- MEGARD F. (1967). — « Commentaire d'une coupe schématique à travers les Andes centrales du Pérou », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 2^e sér., vol. IX, fasc. 4, p. 335-345.
- MEINARDUS H. (1961). — « Exploraciones geofísicas en el área de Tongoy », *An. Fac. Cienc. Fis. Mat.*, Université du Chili, vol. 18, p. 203-225.
- MILLOT G. (1964). — *Géologie des argiles*, Paris, 499 p.
- MONJUVENT G. (1967). — « Les formations quaternaires de la vallée diffuente de Vizille à Gières par Uriage. Etude sédimentologique et minéralogique », *Rev. géogr. alpine*, vol. 55, fasc. 3, p. 491-520.
- MONTANE J. (1964). — « Fechamiento tentativo de las ocupaciones humanas en dos terrazas a lo largo del litoral chileno », in *Arqueol. Chile Central y áreas vecinas*, Santiago (Chili), p. 109-124.
- MONTANE J. (1968 a). — « Paleo-indian remains from Laguna de Tagua-Tagua, Central Chile », *Science*, vol. 161, n° 3846, p. 1137-1138.
- MONTANE J. (1968 b). — « Datación de una terraza fluvial por métodos arqueológicos », *Rehue*, Centro Antrop., Univ. Concepción, n° 1, p. 13-22.
- MORET L. (1962). — *Précis de géologie*, Paris, 678 p.
- MONTESUS de BALLORE F. (1914-1915). — « Historia sísmica de los Andes meridionales », *An. Univ. de Chile*, t. 135-136.
- MÖRCKE W. et STEINMANN G. (1896). — « Die Tertiärbildungen des nördlichen Chile und ihre Fauna », *N. Jb. Min. Geol. Paläont.*, B-Bd. 10, p. 548-612.

- MORTENSEN H. (1927). — *Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste*, Berlin, 191 p.
- MOSTNY G. (1964). — « Anzuelos de concha: 6 170 ± 220 años », *Not. Museo Nac. Hist. Nat.*, Santiago (Chili), VIII, n° 98, p. 7-8.
- MUÑOZ CRISTI J. (1938). — « Geología de la región de Longotoma y Guaquén en la provincia de Aconcagua », *Bol. Minas Petróleo.*, Santiago (Chili), t. 8, n° 81, p. 222-284.
- MUÑOZ CRISTI J. (1942). — « Rasgos generales de la constitución geológica de la Cordillera de la Costa, especialmente en la provincia de Coquimbo », *An. I^{er} Congr. Panamer. Ing. Min. Geol.*, Santiago (Chili), t. 2, p. 285-318.
- MUÑOZ CRISTI J. (1950). — « Geología », in *Geografía Económica de Chile*, t. 1, Santiago (Chili), p. 55-187.
- MUÑOZ CRISTI J. (1956). — « Chile », in *Handbook of South American Geology*, Mem. 65, Geol. Soc. Am., p. 187-214.
- MUÑOZ CRISTI J. (1960). — « Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa de la zona central », *Minerales*, n° 69, p. 28-47.
- MUÑOZ CRISTI J. (1962). — « Comentarios sobre los granitos chilenos », *Minerales*, n° 78, p. 15-19.
- MUÑOZ C. (1965). — « El desierto florido », *Not. Museo Nac. Hist. Nat.*, Santiago (Chili), IX, n° 111.
- MUÑOZ C. (1966). — *Sinopsis de la flora chilena*, Santiago (Chili).
- MUÑOZ C. et PISANO E. (1947). — « Estudio de la vegetación y flora de los parques nacionales de Fray Jorge y Talinay », *Agricultura Técnica*, Minist. Agríc., Santiago (Chili), n° 2, p. 71-190.
- NESTEROFF W. et MELIERES F. (1967). — « L'érosion littorale du pays de Caux », *Bull. Soc. géol. France*, (7), IX, p. 159-169.
- NEUVILLE R. et RUHLMANN A. (1941). — « La place du Paléolithique ancien dans le Quaternaire marocain », *Publ. Inst. haut. étud. maroc.*, Coll. Hesperis, n° 8.
- NONN H. (1966). — *Les Régions côtières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique*, thèse lettres, Paris, 591 p.
- NONN H. (1967). — « Les terrasses du Rio Mino inférieur, localisation et étude sédimentologique », *Rev. géom. dyn.*, n° 3, p. 97-108.
- OBERDORFER E. (1960). — *Pflanzensoziologische Studien in Chile*, Weinheim, 208 p.
- OLIVER SCHNEIDER C. (1926). — « La distribución geográfica de los Mastodontes en Chile », *Actas Soc. Sci. Chile*, vol. 36, p. 73-83.
- OLIVER SCHNEIDER C. (1927). — « Las condiciones biológicas de la fauna vertebrada de Chile en la era cenozoica », *Bol. Soc. Biol. Concepción*, 1, p. 68-79.
- OLIVER SCHNEIDER C. (1934). — « Los hallazgos de restos de caballos fósiles de Chile », *Rev. Univ.*, XIX, p. 541-553.
- ORBIGNY A. (d'), (1842). — *Voyage dans l'Amérique méridionale*, t. 3, 4^e part., Paris, 187 p.
- OTTMANN F. (1965). — *Introduction à la géologie marine et littorale*, Paris, 259 p.
- OUTCALT S. et BENEDICT J. (1965). — « Photointerpretation of two types of rock glaciers in the Colorado Front Range, U.S.A. », *Journ. of Glaciol.*, vol. 5, n° 42.
- PASKOFF R. (1963 a). — « Observations morphologiques sur les dépôts quaternaires de la basse vallée du Rio La Ligua (Chili) », *Bull. Soc. géol. France*, (7), V, p. 644-649.
- PASKOFF R. (1963 b). — « Indices morphologiques d'un stationnement de l'océan Pacifique à 5-7 m au-dessus de son niveau moyen actuel sur le littoral du Chili central », *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 6, p. 141-192.
- PASKOFF R. (1963 c). — « Note préliminaire sur l'âge de la Cordillère de la Côte du Chili central », *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 7, p. 217-218.
- PASKOFF R. (1963 d). — « Réponse à la communication de M. O. Dollfus: « Observations aux communications de M. Roland Paskoff », *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 8, p. 281-282.
- PASKOFF R. (1964 a). — « Remarques sur des niveaux marins et fluviaux autour de la baie de Coquimbo (Chili) », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, n° 320-321, p. 2-18.

- PASKOFF R. (1964 b). — « Observaciones sobre formas volcánicas en los alrededores de Ovalle », *Informaciones Geográficas*, p. 9-17.
- PASKOFF R. (1966 a). — « Estudio morfométrico de los rodados de la terraza principal del curso inferior del Río La Ligua », *Publ. conf. rég. latino-améric. U.G.I., Mexico*, t. III, p. 82-88.
- PASKOFF R. (1966 b). — « Terrasses littorales et tectonique récente entre l'embouchure du Río Limari et la baie Teniente, province de Coquimbo, Chili », *Revista Geográfica*, Rio de Janeiro, n° 65, p. 57-67.
- PASKOFF R. (1966 c). — « Premiers résultats de l'étude morphométrique des cailloutis de la formation Las Chilcas (Chili central) », in *Estudios Geográficos*, Santiago (Chili), p. 157-163.
- PASKOFF R. (1967 a). — « Une coupe du Quaternaire marin près de La Serena, province de Coquimbo, Chili », *Bull. Assoc. franç. étud. Quat.*, n° 2, p. 87-101.
- PASKOFF R. (1967 b). — « Aspects nouveaux de la géologie du Chili », *Ann. géogr.*, n° 416, p. 500-505.
- PASKOFF R. (1967 c). — « Recent state of investigations on Quaternary sea-levels along the Chilean coast between Lat. 30° and 33° S », *Journal of Geoscience*, Osaka City University, vol. 10, Art. 1-13, p. 107-113.
- PASKOFF R. (1967 d). — « Notes de morphologie glaciaire sur la haute vallée du Río Elqui », *Bull. Assoc. géogr. franç.*, n° 350-351, p. 44-55.
- PASKOFF R. (1968). — « Proposition de classification du Pliocène continental du Chili centre-nord », *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 7, p. 226-227.
- PATTERSON T.C. et LANNING E.P. (1967). — « Los medios ambientes glacial tardío y postglacial de Sudamérica », *Bol. Soc. Geogr. Lima*, vol. 86, p. 1-19.
- PEDELABORDE P. (1957). — « Les oscillations climatiques », *Inf. géogr.*, n° 4, p. 154-159.
- PÉGUY Ch.-P. (1961). — *Précis de climatologie*, Paris, 347 p.
- PHILIPPI R.A. (1887). — *Die Tertiären und Quartären Versteinerungen Chiles*, Leipzig, 226 p.
- PHILIPPI F. (1884). — « A visit to the northernmost forest of Chile », *Journ. of Bot.*, vol. 22, n° 259, p. 201-211.
- PICARD L. (1948). — « La structure du Nord-Ouest de l'Argentine avec quelques réflexions sur la structure des Andes », *Bull. Soc. géol. France*, (5), VIII, p. 765-846.
- PINOT J.-P. (1965). — « La migration des galets à l'intérieur des plages de sable. Exemple de la plage de Tresmeur (Trébeurden, Côtes-du-Nord) et application à l'interprétation des coupes des plages anciennes », *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 5, p. 164-165.
- PINOT J.-P. (1966-1967). — *Cours de géologie du Quaternaire*, Institut d'ethnologie de l'Université de Paris, 145 p. (ronéo).
- PISANO E. (1954). — « La vegetación de las distintas zonas geográficas chilenas », *Revista Geográfica de Chile, Terra Australis*, n° 11, p. 95-108.
- PIZARRO C. (1965). — *El bosque relicto de Mantagua*, Mem. Fac. Educ. Univ. Cat. Valparaíso, 62 p. (inédit).
- POLANSKI J. (1965). — « The maximum glaciation in the Argentine Cordillera », *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 84, p. 453-472.
- POMAR J. (1962). — « Cambios en los ríos y en la morfología de la costa de Chile », *Rev. Chil. Hist. Geogr.*, n° 130, p. 318-356.
- PORTA J. (de), RICHARDS H.G. et SHAPIRO E. (1963). — « Nuevas aportaciones al Holoceno de Tierrabomba », *Bol. Geol. Univ. Ind. Santander (Colombie)*, n° 12, p. 35-44.
- POUQUET J. (1951). — *L'Erosion*, Paris, 128 p.
- PRÊCHEUR Cl. (1960). — *Le Littoral de la Manche de Sainte-Adresse à Ault. Etude morphologique*, Poitiers, 138 p.
- QUATÉNAIRE ET MORPHOLOGIE (1954). — *Colloques nationaux du C.N.R.S.*, t. IV, 125 p.
- RAYNAL R. (1955). — « Oscillations climatiques et évolution du relief au cours du Quaternaire », *Notes marocaines*, n° 5, p. 10-14.
- RAYNAL R. (1961). — *Plaines et piedmonts du bassin de la Moulouya (Maroc oriental). Etude morphologique*, thèse lettres, Paris, 618 p.

- REMOND A. (1868). — « Apuntes sobre los terrenos terciarios y cuaternarios de Caldera y Copiapó », *An. Univ. de Chile*, 31 (2), p. 407-419.
- REYES E. (1965). — « Valores climáticos de Montemar », *Rev. Biol. Mar., Valparaíso*, vol. 12, n° 1, 2 et 3, p. 175-183.
- REYES E. (1967). — « Carta batitológica de Valparaíso », *Rev. Biol. Mar., Valparaíso*, vol. 13, n° 1, p. 59-69.
- RICHARDS H.G. (1961). — « Pleistocene shorelines of North and South America », *Report of VI Int. Cong. Quat.*, Varsovie, vol. 1, p. 299-309.
- RICHARDS H.G. (1962). — *Studies on the marine Pleistocene*, Transact. Amer. Phil. Soc., nouv. sér., vol. 52 (3), 141 p.
- RICHARDS H.G. (1966 a). — « Quaternary shorelines », *Actes V^e congrès panafricain préhistoire, étud. Quat.*, n° 6, p. 225-232.
- RICHARDS H.G. (1966 b). — « Pleistocene Mollusks from cores taken from the continental shelf of Argentina and Chile », *Quaternaria*, VIII, p. 253-258.
- RICHARDS H.G. (1967). — « A summary of the marine Quaternary of the Pacific coast of North and South America », *Journal of Geoscience*, Osaka City University, vol. 10, Art. 1-10, p. 83-90.
- RICHARDS H.G. et BROECKER W. (1963). — « Emerged Holocene South American shorelines », *Science*, vol. 141, n° 3585, p. 1044-1045.
- ROBERTS R.C. et DIAZ C. (1959-1960). — « Los grandes grupos de suelos en Chile », *Agricultura Técnica*, Minist. Agric., Santiago (Chili), XIX et XX, p. 7-36.
- RUÍZ C. (1965). — *Geología y yacimientos metalíferos de Chile*, Santiago (Chili), 305 p.
- RUÍZ C., SEGERSTROM K., AGUIRRE L., CORVALAN J., ROSE H.J. et STERN T.W. (1960). — « Edades plomo-alfa y marco estratigráfico de granites chilenos, con una discusión acerca de su relación con la orogénesis », *Bol. Inst. Inv. Geol., Santiago (Chili)*, n° 7, 26 p.
- RUSSEL R.J. (1964). — « Technics of eustasy studies », *Zeitschr. Geomorph.*, Bd. 8, p. 25-42.
- RUTLAND R.W.R., GUEST J.E. et GRASTY R.L. (1965). — « Isotopic ages and Andean uplift », *Nature*, vol. 208, n° 5011, p. 677-678.
- SAINT-GUILY B. (1967). — « Les raz de marée », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 2^e sér., vol. IX, fasc. 3, p. 241-252.
- SALAS R., KAST R., MONTECINOS F. et SALAS I. (1966). — « Geología y recursos minerales del departamento de Arica, provincia de Tarapacá », *Bol. Inst. Inv. Geol., Santiago (Chili)*, n° 21, 114 p.
- SANLAVILLE P. (1969). — « Les bas niveaux marins pleistocènes du Liban », *Méditerranée*, n° 3, p. 257-292.
- SANTANA R. (1967). — « Rasgos de la glaciación cuaternaria en « El Manzanar », Valle del Cachapoal, Andes de Rancagua », *Rev. Geogr. Valparaíso*, vol. 1, n° 1, p. 85-98.
- SCHLAPPACASSE V. et NIEMEYER H. (1965-1966). — « Excavaciones de conchales prece-rámicos en el litoral de Coquimbo, Chile (Qda. Romeral y Punta Teatinos) », *Rev. Univ.*, 50-51, fasc. 2, p. 277-314.
- SCHLEGEL F. (1962). — « Hallazgo de un bosque de cipreses cordilleranos en la provincia de Aconcagua », *Bol. Univ. Chile*, n° 32, p. 43-46.
- SCHMITTHÜSEN J. (1956). — « Die räumliche Ordnung der chilenischen Vegetation », *Bonner Geogr. Abh.*, 17, p. 1-86.
- SCHNEIDER H. (1969). — *El clima del Norte Chico*, Publ. Depart. Geogr., Fac. Educ. Univ. Chile, 132 p.
- SCHWEIGER E. (1959). — *Die Westküste Südamerikas im Bereich des Peru-Stroms*, Heidelberg-Munich, 513 p.
- SEGERSTROM K. (1962 a). — « Paisaje maduro que se extiende al Sur de la pampa del Norte de Chile y su relación con depósitos minerales », *Minerales*, n° 79, p. 46-53.
- SEGERSTROM K. (1962 b). — « Deflated marine terrace as a source of dune chains, Atacama Province, Chile », *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 450-C, p. C 91-C 93.
- SEGERSTROM K. (1964). — « Quaternary Geology of Chile: brief outline », *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 75, p. 157-170.

- SEGERSTROM K. (1965). — « Dissected gravels of the Rio Copiapó valley and adjacent coastal area, Chile », *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 525-B*, p. B 117-B 121.
- SEPULVEDA S. (1962). — *Regiones geográficas de Chile*, Santiago (Chili), 252 p.
- SERET G. (1965). — « La succession des épisodes fluviaux, periglaciaires et fluvioglaciaires à l'aval des glaciers », *Zeitschr. Geomorph.*, Bd. 9, Heft 3, p. 305-320.
- SERRA A. (1963). — « Clima da América do Sul », *Revista Geográfica*, Rio de Janeiro, n° 59, p. 93-126.
- SERRA A. et RATISBONNA L. (1959-1960). — « As massas de ar da América do Sul », *Revista Geográfica*, Rio de Janeiro, n° 51, p. 67-129 et n° 52, p. 41-61.
- SHEPARD F.P. (1964). — « Sea-level changes in the past 6000 years: possible archaeological significance », *Science*, vol. 143, n° 3606, p. 574-576.
- SHEPARD F.P. (1967). — « Holocene changes in sea-level: evidence in Micronesia », *Science*, vol. 157, n° 3788, p. 542-544.
- SIEVERS H. (1961). — « El maremoto del 22 de mayo de 1960 en las costas de Chile », *Publ. Inst. Hidro. Armada* (Valparaíso), n° 3012, 129 p.
- SKOTTSBERG C. (1950). — « Apuntes sobre la flora y vegetación de Fray Jorge (Coquimbo, Chile) », *Meddelanden från Göteborgs Botaniska trädgård* XVI.11.
- SPARRE B. (1956). — « Rasgos florísticos en Chile de las glaciaciones pleistocénicas », *Agronomía*, I, n° 4, p. 38-40.
- STEARN H.T. (1961). — « Eustatic shorelines on Pacific islands », *Zeitschr. Geomorph.* (Pacific island terraces: eustatic?), p. 1-16.
- STEFFEN H. (1907). — « Contribuciones para un estudio científico del terremoto del 16 de agosto de 1906 », *An. Univ. de Chile*, t. 20, p. 633-713.
- STEPHENS N. et SYNGE F.M. (1967). — « Pleistocene shorelines », in *Essays in geomorphology*, New York, p. 1-51.
- STEINMANN G. (1929). — *Geologie von Peru*, Heidelberg, 448 p.
- STIPP J.J., CHAPPELL J.M.A. et McDUGALL I. (1967). — « K/Ar age estimate of the Pliocene-Pleistocene boundary in New Zealand », *Am. Journ. Science*, vol. 265, n° 6, p. 462-474.
- SUNDT L. (1884). — « Estudios sobre el lavadero de oro de Casuto y un hundimiento de la costa », *An. Univ. de Chile, Mem. cient. y lit.*, t. 65, p. 42-56.
- SUNDT L. (1894). — « El último hundimiento y sollevamiento de la Cordillera de Los Andes », *Bol. Soc. Nac. Min.*, Santiago (Chili), p. 42.
- SUNDT L. (1897). — « Una formación calcárea fosilífera cerca de la desembocadura del Rio Choapa », *Bol. Soc. Nac. Min.*, Santiago (Chili), vol. 9, p. 139-141.
- SUNDT L. (1903 a). — « La configuración de la costa de Chile », *Bol. Soc. Nac. Min.*, Santiago (Chili), p. 200.
- SUNDT L. (1903 b). — « Restos de un mastodonte encontrado cerca de Los Vilos », *An. Univ. de Chile*, t. 113, p. 555-560.
- TAILLEFER F. (1953). — « Terrasses fluviales et glacis d'érosion », *Inf. géogr.*, n° 1, p. 21-22.
- TANNER W.F. (1968). — « Tertiary sea-level symposium. Introduction », *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 5, n° 1, p. 7-14.
- TAVERA J. (1960). — « El Plioceno de la bahía Hordón en la provincia de Valparaíso », *An. Fac. Cienc. Fis. Mat.*, Universidad de Chile, vol. 17, p. 347-367.
- TAZIEFF H. (1962). — *Quand la terre tremble*, Paris.
- TERMIER H. et G. (1960). — *Erosion et sédimentation*, Paris, 412 p.
- THIELE R. (1964). — « Reconocimiento geológico de la Alta Cordillera de Elqui », *An. Fac. Cienc. Fis. Mat.*, Universidad de Chile, vol. 20-21, p. 133-197.
- THOMAS H. (1958). — « Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga », *Bol. Inst. Inv. Geol.*, Santiago (Chili), n° 2, 86 p.
- THOMAS H. (1967). — « Geología de la hoja Ovalle, provincia de Coquimbo », *Bol. Inst. Inv. Geol.*, Santiago (Chili), n° 23, 58 p.
- THORNTHWAITE C.W. (1948). — « An approach toward a rational classification of climate », *Geogr. Review*, p. 55-94.
- TREVISAN L. (1949). — « Genèse des terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques », *C.R. XVI^e Congrès intern. géogr.*, Lisbonne, t. II, p. 511-528.
- TREWARTHA G.T. (1966). — « Pacific South America », in *The Earth's problem climates*, The University of Wisconsin press, Londres, p. 22-34.
- TRICART J. (1947). — « Méthode d'étude des terrasses », *Bull. Soc. géol. France*, (5), XVII, p. 559-575.
- TRICART J. (1956). — « Aspects géomorphologiques du delta du Sénégal », *Rev. géom. dyn.*, t. 7, n° 5-6, p. 65-86.
- TRICART J. (1957). — « Observations sur la genèse des nappes de cailloutis fluviales », *Bull. Soc. géol. France*, (6), VII, p. 1189-1203.
- TRICART J. (1958 a). — « Données pour l'utilisation paléogéographique des cailloutis », *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 51, n° 3, p. 784-795.
- TRICART J. (1958 b). — « Les variations quaternaires du niveau marin », *Inf. géogr.*, n° 3, p. 100-104.
- TRICART J. (1963). — « Oscillations et modifications de caractère de la zone aride en Afrique et en Amérique latine lors des périodes glaciaires des hautes latitudes », in *Les Changements de climat*, Zone aride publ. U.N.E.S.C.O., XX, p. 415-419.
- TRICART J. (1965 a). — *Principes et méthodes de la géomorphologie*, Paris, 496 p.
- TRICART J. (1965 b). — « Algunas observaciones geomorfológicas sobre las terrazas del Rio Copiapó », *Informaciones Geográficas*, p. 45-59.
- TRICART J. (1966 a). — « Paléoclimats et terrasses quaternaires », *C.R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 5, p. 202-203.
- TRICART J. (1966 b). — « Compte rendu critique de l'ouvrage de Makkaveev N., Khmeleva N., Zaitov I. et Lebdeva N.: Géomorphologie expérimentale (1961) », *Rev. géom. dyn.*, n° 3, p. 129-130.
- TRICART J. (1967). — « Certaines formes de sédimentation calcaire quaternaire sont-elles dues à des déséquilibres géochimiques périodiques ? », *Chem. Geol.*, 2, p. 233-248.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1960-1961). — *Le Modelé des régions sèches*, Paris, 2 fasc., 308 p.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1962). — *Le Modelé glaciaire et nival*, Paris, 508 p.
- TRICART et MAINGUET M. (1965). — « Caractéristiques granulométriques de quelques sables éoliens du désert péruvien, aspects de la dynamique des bar-khanes », *Rev. géom. dyn.*, n° 7, 8, 9, p. 110-121.
- TRICART J. et MILLIÈS-LACROIX A. (1962). — « Les terrasses quaternaires des Andes vénézuéliennes », *Bull. Soc. géol. France*, (7), IV, p. 201-218.
- TRICART J., HIRSCH A.R. et GRIESBACH J.C. (1965). — « Géomorphologie et eaux souterraines dans le bassin de Santiago du Chili », *Bull. de la Fac. des lettres de Strasbourg*, n° 7, p. 605-673.
- VAN HUSEN Ch. (1967). — « Klimagliederung in Chile auf der Basis von Häufigkeitsverteilungen der Niederschlagssummen », *Freiburger Geographische Hefte*, 113 p.
- VARELA J. et VICENCIO R. (1965). — « Informe sobre los efectos del sismo acaecido en la provincia de Aconcagua el 28 de marzo de 1965 », *Com. Esc. Geol., Univ. Chile*, n° 9, 24 p.
- VAUDOUR J. (1968). — « A propos d'une conférence... Notes sur les sols méditerranéens », *Ann. géogr.*, n° 422, p. 483-488.
- VAUMAS E. (de) (1964). — « Phénomènes cryogéniques et systèmes morphogénétiques en Méditerranée orientale (Chypre, Galilée) », *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 2^e sér., vol. VI, fasc. 4, p. 291-311.
- VERA M.E. (1967 a). — *La Alta Terraza del curso inferior de los rios del Norte chico*, Mem. Fac. Educ. Univ. Chile, 118 p. (inééd.).
- VERA M.E. (1967 b). — « Estudio granulométrico y morfométrico de los rodados de la alta terraza del curso inferior del Rio Limarí », *Informaciones Geográficas*, p. 105-128.
- VIDAL GORMAZ F. (1901). — « Hundimientos o sollevamientos verificados en las costas chilenas », *Revista Chilena de Historia Natural*, p. 213-224.
- VIERS G. (1960). — *Pays basque français et Barétous*, thèse lettres, Bordeaux, 604 p.
- VIERS G. (1964). — « La dépression de Potrilleros dans les Andes de Mendoza (Argentine), étude morphologique », *Ann. géogr.*, n° 395, p. 21-45.

- VIERS G. (1965). — « Observations sur la glaciation quaternaire dans les Andes de Mendoza (République argentine) », *Rev. géogr. Pyr. et Sud-Ouest*, vol. 36, fasc. 2, p. 89-116.
- VIERS G. (1967). — « La Quebrada de Humahuaca (province de Jujuy, Argentine) et les problèmes morphologiques des Andes sèches », *Ann. géogr.*, n° 416, p. 411-433.
- WAHRHAFTIG C. et COX A. (1959). — « Rock glaciers in the Alaska Range », *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 70, p. 383-436.
- WARD W.T. (1966). — « Geology, geomorphology and soils of south-western part of County Adelaide, South Australia », *Soil Publ. C.S.I.R.O.*, n° 23, 115 p.
- WEBB S.D. et TESSMAN N. (1967). — « Vertebrate evidence of a low sea-level in the Middle Pliocene », *Science*, vol. 156, n° 3773, p. 379.
- WATANABE T. et KARZULOVIC J. (1960). — « Los movimientos sísmicos del mes de mayo en 1960 en Chile », *An. Fac. Cienc. Fis. Mat.*, Université du Chili, vol. 17, p. 39-87.
- WEBER E. (1938). — « Die morphologische Gliederung der mittelchilenischen Küstenkordillere », *Pet. Geogr. Mitteilungen*, 9, p. 257-262.
- WEISCHET W. (1959). — « Geographische Beobachtungen auf einer Forschungsreise in Chile », *Erdkunde*, Bd. XIII, p. 6-19.
- WEISCHET W. (1960). — « Contribuciones al estudio de las transformaciones geográficas en la parte septentrional del Sur de Chile por efecto del sismo del 22 de mayo de 1960 », *An. Fac. Cienc. Fis. Mat.*, Université du Chili, vol. 17, p. 91-132.
- WEISCHET W. (1963). — « Further observations on geologic and geomorphic changes resulting from the catastrophic earthquake of May 1960 in Chile », *Bull. Seismological Soc. America*, 53, p. 1237-1257.
- WEISCHET W. (1964). — « Geomorfología glacial de la región de Los Lagos », *Com. Esc. Geol. Univ. Chile*, n° 4, 36 p.
- WEISCHET W. (1969). — « Zur Geomorphologie des Glatthang-Reliefs in der ariden Subtropenzone des Kleinen Nordens von Chile », *Zeitschr. Geomorph.*, Bd 13, Heft 1, p. 1-21.
- WILLIS B. (1929). — *Earthquake conditions in Chile*, Washington, 178 p.
- WILSON I.F. (1955). — « Geology and mineral deposits of the Boleo Copper District, Baja California, Mexico », *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 273, 134 p.
- WRIGHT C.S. et ESPINOZA J. (1962). — « Environment and soil-process in the Chilean sector of the West coast of South America », *Trans. Int. Soil Conf. New Zealand*, comm. IV et V, p. 2-12.
- WRIGHT C.S. et PERALTA M. (1961). — *Características geográficas de la hoya hidrográfica del Río Limarí en relación al mejoramiento de la agricultura en la región de Ovalle*, 2° rapport trimestriel expert en pédologie, Direction agriculture et pêche, Santiago (Chili), 22 p.
- WURM A. (1951). — « Beobachtungen in der Wüste Nordchiles », *Natur. u. Volk*, Bd. 81, Heft 10, p. 239-245.
- ZEIL W. (1964). — *Geologie von Chile*, Berlin, 233 p.
- ZEIL W. et PICHLER H. (1967). — « Die känozoische Rhyolith-Formation im mittleren Abschnitt der Anden », *Geol. Rundschau*, Bd. 57, p. 48-81.
- ZEUNER F.E. (1958). — *Dating the past*, Londres, 516 p.
- ZEUNER F.E. (1964). — *The Pleistocene Period*, Londres, 447 p.

TABLES DES ILLUSTRATIONS DANS LE TEXTE ET HORS-TEXTE

TABLE DES FIGURES DANS LE TEXTE

FIG. 1.	— Croquis de localisation du Chili semi-aride	18
FIG. 2.	— L'étude géomorphologique du Chili semi-aride	19
FIG. 3.	— Orographie du Chili semi-aride	21
FIG. 4.	— Les fonds marins devant la côte du Chili semi-aride	28
FIG. 5.	— Distribution verticale des températures en degrés centigrades dans l'océan Pacifique à la latitude de la baie de Pichidangui	29
FIG. 6.	— Distribution verticale de la salinité (‰) dans l'océan Pacifique à la latitude de la baie de Pichidangui	29
FIG. 7.	— Distribution verticale de l'oxygène (mol/l) dans l'océan Pacifique à la latitude de la baie de Pichidangui	30
FIG. 8.	— Volumes de zooplancton	31
FIG. 9.	— Isothermes des eaux océaniques superficielles	31
FIG. 10.	— Moyennes mensuelles des températures superficielles de l'Océan à proximité de la station de biologie marine de Montemar	32
FIG. 11.	— Hauteurs des marées à Coquimbo	33
FIG. 12.	— Le tsunami du 22 mai 1960 à Coquimbo	36
FIG. 13.	— Les stations météorologiques dans le Chili semi-aride	40
FIG. 14.	— Situation météorologique du 7 janvier 1965	42
FIG. 15.	— Situation météorologique du 21 septembre 1965	43
FIG. 16.	— Situation météorologique du 18 août 1965	44
FIG. 17.	— Situation météorologique du 12 juillet 1965	45
FIG. 18.	— Carte des isohyètes annuelles en millimètres dans le Chili semi-aride	48
FIG. 19.	— Courbes ombrothermiques pour quatre stations du Norte chico	49
FIG. 20.	— L'irrégularité interannuelle des précipitations dans le Chili semi-aride	50
FIG. 21.	— Thermo-isoplètes d'une station de la côte (Coquimbo) et d'une station de l'intérieur (Vicuña)	52
FIG. 22.	— La nébulosité au-dessus du Chili semi-aride	53
FIG. 23.	— Les vents dans le Chili semi-aride	55
FIG. 24.	— Limite entre aridité et semi-aridité	58
FIG. 25.	— Etagement de la végétation en altitude dans le Chili semi-aride	60
FIG. 26.	— Moyennes mensuelles des températures maximales et minimales, maxima et minima absolus mensuels de La Serena et Vicuña	61
FIG. 27.	— Les grands bassins hydrographiques du Chili semi-aride	65
FIG. 28.	— Régime hydrologique des trois grands cours d'eau du Chili semi-aride	66
FIG. 29.	— Croquis géologique du Chili semi-aride	74
FIG. 30.	— Lithologie des séries paléozoïques du Chili semi-aride	75
FIG. 31.	— Le Trias côtier du Chili semi-aride	81
FIG. 32.	— Les formations jurassiques du Chili semi-aride	84
FIG. 33.	— Les formations crétacées du Chili semi-aride	87
FIG. 34.	— Indices d'émoussé et d'aplatissement des galets du conglomérat basal de la formation Las Chilcas	89
FIG. 35.	— Style des plissements dans les formations mésozoïques du Chili semi-aride	90
FIG. 36.	— L'auréole métamorphique de l'intrusion du Cerro El Yugo	93
FIG. 37.	— Schéma des unités litho-structurales du Chili semi-aride	95
FIG. 38.	— Coupe aux environs du 30° 15' S	96

FIG. 39. — L'aplanissement tertiaire de Caviolen .. .	104
FIG. 40. — Les petits affleurements volcaniques néogènes des environs d'Ovalle .. .	106
FIG. 41. — La mesa de la Quebrada Higuera et ses alentours .. .	107
FIG. 42. — Coupe géologique suivant la ligne AB de la figure 41 .. .	107
FIG. 43. — Un des culots volcaniques du Rio Hurtado .. .	108
FIG. 44. — Les affleurements volcaniques néogènes des environs de Illapel .. .	110
FIG. 45. — Les affleurements volcaniques néogènes au NNE de Petorca .. .	111
FIG. 46. — Coupe schématique à travers l'escarpement du Cerro Pedernal et le glacis basal .. .	112
FIG. 47. — La faille de Vicuña .. .	116
FIG. 48. — Profil du versant gauche de la vallée du Rio Illapel entre la Quebrada Quilmenco et la Quebrada Los Manganesos .. .	119
FIG. 49. — Coupes transversales interprétatives dans la vallée du Rio Elqui .. .	120
FIG. 50. — Profil longitudinal du fond rocheux de la vallée du Rio Elqui entre Rivadavia et l'Océan .. .	122
FIG. 51. — Granulométrie des galets du Limarien .. .	123
FIG. 52. — Morphométrie des galets du Limarien .. .	124
FIG. 53. — Coupe interprétative longitudinale dans la basse vallée du Rio Elqui, à proximité de l'embouchure .. .	127
FIG. 54. — Esquisse géologique de la Cordillère de l'Elqui .. .	135
FIG. 55. — Croquis morphologique des environs du Rio La Laguna, près de la frontière avec l'Argentine .. .	138
FIG. 56. — Le relief glaciaire dans la Cordillère de l'Elqui au N du Rio Turbio .. .	141
FIG. 57. — Blocs faillés et dissymétrie des auges .. .	142
FIG. 58. — Failles et orientation des auges .. .	143
FIG. 59. — La plaine d'épandage proglaciaire de l'Arroyo Frio .. .	147
FIG. 60. — Le système morainique de La Laguna .. .	149
FIG. 61. — La marge glaciaire de La Laguna : caractéristiques sédimentologiques .. .	151
FIG. 62. — Croquis schématique d'un verrou probable dans la vallée du Rio La Laguna vers 2 500 m d'altitude .. .	153
FIG. 63. — Le complexe de Juntas .. .	155
FIG. 64. — Courbe granulométrique d'un échantillon de sables de la terrasse de débacle glaciaire (ti) .. .	163
FIG. 65. — Morphoscopie des sables de la terrasse glaciaire (ti) .. .	164
FIG. 66. — Ravinement des déjections torrentielles de la dernière grande crise climatique par la nappe de débacle glaciaire (ti) .. .	164
FIG. 67. — Coupe interprétative à travers les terrasses du Rio Elqui à proximité de La Serena .. .	169
FIG. 68. — Coupe interprétative à travers les terrasses du Rio Elqui à proximité de Las Rojas .. .	169
FIG. 69. — Granulométrie des galets de tii, près de l'aéroport de La Serena .. .	171
FIG. 70. — Granulométrie des galets de l'Elqui .. .	174
FIG. 71. — Morphométrie des galets de l'Elqui .. .	175
FIG. 72. — Schéma explicatif de la formation de la terrasse supérieure (tiii) dans le cours inférieur du Rio Elqui .. .	177
FIG. 73. — Le Quaternaire récent dans la vallée du Rio Elqui; schéma interprétatif .. .	179
FIG. 74. — La transgression du Pliocène aux alentours de 30° de latitude sud .. .	186
FIG. 75. — Coupe dans le Pliocène de Coquimbo (km 481 de la Route panaméricaine) .. .	189
FIG. 76. — Coupe dans le Pliocène de Coquimbo (Rincon San Martin) .. .	190
FIG. 77. — Coupe à travers les terrasses marines à la hauteur de la pointe Teatinos .. .	190
FIG. 78. — La régression quaternaire dans les alentours de la baie de Coquimbo .. .	192
FIG. 79. — Coupe à travers les terrasses marines quaternaires immédiatement au S de La Serena .. .	193
FIG. 80. — La terrasse marine supérieure au pied du Cerro San Martin .. .	196
FIG. 81. — Coupe dans la terrasse supérieure (Sérénien I) à proximité du village de Tierras Blancas .. .	198
FIG. 82. — Coupe dans la terrasse moyenne (Herradurien I); km 480 de la Route panaméricaine .. .	202
FIG. 83. — Courbes granulométriques de sables recueillis dans la coupe du km 480 de la Route panaméricaine .. .	203

FIG. 84. — Morphoscopie des grains de quartz des échantillons sableux recueillis dans la coupe du km 480 de la Route panaméricaine .. .	204
FIG. 85. — Coupe dans la deuxième terrasse moyenne (Herradurien II); carrière de l'Estero Culebron .. .	206
FIG. 86. — Courbes granulométriques des sables recueillis dans la coupe donnée par la tranchée de la piste qui conduit de la Route panaméricaine au champ de tir au pigeon de Punta Teatinos .. .	207
FIG. 87. — Morphoscopie des sables recueillis dans la coupe donnée par la tranchée de la piste qui conduit de la Route panaméricaine au champ de tir au pigeon de Punta Teatinos .. .	208
FIG. 88. — Coupe dans la deuxième terrasse moyenne (Herradurien II); tranchée de la Route panaméricaine à proximité de l'embranchement qui conduit à la plage Herradura .. .	209
FIG. 89. — Coupe à travers la basse terrasse établie d'Est en Ouest à la hauteur de La Serena .. .	210
FIG. 90. — Coupe à travers la deuxième terrasse moyenne et la basse terrasse, à proximité de la baie Herradura .. .	213
FIG. 91. — Coupe interprétative dans la falaise morte de 5-7 m au S de la Quebrada El Jardin .. .	215
FIG. 92. — Comparaison des variations du niveau marin depuis le Pliocène autour de la baie de Coquimbo et dans les environs d'Adélaïde, Australie .. .	218
FIG. 93. — Les provinces sismiques du Chili .. .	219
FIG. 94. — Profil topographique du Chili à la latitude d'Ovalle .. .	223
FIG. 95. — Coupes significatives dans le niveau supérieur du Rio Limari et essai de corrélation entre les dépôts .. .	225
FIG. 96. — Granulométrie des sables d'une lentille de la nappe alluviale tiv (coupe de la Chimba) .. .	226
FIG. 97. — Morphoscopie des sables d'une lentille de la nappe alluviale tiv (coupe de la Chimba) .. .	227
FIG. 98. — Morphométrie et granulométrie des galets de tiv (coupe du pont de la Route panaméricaine) .. .	228
FIG. 99. — Coupe longitudinale interprétative du niveau supérieur du Rio Limari entre la Quebrada Seca et la baie de Tongoy .. .	230
FIG. 100. — Coupe transversale interprétative du niveau supérieur du Rio Limari entre les Hauteurs de Talinay et le Cordon Colorado .. .	230
FIG. 101. — Coupe de la Quebrada Salina .. .	232
FIG. 102. — Granulométrie des sables gris-rose de la coupe de la Quebrada Salina .. .	233
FIG. 103. — Morphoscopie des sables gris-rose de la coupe de la Quebrada Salina .. .	234
FIG. 104. — Granulométrie des sables brun jaunâtre de la coupe de la Quebrada Salina .. .	234
FIG. 105. — Coupe du coude de la Quebrada Seca-Pachingo .. .	235
FIG. 106. — Coupe de la Quebrada Piedras Coloradas .. .	236
FIG. 107. — Granulométrie des sables jaune clair de la coupe de la Quebrada Piedras Coloradas .. .	237
FIG. 108. — Morphoscopie des sables jaune clair de la coupe de la Quebrada Piedras Coloradas .. .	238
FIG. 109. — Coupe de la Quebrada Pachingo .. .	239
FIG. 110. — Coupe de l'Estero Tongoy .. .	240
FIG. 111. — Granulométrie des sables pliocènes de la coupe de l'Estero Tongoy .. .	241
FIG. 112. — Morphoscopie des sables pliocènes de la coupe de l'Estero Tongoy .. .	242
FIG. 113. — Reconstitution d'un ancien écoulement du Rio Limari .. .	243
FIG. 114. — Profils du bed-rock dans l'arrière-pays de Tongoy .. .	244
FIG. 115. — Coupe de la Quebrada Estero Seco .. .	252
FIG. 116. — Coupe de l'Estero Tongoy .. .	253
FIG. 117. — Coupe à travers les cinq niveaux marins quaternaires à proximité du radio-phare de Tongoy .. .	256
FIG. 118. — Coupe à travers les Hauteurs de Talinay .. .	257
FIG. 119. — Escarpement de faille dénivellant la terrasse marine du Sérénien I au pied du massif de Fray Jorge .. .	258
FIG. 120. — Profil des terrasses marines au pied du massif de Talinay .. .	259
FIG. 121. — Coupe d'El Rincon, à 1 km au S de Puerto Aldea .. .	262
FIG. 122. — Essai de reconstitution de l'évolution de la fosse Tongoy-Barraza et des Hauteurs de Talinay depuis le Pliocène inférieur .. .	263

FIG. 123. — La grande plate-forme marine entre la baie Teniente et l'anse Morrito ..	270
FIG. 124. — Coupes à travers la grande plate-forme littorale entre la baie Teniente et le Rio Choapa ..	271
FIG. 125. — La coupe du km 269 de la Route panaméricaine ..	273
FIG. 126. — Granulométrie des galets marins de la coupe de la figure 125 ..	273
FIG. 127. — La coupe du km 275 de la Route panaméricaine ..	277
FIG. 128. — Coupe à travers la bande côtière à la latitude du Cerro Palomo (31° 38' S). ..	278
FIG. 129. — Coupe à travers les terrasses marines aux approches de l'Estero Los Molles (32° 15' S) ..	280
FIG. 130. — La néotectonique entre la baie El Negro et l'anse Totoralillo ..	281
FIG. 131. — Courbe granulométrique d'un échantillon de sables prélevé au km 203 de la Route panaméricaine ..	282
FIG. 132. — La coupe du km 203 de la Route panaméricaine ..	283
FIG. 133. — Morphoscopie des sables de la coupe du km 203 de la Route panaméricaine. ..	284
FIG. 134. — Coupe interprétative de la morphologie de la bande côtière entre Cachagua et l'embouchure du Rio Aconcagua ..	287
FIG. 135. — Coupe dans la terrasse marine moyenne à la pointe Maitencillo ..	290
FIG. 136. — Coupe dans la terrasse marine moyenne près de Quintero ..	291
FIG. 137. — Coupe interprétative à travers la basse terrasse marine et la falaise morte de 5-7 m près de Ventanas ..	292
FIG. 138. — La coupe de la plage entre Cachagua et La Laguna ..	294
FIG. 139. — Coupe à proximité de la fonderie de cuivre de Ventanas ..	294
FIG. 140. — La région d'embouchure du Rio Choapa ..	296
FIG. 141. — Effets de la néotectonique sur tIV près de l'embouchure du Rio Choapa ..	298
FIG. 142. — Les environs de la baie Chigualoco ..	300
FIG. 143. — Les alentours de la baie Conchalí ..	303
FIG. 144. — La région d'embouchure du Rio Quilimari ..	307
FIG. 145. — La terrasse fluviale supérieure (tIV) du Rio Petorca et du Rio La Ligua près de l'Océan ..	309
FIG. 146. — La coupe du km 158 de la Route panaméricaine ..	310
FIG. 147. — Histogrammes de l'indice d'aplatissement et de l'indice d'émoussé des galets du niveau supérieur de la coupe du km 158 de la Route panaméricaine ..	312
FIG. 148. — La coupe de la route Quinquimo-Papudo ..	312
FIG. 149. — Le champ de dunes de Conchalí; courbes granulométriques des sables. ..	319
FIG. 150. — Le champ de dunes de Longotoma; courbes granulométriques des sables. ..	320
FIG. 151. — Croquis de localisation des échantillons prélevés dans les paléosols rouges. ..	333
FIG. 152. — Topographie de la marge continentale et terrasses marines ..	347
FIG. 153. — Rôle d'une faille ancienne dans l'inscription morphologique de deux terrasses marines ..	349

TABLE DES TABLEAUX

TABL. I. — Etablissement du port et amplitude de la marée de syzygie pour quelques ports du Chili semi-aride ..	34
TABL. II. — Amplitudes maximales en mètres des derniers tsunamis observés à Coquimbo et à Valparaíso ..	37
TABL. III. — Quelques caractéristiques du tsunami du 22 mai 1960 à Coquimbo et à Valparaíso ..	37
TABL. IV. — Humidité relative, insolation et brouillard ..	54
TABL. V. — Direction dominante et vitesse moyenne des vents au sol à Quintero. ..	56
TABL. VI. — Indices d'aridité et catégories climatiques pour quelques stations du Norte chico ..	57
TABL. VII. — Maxima et minima thermiques absolus pendant les mois de l'année 1965 relevés à la station de Los Molles ..	62
TABL. VIII. — Concentration des précipitations dans le Chili semi-aride ..	63
TABL. IX. — Modules spécifiques des principaux rios du Chili semi-aride ..	65
TABL. X. — Modules et précipitations annuelles ..	67
TABL. XI. — Débits d'étiage ..	67
TABL. XII. — Débits maximaux instantanés ..	68

TABL. XIII. — Quelques caractéristiques des roches intrusives de la vallée du Rio Elqui ..	98
TABL. XIV. — Le Limarien : morphométrie des galets ..	125
TABL. XV. — Le Limarien : état de conservation des galets ..	126
TABL. XVI. — Les grands événements géologiques et géomorphologiques dans le Chili semi-aride pendant l'ère tertiaire. Essai de chronologie ..	128
TABL. XVII. — Morphométrie des galets de la marge glaciaire de La Laguna ..	150
TABL. XVIII. — Morphométrie des galets de l'Elqui ..	176
TABL. XIX. — Morphogenèse du Quaternaire récent dans la vallée du Rio Elqui ..	180
TABL. XX. — Hauteurs maximales atteintes par les différentes pulsations marines transgressives du Quaternaire ..	217
TABL. XXI. — Données granulométriques sur des sables marins et éoliens du Chili semi-aride ..	319
TABL. XXII. — Analyse chimique d'échantillons bruts pris dans les divers horizons du profil pédologique du km 172,5 de la Route panaméricaine et détermination des minéraux argileux ..	331
TABL. XXIII. — Analyse chimique et détermination des minéraux argileux d'échantillons bruts prélevés dans les paléosols rouges ..	332
TABL. XXIV. — Les cycles marins quaternaires du Chili semi-aride ..	340

TABLE DES CARTES HORS-TEXTE

CARTE I. — Esquisse cartographique de la paléogéographie du Tertiaire; échelle : 1/1 000 000 ..	128-129
CARTE II. — Esquisse géomorphologique du bassin du Rio Limari et du haut bassin du Rio Elqui (en couleurs); échelle 1/250 000 (sous pochette, à la fin du volume). ..	
CARTE III. — Formes et dépôts quaternaires dans la vallée du Rio Elqui. — planche 1 : le cours supérieur (jusqu'à Guanta) ..	176-177
— planche 2 : le cours moyen (de la Quebrada Mates jusqu'à Andacollito) ..	224-225
— planche 3 : le cours moyen (de Dioguila à El Molle) ..	272-273
— planche 4 : le cours inférieur (à partir de la Quebrada Marquesa). ..	320-321
CARTE IV. — Les alentours de la baie de Coquimbo, carte géomorphologique (en couleurs); échelle : 1/50 000 (sous pochette, à la fin du volume). ..	
CARTE V. — Formes et dépôts quaternaires de la bande côtière du Chili semi-aride entre les latitudes 31° et 33° sud (en couleurs); échelle : 1/250 000 (sous pochette, à la fin du volume). ..	

TABLE DES PHOTOGRAPHIES HORS-TEXTE

PHOTO 1. — La steppe côtière en fleurs au printemps, près de l'embouchure de l'Estero Manzano (32° 15' S). ..	
PHOTO 2. — La steppe côtière à la fin de l'été, près de la Quebrada Seca (30° 30' S). ..	
PHOTO 3. — Quisco (<i>Cereus chiloensis</i>) et Cardón (<i>Puya chilensis</i>) du jaral costero (km 330 de la Route panaméricaine). ..	
PHOTO 4. — Matorral de l'intérieur (vallée de l'Estero Las Palmas, 32° 15' S). ..	
PHOTO 5. — Phyllades infracambriennes microplissées de Huentelauquen (Rio Choapa). ..	
PHOTO 6. — La série à faciès rythmique de Puerto Manso (31° 30' S). ..	
PHOTO 7. — Diorite jurassique fracturée et altérée, près de la côte (Angostura, 31° 30' S). ..	
PHOTO 8. — Dôme granitique lisse de Tilama (Rio Quilimari). ..	
PHOTO 9. — La mesa de la Quebrada Higuera (30° 24' S). ..	
PHOTO 10. — Vue aérienne oblique montrant un vestige de la vieille surface andine près de Pichasca, à une cinquantaine de kilomètres au NE d'Ovalle. ..	
PHOTO 11. — Vue aérienne oblique du cours moyen du Rio Elqui. ..	
PHOTO 12. — Erosion glaciaire dans la haute cordillère (vue aérienne oblique). ..	
PHOTO 13. — Cordillère de l'Elqui : pénitents de glace à 4 200 m d'altitude. ..	
PHOTO 14. — Cordillère de l'Elqui : pénitents de glace dégradés après une année sèche. ..	
PHOTOS 15 et 16. — Cordillère de l'Elqui : vue aérienne (15) et vue au sol (16) des environs du Cerro Tapado (5 024 m). ..	
PHOTO 17. — Vallée glaciaire du Rio La Laguna : terrasse de kame vers 3 800 m d'altitude. ..	

- PHOTO 18. — Vallée glaciaire du Rio La Laguna : plaine d'épandage proglaciaire vers 3 600 m d'altitude.
- PHOTO 19. — Le système morainique de La Laguna édifié à 3 100 m d'altitude lors de la dernière glaciation.
- PHOTO 20. — Le matériel morainique de l'arc médian du système de La Laguna.
- PHOTO 21. — La terrasse de débâcle (tr) de la glaciation de La Laguna, à 2 km environ du front morainique.
- PHOTO 22. — Le complexe de Juntas (2 200 m d'altitude) à la jonction du Rio La Laguna avec le Rio Toro.
- PHOTO 23. — Rio Turbio : vestige de la terrasse de décharge (tr) de la glaciation du Tapado (avant-dernière glaciation).
- PHOTO 24. — Rio Turbio : lambeau de la terrasse de débâcle (tr) de la glaciation de La Laguna.
- PHOTO 25. — Rio Elqui : cône de déjection de la dernière crise climatique à environ 2 km en aval de Rivadavia.
- PHOTO 26. — Versant couvert d'éboulis ordonnés anciens, rive droite du Rio Elqui, à proximité du village de Diaguita.
- PHOTO 27. — Les terrasses de la rive gauche du Rio Elqui à proximité de son embouchure.
- PHOTO 28. — La basse terrasse (tr) du Rio Elqui près de Punta de Piedra, stratigraphie révélée par des fouilles archéologiques en 1962.
- PHOTO 29. — La coupe type de l'Elquien sous la caserne du Régiment « Arica » à la Serena.
- PHOTO 30. — Coupe dans la formation de Coquimbo (Pliocène moyen à supérieur) près de La Serena (baie Herradura).
- PHOTO 31. — Les deux unités stratigraphiques de la formation de Coquimbo : coupe du km 481 de la Route panaméricaine au N de La Serena.
- PHOTO 32. — Coupe dans la terrasse marine supérieure de La Serena, près de Tierras Blancas : dépôt transgressif du Sérénien I ravinant le Pliocène marin sous-jacent.
- PHOTO 33. — Même site : détails du dépôt transgressif du Sérénien I.
- PHOTO 34. — Lumachelle de l'Herradurien I cuirassée par une croûte calcaire (La Serena).
- PHOTO 35. — Lumachelle de l'Herradurien I de La Serena (Estero Culebron).
- PHOTO 36. — Photographie ($\times 3,6$) d'une lame mince montrant une croûte zonale développée aux dépens d'une lumachelle du Sérénien II (Juan Soldado près de La Serena).
- PHOTO 37. — Coupe dans la deuxième terrasse marine moyenne de la Serena, à proximité de l'intersection de la Route panaméricaine et de l'Estero Culebron.
- PHOTO 38. — Même site : détail du ravinement du Pliocène marin par les dépôts transgressifs de l'Herradurien I.
- PHOTO 39. — Tranchée de la Route panaméricaine dans la deuxième terrasse marine moyenne, à proximité de l'embranchement qui conduit à la plage de la baie Herradura.
- PHOTO 40. — Le niveau supérieur (trv) du Rio Limari : vue prise vers l'Ouest au-dessus de La Chimba.
- PHOTO 41. — La coupe de l'Estero Tongoy : ravinement du Pliocène marin par les dépôts de plage du Sérénien I.
- PHOTO 42. — Vue du Cerro Talinay (762 m).
- PHOTO 43. — Vue aérienne oblique de la « trouée héroïque » du Rio Limari à travers les blocs soulevés des Hauteurs de Talinay.
- PHOTO 44. — Vue aérienne oblique de la baie de Tongoy.
- PHOTO 45. — Vue aérienne oblique de la grande *rasa* littorale près de la Quebrada Teniente (31° S).
- PHOTO 46. — La grande *rasa* près de la Caleta Lacao, au pied du Cerro Horqueta (31° 19' S).
- PHOTO 47. — La coupe du km 269 de la Route panaméricaine.
- PHOTO 48. — Dépôt de galets marins corrélatif de l'abrasion de la grande *rasa*.
- PHOTO 49. — Escarpement de faille quaternaire dénivellant la grande *rasa*, immédiatement au S de la Quebrada Teniente (31° S).
- PHOTO 50. — Haute falaise vive commandée par une faille, au S de la Caleta Lacao (31° 19' S).
- PHOTO 51. — Escarpement de faille quaternaire recoupé par la Quebrada Teniente (31° S).
- PHOTO 52. — La grande *rasa* affectée par un mouvement de bascule vers le Sud (anse Maitencillo de Coquimbo, 31° 16' S).

- PHOTO 53. — La coupe du km 275 de la Route panaméricaine.
- PHOTO 54. — Les trois terrasses d'abrasion étagées entre l'Estero Manzano et l'Estero Los Molles (32° 15' S).
- PHOTO 55. — Les terrasses d'abrasion étagées autour de la baie El Negro (32° S).
- PHOTO 56. — Coupe à travers la terrasse marine moyenne entre l'Estero Manzano et l'Estero Los Molles (Quebrada Chivato 32° 15' S).
- PHOTO 57. — Même site : les couches de Los Molles (schistes et grès triasiques) parfaitement arasées par l'Océan.
- PHOTO 58. — Anciens écueils sur la terrasse marine moyenne entre Pichidanguí et Los Molles (32° 10' S).
- PHOTO 59. — La basse terrasse marine et la falaise morte de 5-7 m près de l'embouchure de l'Estero Manzano (32° 15' S).
- PHOTO 60. — Matériel de coulées boueuses mises en place lors d'une époque pluviale sur le flanc occidental du Cerro Higueras, à proximité de Zapallar (32° 33' S).
- PHOTO 61. — Coupe du km 203 de la Route panaméricaine.
- PHOTO 62. — Coupe de la plage entre Cachagua et La Laguna (32° 37' S).
- PHOTO 63. — La terrasse supérieure (trv) et la basse terrasse (tr) du Rio La Ligua près de son embouchure.
- PHOTO 64. — Coupe dans la terrasse supérieure (trv) du cours inférieur du Rio La Ligua près de Catapilco.
- PHOTO 65. — Effet du vent du Sud-Ouest sur la végétation côtière près de Quinquimo (Rio La Ligua).
- PHOTO 66. — Dunes bordières, baie Conchalí au N de Los Vilos.
- PHOTO 67. — Vue d'ensemble sur le grand massif dunaire de Longotoma (embouchure du Rio La Ligua et du Rio Petorca).
- PHOTO 68. — Même site : front raide d'une crête transversale.
- PHOTO 69. — Vue aérienne verticale du champ de dunes de Longotoma à l'embouchure du Rio La Ligua et du Rio Petorca (32° 24' S).
- PHOTO 70. — Le Cerro Talinay (762 m) et son capuchon de nuages masquant à la vue le bois relict de Fray Jorge.
- PHOTO 71. — Le bois relict de Fray Jorge (30° 30' S) enveloppé par la *camanchaca*.
- PHOTO 72. — Même site : mousses et lichens couverts de gouttes d'eau dues à la *camanchaca*.
- PHOTO 73. — Même site : tronc épais d'*Aextoxicon punctatum*.
- PHOTO 74. — Profil d'un paléosol rouge au km 172,5 de la Route panaméricaine.
- PHOTO 75. — Paléosol intradunaire rouge près de Guaquén (32° 22' S).
- PHOTO 76. — Aspects de l'érosion marine actuelle sur le rivage granitique près de Zapallar (32° 33' S) ; étage mésolittoral.
- PHOTO 77. — Même site : nettoyage d'un filon.
- PHOTO 78. — Même site : déchaussement (*quarrying*) de blocs parallélépipédiques.
- PHOTO 79. — Même site : platier.
- PHOTO 80. — Même site : étage supralittoral ; phénomènes d'alvéolisation.
- PHOTO 81. — Falaises vives, grottes et platier au niveau des hautes mers dans les grès tendres pliocènes entre Maitencillo et Horcón (32° 40' S).
- PHOTO 82. — Aspect de la plage de Los Vilos amaigrie d'environ 30 cm après l'onde de tempête du 25 juillet 1968.
- PHOTO 83. — Algues cramponnées à un galet projeté sur la plate-forme marine inférieure, à proximité de l'embouchure de l'Estero Manzano (32° 15' S).
- PHOTO 84. — L'érosion anthropique : *bad lands* dans de la diorite altérée près d'Angostura (31° 30' S).
- PHOTO 85. — Paquet de couches grés-schisteuses faillées, glissé sur le versant d'une petite quebrada près de Mantos de Hornillos (31° 07' S).
- PHOTO 86. — Effet du séisme du 28 mars 1965 sur le pont de la Route panaméricaine au-dessus du Rio La Ligua.

Nota. — Toutes les photographies sont de l'auteur sauf celles numérotées 10, 11, 12, 15, 43, 44, 45 (Institut géographique militaire du Chili), 5, 6, 46, 47 (H. Zepeda), 69 (Force aérienne du Chili), 28 (J. Montané) et 36 (D. Herm).

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	9
PETIT LEXIQUE	13

LIVRE PREMIER

APERÇU D'ENSEMBLE SUR LA GEOGRAPHIE PHYSIQUE

CHAPITRE PREMIER. — LES TRAITS ORIGINAUX DU PAYSAGE	17
LA HAUTE CORDILLÈRE	17
LA MOYENNE MONTAGNE	20
LES GRANDES VALLÉES TRANSVERSALES	22
LA BANDE CÔTIÈRE	23
CHAPITRE II. — LE PROCHE OCEAN	27
LA MARGE CONTINENTALE	27
<i>L'orientation générale de la côte</i>	27
<i>La plate-forme continentale</i>	27
<i>La fosse océanique</i>	28
LES EAUX MARINES	29
LES FORCES EN ACTION	33
<i>Les marées</i>	33
<i>La houle</i>	34
<i>Les bravesas</i>	35
<i>Les tsunamis</i>	36
CHAPITRE III. — LES DONNEES CLIMATIQUES ET LEURS CONSEQUENCES SUR LE MILIEU NATUREL	39
LES FACTEURS DU CLIMAT	41
<i>La circulation atmosphérique : masses d'air et front polaire</i>	41
L'anticyclone du Pacifique sud	41
Les masses d'air	41
Le front polaire du Pacifique sud	45
<i>Les influences géographiques locales</i>	46
Le courant de Humboldt	46
La disposition du relief	46

LES ÉLÉMENTS DU CLIMAT	47
<i>Les pluies</i>	47
La distribution spatiale de la pluie	47
La répartition des pluies dans l'année	48
L'irrégularité interannuelle des pluies	51
<i>Les températures</i>	51
<i>L'humidité relative, l'insolation, le brouillard</i>	53
<i>Les vents</i>	54
EVALUATION DE L'ARIDITÉ DANS LE NORTE CHICO; LES NUANCES CLIMATIQUES RÉGIONALES ET LES FORMATIONS VÉGÉTALES CARACTÉRISTIQUES	56
<i>Le climat semi-aride littoral</i>	58
<i>Le climat semi-aride intérieur</i>	59
<i>Le climat semi-aride montagnard</i>	60
DONNÉES CLIMATIQUES REMARQUABLES DU POINT DE VUE MORPHOLOGIQUE	61
<i>Les écarts de température; le gel</i>	61
<i>L'humidité atmosphérique</i>	62
<i>Les eaux superficielles</i>	63
Le ruissellement diffus	63
L'écoulement concentré	64
<i>Les cours d'eau pérennes</i>	64
<i>Les cours d'eau temporaires</i>	70
Les eaux dormantes	70
<i>Neige et glace</i>	70
<i>Le vent</i>	71
<i>Les étages morphoclimatiques actuels</i>	71
<i>Appréciation d'ensemble sur le comportement actuel de l'érosion</i>	72
CHAPITRE IV. — LES DONNÉES STRUCTURALES	73
LE MATÉRIEL PRÉ-ANDIN ET SES DÉFORMATIONS	73
<i>Les terrains infracambriens</i>	73
<i>Les terrains paléozoïques</i>	75
L'axe paléozoïque côtier	76
<i>L'unité inférieure</i>	76
<i>L'unité supérieure</i>	77
L'axe paléozoïque intérieur	78
<i>Le Paléozoïque inférieur</i>	78
<i>Le Paléozoïque supérieur</i>	78
LA SÉDIMENTATION MÉSOZOÏQUE	79
<i>Le Trias</i>	79
Le Trias de la bande côtière	80
Le Trias de l'intérieur	82
<i>Le Jurassique</i>	83
Les formations jurassiques occidentales	83
Les formations jurassiques orientales	85

<i>Le Crétacé</i>	85
Le Crétacé inférieur	85
Le Crétacé supérieur	88
LES MOUVEMENTS ANDINS ET LEURS EFFETS	89
<i>La chronologie de la tectonique andine</i>	89
<i>Les déformations du matériel rocheux mésozoïque</i>	91
<i>Les intrusions granitiques</i>	91
LES GRANDES UNITÉS LITHO-STRUCTURALES	94

LIVRE II

LE LEGS ANTEQUATÉNAIRE

CHAPITRE UNIQUE. — L'HERITAGE TERTIAIRE DANS LE RELIEF ACTUEL	101
LES VESTIGES SOMMITAUX D'UNE TOPOGRAPHIE ANCIENNE	101
<i>Travaux antérieurs</i>	101
<i>Identification de quelques témoins</i>	102
<i>Conclusions</i>	103
LE VOLCANISME NÉOGENE	105
<i>Travaux antérieurs</i>	105
<i>Les vestiges à l'E d'Ovalle</i>	105
<i>Les vestiges à l'E d'Illapel</i>	109
<i>Les vestiges au N de Petorca</i>	111
<i>Conclusions</i>	113
LA SURRECTION DES ANDES	114
<i>Travaux antérieurs</i>	114
<i>Le style tectonique</i>	115
<i>Les failles au rôle morphologique majeur</i>	115
LE CYCLE D'ÉROSION TORRENTIELLE CONSÉCUTIF À LA SURRECTION DES ANDES	117
<i>Les modifications du réseau hydrographique</i>	117
<i>Les étapes dans le creusement des vallées</i>	118
<i>L'occurrence d'un niveau marin plus bas que l'actuel</i>	119
<i>L'élaboration d'un modèle de dissection</i>	121
<i>Le remblaiement continental des vallées; le Limarien</i>	121
CONCLUSION: CHRONOLOGIE DES ÉVÉNEMENTS DE L'ÈRE TERTIAIRE	127

LIVRE III

ÉTUDE RÉGIONALE DES ÉVÉNEMENTS PLIO-QUATÉNAIRES

CHAPITRE PREMIER. — LA VALLÉE DU RIO ELQUI	133
LE COURS AMONT DU RIO ELQUI	133
<i>Une cordillère haute et massive</i>	133
Les données structurales	134

<i>La glaciation actuelle: des formes de décrépitude</i>	136
Un glacier résiduel	136
Les glaciers rocheux	137
Le rôle du gel et de la neige	139
<i>La vigueur et l'extension du modèle glaciaire</i>	140
Essai de représentation cartographique	140
Les conditions régionales de la sculpture glaciaire	142
La diversité des cirques	144
Les auges glaciaires	144
Les verrous et les ombilics	145
Les formes d'accumulation	146
Les retouches des formes glaciaires à l'Holocène et à l'Actuel	146
<i>Les différentes générations de formes morainiques</i>	148
Travaux antérieurs	148
La glaciation de La Laguna	149
<i>Le système morainique de La Laguna</i>	149
<i>Essai d'interprétation des faits</i>	152
Les vestiges morainiques à 2 500 m	153
Le complexe de Juntas	154
<i>Les formes et les dépôts</i>	154
<i>Essai d'interprétation des faits</i>	157
Le problème des glaciations anciennes	158
<i>Conclusions</i>	159
Le nombre des glaciations	159
Comparaison avec la Cordillère du Chili central	159
Glaciations et terrasses fluviales	160
L'ampleur des glaciations quaternaires	160
LE COURS MOYEN ET AVAL DU RIO ELQUI	160
<i>La vallée du Rio Turbio-Elqui entre Juntas et Diaguita</i>	160
Les cônes de déjection	161
Les terrasses	162
<i>La vallée du Rio Claro ou Derecho</i>	165
<i>La vallée du Rio Elqui entre Diaguita et Marquesa</i>	165
Les cônes de déjection	166
Les terrasses	167
<i>La vallée du Rio Elqui entre Marquesa et l'Océan</i>	168
La basse terrasse (tI)	168
La terrasse moyenne (tII)	170
La haute terrasse (tIII)	171
La terrasse supérieure (trv); l'Elquien	172
<i>Essai d'interprétation du système des terrasses du Rio Elqui</i>	177
LES ALENTOURS DE LA BAIE DE COQUIMBO ET DE LA BATE HERRADURA	184
<i>Conditions des recherches</i>	184
<i>Le relief et les données géologiques d'ensemble</i>	184
<i>La transgression du Pliocène</i>	185

Historique des recherches sur le Pliocène marin de Coquimbo	185
Caractères du Pliocène marin de Coquimbo	187
<i>Des faciès peu profonds</i>	187
<i>Une faune à affinités tièdes</i>	188
<i>Existence de deux unités stratigraphiques</i>	188
<i>Le faible rôle de la tectonique</i>	188
Conséquences géomorphologiques de la transgression pliocène	189
<i>Les cycles marins et la régression d'ensemble pendant le Quaternaire</i>	191
Travaux antérieurs	191
Méthodes de travail	193
La terrasse supérieure	195
La haute terrasse	199
La première terrasse moyenne	201
La deuxième terrasse moyenne	204
La basse terrasse	209
<i>Essai d'interprétation chronologique des terrasses marines</i>	212
La datation de la terrasse supérieure	212
La datation de la basse terrasse	213
La datation des terrasses intermédiaires	215
<i>Le problème de la stabilité tectonique des environs de la baie de Coquimbo</i>	217
<i>Formes et dépôts continentaux en relation avec la chronologie suggérée par les niveaux marins</i>	220
Les épandages de cailloutis et les formations colluviales	220
CHAPITRE II. — LES PERIPETIES DU RIO LIMARI	223
LES PAYSAGES	223
LE GRAND PLATEAU (NIVEAU SUPÉRIEUR)	224
<i>D'Ovalle à la Quebrada Seca</i>	224
Les coupes significatives	225
<i>De la Quebrada Seca à la baie de Tongoy</i>	229
Les coupes significatives	231
Les données de la géophysique	241
<i>La genèse du niveau supérieur</i>	245
Creusement et remplissage continental au Pliocène inférieur	245
La transgression du Pliocène moyen à supérieur	246
La régression à la fin du Pliocène : le Tongoyen	248
Le retour offensif de l'Océan au Quaternaire ancien (Sérénien I) et l'épandage de la nappe alluviale trv	248
<i>Les modifications apportées au niveau supérieur après son élaboration</i>	249
Le problème des déformations tectoniques	249
Les dégâts de l'érosion	250
<i>L'enfoncement du Rio Limari et le problème des terrasses intermédiaires</i>	250
<i>Les effets des variations du niveau de l'Océan et des changements climatiques</i>	252
<i>Remarques générales sur le Quaternaire marin de la baie de Tongoy</i>	255
LES HAUTEURS DE TALINAY	256
<i>Les plates-formes littorales</i>	256
<i>Les massifs côtiers</i>	258
<i>Les blocs basculés</i>	260
La surface d'aplanissement	260
Le soulèvement quaternaire en blocs monoclinaux	261

ESSAI DE RECONSTITUTION DES DIFFÉRENTES DIRECTIONS D'ÉCOULEMENT DU RIO LIMARI AU COURS DU PLIO-QUATÉRNAIRE	262
Annexe: Forage de la CORFO (Hacienda Tangué); relevé des observations sur les terrains traversés	265
CHAPITRE III. — LA CÔTE DES RASAS	267
LES GRANDES DIVISIONS MORPHOLOGIQUES DU LITTORAL ACTUEL	267
De la baie Teniente à la baie Chigualoco	267
De la baie Chigualoco à Cachagua	268
De Cachagua à l'embouchure du Rio Aconcagua	268
LES TERRASSES D'ABRASION	269
Entre la baie Teniente et la baie Chigualoco	269
Description morphologique	269
Genèse et datation de la vaste plate-forme littorale	272
La tectonique quaternaire	275
Les changements climatiques	276
Les effets morphologiques des changements climatiques	278
Entre la baie Chigualoco et la baie La Ligua	279
Les terrasses marines	279
Les effets de la néotectonique	280
Les effets des changements climatiques	282
Entre la baie La Ligua et Cachagua	285
Les formes littorales actuelles	285
Les vestiges d'anciens niveaux de l'Océan	285
Les témoignages paléoclimatiques	286
Entre Cachagua et l'embouchure du Rio Aconcagua	286
Les terrains pliocènes	288
Le Quaternaire marin	289
Le Quaternaire ancien	289
Le Quaternaire moyen	289
Le Quaternaire récent et l'Holocène	292
Le Quaternaire continental	293
LES FORMES FLUVIALES AUX APPROCHES DE L'Océan	295
Le cours inférieur de la Quebrada Teniente	295
La région d'embouchure du Rio Choapa	295
La terrasse supérieure (tIV)	296
La terrasse inférieure (tI)	298
Les environs de la baie Chigualoco	299
Le Pliocène	299
La formation de Coquimbo	299
Le Limarien	301
Le Quaternaire	301
La terrasse supérieure (tIV)	301
La terrasse inférieure (tI)	301
Le cours inférieur de l'Estero Conchali	302
Le Pliocène	302
La formation de Coquimbo	302
L'Elqui	305
Le Quaternaire	305

L'embouchure épigénique du Rio Quilimari	305
Le Rio Petorca et le Rio La Ligua près de leur embouchure	308
LES ACCUMULATIONS DUNAIRES ACTUELLES ET ANCIENNES	314
Les conditions générales de l'existence des dunes	314
Le climat	314
Le tracé de la côte	315
L'alimentation en sables	315
La topographie de la frange côtière	316
Les formes dunaires	316
Les dunes bordières	316
Les dunes transversales	317
Les dunes en traînées	318
Les dunes anciennes	318
Quelques caractères sédimentologiques des accumulations dunaires	318
Granulométrie	319
Morphoscopie	320
Calcimétrie	320
Les différentes générations de dunes	321
Les dunes vives actuelles	321
Les dunes stabilisées holocènes	321
Les dunes anciennes pléistocènes	321
Les circonstances de la mise en place des accumulations dunaires	322

LIVRE IV

LES PROBLÈMES GÉNÉRAUX DU PLIO-QUATÉRNAIRE

CHAPITRE PREMIER. — LES VARIATIONS DU CLIMAT	325
LES DONNÉES DE LA PALÉONTOLOGIE	325
Les mammifères fossiles	325
Les mollusques marins	326
LES TRANSFORMATIONS DU PAYSAGE VÉGÉTAL	327
LES ARGUMENTS PÉDOLOGIQUES	329
Les paléosols rouges	329
Description d'un profil type	329
Caractères généraux	330
Les encroûtements calcaires	335
ESSAI D'INTERPRÉTATION DES VARIATIONS DU CLIMAT PENDANT LE QUATÉRNAIRE	336
CHAPITRE II. — LES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN	339
LES CYCLES MARINS QUATÉRNAIRES	339
Les arguments morphologiques	339
Les arguments stratigraphiques	341
Les arguments paléontologiques	341

LE PROBLÈME DES HAUTS NIVEAUX MARINS QUATERNAIRES 342

Rappel des causes responsables des déplacements des rivages au cours du
 Quaternaire 342

 L'instabilité des continents 342

 L'eustatisme 343

Hauts niveaux marins et glacio-eustatisme 344

Les idées actuelles sur les hauts niveaux marins quaternaires 345

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LES CONDITIONS DE L'ÉLABORATION DE PLATES - FORMES
D'ABRASION MARINE REMARQUABLES LE LONG DE LA CÔTE DU CHILI SEMI-ARIDE 346

Terrasses marines et topographie de la marge continentale 346

Terrasses marines et structure géologique de la marge continentale 348

 La lithologie 348

 La tectonique 349

LE RACCORD PLUVIO-MARIN 350

CHAPITRE III. — LA NEOTECTONIQUE 353

 LA TECTONIQUE ACTUELLE 353

 LA NÉOTECTONIQUE SUR LA BANDE CÔTIÈRE 355

 LA NÉOTECTONIQUE EN MOYENNE MONTAGNE ET EN HAUTE CORDILLÈRE 357

Les critères directs 357

Les critères indirects 358

CONCLUSION GÉNÉRALE 361

ITINÉRAIRE D'EXCURSION 365

RÉSUMÉS

 — En langue espagnole 375

 — En langue anglaise 381

DOCUMENTS UTILISÉS 387

LISTE DES TRAVAUX CONSULTÉS 389

TABLES DES ILLUSTRATIONS

 — Table des figures dans le texte 405

 — Table des tableaux 408

 — Table des cartes hors-texte 409

 — Table des photographies hors-texte 409

TABLE DES MATIÈRES 413

ACHEVE D'IMPRIMER
EN SEPTEMBRE MCMLXX
SUR LES PRESSES DE
BISCAYE FRERES, IMPRIMEURS
22, RUE DU PEUGUE
BORDEAUX (FRANCE)

Nota — Dans le texte en français l'accent écrit espagnol a été volontairement omis pour les noms de lieux.