

SITUACIÓN DE CARTAS VECINAS

71°	70°	25°
BAHÍA ISLA BLANCA	TALTAL	CATALINA
CIFUNCHO	CERRO DEL PINGO	ALTAMIRA
CHAÑARAL	DIEGO DE ALMAGRO	EL SALVADOR
		26°

TERRITORIO CHILENO ANTÁRTICO



★ACUERDO ENTRE LA REPÚBLICA DE CHILE Y LA REPÚBLICA ARGENTINA PARA PRECISAR EL RECORRIDO DEL LIMITE DESDE EL MONTE FITZ ROY HASTA EL CERRO DAUDET*. (Buenos Aires, 16 de diciembre de 1986).



ISSN 0717-7283

SUBDIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA



CARTA CIFUNCHO

REGIONES DE ANTOFAGASTA Y ATACAMA

Juan Pablo Contreras F.
Mauricio Espinoza V.
Rita de la Cruz S.
Rodrigo Jorquera B.
Stefan Kraus
Cristian Ramírez S.
José A. Naranjo S.
José Escribano A.
Paola Martínez E.

CARTA GEOLÓGICA DE CHILE

SERIE GEOLOGÍA BÁSICA

No. 161

Escala 1:100.000

2013

CARTA GEOLÓGICA DE CHILE
SERIE GEOLOGÍA BÁSICA

No. 131	Geología del volcán Láscar, Región de Antofagasta. 2011. M. Gardeweg, A. Amigo, S.J. Matthews, R.S.J. Sparks y J. Clavero. Texto y 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
No. 132	Geología del volcán Parinacota, Región de Arica y Parinacota (Versión corregida). 2012. J. Clavero, R.S.J. Sparks y E. Polanco, E. Texto y 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
Nos. 133-134	Geología del Área Carrizalillo-El Tofo, Regiones de Atacama y Coquimbo. 2012. C. Creixell, M. Ortiz y C. Arévalo. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
Nos. 135-136	Cartas Visviri y Villa Industrial, Región de Arica y Parinacota. 2012. M García, J. Clavero y M. Gardeweg. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 137	Geología del Área Valdivia Corral, Región de Los Lagos. 2012. M. Mella, P. Duhart, M. McDonough, J.L. Antinao, S. Elgueta y P. Crignola. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 138	Carta Los Vientos, Región de Antofagasta. 2012. F. Espinoza, S.J. Matthews y P. Cornejo. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
Nos. 139-140	Geología de las Áreas Laguna Wheelwright y Paso San Francisco, Región de Atacama. 2012. J. Clavero, C. Mpodozis, M. Gardeweg y M. Valenzuela. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
Nos. 141-142	Cartas Tocopilla y María Elena, Región de Antofagasta. 2012. E. Medina, A. Jensen, H. Niemeyer, H.G. Wilke y J. Cembrano, M. García, R. Riquelme, S. Espinoza y G. Chong. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 143	Carta Cerro Químal, Región de Antofagasta. 2012. M. Basso y C. Mpodozis. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 144	Carta Sierra Mariposa, Región de Antofagasta. 2012. J. Cortés. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 145	Carta Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. 2012. C. Mpodozis, S. Iriarte, M. Gardeweg y M. Valenzuela. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 146	Geología del Área Cuya, Regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá. 2012. M. García y G. Fuentes. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 147	Geología del Cerro Lila-Peine, Región de Antofagasta. 2013. H. Niemeyer. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 148	Geología del área Collacagua-Rinconada, Región de Tarapacá. 2013. M. Gardeweg y D. Sellés. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 149	Geología del área El Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. 2013. E. Salazar, F. Coloma y C. Creixell. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 150	Geología del área Estación Chañar-Junta de Chingoles, Regiones de Atacama y Coquimbo. 2013. C. Creixell, M. Labbé y C. Arévalo. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 151-152	Geología de las áreas Salar de Aguilar y Portezuelo de León Muerto, Región de Atacama. 2013. J.A. Naranjo, V. Villa y C. Venegas. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 153-154	Geología de las Áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño, Regiones de Antofagasta y Atacama. 2013. J.A. Naranjo, V. Villa y C. Venegas. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 155	Geología del Área Yervas Buenas-Tres Morros, Región de Atacama. 2013. M. Peña, F. Martínez, J. Becerra y C. Arriagada. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 156	Carta Guatacondo, Región de Tarapacá. 2013. N. Blanco y A. Tomlinson. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 157	Carta Miñimiñi, Regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá. 2013. M. García, G. Fuentes y F. Riquelme. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 158	Carta El Salvador, Región de Atacama. 2013. P. Cornejo, S. Matthews, C. Mpodozis, O. Rivera y R. Riquelme. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 159	Carta Sierra Vaquillas Altas, Región de Antofagasta. 2013. C. Venegas, M. Cervetto, N. Astudillo y F. Espinoza. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.
No. 160	Carta Aguas Blancas, Región de Antofagasta. 2013. R. Ferrando y F. Espinoza. Texto y 1 mapa escala 1:100.000.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA - CHILE

SUBDIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA

CARTA CIFUNCHO

REGIONES DE ANTOFAGASTA Y DE ATACAMA

Juan Pablo Contreras F.
Mauricio Espinoza V.
Rita de la Cruz S.
Rodrigo Jorquera B.
Stefan Kraus
Cristián Ramírez S.
José A. Naranjo S.
José Escribano A.
Paola Martínez E.

CARTA GEOLÓGICA DE CHILE
SERIE GEOLOGÍA BÁSICA

No. 161

Escala 1:100.000

2013

CARTA CIFUNCHO, REGIONES DE ANTOFAGASTA Y DE ATACAMA

Escala 1:100.000

CARTA GEOLÓGICA DE CHILE.

SERIE GEOLOGÍA BÁSICA, No. 161, 2013

ISSN 0717-7283

Inscripción No. 235.684

©Servicio Nacional de Geología y Minería. Avda. Santa María 0104, Casilla 10465, Santiago, Chile.

Director Nacional: Julio Poblete C.

Subdirector Nacional de Geología: Luis Ignacio Silva P.

Derechos reservados. Prohibida su reproducción.

Edición:

Jefa Comité Editor: Renate Wall Z.

Comité Editor: Felipe Espinoza G., Aníbal Gajardo C., Luis Lara P., Andrew Tomlinson

Editores: Maxime Padel, Aníbal Gajardo C.

Jefa Unidad de Publicaciones: Soraya Amar N.

Diagramación: Nancy Espinoza P.

Referencia bibliográfica:

Contreras, J.P.; Espinoza, M.; De la Cruz, R.; Jorquera, R.; Kraus, S.; Ramírez, C.; Naranjo, J.A.; Escribano, J.; Martínez, P. 2013. Carta Cifuncho, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 161, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Portada: Vista desde la caleta Cifuncho hacia el noreste donde se observa un gran 'roof pendant' del Complejo Epimetamórfico de Chañaral (rocas oscuras) dentro de los granitoides pérmicos del Complejo Plutónico Cifuncho (rocas de color claro). Se observa además los diques andesíticos del Jurásico Superior (Jha) intruyendo a dicho complejo plutónico.

Fotografía: J.P. Contreras F.

CONTENIDO

RESUMEN.....	5
ABSTRACT	6
INTRODUCCIÓN.....	6
TRABAJOS ANTERIORES	7
METODOLOGÍA.....	7
FISIOGRAFÍA.....	8
ESTRATIGRAFÍA	8
PALEOZOICO SUPERIOR	8
Complejo Epimetamórfico de Chañaral DCch.....	9
Complejo Plutónico Cifuncho Pec.....	10
TRIÁSICO-JURÁSICO	12
Formación Cifuncho Trc	12
Cuerpos hipabisales riolíticos Trhr	15
Cuerpos hipabisales andesíticos Trha	15
Monzogranitos Tigrillo TrJt	15
Dioritas Bufadero TrJb.....	16
Formación Pan de Azúcar TrJpa.....	16
Formación Posada de los Hidalgo Jiph.....	19
Cuerpos hipabisales andesíticos Jiha	21
Complejo Plutónico Sierra Esmeralda Jise	22
Formación La Negra Jln.....	22
Grupo Plutónico Matancilla Jmm.....	25
Granitoides Las Luces Jml	26
Cuerpos hipabisales andesíticos Jha.....	26
CRETÁCICO INFERIOR.....	27
Cuerpos hipabisales dacíticos Kihd	27
MIOCENO–PLIOCENO.....	27
Gravas de Atacama Mga.....	27
Depósitos aluviales antiguos MsPa.....	28
PLEISTOCENO–HOLOCENO	29
Depósitos Aluviales y Coluviales PIHac	29
Depósitos Coluviales Costeros PIHcc.....	30
Depósitos Eólicos PIHe	30
Depósitos Marinos PIHm.....	30
Depósitos Litorales de Playa HI	30
Depósitos Antrópicos Han	30
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	31
GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	34
RECURSOS METÁLICOS	34
ZONAS DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL.....	35
SÍNTESIS GEOLÓGICA.....	36
AGRADECIMIENTOS	38
REFERENCIAS	39

ANEXOS

ANEXO I

DATACIONES RADIOMÉTRICAS	46
TABLA 1. EDADES RADIOMÉTRICAS.....	48
TABLA 2. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.....	49
TABLA 3. DATOS ANALÍTICOS U-Pb SHRIMP DE ESTE TRABAJO	53

ANEXO II

FÓSILES

TABLA 4. LOCALIDADES FOSILÍFERAS.....	60
---------------------------------------	----

ANEXO III

TABLAS DE YACIMIENTOS	63
TABLA 5. YACIMIENTOS METÁLICOS.	64

ANEXO IV

GEOQUÍMICA.....	68
TABLA 6. ANALISIS QUÍMICOS DE ELEMENTOS MAYORES, TRAZAS y REE	69

MAPA (fuera de texto)

CARTA CIFUNCHO, REGIONES DE ANTOFAGASTA Y DE ATACAMA

Escala 1:100.000.

RESUMEN

La Carta Cifuncho se ubica en la cordillera de la Costa de las Regiones de Antofagasta y Atacama, entre los 25°30' y 26°S y los 70°30' y 70°45'O. Las unidades geológicas que componen la carta se pueden agrupar, según su edad y posición estratigráfica, en Basamento Paleozoico, relleno de las cuencas del Triásico Superior y el Jurásico, y depósitos sedimentarios moderadamente consolidados a no consolidados del Mioceno hasta el presente. Los principales rasgos estructurales que han modelado la actual configuración del área son el Sistema de fallas Tigrillo (SFT), el Sistema de fallas Noroeste (SFNW) y el Sistema de fallas de Atacama (SFA), esta última fuera del área de estudio. Estas estructuras han interactuado a lo largo del tiempo geológico formando a modo general un arreglo tipo dominó.

El Basamento Paleozoico está constituido por el Complejo Epimetamórfico de Chañaral (DCch) y el Complejo Plutónico Cifuncho (Pec). El primero está formado por rocas metamórficas de bajo grado compuestas por una alternancia rítmica de esquistos de andalucita y metaareniscas cuarcíferas, que están fuertemente plegadas y falladas. Este complejo (DCch) ha sido interpretado como un prisma de acreción deformado polifásicamente, de edad devónica-carbonífera. Estas rocas se encuentran intruidas por el Complejo Plutónico Cifuncho, compuesto por sienogranitos y monzogranitos de grano grueso de edad Pérmico, asociados genéticamente con el comienzo del proceso de subducción. En las rocas del Basamento Paleozoico se encuentran alojados pequeños depósitos vetiformes polimetálicos de poca importancia regional.

Durante el Triásico Superior y el Jurásico Inferior, se formaron cuencas asociadas a una rápida subsidencia, donde se produjo la depositación diacrónica de rocas de ambiente continental de la Formación Cifuncho (Trc), y rocas depositadas en ambiente marino de la Formación Pan de Azúcar (TrJpa). En el Jurásico Inferior, se desarrolló una cuenca con restringida distribución espacial, donde se depositó la Formación Posada de los Hidalgo (Jiph) que muestra una variación desde un sistema de alta energía con una importante componente volcánica en la base, hacia uno más tranquilo de aguas profundas hacia el techo. Los cuerpos hipabisales andesíticos del Jurásico Inferior (Jiha) intruyen en forma sin-depositacional a las formaciones Pan de Azúcar y Posada de los Hidalgo, cuya evidencia son las texturas hialoclásticas que ahí se desarrollan. Este grupo de formaciones Mesozoico Inferior se encuentran plegadas en los sectores de Mantos Overos y la quebrada Cifuncho. Esta deformación está asociada a codos compresivos formados durante la actividad sinistral del SFT durante el Jurásico Inferior-Medio.

Como evidencias de la actividad plutónica de este período, se encuentran los Monzogranitos Tigrillo (TrJt), las Dioritas Bufadero (TrJb) y el Complejo Plutónico Sierra Esmeralda (Jise). Este último es el responsable de la formación de depósitos vetiformes, irregulares y mantiformes de Au-(Ag) ubicados en la sierra homónima.

Sobre las secuencias del Triásico Superior-Jurásico Inferior se encuentra la Formación La Negra, que corresponde a los productos volcánicos de origen fisural del arco magmático del Jurásico. Hacia la base, estos productos muestran depositación submarina, el que hacia el techo grada a un ambiente predominantemente continental. Estas rocas se encuentran intruidas por el Complejo Plutónico Matancilla y los Granitoides Las Luces del Jurásico Medio. Asociado a estos últimos cuerpos, se desarrolla la mineralización cuprífera de la mina Las Luces, de tipo mesotermal, ubicada a 500 metros al este de la carta. La Formación La Negra se encuentra profusamente intruida por cuerpos hipabisales andesíticos del Jurásico Superior (Jha), de orientación predominante noroeste. Entre el Jurásico Medio y Superior se produjo la activación del SFNW que desplaza con movimiento sinistral al SFT.

Sobre todas estas unidades rocosas se encuentran, en discordancia angular, una serie de depósitos semi consolidados de gravas polimícticas con intercalaciones de capas cineríticas asignados a las Gravas de Atacama (Mga) de edad Miocena. Estas gravas serían consecuencia de los procesos de alzamiento y erosión que afectaron el sector oriental de la Depresión Central y su conservación se ha visto favorecida por la ausencia de erosión en el clima hiperárido del Desierto de Atacama. Sobre estas se apoya la unidad informal de los Depósitos aluviales antiguos del Mioceno superior-Plioceno (MPa), la que está en discordancia de erosión cuando rellenan antiguos cauces labrados en las Gravas y en paraconcordancia en las zonas más llanas, con un probable hiatus depositacional. Además estos últimos se presentan erosionados y cubiertos por depósitos aluviales y coluviales (PIHac) más recientes del Pleistoceno-Holoceno. A lo largo del borde costero se encuentran depósitos Eólicos (PIHe), marinos (PIHm), litorales de playa (HI). Adicionalmente se encuentran los depósitos Antrópicos (Han) formados por depósitos de desmontes y relaves mineros.

ABSTRACT

The Cifuncho Sheet is located in the Coastal Cordillera of the Antofagasta and Atacama Regions, between 25°30' and 26°S, and 70°30' and 70°45'W. The geologic units that compose the sheet can be grouped, according to their age and stratigraphic position, into Paleozoic Basement, deposits of Late Triassic and Jurassic basins, and Miocene to present, moderately consolidated and unconsolidated sedimentary deposits. The main structural features that have shaped the current configuration of the area are the Tigrillo Fault System (SFT), the Northwest Fault System (SFNW) and the Atacama Fault System (AFS), the latter located outside the study area. These structures have interacted over geologic time forming a domino type arrangement.

The Paleozoic Basement consists of the Chañaral Epimetamorphic Complex (DCch) and Cifuncho Plutonic Complex (Pec). The first consists of low-grade metamorphic rocks composed of a rhythmic alternation of andalusite schists and quartziferous metasandstones, which are strongly folded and faulted. This complex (DCch) has been interpreted as a polyphasic deformed Devonian-Carboniferous accretionary prism. These rocks are intruded by the Cifuncho Plutonic Complex, which is composed of coarse-grained Permian syenogranites and monzogranites, genetically associated with the beginning of subduction. The Paleozoic Basement rocks host small polymetallic vein deposits of little regional importance.

During the Late Triassic and Early Jurassic, basins formed associated with a rapid subsidence, producing diachronic deposition of continental sedimentary rocks in the Cifuncho Formation (Trc), and marine sedimentary rocks in the Pan de Azúcar Formation (TrJpa). In the Early Jurassic, a basin developed with restricted spatial distribution, where the Posada de los Hidalgo Formation (Jiph) was deposited, which shows a variation from a high energy depositional system with a significant volcanic component at the base, to a more quiet deep water environment towards the roof. Early Jurassic andesitic hypabyssal intrusions (Jiha) were emplaced syn-depositionally into the Pan de Azúcar and Posada de los Hidalgo formations, as evidenced by hyaloclastite textures. This group of Lower Mesozoic formations is folded in the areas of Mantos Overos and Cifuncho creek. This deformation is associated with compressive bends formed during sinistral SFT activity during the Early-Middle Jurassic.

Plutonic activity of this period is represented by the Tigrillo monzogranites (TrJt), Bufadero Diorites (TrJb) and Sierra Esmeralda Plutonic Complex (Jise). The latter is responsible for the formation of vein, irregular and stratabound Au-(Ag) deposits located in the Sierra Esmeralda.

Over the Upper Triassic-Lower Jurassic sequences is the La Negra Formation, which corresponds to fissure volcanic products of the Jurassic magmatic arc. Towards the base, these products show submarine deposition, which towards the roof grade into a predominantly continental environment. These rocks are intruded by the Middle Jurassic Matancilla Plutonic Complex and Las Luces granitoids. Associated with the latter bodies occurs mesothermal type copper mineralization of the Las Luces mine, located 500 meters east of the sheet. The La Negra Formation is extensively intruded by Late Jurassic andesitic hypabyssal bodies (Jha) with a northwest orientation. Between the Middle and Late Jurassic, activity of the SFNW occurred that sinistral displaced the SFT.

Over all these rock units, in angular unconformity, is a sequence of semi-consolidated deposits of polymictic gravels with interbedded ash layers assigned to the Miocene Atacama Gravels (Mga). These gravels are a consequence of processes of uplift and erosion that affected the eastern part of the Central Depression and their preservation has been favored by the absence of erosion in the hyper-arid climate of the Atacama Desert. Over the Atacama Gravels is an informal unit of Upper Miocene-Pliocene alluvial deposits (MPa) which are in erosional unconformity when filling old channels carved into the gravels and paraconcordance in the flatter areas, with a likely depositional hiatus. In addition, the latter are eroded and covered by Pleistocene-Holocene alluvial and colluvial deposits (PIHac). Finally, along the coast are eolian (PIHe), marine (PIHm) and coastal beach (HI) deposits. Additionally there are anthropogenic deposits (Han) consisting of mining waste deposits and tailings dumps.

INTRODUCCIÓN

La Carta Cifuncho tiene una escala 1:100.000 y se extiende entre los 25°30' y 26°00'S y entre 70°30' y 70°45'O, que abarca una superficie aproximada de 950 km². El área de estudio se ubica en la Cordillera de la Costa en el extremo sur de la II Región de Antofagasta, aproximadamente 170 km al sur de la ciudad de Antofagasta y 15 km al sur de la ciudad de Taltal. Una de sus vías de acceso principales corresponde a la carretera Panamericana Ruta CH-5, ubicada al este del área de esta carta.

En la mitad oriental del área se cuenta con un excelente registro sedimentario y volcánico del Triásico-Jurásico, que se encuentra en contacto estructural con el basamento metasedimentario e ígneo del Paleozoico superior, ubicado en la mitad occidental. Esta zona de fallas, el Sistema de fallas Tigrillo, tiene movimiento principalmente en sinistral con una traza bastante sinuosa que refleja una larga y compleja historia evolutiva para ésta.

TRABAJOS ANTERIORES

Floreál García en 1967 publicó su pionera 'Geología del Norte Grande de Chile' como resultado de las investigaciones de prospección geológica con fines petrolíferos realizadas por la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) entre los años 1956 y 1962. En ese trabajo se sentaron las bases de la estratigrafía de la zona, donde se definió las Formaciones Cifuncho, Pan de Azúcar y La Negra.

El Servicio Nacional de Geología y Minería, en el marco del programa de la Carta Geológica de Chile escala 1:250.000, ha publicado dentro de la II Región de Antofagasta las Hojas Taltal-Chañaral por Naranjo y Puig (1984). Este trabajo analiza en profundidad la estratigrafía mesozoica de la zona, y aporta numerosas dataciones radiométricas K/Ar. Godoy y Lara (1998), en el marco del programa Carta Geológica de Chile escala 1:100.000, publicaron las Cartas Chañaral y Diego de Almagro, en la 3ª Región de Atacama, que colindan con el borde sur de la Carta Cifuncho. Numerosas determinaciones paleontológicas fueron realizadas por Covacevich (1982), Covacevich y Escobar (1979) y Pérez (1982).

En el área de estudio se han realizado diferentes estudios entre los que se cuentan dos Tesis de Doctorado de estudiantes alemanes y una Memoria de Título de la Universidad Católica del Norte. Kurth (2000) hizo un estudio estructural de la zona, con énfasis en el Sistema de Fallas de Atacama (SFA) en el que separa dos bloques estructurales y además entrega una interpretación regional que integra la gran mayoría de las estructuras del área. Por otro lado, Bartsch (2004) hizo un estudio detallado de la estratigrafía volcánica y un muestreo geoquímico de las unidades del Mesozoico de la Cordillera de la Costa entre los 24° y 27°S. Finalmente, Cáceres y Gutiérrez (2009) en su memoria de título estudiaron las capas de tobas y tufitas que se encuentran intercaladas en la Formación Pan de Azúcar, en el sector del cerro Mantos de Agua.

En términos del conocimiento metalogénico, Boric *et al.* (1990) desarrollaron un completo trabajo compilatorio de los yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. En ese estudio se detallan los depósitos metálicos ubicados en el área de esta carta.

METODOLOGÍA

El levantamiento geológico en terreno se hizo a escala 1:100.000, y esta información fue ingresada a un sistema de información centralizado de bases de datos geológicas (Geodatabase), desarrollada bajo la supervisión de la Unidad de Sistemas de Información Geológica de Sernageomin (USIG). Como apoyo a este levantamiento se utilizaron imágenes disponibles en Google Earth, mapas topográficos a escala 1:50.000 y 1:100.000 del IGM. Adicionalmente se utilizó el análisis espectral de imágenes satelitales para hacer discriminaciones litológicas y de alteración. En particular, para hacer la discriminación litológica se utilizaron combinaciones de bandas TM 7-4-1 y 7-5-3 en imágenes LANDSAT y diferentes cuocientes de bandas en imágenes ASTER, donde se incluyen a las bandas del espectro termal (e.g., Kobayashi *et al.*, 2010). Para el estudio de zonas de alteración hidrotermal se usó índices tales como OH1a, OH1b y ALI, desarrollados por Ninomiya (2002) para las imágenes ASTER.

Los análisis químicos de rocas plutónicas y volcánicas (óxidos mayores por FRX y tierras raras y trazas especiales), análisis de rocas mineralizadas (óxidos mayores y trazas FXR y oro), análisis mineralógicos (difracción de rayos X), separación de minerales fueron realizados en el Departamento de Laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería.

Las dataciones U-Pb en circones que se presentan en esta carta se hicieron en dos laboratorios internacionales. 7 dataciones se obtuvieron mediante la metodología de datación puntual en poblaciones multigrano por SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe) y fueron realizadas por el Prof. Dr. Colombo Tassinari en el Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociências de la Universidad de São Paulo, Brasil. Para estas muestras se analizaron entre 12 y 15 circones por muestra y se presenta la edad de concordia. Por otro lado mediante la metodología LA-SF-ICP-MS (Laser Ablation Sector-Feld Inductively-Coupled Plasma Mass Spectrometry) se hizo una datación por el Prof. Dr. Dirk Frei en Stellenbosch University, Sudáfrica. En el caso de esta muestra, que corresponde a una toba de fragmentos líticos y juveniles, se analizaron 70 circones y la edad que se presenta se obtuvo mediante el algoritmo *TuffZirc* desarrollado por Ludwig y Mundil (2002) para este tipo de muestras. Este algoritmo calcula la edad media de la población más joven de granos potencialmente cogenéticos. Éste entrega enfoque matemático simple, insensible tanto a la pérdida Pb y la presencia de núcleos heredados, sin ignorar completamente la valiosa información proporcionada por los errores analíticos.

Las determinaciones paleontológicas fueron realizadas por Alfonso Rubilar de la sección de paleontología de SERNAGEOMIN y las determinaciones paleobotánicas fueron estudiadas por Rafael Herbst del Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO) dependiente de la Universidad Nacional de Tucumán. Para la clasificación de rocas ígneas intrusivas se utilizó la nomenclatura de Streckeisen (1976), ígneas piroclásticas la de Schmidt (1981). Las rocas sedimentarias fueron descritas según Dott (1964) con modificaciones introducidas por Pettijohn *et al.* (1972, 1987) y también la clasificación de tamaño de grano para rocas terrígenas de Wentworth (1922). Para la descripción de rocas metamórficas se sigue lo propuesto en el capítulo 22 por Winter (2001). La Escala Geológica del Tiempo utilizada en este trabajo corresponde a Gradstein *et al.* (2012).

FISIOGRAFÍA

El área comprendida por este estudio pertenece a la cordillera de la Costa, que constituye una unidad geomorfológica mayor y que en el sector presenta cumbres que no superan los 1.200 m s.n.m.

El clima en la Cordillera de la Costa se caracteriza por sus nublados abundantes y humedad relativa alta en la zona del acantilado costero, lo que permite el crecimiento de algunas cactáceas, arbustos aislados y pastos duros. En el área de la Carta Cifuncho impera un clima Desértico Normal (Fuenzalida, 1967).

El sistema de drenaje presenta escurrimiento general este-oeste, en forma de quebradas amplias y de suave pendiente, salvo en la quebrada Taltal donde su pendiente más pronunciada resulta en un encajonamiento mayor.

ESTRATIGRAFÍA

PALEOZOICO SUPERIOR

Las rocas pertenecientes a este período se ubican en el margen litoral y zona central de esta carta, y forman una franja irregular de orientación aproximada norte-sur de ancho entre los 8 y 15 km. Estas rocas constituyen lo que llamaremos el basamento Paleozoico, que está formado por las metaturbiditas del Complejo Epimetamórfico de Chañaral y los granitoides que lo intruyen agrupados en el Complejo Plutónico Cifuncho.

Se interpreta que las rocas meta sedimentarias del Complejo Epimetamórfico de Chañaral podrían haber sido parte de un prisma de acreción deformado polifásicamente (Bell, 1987), o una secunecia depositada en una cuenca transtensional formada durante el Paleozoico Superior en el margen continental del norte de Chile (Bahlburg y Breitzkreuz, 1991). Las rocas del Complejo Plutónico Cifuncho granitoides característicamente de grano grueso y genéticamente relacionados con el comienzo del proceso de subducción en el margen occidental de Gondwana.

COMPLEJO EPIMETAMÓRFICO DE CHAÑARAL DCch (Devónico-Carbonífero)

(Godoy y Lara, 1998)

Definición, distribución, relaciones estratigráficas y espesor. El Complejo Epimetamórfico de Chañaral fue definido por Godoy y Lara (1998) en la localidad homónima ubicada en la costa de la 3ª Región de Atacama. Ahí lo definen como una 'asociación petroectónica principalmente metaturbidítica, que incluye facies de *mélange*, con escasa proporción de metabasitas y metacalizas'. En el área de estudio estas rocas habían sido previamente agrupadas por Ulriksen (1979) en la Formación Las Tórtolas, pero hemos estimado inconveniente esta definición debido a las complicadas relaciones estructurales entre bloques que obliteran la secuencia original de depositación. Por este motivo se ha preferido la definición de Complejo.

Puesto que son las rocas más antiguas del área, la base de este complejo es desconocida, y se encuentra cubierta en discordancia angular todas las unidades estratificadas mesozoicas y cenozoicas del área. En particular en el sector de la quebrada Las Pircas las rocas de este complejo están cubiertas en discordancia angular por los conglomerados de la Formación Cifuncho. Unos 5 kilómetros al norte del punto anterior, en los cerros del Gritón, se encuentra la Formación Pan de Azúcar apoyada en discordancia angular sobre las rocas plegadas de este complejo.

Por otro lado, al oeste del sector Mantos Overos, esta unidad se encuentra en contacto estructural mediante el Sistema de Fallas Tigrillo (SFT), con las Formaciones Cifuncho y Pan de Azúcar. Este sistema de fallas tiene cinemática sinistral.

En toda la zona costera de esta carta las rocas del Complejo Epimetamórfico de Chañaral se encuentran profusamente intruidas por rocas plutónicas del Paleozoico Superior, donde se observan *roof pendant* que alcanzan una superficie de hasta 1 km². Adicionalmente, en las cercanías de la Posada de los Hidalgo, están intruidas por numerosos cuerpos hipabisales andesíticos y riolíticos del Triásico Superior y también, al sur de Mantos Overos, por cuerpos dacíticos bandeados del Cretácico Inferior. En el extremo sur occidental de esta carta estas rocas se encuentran intruidas por las Dioritas Bufadero que tienen un característico aspecto bandedo.

Litología. Intercalaciones de esquistos y metaareniscas. Las rocas de este complejo que afloran en el área de estudio son rocas metamórficas de bajo grado cuyo protolito sedimentario es fácilmente reconocible. Son rocas que se encuentran fuertemente plegadas y falladas formando pliegues apretados tipo 'chevron'. Corresponden a una alternancia rítmica de estratos desde centimétricos a métricos de esquistos de andalucita y metaareniscas cuarcíferas. Los primeros muestran mayor grado metamórfico, y en el microscopio se pueden clasificar como esquistos y filitas de color gris satinado con textura grano y lepidoblástica formadas por cuarzo y feldespatos con peces de micas blancas y menor biotita. En algunos casos se observan texturas nodulares con porfidoblastos de andalucita poikiloblástica y posible albita reemplazada por biotita fina, micas blancas y talco. Por otro lado la litología con menor grado metamorfismo son meta areniscas y meta grauvacas de color blanco amarillento, de grano medio a muy fino con un muy bajo grado de recrystalización, que tienen moderada a buena selección y bajo redondeamiento. El grado de recrystalización aumenta en las partes o estratos que tienen una mayor frecuencia de vetillas de cuarzo y clorita. Los fragmentos de estas metaareniscas son principalmente cuarzo y en menor medida feldespatos que en ocasiones presentan los bordes suturados y extinción ondulosa. Además, crecida en los bordes de estos granos se observa sericita anhedral. Ocasionalmente es posible reconocer algunas estructuras sedimentarias como laminación y ondulitas, pero en general estos rasgos han sido obliterados por la deformación que han sufrido estas rocas. En el área de la Quebrada Cortadera se observan escasos estratos que no superan los 2 metros de potencia de metacalizas bien foliadas y/o laminadas de color negro.

En la zona de contacto con los plutones de grano grueso de edad Pérmico se produce una fuerte silicificación que produce una textura isótropa que oblitera la característica estratificación y foliación de esta unidad. Esta zona de silicificación está caracterizada por vetillas y guías de sílice que forma una franja de entre 300 y 500 metros de espesor en torno a la intrusión.

Edad y correlaciones. En este estudio no se ha obtenido nuevas determinaciones paleontológicas relacionadas con la edad absoluta de esta unidad. Anteriormente se ha encontrado fauna en el área y sus

alrededores, que representa rangos de edades bastante diferentes. Naranjo y Puig (1984), mencionan la presencia de numerosas trazas fósiles, entre las cuales Bell (1982) identificó 13 icniogéneros, para las cuales Covacevich (1982) sugirió una edad Ordovícico-Devónico. También se reconoce la presencia de conodontes en una intercalación de turbidita calcárea cerca de Chañaral, y braquiópodos que afloran más al sur, de edad carbonífera temprana a temprana alta (Bahlburg *et al.*, 2009). Por otro lado, Bell (1987), menciona la presencia de spiriferidos y briozoos de probable edad carbonífera-pérmica, dentro de un bloque carbonático en facies de 'melange'.

En este trabajo se han obtenido dos dataciones U-Pb en circon de edad Pérmico para el Complejo Plutónico Cifuncho que intruye a estos metasedimentos, en consecuencia la edad de estas rocas debe ser anterior. Las edades se obtuvieron en las inmediaciones de la caleta Cifuncho de $284,5 \pm 6,2$ Ma, edad totalmente coherente con la obtenida en la caleta Tigrillo de $284,8 \pm 6,6$ Ma.

Al sur y fuera del área de estudio, las edades de 448 ± 8 y 300 ± 5 Ma en circones detríticos obtenidos en rocas consideradas parte de esta unidad (Bahlburg *et al.*, 2009), indicarían que la edad máxima del protolito de esta formación sería de 300 Ma (Pennsylvaniano/ Carbonífero Superior), por lo cual podría haberse acumulado en el Pérmico. Esto muestra la verdadera dificultad de asignar una edad a todo este Complejo Epimetamórfico con amplia distribución en el norte de Chile.

Sobre la base de los antecedentes expuestos, se le asigna a esta unidad una edad Devónico-Carbonífero para esta área de estudio.

Estas rocas metamórficas forman parte de una extensa franja de similares características que se extiende desde el Salar de Llamara, ubicado al sur de Iquique hasta Los Choros, al norte de La Serena. Han sido previamente denominadas Formación El Toco (Harrington, 1961), Basamento Metasedimentario (Mercado, 1977; Naranjo, 1978), como 'Mélange de Chañaral' (Bell, 1982) y Metamorfitas de la Costa (Moscoso *et al.*, 1982).

Ambiente depositacional. Los distintos complejos epimetamórficos reconocidos desde las regiones de Tarapacá hasta Coquimbo, han sido interpretados como relacionados a un prisma de acreción deformado polifásicamente, de edad devónica-carbonífera, el cual incorporó detritos provenientes de un área elevada de corteza precámbrica (Bell, 1987), o como depositados en una cuenca transtensional formada durante el Paleozoico Superior en el margen continental del norte de Chile (Bahlburg y Breitzkreuz, 1991). El desarrollo del prisma de acreción habría sido contemporáneo con el emplazamiento del arco magmático Paleozoico Superior y Triásico Inferior, registrado en la Cordillera de Domeyko, cuyas unidades volcánicas asociadas fueron erosionadas y depositadas en cuencas de ante-arco del paleo-margen continental.

Sobre la base de sus estructuras sedimentarias y litología, las rocas del Complejo Epimetamórfico de Chañaral se depositaron en un ambiente marino profundo, representando facies de turbiditas. La ocurrencia restringida de margas y calizas, además de conglomerados interpretados como delta de abanico, sugieren que algunos sectores de este Complejo se depositaron en un ambiente marino más somero y proximal a la costa.

Estas rocas se encuentran muy plegadas, con pliegues tipo 'chevron' con flancos muy apretados y sectores donde hay oblicuidad entre la estratificación y la foliación, ambas con formas sinuosas. La secuencia se encuentra cortada por abundantes fallas que separan bloques de decenas a centenas de metros. El análisis microscópico de estas rocas permite concluir que han sido deformadas producto de un metamorfismo dínamo termal, con un alto gradiente de estrés deviatorico y en condiciones de baja presión debido a la presencia de andalucita. Lo anterior indica que estas rocas forman parte de una Faja Plegada y Corrida que se habría producido en condiciones bastante superficiales. Esto apoya la idea propuesta por Bell (1984 y 1987) de que estas rocas fueron deformadas en un prisma de acreción al iniciarse la subducción.

COMPLEJO PLUTÓNICO CIFUNCHO Pec (Pérmico; ca. 285-255 Ma)

(Naranjo y Puig, 1984)

Definición, distribución y relaciones de contacto. De acuerdo a Naranjo y Puig (1984), esta unidad se define como 'un conjunto de rocas plutónicas de grano grueso, leucocráticas, tipo sieno y monzogra-

nito, que afloran principalmente en la Cordillera de la Costa, al sur de los 25°30'S. Presenta además un característico aspecto 'vetado' dado por la intrusión de enjambres de diques andesíticos de color oscuro en esta roca de tonalidad clara. Este Complejo se expone, típicamente, en la desembocadura de la Quebrada Cifuncho, en Sierra Vetada y Cerros de Cifuncho'.

Aflora junto al Complejo Epimetamórfico de Chañaral formando una franja irregular localizada en el margen costero y zona central, de orientación nor-noreste de entre 8 y 15 km. de ancho. En torno a la Caleta Cifuncho afloran inmensos cuerpos sub circulares que alcanzan los 80 y 60 km² de superficie. En la mitad austral de la carta, esta unidad aflora formando franjas de orientación norte-sur con ancho entre 5 y 9 km.

El Complejo Plutónico Cifuncho intruye al Complejo Epimetamórfico de Chañaral en diferentes sitios de esta carta como en la Sierra San Pedro, en la Bahía Ballenita, el entorno de la Quebrada Tigrillo y la zona de las Lomitas. En todos estos lugares se produce una aureola de contacto de cerca de 500 m de ancho.

A su vez este complejo plutónico es intruido por la unidad de Monzogranitos Tigrillo en el área de la Punta Ballena. Adicionalmente, se encuentra cubierto en no concordancia por las unidades de sedimentos no consolidados y/o pobremente consolidados del Cenozoico. Entre estas unidades se puede mencionar a los Depósitos aluviales antiguos, los Depósitos Aluviales y Coluviales, los Depósitos Coluviales, los Depósitos Litorales de Playa y los Depósitos Eólicos.

El Complejo Plutónico Cifuncho se encuentra en contacto con las unidades estratificadas del Mesozoico a través del Sistema de Fallas Tigrillo. Entre la Posada de los Hidalgo y la Quebrada de la Cachina esta unidad está en contacto por falla con prácticamente todas las facies de la Formación Cifuncho y también con la Formación Pan de Azúcar.

Litología. La litología corresponde a granitos de un característico grano grueso. Presentan una cantidad variable de y composición de los enclaves máficos y félsicos de grano fino a medio y también xenolitos centimétricos a decimétricos del Complejo Epimetamórfico de Chañaral. La densidad de estos últimos aumenta hacia las zonas de contacto con estas rocas metamórficas.

Para esta unidad se ha diferenciado dos subunidades:

mg) Monzogranitos de biotita y de biotita-anfibola: Principalmente formada por monzogranitos que incluyen granodioritas holocristalinas de color blanco-anaranjado. Tienen textura fanerítica, hipidiomórfica, inequigranular de grano medio a grueso con, fenocristales de feldespato que alcanzan en algunos sectores los 7 cm. La masa fundamental está formada por cristales de cuarzo, plagioclasa y ortoclasa de tamaños entre 1 y 2 cm. En sección transparente, el cuarzo se presenta anhedral y con extinción ondulosa. La plagioclasa se encuentra pervasivamente alterada a sericita y en menor medida a esmectita. La ortoclasa se tiene textura peritítica y además textura poiquilítica con decacristales de plagioclasa y biotita además de encontrarse pervasivamente alterada a sericita. Los minerales máficos en general alcanzan el 10% de la roca total y corresponden a biotita primaria parcialmente tectonizada y también anfíbola.

g) Granitos con escasa biotita: Rocas holocristalinas leucocráticas de grano grueso y equigranulares, que se disponen principalmente como una franja norte sur, entre la Punta Lavata y la Punta del Carmen. Se distingue por la casi inexistencia de xenolitos de la Complejo Epimetamórfico de Chañaral, la aparición de micas blancas (3%) y la presencia de enclaves decimétricos de composición aplítica. Los minerales máficos son muy escasos (hasta un 3% de la roca total) y corresponden a biotita.

Edad y correlaciones. En este trabajo se obtuvo 2 nuevas dataciones U-Pb en circón (SHRIMP) para las rocas asignadas a la facies más abundante de este complejo (Pec(mg)). Los valores obtenidos son de 284,8±6,6 en la Bahía Cifuncho y de 284,5±6,2 Ma en la Caleta Tigrillo. Además se obtuvo una edad U-Pb en circón (LA-ICPMS) de 256±2,5 Ma para la facies Pec(g) en la Quebrada Las Lozas.

Otras edades previamente publicadas que se interpretan consistentes con esta asignación, son una edad K/Ar en biotita de 273±8 (Naranjo y Puig, 1984); ⁴⁰Ar/³⁹Ar en biotita de 259±8 (Ulriksen, 1979) y K-Ar en biotita de 255±6 (Las Cenizas, 2007). Además, existe otra edad Rb-Sr isócrona en roca total de 187±6 Ma (Zentilli, 1974), que se interpreta como una edad mínima. En resumen, y sobre la base de los nuevos antecedentes U-Pb se asigna esta unidad con bastante certeza al pérmico.

Hacia el sur este complejo plutónico tiene continuidad con el Granito Pan de Azúcar definido por Godoy y Lara (1998), quienes lo asignaron, erróneamente a nuestro parecer, al Triásico-Pérmico?

TRIÁSICO-JURÁSICO

Este periodo es el que tiene el mejor registro en el área, debido a que afloran potentes secuencias de rocas sedimentarias y volcano sedimentarias, que abarcan una amplia distribución superficial en esta carta.

Las unidades aquí descritas, desde la más antigua, comienzan con una secuencia sedimentaria depositada en ambiente continental (Formación Cifuncho), la que hacia el techo se engrana y es posteriormente cubierta por una secuencia que representa un ciclo de transgresión-regresión marina, registrada por sucesiones sedimentarias del Jurásico Inferior (Formación Pan de Azúcar). Estratigráficamente más arriba, se observan rocas volcánicas de un arco magmático de subducción con facies subacuáticas (Formación La Negra). El desarrollo de la cadena volcánica habría involucrado procesos de exhumación, subsidencia y erosión en el eje del arco, depositando sucesiones volcánicas en cuencas intraarco (Formación Posada de los Hidalgo).

FORMACIÓN CIFUNCHO Trc (Triásico Medio?-Superior)

(García, 1967)

Definición, distribución, relaciones estratigráficas y espesor. Unos 6 kilómetros al este de la caleta Cifuncho, García (1967) definió la Formación Cifuncho como formada por 'bancos de conglomerado color café rojizo en la parte inferior y en la parte superior por bancos de arenisca gris clara de cuarzo, bancos de conglomerados y lutita gris verdosa laminar, con lentes delgados de caliza ocre'. Posteriormente, Naranjo y Puig (1984) enmendaron esta definición al agregarle las rocas volcánicas y volcanoclásticas asignadas a la Formación Agua Chica (Mercado, 1980).

La Formación Cifuncho (Trc) aflora formando una franja discontinua aproximadamente norte-sur, entre el basamento Paleozoico, ubicado generalmente al oeste, y la Formación Pan de Azúcar al este. Los principales afloramientos se encuentran en la confluencia de las quebradas Cifuncho y Buena Esperanza (localidad tipo), a lo largo de la quebrada Buena Esperanza formando una franja de hasta 600 m de ancho, y en un área extensa entre las quebradas Tigrillo y La Cachina, a unos 7 km de la línea de costa.

Esta unidad sobreyace, en discordancia angular, al Complejo Epimetamórfico de Chañaral como se puede observar al oeste de la quebrada Las Pircas. En la quebrada Las Pircas, en la mina Mantos Overos y también al este de la Planta Las Luces, subyace en aparente concordancia a rocas de ambiente marino asignadas a la parte alta de la Formación Pan de Azúcar.

A lo largo de la quebrada Tigrillo esta formación está en contacto por falla, con movimiento sinistral, con el Complejo Epimetmórfico de Chañaral, cuyas rocas son afectadas de manera restringida por un intenso fracturamiento. Por otro lado, se encuentra profusamente intruida por diques de andesitas porfíricas de la unidad de Cuerpos hipabisales andesíticos (Jha(a)) en la quebrada Buena Esperanza.

La deformación de los estratos en su localidad tipo se expresa al formar un anticlinal con eje de plegamiento N20°E, buzando hacia el norte. En el flanco occidental de este pliegue se ha calculado un espesor de 980 metros para la asociación de facies (a), que es interpretado como máximo debido a la profusa intrusión de diques en esta formación. Si bien este espesor está sobreestimado por la adición de material magmático, el espesor real puede aumentar pues no se ha reconocido la base de esta secuencia.

Litología. La Formación Cifuncho está constituida por cuatro asociaciones de facies diferentes que en general presentan una actitud homoclinal. En general, los estratos muestran un grado bajo de deformación y ninguna evidencia de metamorfismo.

a) Conglomerados y areniscas. Estas son las litologías que predominan en esta formación, y se encuentran en el sector norte de esta Carta, desde su localidad tipo hasta la Posada de los Hidalgo. Está compuesta por una secuencia de conglomerados y areniscas guijarrosas de colores rojo, gris y amarillento, con formación de paleosuelos y abundantes paleocanales. Los conglomerados son clasto y matriz soportados, polimícticos, de grano medio, con matriz de areniscas medias y gruesas. Los clastos, en orden de abundancia, son metaareniscas y metapelitas, cuarzo lechoso, areniscas rojas y muy escasos clastos porfíricos. Las areniscas son polimícticas, de grano medio a grueso, con sets de estratificación cruzada de escala métrica. La secuencia está compuesta por estratos gruesos, de entre 0,5 a 10 metros de espesor, con una fuerte variación lateral entre ambas litologías hacia ambos costados. Se estima un espesor aproximado de 980 metros en su localidad tipo.

b) Conglomerados, tobas y tufitas. Esta asociación de litofacies aflora en el entorno de la mina Mantos Overos, ubicada en la mitad más austral de los afloramientos representados en esta carta. Está compuesta por una intercalación de conglomerados polimícticos con areniscas tobáceas. Los conglomerados son clastosoportados de grano medio a fino con clastos principalmente porfíricos de composición andesítica y algunos más ácidos, muy redondeados, con buena a moderada esfericidad. La matriz está compuesta por fragmentos de composiciones también volcánicas, de grano grueso a muy grueso. Los estratos tienen espesores desde 0,1 hasta 1,5 m, con restringida continuidad lateral que presentan paleocanales. Las tobas de ceniza riolíticas y las areniscas tobáceas son de color blanco-amarillento con pequeños cúmulos anaranjados. Los fragmentos de éstas son principalmente volcánicos piroclásticos, donde los cúmulos anaranjados son probables 'boxwork' de piritita muy limonitizados. Las capas de las tufitas van desde los 10 a los 80 cm sin un buen desarrollo de laminación. En el sector de Mantos Overos se estima un espesor de hasta 350 m para esta unidad.

c) Brechas volcanoclásticas y lavas andesíticas. Estas facies afloran en la parte más austral del área, en el flanco norte de la quebrada de la Cachina, al sur este del cerro Guanillos. Está integrada por una amplia variedad de brechas volcanoclásticas de color gris violáceo, compuestas principalmente por clastos porfíricos andesíticos. Su granulometría está conformada por partículas cuyos tamaños varían, casi de manera continua, desde menos de 1 mm hasta 1 m. La mayoría de los fragmentos son subredondeados con muy baja esfericidad pero también hay clastos con formas muy irregulares, bordes de enfriamiento y fracturas tipo 'jigsaw' que indican un origen volcánico primario para estos. La matriz está formada por pequeños fragmentos andesíticos y también existen zonas donde aparece masa fundamental magmática. Las brechas volcanoclásticas son interpretadas como depósitos de bloques y cenizas ('block and ash') y/o como flujos de detritos en ambiente volcánico.

Hacia el techo de esta asociación de facies aparecen cuerpos de lava intercalados con las brechas volcanoclásticas. Hay algunas lavas que son brechosas y otras que presentan una marcada fabrica planar, relacionada con foliación magmática. En sección delgada son de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y su masa fundamental es de composición andesítica a dacítica. Al norte de la Quebrada de la Cachina se estima un espesor de hasta 600 m para esta asociación de facies.

d) Areniscas amarillas con flora fósil. Estas rocas afloran en la parte central y sur del área de esta carta, inmediatamente al este de la Sierra Cifuncho y en la ladera sur de la quebrada de la Cachina. Consisten en areniscas de color gris-amarillento, a veces verdoso, finamente estratificadas con capas centimétricas a decimétricas, intercaladas con delgadas capas de calizas de hasta 30 cm, ocasionalmente con ostrácodos (Suárez *et al.*, 1985). En el área de la quebrada de la Cachina, afloran junto con bancos de hasta 4 m de espesor de pseudo-Chert, probablemente producidas por una intensa silicificación diferencial con las rocas circundantes, con schlieren gris-blancos y un mediano grado de fracturación. Se trata de una roca negra-gris oscura, muy maciza, dura y microcristalina, sin claras estructuras sedimentarias reconocibles. Observaciones preliminares del techo de algunas capas, indican que estos estratos pueden ser originalmente calizas formadas a partir de estromatolitos.

Algunos niveles contienen fósiles de restos de plantas e impresiones de hojas, cuyo grado de preservación es deficiente. El material fue identificado mediante fotografías por el paleobotánico Rafael Herbst (INSUGEO-Universidad Nacional de Tucumán), quien reconoció representantes de los géneros *Cladophlebis* y probablemente *Taeniopteris*, *Heidiphyllum*, *Pterophyllum*, así como otros posibles helechos (o pteridófitas) indeterminados (Rubilar, 2012b). Adicionalmente se ha reconocido restos de troncos fósiles sin estudios específicos. Se estima un espesor de 500 m para los estratos ubicados en la parte más alta de los cerros ubicados al norte de la quebrada de la Cachina.

Edad y correlaciones. Este trabajo presenta 2 determinaciones absolutas de la edad de esta formación, hechas con el método U-Pb en circón, ambas de edad triásica superior. Una de ellas hecha en SHRIMP obtuvo una edad de $210,1 \pm 4$ Ma (Nórico) en una toba de la asociación de facies (b) en la mina Mantos Overos.

La otra fue hecha en LA-ICPMS en una brecha volcanoclástica de la asociación de facies (c) ubicada en la quebrada de la Cachina, para la que se analizaron 106 circones con una numerosa población más joven. En un gráfico de frecuencia se observa que esta población incluye valores que varían entre los 195 y 240 Ma, y tiene una distribución asimétrica con respecto a los peaks. Utilizando *TuffZirc* (ver metodología), se obtuvo una edad de $205,5 \pm 0,9$ - $1,1$ Ma. Considerando que las brechas volcanoclásticas han sido interpretadas, en

general, como depósitos de 'block and ash', este valor se asigna como la edad del evento de depositación, en el entendido que este episodio volcánico haya producido circones. Adicionalmente, este amplio peak obtenido refleja un período de volcanismo continuo de cerca de 40 Ma relacionado con la Formación Cifuncho. Por este motivo se interpreta que localmente la base de esta formación debe tener una edad cercana a los 240 Ma, es decir, el Triásico Medio.

Sin embargo, a pesar que los cuerpos hipabisales andesíticos (Trha) se interpretan como las raíces volcánicas (ca. 213 Ma; ver más adelante), coetáneas con algunos productos volcánicos reconocidos en la Formación Cifuncho (ca. 210 Ma), en aquellos sectores donde los hipabisales intruyen a la Formación Cifuncho, los primeros deberían ser más jóvenes que las rocas en que se emplazan, por lo cual la Formación Cifuncho, localmente, tendría que ser más antigua que 213 Ma.

No se encontraron fósiles con alto valor cronoestratigráfico en esta formación, pero los grupos determinados para la flora fósil son comunes en las asociaciones paleoflorísticas del Triásico Superior tanto en Chile como en otras regiones de Gondwana (Herbst *et al.*, 1998). En este trabajo, (Rubilar, 2012b; Tabla 6) se identificó paleoflora como Pteridophyta? indet., *Taeniopteris*? indet., *Heidiphyllum*? indet., Pteridophyta? indet., Pteridophyta? indet., *Cladophlebis* sp., Pteridophyta indet., *Pterophyllum*? sp. Y Pteridophyta? indet., que confirman una edad probable Triásico Superior.

La Formación Cifuncho sobreyace en discordancia al Complejo Epimetamórfico de Chañaral de edad devónico-carbonífera. Se encuentra, en general, cubierta transicionalmente por la Formación Pan de Azúcar, sin embargo, localmente, los niveles superiores de la Formación Cifuncho engranan con la base de la Formación Pan de Azúcar. Subyace a la Formación Pan de Azúcar asignada al Triásico Superior-Jurásico Inferior, ya sea en contacto transicional o bien, los niveles superiores de la Formación Cifuncho, engranan lateralmente con los inferiores de la Formación Pan de Azúcar.

Sobre la base de todos estos antecedentes, se asigna a la Formación Cifuncho una edad triásica medio a superior.

Ambiente depositacional. Los ortoconglomerados predominantes de la asociación de facies Trc(a), 'representan depósitos fluviales de la parte proximal de ríos trenzados' (Suárez *et al.*, 1985). Las areniscas, con estratificación cruzada, que forman parte de la misma asociación de facies, se acumularon en condiciones menos energéticas, mientras la ocurrencia ocasional de paraconglomerados indica depositación de flujos de detritos, todo ello formando parte de un ambiente de abanico aluvial (Suárez *et al.*, 1985). En general, la composición de los conglomerados indica erosión de afloramientos del Complejo Epimetamórfico de Chañaral, con contribución de cuerpos granitoides de edad Paleozoico Superior. La investigación de paleocorrientes en rocas de la Formación Cifuncho indica direcciones de flujo hacia el SE, pero considerando que hay una rotación de 30° en sentido reloj indicada por paleomagnetismo (Forsythe *et al.*, 1987), la dirección original de flujo debe haber sido de oeste hacia el este (Suárez y Bell, 1992). Esto sugiere que los afloramientos del Complejo Epimetamórfico de Chañaral, desde donde se originaron parte de los sedimentos clásticos de la Formación Cifuncho, deben haber conformado un alto topográfico localizado al oeste de la línea de costa, actualmente erosionado.

Las asociaciones de facies (b) y (c) de esta unidad se distribuyen principalmente en el sector sur del área de la Carta, y muestran un evidente aumento del material de origen volcánico en esta área con respecto, por ejemplo, a localidad tipo de esta formación. La asociación de facies de Brechas Volcanoclásticas (c) se interpreta como facies volcánicas muy proximales a los centros eruptivos, formadas por depósitos de 'block and ash' producidos por el colapso de un domo andesítico y también por flujos de detritos volcánicos. En la quebrada de la Cachina se pueden observar estos depósitos junto a un cuerpo hipabisal andesítico de la misma edad (Cuerpos hipabisales andesíticos, Trha), que representa la raíz del centro eruptivo responsable de estos depósitos. La facies Conglomerados, tobas y tufitas (Trc(b)) corresponden a facies volcánicas más distales, con una importante componente sedimentaria.

La asociación de facies (d) se encuentra cercana al techo de esta formación, y sobre la base de su contenido fosilífero y litología, se infiere una depositación en un ambiente litoral de delta de abanico, donde se mezclan restos de troncos y plantas con la presencia de probables estromatolitos.

El contexto tectónico durante la depositación de esta formación era probablemente una cuenca de subsidencia rápida ubicada en un graben de 'rift' (Suárez y Bell, 1992). En este marco se produjo la depositación diacrónica en un ambiente continental, de las rocas agrupadas en la Formación Cifuncho.

CUERPOS HIPABISALES RIOLÍTICOS Trhr (Triásico Medio?-Superior)

Distribución y relaciones de contacto. Afloran a 4 km al noroeste de la Posada de los Hidalgo y corresponden a pequeños afloramientos de cuerpos irregulares que no superan los 100 m² de superficie. En este sector estos cuerpos intruyen al Complejo Epimetamórfico de Chañaral.

Litología. Corresponden a riolitas porfíricas y pórfidos riolíticos, de color ocre amarillento y en general con un marcado bandeamiento sinuoso producido por flujo. La masa fundamental es afanítica, con una cantidad variable de fenocristales de cuarzo y feldespato potásico.

Edad y correlaciones. No existen determinaciones absolutas para asignarle una edad a estos cuerpos, pero en términos relativos deben ser posteriores al Pérmico, pues intruyen al Complejo Epimetamórfico de Chañaral.

Estos cuerpos pueden ser correlacionados, litológicamente, con hipabisales que afloran en el cerro Los Amarillos, ubicado en el extremo sur oeste de las cartas Bahía Isla Blanca y Taltal (Escribano *et al.*, 2013). En este sector, dichos cuerpos hipabisales intruyen con contacto irregular a los niveles basales de la Formación Cifuncho, con desarrollo local de peperitas, lo que sugiere que esta intrusión se habría producido en sedimentos semiconsolidados húmedos. Por este motivo, se le asigna la misma edad que la base de la Formación Cifuncho, es decir, Triásico Medio?-Superior.

CUERPOS HIPABISALES ANDESÍTICOS Trha (Triásico Superior)

Distribución y relaciones de contacto. Afloran al sur de esta Carta, a 5 km al suroeste de la Sierra Esmeralda, en la quebrada La Cachina, y corresponden a stocks y diques de andesitas porfíricas que en total abarcan 5,3 km² de superficie.

Estos cuerpos intruyen al Complejo Epimetamórfico de Chañaral, a las rocas basales de la Formación Cifuncho y a depósitos aluviales antiguos. Por otro lado, están intruidas por el Complejo Plutónico Sierra Esmeralda. Se encuentran en contacto por falla con el Complejo Epimetamórfico de Chañaral y con los complejos plutónicos Cifuncho y Sierra Esmeralda del Paleozoico y Jurásico Inferior, respectivamente.

Esta unidad se considera como las raíces de los volcanes que originaron depósitos volcánicos que se intercalan en la Formación Cifuncho (Trc) del Triásico Superior-Jurásico Inferior.

Litología. Estos cuerpos corresponden composicionalmente a andesitas y daci-andesitas porfíricas de anfíbola, con masa fundamental microcristalina. Los fenocristales miden entre 1 y 2 mm, y son preferentemente de plagioclasa, anfíbola y escaso cuarzo anhedral. Las anfíbolas están reemplazadas por clorita y calcita. Hacia los bordes de los cuerpos se reconoce foliación magmática.

Edad y correlaciones. Se obtuvo una edad de $212,9 \pm 4,8$ Ma para una muestra de esta unidad, analizada mediante el método U-Pb en circones, la que es interpretada como edad de cristalización de estos cuerpos. En base a sus relaciones de intrusión con rocas paleozoicas y triásicas, y éste antecedente radiométrico, se le asigna a esta unidad una edad Triásico Superior.

Estos cuerpos se interpretan como las raíces de los volcanes que produjeron los niveles de brechas volcánoclasticas y lavas andesíticas (Trc(c)) y conglomerados, tobas y tufitas de la Formación Cifuncho (Trc(b)). La asociación de facies Trc(c) representa los productos más proximales y la Trc(b) los más distales. Para ambas asociaciones de facies se ha obtenido dataciones U-Pb en circón (ca. 210 y 205 Ma) prácticamente idénticas a la de los cuerpos hipabisales andesíticos (Trha), al menos en ese sector.

MONZOGRANITOS TIGRILLO TrJt (Triásico Superior-Jurásico Inferior, ca. 198 Ma) emend. Naranjo y Puig (1984)

Definición, distribución y relaciones de contacto. Esta unidad y otros afloramientos ubicados al norte de quebrada Tigrillo, fueron denominados como Grupo Plutónico Tigrillo por Naranjo y Puig (1984) para caracterizar monzogranitos de grano grueso a aplitas de grano fino. Sin embargo en este trabajo, se reasignaron los afloramientos dejando solo uno como Monzogranitos Tigrillo.

En el área de la Carta Cifuncho, esta unidad aflora al este de Punta Ballenita, con una extensión aproximada de 16 km².

Estas rocas intruyen al Complejo Epimetamórfico de Chañaral y a granitoides pertenecientes al Complejo Plutónico Cifuncho, ambas unidades de edad paleozoica superior.

Litología. Cerca del sector muestreado para datación por Naranjo y Puig (1984), se expone un monzogranito de biotita rico en cuarzo de textura holocristalina, fanerítica, inequigranular, leucocrática, sacaroidal o alotriomórfica, de grano fino a medio (textura 'aplítica'). Está constituida por un 45% de cuarzo anhedral tectonizado (lamellas de deformación y extinción ondulosa) con dos familias de cristales: predominantemente entre 1,0 mm a 1,7 mm y de menor forma entre 0,1 mm y 0,4 mm; la ortoclasa (25%) se encuentra en su mayoría perítica, posee tamaños de grano entre 1,2 mm y 1,5 mm y se encuentra alterada débilmente a esmectita; la plagioclasa (30%) se presenta anhedral y de tamaño seriado entre 0,5 mm y 2 mm y está alterada a esmectita y sericita; además, en un 1% de la roca total aparece mica blanca moscovita. Los minerales máficos (3 a 5%) corresponden a biotita anhedral entre 0,1 mm y 0,2 mm, parcialmente cloritizada.

Edad y correlaciones. El único dato cronológico disponible para esta unidad es una edad K-Ar en biotita de 198 ± 4 Ma (Naranjo y Puig, 1984). Con la información disponible, se le asigna tentativamente a esta unidad una edad de cristalización Triásico Superior-Jurásico Inferior.

DIORITAS BUFADERO TrJb (Raetiano-Sinemuriano)

(Godoy y Lara, 1998)

Definición, distribución y relaciones de contacto. Constituye un plutón definido por Godoy y Lara (1998) en las Hojas Chañaral y Diego de Almagro, y que aflora en el margen suroeste de esta Carta, hacia el sur de la Punta del Carmen, a los pies del acantilado costero. Se prolonga hacia el sur de la zona de estudio, con una extensión lineal total de unos 13 km, intruyendo tanto a los granitos pérmicos del Complejo Plutónico Cifuncho como al Complejo Epimetamórfico de Chañaral.

Litología. En la zona de estudio esta unidad corresponde, principalmente, a dioritas gnéissicas de piroxeno moderadamente foliadas, que presentan porfiroclastos de plagioclasa de grano medio y porfiroblastos de cuarzo policristalino de grano fino. Los minerales máficos se encuentran reemplazados a biotita, clorita, epidota y en menor medida a titanita. En sección delgada, las plagioclasas se encuentran deformadas plásticamente, el cuarzo secundario presenta extinción ondulosa y subgranos, evidenciando tectonización. Hacia el sur del área de estudio, Godoy y Lara (1998) reconocen en esta unidad dioritas gneissicas de grano medio, ricas en anfíbola y biotita.

Edad y correlaciones. Las únicas edades que se han asignado a este plutón provienen de su correlación con los plutones Cerro Castillo y Barquito, ubicados hacia el sur de área de estudio. Para el Plutón Cerro Castillo, Berg y Baumann (1985) obtuvieron una edad Rb-Sr en roca total de $195,6 \pm 2,4$ Ma, mientras que en el Plutón Barquito, dos edades K-Ar en biotita indican 193 ± 3 Ma (Farrar *et al.*, 1970) y 204 ± 4 Ma (Díaz, 1986). Este plutón ha sido correlacionado por Godoy y Lara (1998) con los plutones Peralillo, Cerro Castillo y Barquito, ubicados al sur del área (Hojas Chañaral y Diego de Almagro).

FORMACIÓN PAN DE AZÚCAR TrJpa (Triásico Superior-Jurásico Inferior)

(García, 1967; Naranjo, 1978)

Definición, distribución, relaciones estratigráficas y espesor. La Formación Pan de Azúcar fue primero definida por García (1967) con base en los sedimentos jurásicos encontrados en la quebrada del mismo nombre. Naranjo (1978) redefinió la formación como 'un conjunto homogéneo de rocas sedimentarias, clásicas, marinas, fosilíferas, bien estratificadas, que afloran típicamente en la quebrada Pan de Azúcar, 2 km al este del límite occidental de la Hoja Chañaral'. Posteriormente Ulriksen (1979) incluyó en esta formación las sedimentitas marinas que afloran en la Sierra Esmeralda.

La Formación Pan de Azúcar es una secuencia de areniscas, areniscas calcáreas, lutitas y tobas bien estratificadas, de espesores generalmente inferiores a 30 cm. El color gris-pardo-amarillento es característico para esta formación. Las areniscas tal como las lutitas, son frecuentemente ricas en fósiles, sobre todo ammonites.

Los afloramientos más importantes se encuentran (de norte a sur) en los cerros del Gritón (quebrada y Sierra Portillo), en la quebrada Las Pircas (lado oriental al sureste de la quebrada Portillo), en afloramientos

aislados en la quebrada Cifuncho, afloramientos extensos al lado oriental de la quebrada Buena Esperanza, en la Posada de los Hidalgo y en los alrededores de Sierra Esmeralda, donde aflora la mayor extensión areal de esta formación. En general, los afloramientos de la Formación Pan de Azúcar muestran una distribución similar a la Formación Cifuncho, extendiéndose en una cinta de orientación norte-sur entre los cerros del Gritón y la Sierra Esmeralda.

El espesor real de la formación no fue determinado con exactitud, debido a la deformación que la afecta, pero se estimó un espesor mínimo de 700 m para los afloramientos en la Sierra Esmeralda (García, 1967; Ulriksen, 1979), de 250-400 m en la quebrada Tigrillo y de entre 150 y 250 m para los afloramientos en la quebrada y cerros del Gritón y las partes septentrionales de la quebrada Buena Esperanza (Kurth, 2000).

La base de la Formación Pan de Azúcar es diacrónica y engrana lateralmente con la Formación Cifuncho, en las partes altas, se postula que entre ambas unidades habría un paso gradual y concordante. Al este de la Planta Las Luces, en el sector de confluencia de las quebradas Cifuncho y Buena Esperanza, la base de la Formación Pan de Azúcar sobreyace concordantemente a la Formación Cifuncho. Considerando la información fosilífera y las dataciones, se interpreta el contacto basal entre ambas formaciones como diacrónico (ver más adelante).

Esta formación subyace en contacto concordante, pseudoconcordante (con *hiatus* depositacional) y localmente transicional, con las lavas de la Formación La Negra. Evidencia de la concordancia se encuentra inmediatamente al norte del área de estudio, en el sitio arqueológico Los Bronces, donde se observan inyecciones de sedimentos calcáreos no consolidados en las fracturas de las lavas andesíticas suprayacentes, que forman la base de la Formación La Negra. La pseudoconcordancia se identifica en algunas localidades, por ejemplo a 2 y 4 km al sureste del cerro Mantos de Agua, donde los estratos basales de la Formación La Negra tienen fósiles del Bajociano. El contacto transicional, se reconoce al este del sector Mantos de Agua, donde las areniscas rojas de la base de la Formación La Negra, incluyen intercalaciones fosilíferas.

Al sur de la Posada de los Hidalgo, se observa la sección superior de la Formación Pan de Azúcar engranando lateralmente con la Formación Posada de los Hidalgo. Sin embargo, localmente, se reconoce una discordancia de erosión entre ellas, que puede ser sindepositacional (ver descripción de la Formación Posada de los Hidalgo).

Litología. En esta formación se distinguen tres asociaciones de facies:

a) Areniscas calcáreas, calizas, limolitas y lutitas fosilíferas. Corresponde a la asociación de facies más ubicua de esta formación y está caracterizada por una secuencia finamente estratificada de areniscas calcáreas, de color amarillo-gris localmente rojiza, de grano fino a medio, con calcilutitas de color amarillo-café. Las areniscas presentan diferentes estructuras sedimentarias como ondulitas de olas, calcos de carga, probables trazas fósiles y localmente bioturbación. Suárez *et al.* (1982) describen fragmentos esféricos de lutitas, de 100 µm de diámetro, que comparan con radiolarios, además una fuerte alteración a calcita en parches y ocasionalmente fragmentos de pómez. En el área de la quebrada del Gritón, las calcilutitas son muy ricas en fósiles y, además, se presentan horizontes de hasta 1 m de espesor de 'chert' gris oscuro, con *schlieren* blancos. Estos horizontes masivos, están fuertemente fracturados y son originados secundariamente a partir de una silicificación diferencial de las capas. Localmente, se reconocen secuencias finas rítmicas, de lutitas y areniscas, que se interpretan como posibles turbiditas.

En esta asociación de facies se reconoce abundante material fosilífero con alto valor geocronológico, información que será discutida en el párrafo dedicado a la edad de esta formación.

Esta asociación de facies se encuentra principalmente en las partes superiores de la formación. En el área de la Sierra Esmeralda Ulriksen (1979) estimó un espesor mínimo de 700 m. En este trabajo no se hizo una estimación debido al intenso plegamiento de esta unidad en esta zona.

b) Areniscas calcáreas, calizas y calcilutitas con intercalaciones de tobas y tufitas. Esta facies consiste en areniscas calcáreas, calizas y calcilutitas con cantidades variables de material piroclástico. La parte sedimentaria de la secuencia está compuesta por areniscas finas amarillas, que alternan con calcilutitas dolomíticas verdosas y grises. Esta facies presenta buena estratificación, con las calcilutitas formando capas de espesores centimétricos y las areniscas capas decimétricas. Las rocas piroclásticas presentes son de un característico color verde-amarillento. Litológicamente son tobas cristalinas y vítreas en parte soldadas, además de areniscas tobáceas de grano fino a grueso.

Esta asociación de facies, que incluye intercalaciones de tobas, representaría parte de la sección basal de la Formación Pan de Azúcar. Inmediatamente al sur de la Posada de los Hidalgo se estimó un espesor de 250 metros para esta asociación de facies.

c) Areniscas calcáreas, calizas y calcilitas con intercalaciones de conglomerados. Está compuesta por areniscas calcáreas, calizas y calcilitas finamente laminadas, muy similares a las descritas para la unidad más abundante (a), pero con lentes de conglomerados y areniscas guijarrosas con estructuras de paleocanales. Los conglomerados son clasto soportados de grano fino a medio, poseen matriz calcárea con abundantes clastos de composición volcánica y más escasos de cuarzo lechoso y de meta-areniscas propias de la litología del Complejo Epimetamórfico de Chañaral. La matriz de los lentes está compuesta por areniscas finas a gruesas, localmente calcáreas. Los lentes conglomerádicos tienen de 1 a 20 m de espesor y 30 m de extensión lateral. Se encuentran en el camino costero ubicado al sur de Taltal (fuera del área de estudio) y en la Quebrada Portillo.

Esta asociación de facies, que incluye intercalaciones de conglomerados, representaría parte de la sección basal de la Formación Pan de Azúcar y, se interpreta como la unidad que engranaría, lateralmente, en el Triásico, con los depósitos continentales de la Formación Cifuncho. Esta subunidad, también, engranaría lateralmente con la asociación de facies de areniscas calcáreas calizas y calcilitas con intercalaciones tobas y tufitas (b). En las cercanías de los Cerros del Gritón se estimó un espesor local de 250 metros para esta asociación de facies.

Edad y correlaciones. La edad de la Formación Pan de Azúcar está documentada en numerosas determinaciones paleontológicas hechas por Covacevich y Escobar (1979) y Covacevich (1982, 1985), cuya información es reportada en Naranjo y Puig (1984) e indica una edad Hettangiano-Sinemuriano para esta. En este trabajo, el contenido fosilífero, colectado 1 km al norte de la bifurcación entre los caminos a Cifuncho y Las Tórtolas-Las Guaneras, consiste de gastrópodos y bivalvos indeterminados. Estos últimos tienen afinidad con representantes de la Familia *Pachycardiidae*, los que se asignan a una edad indeterminable entre el Triásico Superior y el Sinemuriano (Rubilar, 2012c) y son considerados de aguas salobres o marinas. En las cercanías de Posada de Los Hidalgo se reconocieron bivalvos del tipo *Parainoceras* sp. y amonites clasificados como *Schlotheimia* cf. *cuevitensis* Hillebrand y *Arnioceras* sp., que se asignan al Hettangiano superior-Sinemuriano inferior (Rubilar, 2012c). 4 km al sur de esta localidad se reconocieron bivalvos identificados como *Oxytoma* (*Oxytoma*) *inequivalvis* (Sowerby) posiblemente del Sinemuriano inferior (Rubilar 2012c). En el sector de quebrada Los Zanjones, Llano Colorado, se ha identificado algunos amonites como *Arnioceras* sp. y *Coroniceras* sp., que se conocen en el Sinemuriano inferior (Rubilar, 2012c). 6 km al noreste de Sierra Esmeralda, en la parte sur occidental del área de la Carta, se exponen bivalvos (*Otapiria pacifica* Covacevich y Escobar, *Agerchlamys* sp., *Parallelodon* (?) sp.) y amonites (s: *Arnioceras* sp.), asignados al Sinemuriano inferior (Rubilar, 2012d). 2,5 km al sureste del cerro Mantos de Agua, en el zona central del área, se colectó Amonites (*Arnioceras* sp., *Gleviceras* (?) sp.) y peces (*Osteichthyes* indet.), que representan el Sinemuriano (Rubilar, 2012d).

En este estudio se presenta una datación de U-Pb en circón (SHRIMP) de $212,9 \pm 4,2$ Ma, obtenida en una toba vítrea ubicada al suroeste del cerro Mantos de Agua, de la asociación de facies de areniscas calcáreas y calcilitas con intercalaciones de tobas y tufitas (b). Esta determinación extiende el piso inferior de esta unidad hasta el Triásico Superior, que es coherente con la presencia de fauna fósil de esa edad. Existe una edad en K-Ar (hornblenda) de 163 ± 6 Ma (Kurth, 2000), que es considerada una edad mínima.

Considerando la información obtenida de fósiles y dataciones, se le asigna a esta unidad una edad Triásico Superior-Jurásico inferior.

El hecho que los depósitos más antiguos de la Formación Pan de Azúcar (de edad ca. 213 Ma), representados por la asociación de facies que incluye lentes de conglomerado y de la Formación Cifuncho (ca. 210 Ma) sean coetáneos, confirma un engrane lateral de los depósitos. Este engrane, localmente, podría semejar a un contacto transicional, donde la Formación Pan de Azúcar se dispone sobre la Formación Cifuncho. Estos contactos basales, probablemente, son diacrónicos, ya que en general, la base de la Formación Pan de Azúcar varía en el tiempo.

En base a sus características lito y bioestratigráficas, varios autores (Naranjo y Puig, 1984; Suárez et al., 1982; Naranjo, 1981) correlacionan a la Formación Pan de Azúcar con unidades de la Precordillera de

Antofagasta (Formación Profeta) y Atacama, que incluye las formaciones Montandón (Pérez, 1982) y Lautaro (Segerstrom, 1968).

Ambiente depositacional. Durante el Triásico Superior, en el área de Taltal se inició la transgresión marina que tuvo gran desarrollo en el Jurásico Inferior, debido al alto del nivel eustático del mar a nivel mundial en ese período (e.g., Hallam, 2001). De esta manera, en el Triásico Superior, se reconoce un engrane lateral de las Formación Cifuncho y los niveles basales de la Formación Pan de Azúcar, en ambientes continental y submarino respectivamente.

Las asociaciones de facies b y c se encuentran restringidas a la base de esta formación, cuya depositación ocurrió presumiblemente durante el Triásico Superior. La asociación de facies de calcarenitas con intercalación de conglomerados corresponde a facies marinas litorales, someras, donde los lentes conglomerádicos representarían depósitos de corrientes y flujos en masa provenientes del continente que se depositaron bajo el agua, probablemente en el sector submarino de un delta.

Para la asociación de facies de calcilutitas con intercalaciones de tobas y tufitas (b), Gutiérrez *et al.* (2009) analizaron un banco de tobas en el sector del cerro Mantos de Agua y lo interpretaron, de base a techo, como un depósito de caída inicial, seguido por una corriente piroclástica, y coronado por un nuevo horizonte de caída o coignimbrita. Estos depósitos piroclásticos tuvieron su origen y depositación en un ambiente subacuático, relacionado a erupciones submarinas de composición intermedias a ácidas, de tipo freatoplínicas.

Las numerosas tobas intercaladas con las areniscas, limolitas y lutitas (b), además del aporte de material volcánico en estas rocas sedimentarias, indican la existencia de un arco volcánico contemporáneo en la cercanía. Suárez *et al.* (1982; 1985) concluyeron que este arco consistía probablemente de islas volcánicas ubicadas al oeste de la cuenca marina de depositación de la formación Pan de Azúcar (cuenca de intra-arco).

El Jurásico Inferior en el área de estudio, se caracteriza porque la transgresión marina cubre toda el área y está representada por la sección superior de la Formación Pan de Azúcar (principalmente la asociación de facies de areniscas calcáreas, calizas, limolitas y lutitas fosilíferas (a)). Estas rocas, se habrían acumulado en un ambiente marino somero, sin embargo, localmente, se habrían depositado en un ambiente profundo, tal vez pelágico, con turbiditas. Suárez *et al.* (1982) mencionan una sucesión, de 50-70 m de potencia, de areniscas y lutitas fosilíferas, con características que las asemejan a turbiditas, seguida, hacia arriba, por 10-20 de lutitas. Las areniscas, en capas de 10-20 cm de espesor, presentan gradación normal y unidades similares a las subdivisiones A, B y C de Bouma (1962).

Según Naranjo y Puig (1984) la abundancia de amonites sugiere la depositación en un ambiente marino posiblemente circalitoral alto (intermareal). Las condiciones variadas de facies del Jurásico inferior indican un ambiente tectónico activo.

De acuerdo a Suárez y Bell (1992), durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior, el “rifting” triásico fue seguido de subsidencia termotectónica de amplia distribución. En este estudio se prefiere referirse a una depositación en una cuenca extensional, que continuó activa hasta el Jurásico Inferior bajo, ya que no se reconoce un hiatus claro entre las formaciones Cifuncho y Pan de Azúcar, sino más bien un engrane lateral y vertical. Por otro lado, también la Formación Posada de los Hidalgo (ver más adelante) se interpreta como depósitos de un ‘fan delta’ o abanico volcanoclástico, lo que indicaría depósitos de margen de cuenca y confirmaría la tesis de una extensión a esa época.

Kurth (2000) determinó el grado de carbonización en sedimentitas de la Formación Pan de Azúcar localizadas en la quebrada Tigrillo, concluyendo temperaturas máximas durante el enterramiento de 170° a 220° C, lo que corresponde a una profundidad máxima de 3-4 km (considerando un gradiente térmico alto de 50°C/km para un arco magmático activo).

FORMACIÓN POSADA DE LOS HIDALGO Jiph (Sinemuriano)

(García, 1967; emend. Naranjo y Puig, 1984)

Definición, distribución, relaciones estratigráficas y espesor. Esta unidad fue definida por García (1967) en la localidad de la Posada de los Hidalgo, donde describe una secuencia de “alrededor de 100 m de los cuales la mitad inferior está compuesta por bancos de brechas, conglomerados y andesitas

y la superior por bancos de arenisca gris verdosa de grano medio, con algunas intercalaciones de lutita y caliza". En ese entonces, fue denominada Formación Posada los Tres Hidalgos, cuyo nombre fue posteriormente enmendado por Naranjo y Puig (1984), quienes la rebautizaron como Formación Posada de los Hidalgo.

Los afloramientos de esta formación cubren una superficie aproximada de 40 km², y están limitados por el norte por la quebrada Posada de los Hidalgo y por el sur por la quebrada de La Cachina. Aflora en la Sierra Esmeralda, en los alrededores del camino B-940, entre la quebrada Tigrillo y el desvío de la quebrada Tigrillo hacia Las Bombas.

Esta unidad engrana lateralmente con la sección superior, de edad Sinemuriano, de la Formación Pan de Azúcar, reconociéndose, en la zona norte de la Sierra Esmeralda, capas de esta formación sobre y bajo los estratos de la Formación Pan de Azúcar. Sin embargo, localmente, al este de la Sierra Cifuncho, se observa a la Formación Posada de los Hidalgo en discordancia de erosión, sobre la Formación Pan de Azúcar, lo que es evidenciado por la presencia de clastos de calizas con fósiles de esta última y una superficie de contacto en partes subparalela a la estratificación, con zonas más irregulares que la cortan. Esta discordancia representaría un fenómeno muy localizado que no ha sido reconocido más al sur (Naranjo, 1978) y probablemente, se trata de una erosión sindeposicional.

Sobre la Formación Posada de los Hidalgo, 5 km al sureste del sector Posada de los Hidalgo, se encuentran apoyados los estratos de la Formación La Negra, en los que, a la base, se ha identificado fauna asignada al Bajociano-Batoniano. La relación de contacto entre estas formaciones es pseudo concordante, pero se infiere la presencia de *hiatus* depositacional basado en la diferencia de edad entre ambas unidades.

Litología. 1 Miembro Inferior de brechas volcanoclásticas y conglomerados. La base de este miembro está compuesta por brechas volcanoclásticas mal estratificadas, de color gris violáceo, formadas por fragmentos centrimétricos a decimétricos (hasta medio metro) mal seleccionados y poco redondeados, con matriz tamaño arenisca media. Los fragmentos son principalmente accesorios y accidentales con menor cantidad de Juveniles, compuestos por brechas más antiguas, lavas andesíticas, brechas tobáceas con pómez, areniscas y margas, escasamente también calizas. Los fragmentos sedimentarios provienen de sedimentos no consolidados de la Formación Pan de Azúcar, y se encuentran exclusivamente en los estratos basales de este miembro. Más arriba estratigráficamente afloran brechas piroclásticas monomicticas, formadas por clastos porfíricos andesíticos de un amplio espectro de tamaño de grano (1 mm hasta 1 m) y matriz tamaño lapilli y ceniza de la misma composición que los fragmentos, que se interpretan como 'block and ash'. Estas últimas están intercaladas con brechas y conglomerados volcanoclásticos matriz soportados, que se interpretan como depósitos de flujo de detritos y remociones en masa. Los fragmentos están compuestos por distintos tipos de andesitas porfíricas, que están inmersos en una matriz de arenitas finas formadas por líticos y cristales provenientes de estas mismas andesitas.

Unos 50 m sobre la base aparecen algunas facies sedimentarias que incluyen conglomerados y areniscas tobáceas con estratificación cruzada planar de escala de decenas de metros. Los conglomerados forman estratos de 2-3 m de espesor y son clastosoportados con buena selección y redondeamiento, cuyos fragmentos no superan los 10 cm de diámetro. Las areniscas tobáceas son de color rojizo y de grano fino hasta grano medio, con desarrollo de laminación sub paralela de 1-3 cm de espesor. En la parte alta de este miembro se observan algunas intercalaciones de lavas andesíticas a daciandesíticas que presentan texturas brechosas.

Se estima un espesor de 700 m para este miembro. Este espesor se debe entender como máximo pues existen numerosas intrusiones hipabisales que afectan estas rocas que aumentan su espesor real

2 Miembro Superior de areniscas tobáceas, lavas y calizas. Este miembro presenta una estratificación bien desarrollada con estratos entre los 0,5 y 3 metros de espesor, y está formado por una sucesión de areniscas tobáceas localmente calcáreas, flujos de lavas, margas y calizas con fósiles marinos. La litología que predomina son areniscas tobáceas finas a medias, de colores morados, pardos y rojizos, finamente estratificadas en bancos o láminas de unos pocos milímetros hasta 15 cm. Sus componentes son principalmente volcánicos tales como, líticos porfíricos y plagioclasas fragmentarias en una matriz fina de igual composición, localmente calcárea. Es posible observar gradaciones en el tamaño de grano y estructuras

sedimentarias de carga. Intercaladas con esta litología se observa flujos de lavas andesíticas con textura hialoclástica y de almohadillas, que están dispuestas en paquetes de hasta 5 m de espesor.

Junto con estas litologías se encuentran en menor proporción algunas calizas y margas. Estas rocas se presentan generalmente bien estratificadas en bancos de 10-80 cm de espesor. Las areniscas están formadas por plagioclasas, además de líticos porfíricos y afaníticos, pardos, morados y verdes. Las calizas, de colores amarillos y verdes, junto con margas pardas y moradas, presentan abundante flora y fauna fósil, entre los que destacan amonites del género *Arnioceras* asignados al Sinemuriano Inferior, además de variados bivalvos, corales y troncos.

Para este miembro se estima un espesor máximo de 1.200 m. Este espesor es entendido como máximo pues existen numerosos cuerpos hipabisales no mapeados por la escala, que aumentan este valor.

Edad y Correlaciones. Naranjo y Puig (1984) le han asignado a esta formación una edad sinemuriana inferior. En este trabajo (Rubilar, 2012a; Tabla 6) se ha reconocido numerosos fósiles, información que ha sido complementada con la información ya publicada por Covacevich (1982). Se ha reconocido numerosos bivalvos, gastrópodos, plantas y amonites. En particular, se ha observado *Arnioceras* sp. en la parte media de esta unidad, lo que indica una edad sinemuriana inferior (Hillebrandt, 2000).

Adicionalmente se ha reconocido bivalvos, entre los que se destacan *Radulonectites?* sp., *Weyla* sp. y *Pleuromya* sp., que indican una edad indeterminada en el Jurásico Inferior.

Estos antecedentes permiten asignarle con bastante certeza una edad sinemuriana inferior a la parte media de esta formación, pero no se descarta que la parte superior corresponda por lo menos a la parte alta del Sinemuriano, debido al gran espesor restante formado por sedimentitas finas.

Ambiente depositacional. Esta formación se acumuló en una cuenca de intra-arco, probablemente en extensión, al igual que la Formación Pan de Azúcar. La sección inferior (con 'block and ash', ortoconglomerados, depósitos de flujo de detritos y remociones en masa) se interpreta como depositada en un ambiente continental y volcánico, probablemente en un delta o abanico aluvial. El miembro superior se interpreta como acumulado en un ambiente marino, probablemente somero, con centros volcánicos andesíticos cercanos, de actividad intermitente, como lo indican los flujos de lavas. Considerando la Ley de Walther y su engrane con las sedimentitas marinas de la Formación Pan de Azúcar, el delta del miembro inferior correspondería a un 'fan-delta' o abanico volcanoclástico, en parte submarino.

Naranjo y Puig (1984) postulan una depositación por flujos gravitacionales en masa en un ambiente sublitoral marino y suponen centros volcánicos cercanos como fuentes del material volcánico. Según estos autores, la presencia de niveles piroclásticos intercalados con sedimentos marinos cerca de la base y el desarrollo de lavas y areniscas terrígenas hacía el techo de la formación indican un cambio de condiciones marinas hacía terrestres.

CUERPOS HIPABISALES ANDESÍTICOS Jiha (Jurásico Inferior)

Distribución y relaciones de contacto. Esta unidad está formada por cuerpos hipabisales que intruyen esencialmente a la parte más alta estratigráficamente de la Formación Pan de Azúcar.

Se ubican principalmente al oeste de la Mina Las Luces próximos al contacto entre las formaciones La Negra y Pan de Azúcar, y en ocasiones en la zona de contacto entre ambas, y el cuerpo de mayor tamaño se localiza en la quebrada del Gritón y cubre un área de 1,8 km². Corresponden principalmente a filones y diques subordinados, andesíticos, que tienen contactos irregulares y evidencias de interacción agua-magma durante su intrusión, de modo que formaron brechas hialoclásticas.

Litología. Andesitas porfíricas y pórfidos andesíticos. Presentan color gris y gris violáceo con zonas puntuales con escasas amígdalas. La masa fundamental es microcristalina y presentan marcada textura de flujo arremolinada, debido al alineamiento de los microlitos de plagioclasa. Las rocas presentan una fuerte carbonatización en cúmulos que afectan a sus zonas más permeables. Se observa hialoclástitas formadas por brechas monomíticas formadas por las mismas andesitas porfíricas cortadas por vetillas de calcita donde los bordes están formados por microvenillas de limonitas, que forman la matriz. Dentro de ésta se observan pequeños fragmentos de la roca andesítica que presentan una alteración variable, que puede ser muy pervasiva, de clorita y esmectita mezcladas.

Edad y correlaciones. La edad de esta unidad ha sido determinada sobre la base de sus relaciones de contacto. Los filones que intruyen principalmente a la parte alta de Formación Pan de Azúcar, muestran texturas hialoclásticas producto de la interacción agua-magma. Esto evidencia su contemporaneidad con los estratos fosilíferos que intruye, por lo cual han sido asignados al Hettangiano-Sinemuriano. Eventualmente, este magmatismo podría continuar su actividad hasta el Toarciano, de manera de constituir también, parte de la raíces del volcanismo de la Negra durante la parte alta del Jurásico Inferior.

COMPLEJO PLUTÓNICO SIERRA ESMERALDA Jise (Jurásico Inferior; ca. 194 Ma)

Definición, distribución y relaciones de contacto. Corresponden a las rocas plutónicas que afloran a ambos lados de la quebrada de La Cachina, en la Sierra Esmeralda, e inmediatamente al sur de esta. Las litologías presentes son dioritas, dioritas cuarcíferas, monzodioritas cuarcíferas y granodioritas, de grano medio a grueso.

En la Sierra Esmeralda, esta unidad intruye a las calcilitas y calizas de la Formación Pan de Azúcar, produciendo un moderado metamorfismo de contacto, y es responsable de la alteración hidrotermal que genera la mineralización aurífera y argentífera ubicada en el distrito minero homónimo. Al oeste de la misma sierra, se encuentra en contacto por intrusión con las rocas triásicas de la Formación Cifuncho y los cuerpos hipabisales andesíticos (Trha) relacionados con las raíces del volcanismo que le dio origen.

Los afloramientos más australes de esta unidad intruyen a las rocas del Complejo Epimetamórfico de Chañaral, en la quebrada Guanillos, donde se observa escasa mineralización cuprífera.

Litología. md) Monzodioritas y granodioritas. Esta litofacies se encuentra constituida por rocas faneríticas y leucocráticas correspondientes a monzodioritas, dioritas cuarcíferas y granodioritas de biotita y anfíbola. Estas rocas presentan una moderada alteración de calcita y clorita, y están parcialmente brechizadas, con vetillas de cuarzo, cuando se encuentran cercanas al contacto con las unidades estratificadas.

d) Dioritas y dioritas cuarcíferas. Corresponde a la litofacies más básica de este complejo plutónico. Está compuesto por rocas faneríticas, mesocráticas, correspondientes a dioritas y dioritas cuarcíferas de piroxenos y anfíbolos. En el afloramiento más oriental de este complejo se observa una gran cantidad de vetas subparalelas de turmalina y cuarzo, relacionadas con escasa mineralización de oxidados de cobre.

Edad y correlaciones. En este trabajo se presenta una datación U-Pb (SHRIMP) en circones de $193,5 \pm 3,0$ Ma y en un informe inédito del grupo Las Cenizas (2007) se reporta otra edad U-Pb en circón de ca. 193 Ma. Con esta información se puede asignar una edad jurásica inferior baja a esta unidad.

FORMACIÓN LA NEGRA JIn (Jurásico Inferior a Medio)

(García, 1967)

Definición, distribución, relaciones estratigráficas y espesor. Esta formación fue definida por García (1967) en la quebrada homónima, ubicada en la salida sur de Antofagasta, y descrita como 'una sucesión prácticamente continua de mantos de lavas porfíricas, parcialmente amigdalóidea, color gris oscuro en parte verdosas. Se intercalan esporádicamente en la serie volcánica algunos bancos de brecha porfírica y de arenisca gruesa arcillosa color rojo'.

Se distribuye principalmente en la mitad norte del área de esta Carta (en su margen este) mostrando una amplia distribución en la carta Cerro del Pingo, ubicada adyacente al oriente de ésta. Esta franja continúa hacia el sur con una amplia distribución en las cartas Chañaral y Diego de Almagro (Godoy y Lara, 1998). Hacia el norte de Taltal (fuera del área de estudio) esta formación desaparece dando lugar a rocas intrusivas contemporáneas del Complejo Plutónico Matancilla (Escribano *et al.*, 2013.). En el área de estudio estas rocas se encuentran escasamente deformadas y muestran una estratigrafía volcánica irregular con manteos muy suaves hacia el este y también al sur.

La base de la Formación La Negra no está representada por un piso continuo y se observan grandes variaciones de su edad, que ha sido determinada sobre la base de su contenido fosilífero. En el área de esta Carta la base de esta formación ha sido asignada al Bajociano, mientras que más al norte, en el cerro

Blanco, ubicado al sur de Taltal (Cartas Bahía Isla Blanca y Taltal; Escribano *et al.*, 2013), esta base ha sido asignada al Pliensbachiano, lo que indicaría depositación con base diacrónica.

El contacto entre las formaciones la Negra y Pan de Azúcar, al parecer es de dos tipos, pseudoconcordante con *hiatus* depositacional y concordante. El primero, se ve reflejado, al sur del cerro Mantos de Agua, las rocas de la Formación La Negra se disponen de manera pseudo concordante sobre las Formaciones Pan de Azúcar y Posada de los Hidalgo. Sobre la base del contenido fosilífero de dichas unidades, se infiere un *hiatus* depositacional. La concordancia, se reconoce al norte del área de estudio, en el sector del sitio arqueológico Los Bronces (Carta Bahía Isla Blanca; Escribano *et al.*, 2013), se ha observado un contacto depositacional entre lavas basálticas de la Formación La Negra y sedimentitas de la Formación Pan de Azúcar. Los estratos de calcarenitas presentan irregularidades por carga e inyecciones en las fracturas de las lavas suprayacentes. Por esto se infiere que, al momento de la depositación de los niveles lávicos, las calcarenitas de la Formación Pan de Azúcar se encontraban húmedas y aún no consolidadas.

En el sector delimitado entre la quebrada Cifuncho y el cerro Mantos de Agua, las formaciones La Negra y Pan de Azúcar están en contacto mediante la falla San Luis, que es de carácter normal.

Se estima para esta unidad un espesor mínimo en el área de estudio de 2.000 m, aunque se debe hacer notar la dificultad para efectuar esta estimación debido a la presencia de rocas con muy poca continuidad lateral. Previamente, Kurth (2000) estimó al oeste del Sistema de Fallas de Atacama un espesor total máximo de 6.000 metros para la Formación La Negra, mientras que Bartsch (2004) presenta una columna de 8.800 metros. Ambas estimaciones incluyen estratos ubicados fuera del área de estudio.

Litología. En el área de esta Carta y en las áreas aledañas ubicadas inmediatamente al este y al norte, correspondientes a las cartas 'Cerro del Pingo' y 'Bahía Isla Blanca y Taltal', respectivamente, se han reconocido 7 asociaciones de facies en la Formación La Negra, sin embargo en la zona de estudio solo se exponen 4. Estas subunidades no tienen letras consecutivas, a objeto de utilizar las mismas designaciones en todas las cartas.

a) Lavas andesíticas y andesíticas basálticas. Esta facies es la más ubicua de la Formación La Negra y está caracterizada por extensos flujos de lavas andesíticas y andesíticas basálticas, generalmente bien estratificados en bancos de 5 a 10 metros de espesor. Formadas por rocas porfíricas, amigdaloidales pardas, moradas y verdosas con fenocristales de plagioclasas generalmente subhedrales a enhedrales de unos pocos milímetros hasta 2 cm de largo, en una masa fundamental afanítica a microcristalina. Las amígdalas poseen formas irregulares y están compuestas, principalmente, por calcita cristalina y cuarzo. Incluyen diques, filones y cuerpos hipabisales pequeños, de composición andesítica, andesítica basáltica y ocoítico, no diferenciados. Algunos diques y filones conforman cuerpos subparalelos entre sí, que semejan una pseudoestratificación. Estas rocas se exponen principalmente en el sector noreste de la carta.

b) Areniscas y tufitas rojas, localmente calcáreas. Esta facies está compuesta por areniscas y tufitas rojas finas a medias bien estratificadas formando delgados bancos de 5-10 cm. Están compuestas principalmente, por fragmentos volcánicos y piroclásticos tales como líticos porfíricos, fragmentos de plagioclasas con poco retrabajo y algunas pómez. 2 km al sureste del cerro Mantos de Agua, se reconoce una sección granocreciente, de 20 m de espesor, constituida a la base a techo, por 4 m de areniscas calcáreas de grano fino, rojizas, con horizontes fosilíferos; 1 m de areniscas de grano fino, arcósicas, blancas, de espesor variable y 15 m de conglomerados brechosos de grano fino a medio, laminados, ocasionalmente calcáreos, con fragmentos de andesita y lutita, angulosos, en general menor de 1-3 cm de diámetro y en algunos sectores hasta 10 cm, incluyen intercalaciones de areniscas gruesas a muy gruesas, que disminuyen hacia arriba. La fauna (principalmente bivalvos) de las areniscas rojas fosilíferas basales, no constituyen fósiles guía. Esta asociación caracteriza, localmente, la sección basal de la formación. Es posible observar estas rocas en el sector centro-oriental de la zona de estudio.

e) Calizas intermedias. Sucesión bien estratificada de calizas intermedias, coquinas, areniscas calcáreas rojas finas a medias y conglomerados finos. Las calizas y areniscas calcáreas de colores rojizos y morados, están dispuestas en bancos de hasta 1 m y poseen importante contenido volcanoclástico correspondientes a líticos porfíricos y plagioclasas retrabajadas en una matriz clástica fina con cemento calcáreo. Las coquinas corresponden a un banco de 10 m de espesor, y están constituidas por una tanatocenosis de ostras asignadas al Bajociano (Rubilar 2012a). Los conglomerados corresponden a depósitos mal estratificados,

polimícticos con fragmentos principalmente porfíricos y plagioclasas fragmentarias. Esta asociación se intercala localmente, en la sección media y superior de la formación.

f) Brechas, areniscas, tobas y lavas. Esta asociación de facies consta principalmente de brechas volcanoclásticas, areniscas finas a medias, tobas líticas lavas y andesíticas y andesíticas basálticas intercaladas, de un característico color rojizo. Las areniscas medias y brechas volcanoclásticas, polimícticas, moradas y macizas, tienen clastos principalmente porfíricos de hasta 50 cm. Las tobas son de color rojizo y gris, formadas principalmente por líticos porfíricos de hasta 10 cm, pómez grises orientadas en la dirección del flujo y en menor medida cristales de plagioclasa fragmentarios. Las lavas son de composición andesítica y de colores pardos a morados; están dispuestas en estratos de 5 a 10 metros de espesor. Poseen fenocristales de plagioclasa subhedrales a euhedrales y amígdalas de cuarzo y calcita en una masa fundamental microcristalina. Esta asociación aflora localmente, al sur de la quebrada Cifuncho.

g) Hipabisales. Diques y filones y stocks de composición andesítica, andesítica basáltica y ocoítica de color negro-verdoso que tienen masa fundamental microcristalina con fenocristales de plagioclasa y menor piroxeno. Intruyen a rocas de la Formación La Negra, pero que forman parte de la actividad magmática fisural en el caso de los diques. Los diques y filones se encuentran prácticamente en toda el área de afloramientos de la Formación La Negra. En el extremo noreste de esta Carta aflora un importante stock que alcanza los 3 km², que continúa incluso en las cartas adyacentes.

Edad y correlaciones. Durante este estudio se colectó braquiópodos, bivalvos e icnofósiles en el margen centrooriental de la carta, a 2,5 km al ESE del cerro Mantos de Agua, asignados probablemente al Bajociano (Rubilar, 2012 a,d; Tabla 4, localidad 33). Otra localidad fosilífera con valor cronológico se ubica 5 km al sureste del sector Posada de Los Hidalgo, donde la presencia de *Trigonia aff. mollesensis* Lambert entre otros indican una edad probablemente Bajociano (Rubilar, 2012a; Tabla 4, localidad 34).

Fuera del área de estudio al SW de Taltal, en el sector de cerro Blanco, se han reconocido amonites en los niveles sedimentarios de la Formación La Negra, que corresponden al Pliensbachiano (Covacevich (1982) in Naranjo y Puig (1984)). En la zona de estudio, 5 km al SE del cerro Mantos de Agua (citados por Naranjo y Puig, 1984, como cerros Buena Esperanza), Covacevich (1982) y Suárez *et al.* (1985) identifican fósiles del piso Aaleniano-Bajociano. Estos últimos se ubican en niveles marinos lenticulares, basales de la formación (asignados en este trabajo a la asociación e), mientras que los de Cerro Blanco tienen bajo ellos una secuencia de rocas volcánicas de unos 200 m de potencia, sin base expuesta, lo que sugiere una edad algo más antigua que pliensbachiana para los estratos volcánicos inferiores de la formación (Naranjo y Puig, 1984). Tomando en cuenta todos los antecedentes, Naranjo y Puig (1984) argumentan a favor de una edad sinemuriana-pliensbachiana para la base de la Formación La Negra.

Una edad 'máxima' para la formación es informada por Las Cenizas (2007), mediante un análisis U-Pb SHRIMP en circón en un cuerpo hipabisal que corta a la base de la Formación La Negra en el sector de la Falla San Luis, que dio un valor de 199,3 Ma (Las Cenizas, 2007). Dicha edad es 'máxima' ya que los tres circones datados indican edades muy dispares, por lo que el circón datado en ca. 199 Ma podría ser aportado tanto por el cuerpo subvolcánico como ser heredado de la roca de caja.

En el área, también se conoce una datación de 164±6 Ma (en K-Ar en horblenda; Kurth, 2000), que fue obtenida 3 km al sureste de la confluencia de las quebradas Cifuncho y Los Zanjones.

Inmeditamente al este de la zona de estudio, en la Carta Cerro del Pingo (Espinoza *et al.*, en prep.), se han obtenido edades U-Pb de 178±46 en apatito y 173±4 Ma en circón (LA-ICP-MS). Además, se conoce una edad de 164,6±3,2 Ma en U-Pb SHRIMP en circón, en un granitoide que corta a la Formación La Negra en la mina Las Luces (aprox. 25°42'S).

Una edad U-Pb SHRIMP en circón en una muestra de un domo dacítico fluidal que corta a rocas de la Formación La Negra en la Carta Bahía Isla Blanca-Taltal (Escribano *et al.*, 2013), inmediatamente al norte del área de estudio, dio un valor de 152,3±1,4 Ma, confirmando una edad al menos jurásica superior para esta unidad volcánica.

Debido al carácter tectónico del límite superior de la Formación La Negra, en el área de la Carta, no se puede determinar la edad mínima de la formación. En su localidad tipo (quebrada La Negra, al sureste de Antofagasta), diferentes autores (Ferraris, 1978; Ferraris y Di Biase, 1978; Harrington, 1961; Alarcón y Vergara, 1964 in Naranjo y Puig, 1984) estimaron una edad mínima de Jurásico Superior.

En resumen, se le asigna a la Formación La Negra una edad jurásica bastante amplia, cuya base varía desde el Pliensbachiano hasta el Bajociano. El techo de esta formación se ubica probablemente en el Titoniano.

Ambiente depositacional. Las diferentes asociaciones de facies de la Formación La Negra, en toda su extensión de norte a sur, han sido interpretadas como los depósitos de un arco volcánico de margen continental (Davidson *et al.*, 1976). La asociación de areniscas y tufitas rojizas, localmente calcáreas (b), con esporádicos niveles fosilíferos, se interpretan tentativamente como acumulados en un ambiente marino con gran influencia volcánica y abundante aporte de material, que constituye el paso transicional entre un ambiente netamente marino (Formación Pan de Azúcar) y el volcanismo de la Formación La Negra. Esto es confirmado por las observaciones de Suárez *et al.* (1982), que mencionan que 'en otras localidades, al suroeste de Cerro Buena Esperanza, la Formación Pan de Azúcar infrayace, con discordancia de erosión, a areniscas rojas, marinas, del Aaleniano-Bajociano que, en el área, constituyen el miembro basal, lenticular, de la Formación La Negra y al cual sobreyacen las volcanitas andesíticas, características de esta formación'. La asociación de calizas intermedias (e), coquinas, areniscas calcáreas y conglomerados, se interpretan como acumulados en un ambiente marino con depósitos gruesos acumulados en un delta de abanico. Las brechas volcanoclásticas, areniscas epiclasticas, tobas cineríticas y lavas andesíticas y andesíticas basálticas (f), se interpretan como depositadas en depocentros del arco volcánico.

La evolución de este arco fue caracterizada, en un comienzo, por un volcanismo tipo tipo fisural con una importante interacción entre los productos volcánicos basálticos y andesítico-basálticos extrusivos como también subvolcanicos (diques, filones y cuerpos hipabisales (g)) que interactúan con los sedimentos no consolidados, las que generan pillow lavas, hialoclastitas y peperitas. Lo anterior deja de manifiesto que, por lo menos en los niveles inferiores, el arco volcánico de la Formación La Negra se desarrolló en un ambiente submarino marginal/somero.

Hacia el techo de la formación, sus aportes tendrían un carácter predominantemente continental, caracterizado por extensos flujos de lavas basáltico-andesítico (a) con esporádicos niveles lenticulares menores de areniscas.

Se interpreta que la cuenca intra-arco donde se depositaron los niveles basales de esta formación se haya rellenado por completo con los productos del arco magmático de la Formación La Negra, permitiendo la depositación de fases posteriores del arco volcánico en un ambiente continental.

GRUPO PLUTÓNICO MATANCILLA Jmm (Toarciano-Oxfordiano)

(Naranjo y Puig, 1984)

Definición, distribución y relaciones de contacto. Esta unidad fue definida por Naranjo y Puig (1984) como un complejo plutónico que incluye, en forma principal, 'granodioritas y tonalitas con variaciones monzodioríticas y graníticas'.

Este grupo plutónico aflora, principalmente, en la zona norte de las Cartas Bahía Isla Blanca y Taltal (Escribano *et al.*, 2013), a lo largo del margen occidental de la Cordillera de la Costa, acuñándose progresivamente hacia el sur hasta ser cortado por la Falla Taltal. En esta carta se representa como un afloramiento aislado en el extremo Noreste con 1 km² de superficie, que continúa en las cartas vecinas.

En el área de esta Carta, intruye a las capas más antiguas de la Formación La Negra formada por lavas andesíticas y basálticas. En el extremo sur del cuerpo intruye a calizas y calcarenitas asignadas a esta misma unidad.

Litología. md) Monzodioritas cuarcíferas. Las litologías reconocidas para este cuerpo corresponden a monzodioritas cuarcíferas de dos piroxenos y escasa biotita, con textura hipidiomórfica, inequigranular de grano medio. Subordinadamente, se encuentra también microdioritas de dos piroxenos con textura holocristalina porfírica con masa fundamental intergranular, compuesta por plagioclasas y clinopiroxenos.

Edad y correlaciones. Hacia el norte, en las Cartas Bahía Isla Blanca y Taltal, Escribano *et al.* (2013) obtuvieron edades U-Pb (SHRIMP) en circón de 174,7±5,7; 170,4±4,3; 168,1±4,1; 158,3±5,1 Ma para esta unidad, lo que permite acotar la actividad ígnea por lo menos entre el Toarciano y el Oxfordiano.

Sobre la base de la edad obtenida para estas rocas plutónicas y su composición, esta unidad es interpretada como la raíz del arco magmático que ha dado origen a parte de la Formación La Negra que aflora en el área de estudio.

GRANITOIDES LAS LUCES JmII (Jurásico Medio)

Distribución y relaciones de contacto. Corresponden a cuerpos de forma subcircular, de dioritas y microtonalitas bien alterados, que afloran al norte de la localidad Posada de los Hidalgo en el entorno cercano de la Mina Las Luces, fuera del área de estudio y unos 500 metros al este del límite de esta Carta. En general son cuerpos bastante pequeños que no superan 1 km² de superficie.

En la zona de la Posada de los Hidalgo, esta unidad intruye a las formaciones Pan de Azúcar y La Negra.

Litología. .d) Dioritas y dioritas cuarcíferas. Esta facies aflora en los márgenes del cuerpo microtonalítico de la asociación de facies b) de esta unidad. Está formada por dioritas y dioritas cuarcíferas muy alteradas, con ferromagnesianos que varían entre el 15% y 30% de la roca. Corresponden a rocas holocristalinas, faneríticas de grano medio, con moderada sericitización de las plagioclasas. Los ferromagnesianos están compuestos por piroxenos en cúmulos parcialmente actinolitizados, algunas anfíbolas y escasa biotita.

t) Microtonalitas. Afloran en la parte alta del cerro que se ubica al norte de la Posada de los Hidalgo. Están formadas por rocas de color pardo-amarillento, holocristalinas de grano fino, inequigranulares, y microfaneríticas, de composición tonalítica, que eventualmente puede alcanzar a granodiorita, sin minerales máficos. Los cristales félsicos corresponden a dos tipos de plagioclasas subhedrales, unas intermedias (andesina y/o labradorita) y otras más sódicas (oligoclasa), además de cuarzo anhedral. Esta unidad es la más diferenciada de estos cuerpos.

Edad y correlaciones. En este trabajo se ha obtenido una edad U-Pb en circón (SHRIMP) de 164,8±4,2 Ma, en la facies de dioritas y dioritas cuarcíferas, puesto que la otra facies está compuesta por rocas muy diferenciadas, prácticamente sin circones. Fuera del área, en la Mina Las Luces, se obtuvo otra edad SHRIMP U-Pb de 164,6±3,2 Ma (Espinoza *et al.*, en prep.). Esto indica que la cristalización de estos cuerpos se produjo durante el Jurásico Medio.

Estos cuerpos se encuentran relacionados espacial y genéticamente con la mineralización cuprífera de tipo mesotermal, y representan importantes blancos para la exploración minera en el área. Se interpreta que la facies de microtonalitas forma parte de una fase tardía y residual de este grupo de plutones, para los cuales se infiere una afinidad toleítica, sobre la base de su mineralogía sin máficos y feldespatos potásico.

CUERPOS HIPABISALES ANDESÍTICOS Jha (Jurásico Medio-Superior)

Distribución y relaciones de contacto. En esta unidad se agrupa una gran cantidad de cuerpos hipabisales, filones y diques. Corresponden, principalmente a diques de orientación noroeste, y en menor medida a filones y algunos pequeños stocks. Los diques se agrupan preferencialmente en las zonas de estructuras mayores.

Estos cuerpos intruyen prácticamente a todas las unidades de rocas del área, y a diferencia de los Cuerpos hipabisales del Jurásico Inferior (Jiha), estos tienen contactos bien rectos. El Complejo Plutónico Cifuncho se encuentra cortado por diques, y en algunos sectores se puede observar un enrejado de dos generaciones ortogonales de estos (Damm y Pichowiak, 1978), cuyos afloramientos más característicos se encuentran en la sierra Vetada, ubicada al noreste de la caleta Cifuncho.

Litología. a) Andesitas porfíricas. En general corresponden a diques, cuya litología característica son andesitas y daci-andesitas porfíricas de grano fino, gris-verdes y también rojizas, que tienen fenocristales de plagioclasa, piroxenos y algunas anfíbolas en una masa fundamental muy fina, con textura afieltrada, a veces cloritizada.

p) Pórfidos ocoíticos y microdioritas. Corresponden tanto a diques, filones como algunos cuerpos sub-circulares. Son pórfidos andesíticos y daci-andesíticos de grano grueso con algunos rasgos de flujo. Compuestos por abundantes fenocristales de plagioclasa, con cúmulos de dos piroxenos y masa fundamental microcristalina, moderadamente alterada a clorita y arcillas.

Edad y correlaciones. Los diques y filones que tienen bordes bastante rectos y bien definidos cortan a prácticamente todas las unidades estratificadas, siendo la Formación La Negra la más joven, por lo que son asignados al Jurásico Superior.

Específicamente en la confluencia de las quebradas Los Zajones y Cifuncho, aflora un enjambre de estos diques subparalelos intruyendo a la Formación La Negra. Debido a que estos diques son muy comunes en esta área, cerca del 30% en volumen de las rocas, y el tipo fisural del volcanismo de la Formación La Negra, esta zona es interpretada, al igual que el Complejo Plutónico Matancilla, como las raíces del volcanismo fisural, por tanto de edad Jurásico Medio a Superior.

CRETÁCICO INFERIOR

CUERPOS HIPABISALES DACÍTICOS Kihd (Cretácico Inferior)

Distribución y relaciones de contacto. Esta unidad agrupa a cuerpos dacíticos bandeados que se emplazan en la traza de la falla Tigrillo, ubicada en la mitad más austral del área de esta Carta. Corresponden a pequeños cuerpos elongados de 2 km de largo y que no superan los 500 m de ancho.

En la quebrada Tigrillo, a 5 km. al norte de la Mina Mantos Overos se observa un cuerpo bandedo subparalelo a la traza de la falla, que separa a la Formación Cifuncho de la Formación Pan de Azúcar. En esa misma zona se observa que estos cuerpos intruyen y brechizan a un Pórfido ocoítico de los Cuerpos hipabisales andesíticos del Jurásico (Jha(b)).

En la zona de la quebrada Las Lozas o Guanillos se observan intruyendo a las brechas volcanoclásticas de la Formación Cifuncho.

Litología. Corresponden a rocas de color ocre, formadas por dacitas y subordinadamente riolitas porfíricas con textura fragmental, con fenocristales de anfíbolos y ojos de cuarzo. La masa fundamental es microcristalina con textura traquítica.

Edad y correlaciones. No existen determinaciones absolutas para la edad de esta unidad. En términos relativos la unidad más joven que intruye, formando pequeños cuerpos de brechas, es la de Cuerpos hipabisales andesíticos del Jurásico Medio a Superior. Por este motivo, se le asigna una edad amplia en el Cretácico Inferior. La edad de estos cuerpos puede entregar también antecedentes acerca de la edad de la falla Tigrillo.

MIOCENO-PLIOCENO

GRAVAS DE ATACAMA Mga (Mioceno inferior-medio) (Mortimer, 1973)

Definición, distribución, relaciones estratigráficas y espesor. Se ha denominado informalmente como Gravas de Atacama a los depósitos polimícticos de gravas, moderadamente consolidados, que afloran ampliamente en la zona sur del desierto de Atacama (Willis, 1929; Mortimer, 1973). En la Carta, corresponden a depósitos de gravas, arenas y limos, ocasionalmente cementados, pobremente estratificados y mal seleccionados, de carácter aluvial o coluvial indiferenciados, en los cuales se intercalan niveles de cenizas.

Conforman planicies o terrazas altas, ubicadas en los valles y quebradas principales, coalescentes en sus cursos inferiores o confluencias. En el área de la Carta Cifuncho, sus afloramientos son restringidos y se encuentran en la quebrada Cifuncho, y a 2 km al norte de la Sierra Esmeralda. Estos últimos, se encuentran ubicados sobre las formaciones Pan de Azúcar y Posada de los Hidalgo.

Las Gravas de Atacama están cubiertas, en diversos lugares, por depósitos aluviales y coluviales antiguos (MsPla). Además, se encuentran parcialmente erosionadas por cursos fluviales más jóvenes y cubiertas por depósitos aluviales y coluviales pliocenos, pleistocenos y holocenos, dejando algunos remanentes de gravas aterrazadas 'colgadas' en sectores altos.

En el área ubicada al este de la quebrada Tigrillo se observó un espesor de 15 metros para esta unidad.

Litología. Esta unidad está compuesta por una secuencia de gravas y areniscas de facies aluviales, color marrón, moderadamente a bien consolidadas, con delgadas intercalaciones de depósitos de cenizas volcánicas y de cenizas retrabajadas de color blanco. Las gravas son matriz soportadas y forman bancos gruesos de entre 1-2 m. Los clastos son polimícticos, con mala selección, de tamaño entre 1 y 40 cm. con pobre redondeamiento y esfericidad, inmersos en una matriz de arenisca gruesa a media con muy baja ma-

durez textural. Las areniscas están dispuestas en delgadas capas de 2-5 cm de espesor con características de flujos tractivos. La secuencia se encuentra parcialmente cementada por nitratos y/o carbonatos.

Las capas de cenizas son de color blanco a ocre, que pueden sobrepasar excepcionalmente 1 metro de espesor. Corresponden a depósitos formados por ceniza de composición riolítica, con una cantidad variable de fenocristales de biotita y plagioclasa, débilmente litificadas por cemento de sales y/o yeso. Ocasionalmente estas capas muestran evidencias de retrabajo e incluyen delgadas intercalaciones de material clástico, generados entre la depositación de éstas. En general, estos niveles se encuentran en las quebradas secundarias, menos expuestas, lo que favorece su preservación.

Esta unidad es la que hospeda la mayoría de los depósitos de nitratos chilenos, los que ocurren en una franja norte-sur, ubicada en el sector oriental de la Cordillera de la Costa (Ericksen, 1983; Chong *et al.*, 2007). Los nitratos se presentan como cemento de depósitos aluviales en profundidad, o en venas o capas (mantos) dentro de estos depósitos (Ericksen, 1983).

Edad y correlaciones. La edad para esta unidad ha sido históricamente determinada sobre la base de dataciones radiométricas de los niveles tobáceos intercalados. El presente estudio no cuenta con edades para esta unidad.

Para la ignimbrita Llano Las Vicuñas que aparece intercalada en estas gravas en área de las Cartas Exploradora (Cornejo y Mpodozis, 1996) y Altamira (Matthews *et al.*, 2010) se obtuvo edades entre 18 y 16 Ma, que es la edad que se estima para los depósitos de la Carta Cifuncho. Los niveles superiores han sido acotados temporalmente en la zona de Potrerillos-El Salvador por varias edades cercanas a 9 Ma, obtenidas en un flujo piroclástico que sobreyace a las gravas (Ignimbrita San Andrés, Tomlinson *et al.*, 1999; Matthews *et al.*, 2006; Nalpas *et al.*, 2008). Estos antecedentes permiten acotar un rango de edad miocena inferior-media para esta unidad.

Por otro lado, cerca de la Cordillera de Domeyko se han obtenido dataciones del Oligoceno superior (González y Walker, 1979, *in* Naranjo y Puig, 1984; Naranjo y Cornejo, 1992) para flujos ignimbríticos intercalados en esta unidad. Estas edades las interpretamos como más antiguas que las de los depósitos de esta área.

Esta unidad se correlaciona directamente con la Formación Pampa de Mulas, definida por Chong (1973) en el sector de la Hoja Aguas Blancas (24-25°S; Marinovic *et al.*, 1995), donde es descrita como una 'secuencia constituida principalmente por conglomerados y brechas depositadas por avenidas torrenciales en ambiente desértico'. También se correlaciona esta unidad con las Gravas de Alto Hospicio, definidas por Marquardt *et al.* (2008)

Ambiente depositacional. Las Gravas de Atacama representan antiguas zonas de escorrentía de sistemas mayores de drenaje que fueron activos durante el Oligoceno alto y el Mioceno. Se habrían depositado en ambientes mixtos (fluvial-aluvial-coluvial) y de distinta energía, que varían, en general, longitudinalmente: ambientes aluviales en la precordillera, fluviales en la Depresión Central, y lagunares ('playa-lake') en la Cordillera de la Costa. Serían consecuencia de los procesos de alzamiento y erosión que afectaron el sector oriental de la Depresión Central, particularmente el desarrollo la cordillera de Domeyko (Mortimer, 1973; Cornejo *et al.*, 1993; Mpodozis *et al.*, 1995; Riquelme *et al.*, 2003 a y b; Nalpas *et al.*, 2008).

Posterior a su depositación, la parte superior de esta unidad ha sufrido distintos procesos de pedimentación, que han formado una superficie erosiva conocida en la literatura como el Pediplano de Atacama (*e.g.*, Clark *et al.* 1967; Mortimer 1973; Paskoff y Naranjo 1979; Riquelme 2003). El Pediplano de Atacama ha sido datado de manera indirecta entre los 11 y 9 Ma (Clark *et al.* 1967; Mortimer 1973, Cornejo y Mpodozis 1996) y relacionado, entre otras, con el comienzo de la hiperaridez en el desierto de Atacama (Riquelme, 2003).

DEPÓSITOS ALUVIALES ANTIGUOS MsPa (Mioceno superior-Plioceno)

Definición y relaciones estratigráficas. Depósitos no consolidados de gravas y bloques, mal estratificados, de granulometría variable, que forman grandes planicies de baja pendiente, cortadas por la red de drenaje actual de carácter torrencial y ocasional. Se distribuyen sobre gran parte de la superficie de la Carta, cubriendo mayor extensión en el sector central y oriental.

Afloran como abanicos aluviales con una topografía alta, actualmente erosionados por los cauces más jóvenes.

Esta unidad se apoya en discordancia de erosión sobre prácticamente todas las unidades rocosas paleozoicas y mesozoicas que afloran en el área de esta Carta. Sus relaciones de contacto con las Gravas de Atacama son más complejas de describir, debido a su gran similitud litológica: se apoya en discordancia de erosión sobre ellas cuando rellena antiguos cauces labrados en las Gravas, y en pseudoconcordancia en las zonas más llanas, con un probable *hiatus* depositacional.

Estos depósitos se encuentran cubiertos por los Depósitos Aluviales (PIHa) y localmente, Depósitos marinos (PIhm), del Pleistoceno-Holoceno que se distribuyen en estrechos cauces que ocupan la parte más baja de las quebradas.

Litología. Esta unidad está compuesta por depósitos de gravas y arenas, moderada a pobremente consolidadas, con intercalación de delgados niveles de depósitos de cenizas riolíticas, algunas con evidencia de retrabajo y depositación en ambiente sedimentario. Las gravas tienen clastos angulosos, escasamente redondeados, cuya litología refleja directamente la litología del sustrato, por lo que son prácticamente monomícticos si no se encuentran en zonas de contacto litológico. Las arenas son de grano medio a grueso, bastante inmaduras que forman capas de entre 2 y 10 cm.

Edad y correlaciones. En el área de estudio no se cuenta con datación alguna.

Dataciones K-Ar en biotita en niveles de tobas cineríticas removilizadas, intercaladas en estos depósitos, en el área de las Cartas Bahía Isla Blanca-Taltal, ubicadas inmediatamente al norte, indican edades de $8,7 \pm 0,9$ Ma, $6,3 \pm 0,3$ Ma y $6,3 \pm 0,4$ Ma, confirmando una edad Mioceno Superior. Puesto que la determinación de edades para esta unidad está condicionado a la presencia de depósitos cineríticos, hay depósitos que no necesariamente se encuentran incluidos en los rangos dados por estas dataciones.

Fuera del área de estudio, en la Cordillera de la Costa de Antofagasta, se han reportado depósitos de cenizas intercaladas en sedimentos equivalentes a esta unidad, datadas en 3 Ma (Basso, 2007), y 3 y 5 Ma (González y Niemeyer, 2005). Adicionalmente en el gran escarpe costero cerca de Iquique, se ha obtenido una edad $4,2 \pm 0,4$ Ma mediante datación K-Ar en biotita (Blanco *et al.*, 2012). Estos antecedentes permiten extender el rango de edad de estos depósitos entre el Mioceno superior y el Plioceno.

PLEISTOCENO–HOLOCENO

Los depósitos del Cuaternario representan cerca de un 3% del área de la Carta, ocupando principalmente los cauces de valles y algunas quebradas asociadas, donde se acumulan depósitos aluviales, coluviales y eólicos. Otros depósitos (marinos y litorales de playa), que se exponen esporádicamente y se acumulan en el borde costero. Los depósitos antrópicos son relaves mineros de la planta y la mina Las Luces.

DEPÓSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES PIHac (Pleistoceno-Holoceno)

Estos depósitos se distribuyen ampliamente en toda el área de esta Carta, y se encuentran en la base de las actuales quebradas, discordantes y, ocasionalmente, como ‘mantos’ sobre los depósitos aluviales antiguos (MsPla), producto de la formación de nuevos cursos de escorrentía. Se encuentran ocupando las principales quebradas del área como la quebrada Cifuncho, quebrada Mantos de Agua, quebrada Tigrillo y quebrada de La Cachina

Consisten en ripios, gravas con lentes de arenas gruesas, no consolidados, y que, principalmente, corresponden a corrientes de barro de ocurrencia esporádica, en el caso de los depósitos aluviales. Aquellos productos coluviales generan depósitos de origen gravitacional, que se disponen en las laderas y valles de mayor pendiente, y que están formados por bloques angulosos a subanguloso, monomícticos y que gradan lateralmente a depósitos aluviales.

El origen de los depósitos aluviales está ligado a flujos intermitentes de agua, generados durante lluvias intensas y/o a sismos ocasionales. Por su parte, los depósitos coluviales responden al desmoronamiento producido por la inestabilidad generada por estas corrientes esporádicas que remueven abundante material.

DEPÓSITOS COLUVIALES COSTEROS PIHcc (Pleistoceno-Holoceno)

Depósitos de origen gravitacional (piedemonte) que ocurren en las laderas de mayor pendiente, ubicadas en el escarpe costero. Forman escombros de falda y conos de deyección.

Están constituidos por bloques angulosos a subangulosos, generalmente monomíticos que reflejan la litología que está siendo erosionada. El depósito es clasto soportado, donde el tamaño de los fragmentos varía entre centimétricos y decimétricos. La matriz es muy escasa y está formada por partículas tamaño arena y limo.

No se cuenta con antecedentes geocronológicos para estos depósitos, pero sobre la base de su relación genética con el desarrollo del escarpe costero se le asigna una edad entre el Pleistoceno y el Holoceno.

DEPÓSITOS EÓLICOS PIHe (Pleistoceno-Holoceno)

Afloran formando una franja elongada norte sur, localizada junto a la costa ubicada al norte de la caleta Cifuncho. Ocupan una superficie aproximada de 12 km², apoyados en no concordancia sobre el Grupo Plutónico Cifuncho (Pec).

En esta unidad se agrupan depósitos semi consolidados y los depósitos eólicos activos con litologías idénticas. Están constituidos por arenas de grano medio a grueso muy bien seleccionadas, ricas en fragmentos de cuarzo y feldespato provenientes de los granitoides pérmicos aledaños. Los depósitos más antiguos forman capas centimétricas con estratificación cruzada de escala métrica, y pueden alcanzar los 10-15 m de espesor.

No existen determinaciones de edad para esta unidad, pero se interpreta una edad Pleistocena para los depósitos semiconsolidados y Holoceno para los depósitos activos.

DEPÓSITOS MARINOS PIHm (Pleistoceno-Holoceno)

Corresponde a un afloramiento discreto, localizado en la costa ubicada al norte de la quebrada del Grión, que se encuentra en contacto discordante, por erosión, sobre rocas del Complejo Epimetamórfico de Chañaral (DCch).

Corresponden a acumulaciones de arena, limos, coquinas y conglomerados cementados (Naranjo y Puig, 1984), en general se presentan como intercalaciones entre los distintos materiales entre marcados escollos rocosos de las rocas subyacentes que configuran la apariencia del fondo marino litoral. Los depósitos se pueden localizar entre los 5 y 40 m de altura aproximadamente, y en general no sobrepasan los 10 m de espesor. Depósitos preservados en una sucesión de terrazas de abrasión marina y cordones litorales.

Localmente, se puede encontrar fauna marina a la que, mediante análisis paleontológicos, se le pudo estimar una edad pleistocena-holocena.

DEPÓSITOS LITORALES DE PLAYA HI (Holoceno)

Corresponden al depósito actual de la playa localizado en la caleta Cifuncho, que se encuentra desde la costa hasta unos 200 m hacia el continente.

Es un depósito sedimentario clástico de carácter terrígeno y bioclástico. Los fragmentos terrígenos son bien redondeados, constituido por escasas gravas y abundante arena desde gruesa a media, que han sido acumulados en el borde costero y la zona intermareal. Los fragmentos bioclásticos son restos de conchas de bivalvos, equinoideos y gasterópodos.

Debido a que son depósitos activos, se les asigna una edad holocena.

DEPÓSITOS ANTRÓPICOS Han (Holoceno)

Son aquellos depósitos artificiales producidos por la actividad humana, en este caso de origen exclusivamente minero. En el área de la Carta, corresponden a los depósitos de desmontes de la Mina Las Luces y de relaves de la Planta Concentradora por flotación de la Compañía Minera Las Cenizas. Estos depósitos ocupan una superficie cercana a los 0,2 km² cada uno.

El depósito de desmontes corresponde a fragmentos de roca angulosos muy mal seleccionados que han sido extraídos desde dentro de la faena minera. El tamaño varía entre 1 metro y menos de 1 cm. En cambio el depósito de relave de la Planta Concentradora es material muy fino de tamaño arena muy fina a limo, que corresponde al residuo resultante de la extracción del Cobre de la roca.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área de la Carta Cifuncho se caracteriza por una larga y compleja evolución estructural, en la que se superponen varias fases de deformación, ocurridas desde el Paleozoico hasta el Neógeno (Bell, 1982; Bell, 1984; Naranjo y Puig, 1984; Hervé, 1987a; Hervé, 1987b; Grocott y Taylor, 2002; Riquelme *et al.*, 2003b), aunque el registro más completo es del Mesozoico. Los principales rasgos que han modelado la configuración estructural actual son el Sistema de fallas Tigrillo (SFT), el Sistema de fallas Noroeste (SFNW) y el Sistema de fallas de Atacama (SFA), esta última fuera del área de estudio. Estas estructuras han interactuado a lo largo del tiempo geológico formando a modo general un arreglo tipo dominó (Figura 1).

A continuación se hará una descripción por períodos desde el más antiguo al más joven.

CARBONÍFERO

Durante este período tuvo lugar la transición entre un margen continental pasivo a uno activo (Bahlburg *et al.*, 2009), que produjo el desarrollo de un prisma de acreción en el margen occidental de Gondwana. El Complejo Epimetamórfico de Chañaral fue progresivamente deformado en varias fases tectónicas posteriores a su depositación o incluso durante la construcción de este prisma, formando una faja plegada y corrida durante el Carbonífero Superior, asociada al inicio de la subducción entre los 320 y 310 Ma (Bahlburg *et al.*, 2009). Esta faja plegada y corrida, en la Sierra Cifuncho, es caracterizada por una serie de pliegues anticlinales y sinclinales, donde abundan los de tipo chevrón, bien inclinados a rectos, cerrados a apretados, con un rumbo del plano axial WNW-ESE. El desarrollo de este plegamiento se asocia tanto a fallas inversas ciegas como aflorantes, cuyo plano axial es de alto ángulo asociado a la inclinación progresiva de las fallas preexistentes durante el desarrollo de la deformación del prisma. Hacia el sector de la quebrada El Gritón, predominan los pliegues inclinados de bajo ángulo a recumbentes, isoclinales y volcados, cortados por fallas inversas de bajo ángulo, indicando el desarrollo una fase deformacional distinta a la del sector de Sierra Cifuncho y/o una discontinuidad estructural entre ambos dominios.

Las rocas del Complejo Epimetamórfico Chañaral y habrían sido sometidas a un metamorfismo regional de tipo dínamo termal producido en el contexto de la deformación gatillada por el inicio de la subducción. Bell (1982) indica que este metamorfismo alcanzaría la facies de esquistos verdes con anterioridad a la intrusión de los granitos del Pérmico Inferior. Las rocas que acumulan la mayor cantidad de deformación son filitas a esquistos micáceos cuyo protolito corresponde a rocas pelíticas, que actuaron como niveles más plásticos, y canalizaron en forma discreta la deformación a la que estaba sometida esta unidad. En el área de esta Carta, Bell (1984) indica, al menos, dos fases sobreimpuestas de deformación afectando al Basamento Paleozoico. Al sur de esta Carta, en el 'Mélange de Chañaral', se observa la mayor intensidad de la deformación, en el 'Mélange de Chañaral', donde se produjo un desgarramiento de bloques de areniscas cuarcíferas y en menor medida de rocas volcánicas máficas, inmersas en una matriz de meta-pelitas (Bell, 1987).

TRIÁSICO SUPERIOR-JURÁSICO INFERIOR

Durante el Triásico Superior y el Jurásico Inferior se depositaron espesas secuencias sedimentarias continentales que gradan a ambientes marinos hacia el techo, que diversos autores han interpretado como depositadas en un ambiente de cuenca de extensión continental basados en el rápido cambio de facies en la vertical que indicarían un período de subsidencia tectónica (e.g., Charrier, 1979, Suárez y Bell, 1992, Cornejo *et al.*, 2009). Según las direcciones de paleocorrientes de la Formación Cifuncho,

corregidas por las rotaciones tectónicas reportadas por estudios paleomagnéticos, la dirección de proveniencia de la sedimentación de esta formación se habría desarrollado desde el oeste hacia el este (Suárez y Bell, 1992; Forsythe *et al.*, 1987). Lo anterior indicaría, al menos para el Triásico Superior, la existencia de un borde de cuenca hacia el oeste en un sistema de tipo hemigraben. Sin embargo, las observaciones de este trabajo indican que en el área no existe registro de las estructuras responsables de dicha extensión y sobre la base de la geometría de los estratos y el tipo de facies de las formaciones Cifuncho y Pan de Azúcar adyacentes al SFT se descarta que éste haya sido un sistema de fallas relacionado al borde de cuenca como lo proponen Grocott y Taylor (2002); infiriéndose que tales estructuras se encuentran al oeste del borde costero, o bien habrían sido cortadas y desplazadas por el alzamiento relativo del bloque Paleozoico.

JURÁSICO INFERIOR ALTO/MEDIO

En el sector central de la carta, existe un sistema de fallas de trazas sinuosas llamado Sistema de Fallas Tigrillo (SFT) que a escala regional presenta rumbo norte-sur. Este sistema coloca en contacto al basamento Paleozoico, formado por el Complejo Epimetamórfico de Chañaral y el Complejo Plutónico Cifuncho, con las formaciones Cifuncho y Pan de Azúcar. En torno al SFT, estas secuencias sedimentarias presentan un plegamiento moderado. En el sector de la planta Las Luces La Formación Cifuncho forma un pliegue anticlinal abierto, de eje axial NNE, asimétrico e inclinado con una vergencia oriental, cuya longitud de onda puede alcanzar los 5 km. Este plegamiento continúa en la suprayacente Formación Pan de Azúcar formando un suave sinclinal inclinado de longitud de onda cercana a los 3 km. Por otra parte, en la quebrada Buena Esperanza, al sur de la Posada de los Hidalgo, la Formación Cifuncho se encuentra fallada por este sistema y la Formación Pan de Azúcar es la que se encuentra más intensamente plegada debido a su baja competencia, donde se observan pliegues paralelos asociados con planos de despegue similares a los de estratificación. La mayor deformación se encuentra restringida a las dos zonas antes mencionadas y no se mantiene a lo largo de toda la traza del SFT.

El rumbo del SFT es sinuoso, cercano a la norte-sur y su manteo es subvertical, o de alto angulo cayendo tanto al oeste como al este, geometría característica de las fallas de rumbo. Esto permite concluir que durante este período se habría desarrollado un ambiente tectónico de tipo transpresional con fallamiento de rumbo sinistral, cuya expresión es el SFT, que desarrolla codos compresionales en forma local.

La edad de actividad transpresional del SFT debe ser posterior a la depositación de la Formación Pan de Azúcar, que indica el Jurásico Inferior alto (Toarciano) y anterior a la actividad del SFNW que desplaza en forma sinistral este sistema de estructuras (Jurásico Medio).

JURÁSICO MEDIO/SUPERIOR

El análisis de la distribución de las unidades litoestratigráficas, separadas en Basamento Paleozoico, Triásico Superior-Jurásico Inferior y Jurásico Medio-Superior (Figura 1) permite concluir que el SFT, inicialmente sinuoso, es desplazado por un Sistema de fallas noroeste (SFNW) que forma un arreglo en dominó y que alcanza desplazamientos de hasta 10 kilómetros con una cinemática de rumbo sinistral. El mejor exponente en el área de estudio del SFNW es la Falla de la Quebrada del Gritón que localmente coloca en contacto al Complejo Epimetamórfico de Chañaral con la Formación Cifuncho.

El SFNW canaliza la intrusión de enjambres de diques de composición andesítica a dacítica de extensiones kilométricas, ampliamente distribuidas en la mitad boreal de esta Carta.

Adicionalmente en las Cartas Chañaral y Diego de Almagro, al sur del área de estudio, Godoy y Lara (1998) indican movimientos sinistral en la Sierra Las Tipias para este sistema de fallas noroeste.

El SFNW es un sistema de deformaciones polifásicas y en este período se reconoce un primer evento de su actividad, aunque no se descarta la posibilidad de existencia previa de estas discontinuidades. Esta deformación sinistral se produjo es posterior a la actividad del SFT, pues lo desplaza y se encuentra parcialmente sellado por el SFA.

El movimiento sinistral de estas fallas se reconoce en los estratos de las formaciones Cifuncho y Pan de Azúcar e incluso para los estratos basales de la Formación La Negra, pero para los niveles superiores de esta última no se observa claramente. En forma preliminar se interpreta que la mitad superior de la Formación La Negra puede haber sido depositada después del fin de la actividad de este sistema dentro de la Carta. Esto último acotaría la edad del movimiento a la parte baja del Jurásico Superior.

CRETÁCICO INFERIOR

Ubicada entre 7 y 20 km al este de esta Carta, se encuentra un rasgo estructural mayor, paralelo al orógeno, que es el Sistema de fallas de Atacama (SFA) el cual se extiende por más de 1000 km en la Cordillera de la Costa del norte de Chile. En torno al Cerro Paranal (al norte del área de estudio), Scheuber *et al.* (1995), dataron la edad de la deformación principal del SFA entre 125 y 126 Ma, conjugando los métodos Rb-Sr y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Estos mismos autores indican una actividad precursora de este sistema cerca de los 152-150 Ma. El SFA sella la actividad de las distintas fallas del SFNW dentro del área de estudio (Figura 1), lo que indica que tiempo de actividad de estas estructuras se encuentra restringido al Jurásico.

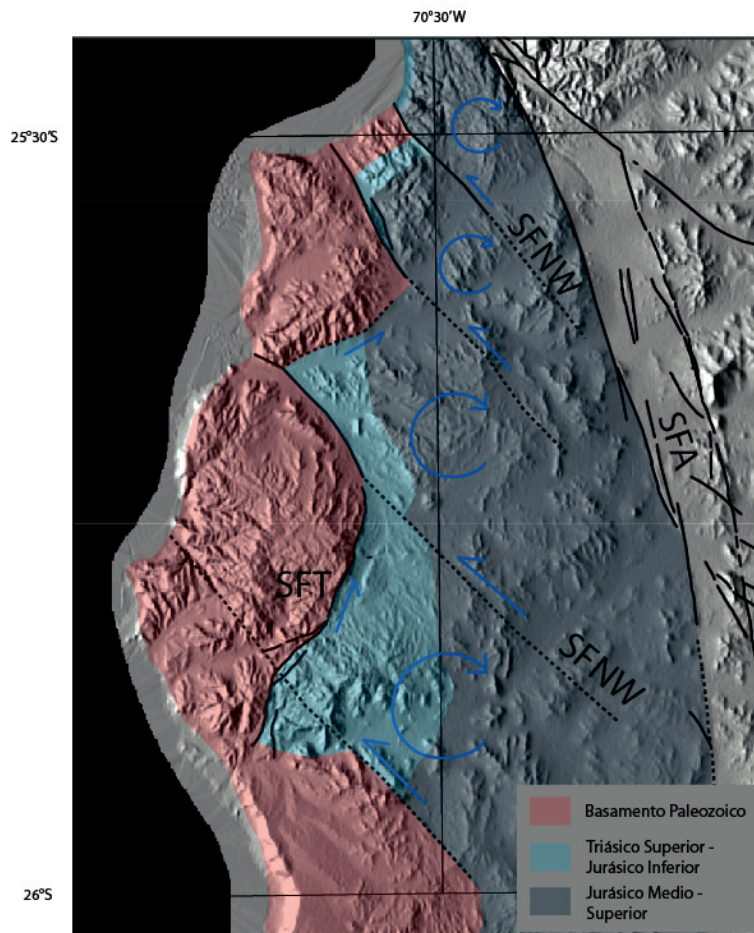


FIG. 1. Esquema estructural del área de la Carta Cifuncho. Se distinguen las rocas según su edad en 3 grupos: Basamento Paleozoico, Triásico Superior-Jurásico Inferior y Jurásico Medio-Superior. Las líneas negras representan las estructuras principales del área y en azul se dibujan los movimientos interpretados para éstas. SFT: Sistema de fallas Tigrillo. SFA: Sistema de fallas de Atacama. SFNW: Sistema de fallas noroeste.

POST CRETÁCICO INFERIOR

A una escala regional se observa la presencia de persistentes rotaciones tectónicas de carácter horario al sur del codo de Arica y particularmente entre los 24°-26° S donde son mayores a 30°, han sido indicadas por diversos autores (Randall *et al.*, 1996; Forsythe y Chisholm, 1994; Roperch *et al.*, 1997). Estas han sido interpretadas como la actividad local de rotaciones entre bloques estructurales, y no son explicables completamente a partir de la construcción del oroclino boliviano (Randall *et al.*, 1996; Forsythe y Chisholm, 1994; Abels y Bischoff, 1999). Las rotaciones medidas en las unidades Mesozoicas de la Cordillera de la Costa y en las unidades del Terciario inferior de la Precordillera tienen magnitud y sentido muy similares (Roperch *et al.*, 1997); lo que indica que la fase compresiva que las produjo debe ocurrir durante el Terciario. Abels y Bischoff (1999) plantean que las rotaciones estarían fuertemente ligadas a la acomodación en el rumbo de las estructuras noroeste en un régimen tipo dominó.

La Falla Taltal ubicada al noreste del área de estudio forma parte del SFNW y corresponde a una estructura de importancia regional, pues marca una segmentación tectónica entre las raíces plutónicas del arco Jurásico hacia el norte y la exposición de rocas extrusivas y sedimentarias hacia el sur. Esta falla desplaza con movimiento sinistral al SFA, e indica que alguna(s) de la(s) estructura(s) del SFNW tiene(n) una historia polifásica de deformación, donde existe al menos un evento posterior al Cretácico Inferior.

GEOLOGÍA ECONÓMICA

RECURSOS METÁLICOS

Los yacimientos metálicos existentes en el área de esta Carta, pertenecen a la Franja Metalogénica de la Cordillera de la Costa (Boric *et al.*, 1990), y corresponden a cuerpos estratoligados de Cu-(Ag), depósitos vetiformes de Cu-(Au), Ag-(Cu) y Au-Ag de tamaño pequeño.

Considerando las características (rocas de caja, forma, mineralogía, edad) de los yacimientos, éstos se han podido agrupar de la manera siguiente:

DEPÓSITOS DE EDAD PÉRMICA

Depósitos vetiformes polimetálicos costeros. Corresponden a depósitos vetiformes pequeños, alojados principalmente en metasedimentitas (DCch) y de manera subordinada en plutones pérmicos (Pec), cuyas faenas a la fecha de este trabajo, se encontraban abandonadas. Presentan corridas del orden de las decenas de metros, potencias en general menores a 1 m, y sus laboreos han alcanzado profundidades que no superan los 30 m. Estas vetas han sido explotadas solo en su zona superior oxidada, que incluye minerales oxidados de plata, plomo y cantidades subordinadas de oxidados de cobre. La mineralización primaria, descrita por Boric *et al.* (1990) para la mina Aguada, incluiría galena argentífera, pirita, calcopirita y escasa esfalerita, en una ganga de cuarzo, baritina, calcita, limonitas, escasa hematita y carbonato.

Si bien no se cuenta con datos geocronológicos para la edad de formación de estos depósitos, éstos son contenidos, exclusivamente, por metasedimentitas (DCch) y plutones pérmicos, no reconociéndose depósitos afines en las secuencias mesozoicas. En consecuencia, la génesis de estas vetas podría estar relacionada a los eventos póstumos de emplazamiento de los plutones pérmicos.

DEPÓSITOS DE EDAD JURÁSICA

Depósitos vetiformes de Cu de la falla San Luis. Este grupo de depósitos se localiza al sur de la quebrada Cifuncho, a unos 5 km al E de la planta y tranque de relaves de la mina Las Luces. En el área se reconoce una serie de depósitos pequeños, con contenidos de Cu, emplazados en una estructura frágil de rumbo NW

y manto 60°-80°E, denominada Falla San Luis, la que pone en contacto a sedimentitas carbonatadas de la Formación Pan de Azúcar con rocas volcánicas de la Formación La Negra, y que ha facilitado el emplazamiento de diques porfídicos de composición andesítica.

En la traza de la Falla San Luis, separados cientos de metros uno de otro, se reconocen varios cuerpos mineralizados de corridas del orden de la centena de metros, conformando una franja noroeste de al menos 5 km. En estos depósitos se presenta mineralización de oxidados de Cu al menos hasta los 60 m, con crisocola, malaquita, atacamita, y almagrados y cuprita subordinados. En profundidad, se ha reconocido calcosina y además mineralización primaria con calcopirita y bornita.

Depósitos vetiformes, irregulares y mantiformes de Au-(Ag) del sector de Sierra Esmeralda. La mayoría están emplazados en intrusivos dioríticos jurásicos (Jise) y, de manera subordinada, en sedimentitas cornificadas del Jurásico Inferior (Formación Pan de Azúcar), y se sitúan en la Sierra Esmeralda, ubicada en el sector sur de esta carta.

Los cuerpos mineralizados corresponden a vetas, vetas-falla y/o fracturas menores, con rumbos de tendencia general noroeste y en menor medida norte-sur. En general, son vetas de pequeñas dimensiones, del tipo 'en rosario', que no superan los 350 m de longitud, 100 m de profundidad y 0,5 m de potencia media. Excepcionalmente, en mina Flor se alcanzan longitudes de 600-1.500 m. La mayoría de las vetas auríferas ha sido explotadas, exclusivamente, en su zona superior lixiviada-oxidada, que, por lo general, no supera los 50 m de profundidad; los minerales de mena corresponden a oro nativo, finamente diseminado y en venillas y, en forma subordinada, óxidos de plata, oxidados de cobre (crisocola, malaquita y/o atacamita), acompañados por cuarzo (macizo, oqueroso), hematita (en parte especularita), limonitas, calcita y, ocasionalmente, magnetita, sericita y/o turmalina como gangas (Boric *et al.*, 1990). En esta zona se han obtenido minerales con leyes superiores a 20 g/t Au. La zona inferior, con mineralización de sulfuros, ha sido escasamente reconocida debido a sus bajas leyes, aun cuando se han identificado pirita aurífera y, en menor cantidad, calcopirita, como menas hipógenas. Las vetas son epigenéticas, cuya génesis ha sido atribuida por Boric *et al.* (1990) al emplazamiento de plutones gábrico-dioríticos del Jurásico Inferior-Medio.

El yacimiento irregular de oro Gaviota-María se ubica en el sector occidental de este grupo de depósitos, coincidiendo con la ocurrencia de una zona de alteración hidrotermal de 2 km². La mineralización, que es muy errática, se presenta en el núcleo de la zona de alteración, conformando un cuerpo irregular consistente en una fina diseminación de oro nativo, que provendría de la lixiviación de pirita aurífera. Además, en el extremo norte de la zona de alteración, la mineralización aurífera se presenta en un nivel calcáreo, configurando un pequeño manto (40 m de largo, 30 m de profundidad y 0,4-0,9 m de potencia) concordante con la estratificación (Mina Mantos Overos), el cual fue explotado con leyes de 15-20 g/t de oro (Boric *et al.*, 1990).

Las labores en el sector han tenido desarrollo superficial, y a la fecha de este estudio se encontraban abandonadas. Boric *et al.* (1990) indican que este depósito se habría originado por la depositación de pirita aurífera, relacionada con el metasomatismo causado por la intrusión diorítica del Jurásico Inferior, y la posterior lixiviación y concentración del oro contenido en dicho sulfuro, debido a procesos supérgenos. Las leyes de oro serían bajas, debido a que la intensa silicificación habría influido negativamente en los procesos de enriquecimiento supérgeno (Cruzat, 1979).

ZONAS DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

En el sector de Mantos Overos, al oeste de la Sierra Esmeralda, se reconoce una zona de alteración hidrotermal de 2 km², que afecta al yacimiento Gaviota María y que consiste en un núcleo fuertemente silicificado, con escasa sericita, y un halo externo con débil cloritización. Esta alteración afecta a una secuencia de areniscas brechosas, tobas y conglomerados de la Formación Cifuncho (Trc) y, localmente, a rocas calcáreas de la Formación Pan de Azúcar (TrJpa). Las rocas alteradas están intruidas por un plutón diorítico del Jurásico Inferior y por filones dacíticos alterados de rumbo WNW, los que han sido datados por Boric *et al.* (1990) en 168±7 Ma (K/Ar, roca total), indicando una edad mínima jurásica media para la alteración.

En torno a la Quebrada Cortadera se observa una amplia zona de alteración de 17 km² que afecta a las rocas del Complejo Epimetamórfico de Chañaral (DCch). La alteración afecta preferentemente a las rocas meta pelíticas y consiste principalmente en sericita y/o muscovita además de escaso cuarzo, goethita y caolinita. Estas capas acumulan mayor cantidad de deformación que las metacuarcitas y canalizan en forma discreta la deformación a la que estuvo sometida esta unidad. Esta zona de alteración se interpreta como una zona más deformada que el entorno, en el marco de la faja plegada y corrida que forma este complejo Epimetamórfico.

SÍNTESIS GEOLÓGICA

El área de la Carta Cifuncho posee un registro geológico con edades entre el Paleozoico Superior y el Cuaternario, destacándose el período entre el Triásico Superior y el Jurásico. También existe un buen registro entre el Mioceno y el presente, debido a las condiciones atmosféricas hiperáridas, que han significado la casi nula presencia de procesos de erosión durante este periodo. Además, la zona expone rasgos estructurales que evidencian múltiple actividad durante el tiempo geológico, cuyo sistema más relevante es el Sistema de Fallas Tigrillo (SFT) que coloca en contacto el Basamento Paleozoico con las otras unidades rocosas, y las estructuras noroeste (*e.g.*, Falla El Gritón), que desplazan este sistema con un movimiento sinistral. Por otro lado el plegamiento más penetrativo ocurrió durante el Devónico-Carbonífero asociado a la formación de un prisma de acreción en el borde occidental de Gondwana

PALEOZOICO SUPERIOR

Las rocas de esta edad conforman el Basamento del área, constituido por el Complejo Epimetamórfico de Chañaral y el Complejo Plutónico Cifuncho.

El Complejo Epimetamórfico de Chañaral (DCch) corresponde a turbiditas con grado variable de metamorfismo. Esta formación fue intruida por granitoides pérmicos del Complejo Plutónico Cifuncho, que están formados por sienogranitos y monzogranitos de grano grueso, que varían en la cantidad y composición de los enclaves y en la densidad de xenolitos del Complejo Epimetamórfico de Chañaral.

Los distintos complejos epimetamórficos reconocidos desde las regiones de Tarapacá a Coquimbo, han sido interpretados como relacionados a un prisma de acreción deformado polifásicamente, de edad devónica-carbonífera (Bell, 1987), o como depositado en una cuenca transtensional formada durante el Paleozoico Superior en el margen continental del norte de Chile (Bahlburg y Breitzkreuz, 1991).

Los granitoides de esta edad han sido relacionados genéticamente con el comienzo del proceso de subducción.

En las rocas del basamento se encuentran alojados pequeños depósitos vetiformes polimetálicos, que se encuentran actualmente abandonados, que estarían relacionados a los eventos póstumos de emplazamiento de los plutones pérmicos.

TRIÁSICO SUPERIOR–JURÁSICO INFERIOR

Durante este período existen numerosas evidencias de extensión relacionadas con el proceso de rifting, formando cuencas asociadas a una rápida subsidencia (Suárez y Bell, 1992). En este marco se produjo la depositación diacrónica de rocas de ambiente continental agrupadas en la Formación Cifuncho, y rocas depositadas en ambiente marino de las formaciones Pan de Azúcar y Posada de los Hidalgo. Estas unidades, localmente, se disponen discordantes sobre el basamento Paleozoico.

Para la Formación Cifuncho se pueden distinguir dos ambientes principales, de mayor relevancia en la porción norte y sur de la carta respectivamente. La porción norte es principalmente de origen sedimentario clástico, y representa facies proximales de ríos trenzados. La ocurrencia de facies de areniscas y paraconglomerados indicaría condiciones de distinta energía, en un ambiente de abanico aluvial. La porción sur, de

origen preponderantemente volcanoclástico, muestra la presencia de facies volcánicas proximales a centros eruptivos, formadas por depósitos de 'block and ash'. Dichos depósitos se habrían producido por el colapso de un domo andesítico con aporte de flujos de detritos volcánicos. En la quebrada de la Cachina, estas rocas se observan junto a un cuerpo hipabisal andesítico de la misma edad (Cuerpos hipabisales andesíticos, Trha), por lo que se interpreta que dichos cuerpos hipabisales serían equivalentes a los que alimentaron el centro eruptivo que dió origen a estos depósitos.

En el Triásico Superior, además se emplazan los Cuerpos hipabisales riolíticos y andesíticos (Trhr y Trha), y en el Triásico Superior-Jurásico Inferior, los Monzogranitos Tigrillo (TrJt).

Por otro lado, la Formación Pan de Azúcar representa una transgresión marina, que se refleja con depósitos de ambiente marino somero, que en algún momento (posiblemente en su etapa media), se profundizó, acumulándose turbiditas de ambiente profundo. En la sección inferior la Formación Pan de Azúcar se habría acumulado probablemente en un delta. Las condiciones variadas de facies del Jurásico inferior indican un ambiente tectónico activo. Las tobas y tufitas que se encuentran intercaladas en las rocas calcáreas han sido relacionadas a erupciones submarinas de composición intermedias a ácidas, de tipo freatoplínicas (Gutiérrez *et al.* 2009). Intruyendo a esta unidad, en forma contemporánea a la depositación, se encuentran filones andesíticos con texturas hialoclásticas (Jiha).

La Formación Cifuncho del Triásico Superior, engrana lateralmente con la sección inferior de la Formación Pan de Azúcar, de manera que depósitos continentales fluviales de la primera, engranan con depósitos de deltas de la segunda.

La Formación Posada de los Hidalgo corresponde a una cuenca de distribución espacial restringida, depositada durante el Sinemuriano, en cuya base se disponen depósitos de bloque y cenizas, brechas hialoclásticas y de manera subordinada depósitos de flujos de detritos. Hacia el techo se observa una gradación hacia un ambiente más tranquilo de aguas someras con una disminución del volcanismo.

Por otro lado, la Formación Pan de Azúcar engrana lateralmente en el Sinemuriano con la Formación Posada de los Hidalgo, ocurriendo una transición de depósitos marinos de la primera unidad con sucesiones continentales y marinas de la segunda.

Este grupo de formaciones del Mesozoico Inferior se encuentran deformadas en pliegues de rumbo nordeste y amplitudes de ondas de decenas de metros en las inmediaciones del SFT en los sectores de Mantos Overos y la quebrada Cifuncho.

En las zonas de intersección del SFT con estructuras noroeste (Figura 1), se observan grandes variaciones en los espesores reconocidos para las rocas de esta edad. Esto sugiere que ambos sets de estructuras existían en este período, y habrían controlado la depositación de estas secuencias.

Además, en este período, existen evidencias de actividad plutónica que incluye a los Monzogranitos Tigrillo y al Complejo Plutónico Sierra Esmeralda, los que intruyen a rocas del basamento Paleozoico Superior y a la Formación Pan de Azúcar respectivamente. La intrusión de facies del Complejo Plutónico Sierra Esmeralda serían responsables de la formación de depósitos vetiformes, irregulares y mantiformes de Au-(Ag) ubicados en la sierra homónima, los que han sido interpretados como formados en un ambiente epitermal de baja sulfidización sobre la base de su mineralogía de alteración (Boric *et al.*, 1990). De manera posterior, se habría producido lixiviación de sulfuros, acumulación residual del Au y desarrollo de alteración argílica avanzada, en un ambiente supérgeno (Boric *et al.*, 1990), dando origen a zonas irregulares discretas de interés económico.

JURÁSICO-CRETÁCICO

En el área de estudio, las secuencias del Triásico Superior-Jurásico Inferior se encuentran sobreyacidas por rocas de la Formación La Negra, que representan los productos efusivos del arco magmático del Jurásico (Davidson *et al.*, 1976), y que presentan una amplia distribución en el norte de Chile. En la base de esta secuencia, estos productos muestran evidencias de depositación submarina (lo que se evidencia por intercalaciones de calizas, intrusión en sedimento húmedo y fuera del área de estudio, por 'pillow lavas'). Hacia el techo de esta formación, sus aportes tendrían un carácter predominantemente continental, caracterizado por extensos flujos de lavas andesítico-basálticas, posiblemente fisurales, y que constituyen gran parte de la

unidad. Hacia el norte del área de estudio, las rocas de la Formación La Negra prácticamente desaparecen dando lugar al voluminoso Complejo Plutónico Matancilla, de edad similar. Ambas unidades presentan gran similitud en sus patrones geoquímicos (e.g., Lucassen *et al.*, 2006), por lo que se interpreta que el Complejo Plutónico Matancilla (Jgm) representaría las raíces del arco Jurásico Medio-Superior. También, los Cuerpos intrusivos andesíticos del Jurásico Inferior (Jiha) y los Cuerpos hipabisales andesíticos del Jurásico Medio-Superior (Jha), constituyen las raíces del arco volcánico de la Formación La Negra.

Cerca de los 164 Ma, se produce la intrusión de los Granitoides Las Luces, que se encuentran relacionados a mineralización cuprífera de tipo mesothermal, cuyo máximo exponente es la mina Las Luces ubicada a 500 metros al este del borde oriental de esta carta.

Durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, y probablemente relacionado con la activación del Sistema de Fallas de Atacama (SFA), se habría producido movimiento sinistral de estructuras de larga corrida y rumbo noroeste, desplazando la traza del SFT y otorgándole una configuración en 'escalones'. Estas estructuras noroeste canalizaron la intrusión de numerosos cuerpos hipabisales andesíticos del Jurásico Superior que cortan prácticamente a todas las unidades rocosas de esta carta.

En el Cretácico no se reconoce registro depositacional, ya sea por no acumulación (áreas elevadas) o por erosión. Sin embargo, se reconoce la intrusión de Cuerpos hipabisales dacíticos en el Cretácico Inferior (Kihd).

MIOCENO- PLIOCENO

Sobre las unidades rocosas, se disponen en discordancia angular, depósitos semi consolidados de gravas polimícticas con intercalaciones de capas cineríticas, denominados Gravas de Atacama, y que tienen regionalmente, edades entre el Oligoceno alto y el Mioceno. Estos depósitos representan antiguas zonas de escorrentía de sistemas mayores de drenaje, y se habrían depositado en ambientes mixtos (fluvial-aluvial-coluvial). Serían reflejo de un cambio de régimen climático hacia condiciones hiperáridas las que predominan actualmente en la zona y de los procesos de alzamiento y erosión que afectaron el sector oriental de la Depresión Central durante este período (e.g., Cornejo *et al.*, 1993; Mpodozis *et al.*, 1995; Riquelme *et al.*, 2003 a). Posterior a su depositación, en la parte superior de esta unidad se formó el Pediplano de Atacama, que ha sido datado de manera indirecta entre los 11 y 9 Ma (e.g., Clark *et al.* 1967; Mortimer 1973, Cornejo y Mpodozis 1996) y relacionado, entre otras, con el comienzo de la hiperaridez en el desierto de Atacama (Riquelme, 2003).

Sobre las Gravas de Atacama, se apoya la unidad informal de los Depósitos Aluviales Antiguos del Mioceno Superior-Plioceno. Estos depósitos están en discordancia de erosión cuando rellenan antiguos cauces labrados en las Gravas de Atacama, y en pseudoconcordancia en las zonas más llanas, con un probable hiatus depositacional.

PLEISTOCENO-HOLOCENO

Las Gravas de Atacama y los Depósitos Aluviales Antiguos del Mioceno Superior-Plioceno se presentan erosionados y cubiertos por depósitos aluviales y coluviales más recientes del Pleistoceno-Holoceno. En el sector costero, se distribuyen depósitos eólicos (PIHe), marinos (PIHm) y litorales de playa (HI). Adicionalmente, en el sector de la quebrada Cifuncho, se disponen depósitos Antrópicos (Han), que corresponden a los depósitos de relaves de la Planta de Lixiviación de la Compañía Minera Las Cenizas.

AGRADECIMIENTOS

A Santiago, por existir.

Los autores agradecemos a nuestra analista SIG G. Matamala por su incesante trabajo y apoyo. También agradecemos a nuestros colegas del Departamento de Geología Regional que han aportado en la discusión de los contenidos que acá se presentan y también en la revisión de parte de estos manuscritos. A. Tomlinson y N. Blanco, los geólogos regionales por excelencia de nuestro equipo; L. Varas, petrógrafa y ejemplo de

vida; M. Padel, J.P. Domagala, C. Venegas, F. Sepúlveda, P. Vásquez, F. Espinoza, R. Ferrando, A. Quezada, M. Schilling y V. Villa, colegas y amigos.

Agradecemos profundamente a los conductores y ayudantes que trabajaron junto a nosotros en el desierto más árido del mundo y nos regalaron su amistad; H. Toro, G. Ramírez, J.L. Díaz, H. Neira, H. Rojo. A los cocineros y ayudantes de terreno J. Díaz, S. Burdiles y M. Amaya. Agradecemos, además, a nuestros colegas del Laboratorio de Sernageomin quienes realizaron la mayor parte de los análisis de este trabajo, especial mención para E. Pizarro, D. Cabrera y J. Ramírez, por su apoyo, alegría y amistad.

REFERENCIAS

- Abels, A.; Bischoff, L. 1999. Clockwise block rotations in northern Chile: Indications for a large-scale domino mechanism during the middle-late Eocene. *Geology* 27: 751-754.
- Alarcón, B.; Vergara, M. 1964. Nuevos antecedentes sobre la geología de la quebrada El Way. Instituto de Geología, Universidad de Chile. *Anales Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, Publicación 26 (20-21): 107-128. Santiago.
- Bahlburg H.; Vervoort J.D.; Du Frane S.A.; Bock B.; Augustsson C.; Reimann C. 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews* 97: 227-253.
- Bahlburg, H.; Breitkreuz, C. 1991. Paleozoic evolution of active margin basins in the southern central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences* 4 (3): 171-188.
- Baker, J.; Peate, D.; Waight, T.; Meyzen, C. 2004. Pb isotopic analysis of standards and samples using a 207Pb-204Pb double spike and thallium to correct for mass bias with a Double focusing MC-ICP-MS. *Chemical Geology* 211: 275-303.
- Bartsch, V. 2004. Magmengenese der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite der mesozoischen Vulkanzone in der Küstenkordillere von Nord-Chile zwischen 24° und 27°S. Ph.D. Thesis, unpublished, Technischen Universität Berlin: 348 p. Berlin.
- Basso, M. 2007. Geología del área urbana de la ciudad de Antofagasta, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 109: 38 p., 1 mapa escala 1:50.000.
- Bell C.M. 1982: The Lower Paleozoic metasedimentary basement of the coastal range of Chile between 25°30' and 27° S. *Revista Geológica de Chile* 17: 21-29.
- Bell C.M. 1984. Deformation produced by the subduction of a Palaeozoic turbidite sequence in northern Chile. *Journal of the Geological Society of London* 141: 339-347.
- Bell C.M. 1987. The Late Paleozoic evolution of the Gondwanaland continental margin in northern Chile. In *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics* (G.D. McKenzie, ed.), American Geophysical Union: 261-270. Washington D.C., USA.
- Berg K.; Baumann A. 1985. Plutonic and metasedimentary rocks from the coastal range of northern Chile: Rb-Sr and U-Pb isotopic systematics. *Earth and Planetary Science Letters* 75: 101-115.
- Black, L.P.; Gulson, B.L. 1978. The age of the Mud tank Carbonatite, Strangways Range, Northern Territory. BMR (Bureau of Mineral Resources) *Journal of Australian Geology and Geophysics* 3: 227-232.
- Black, L.P.; Kamo, S.L.; Alien, C.M.; Aleinikoff, J.N.; Davis, D.W.; Korsch, R.J.; Foudoulis, C. 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology* 200: 155-170.
- Black, L.P.; Kamo, S.L.; Alien, C.M.; Davis, D.W.; Aleinikoff, J.N.; Valley, J.W.; Mundil, R.; Campbell, I.H.; Korsch, R.J.; Williams, I.S.; Foudoulis, C. 2004. Improved 206Pb/238U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS, and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology* 205: 115-140.
- Blanco, N.; Vásquez, P.; Sepúlveda, F.; Tomlinson, A.J.; Quezada, A.; Ladino, M., 2012. Levantamiento geológico para el fomento de la exploración de recursos minerales e hídricos de la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá (20°-21°S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-12-50, 246 p., 7 mapas escala 1:100.000, Santiago.
- Boric, R.; Díaz, F.; Maksae, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 40: 246 p.
- Bouma, A.H. 1962. Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, 168 p. Amsterdam.
- Cáceres, M.; Gutiérrez, P. 2009. Piroclastitas subacuosas con concreciones de la Formación Pan de Azúcar: origen, edad y ambiente depositacional, sur de Taltal, Región de Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Católica del Norte, Antofagasta, Chile, 284 p.

- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina. Comunicaciones, Departamento de Geología, Universidad de Chile 26: 1-37.
- Chong, G. 1973. Reconocimiento geológico del área Catalina, Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, Provincia de Antofagasta. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile: 248 p. Santiago
- Chong, G.; Gajardo, A.; Hartley, A. J.; Moreno, T. 2007. Industrial minerals and rocks. In *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W.; editores.). Geological Society, London, Special Publications, 203-216.
- Clark, A.H.; Mayer, A.; Mortimer, C.; Cooke, R.U.; Snelling, N.J. 1967. Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature* 215: 723-724.
- Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Ramírez, C.F.; Tomlinson, A. 1993. Estudio geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat.S). Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile, Informe Registrado IR-93-01, 12 maps 1:50.000: 258 p.
- Cornejo P.; Mpodozis, C. 1996. Geología de la región de Sierra Exploradora -25°-26°S-. SERNAGEOMIN, Informe Registrado (IR-96-09): 2 v.Santiago
- Cornejo, P.; Mpodozis, C.; Rivera, O.; Matthews, S. 2009. Carta Exploradora, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 119: 100 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Covácevic V. 1982. Observaciones paleontológicas de muestras provenientes de las hojas Taltal y Chañaral, Región de Antofagasta (Parte I). SERNAGEOMIN (inédito).
- Covácevic V. 1985. Observaciones paleontológicas de muestras provenientes de las hojas Taltal y Chañaral, Región de Antofagasta (Parte II). SERNAGEOMIN (inédito).
- Covacevic V.; Escobar F. 1979. La presencia del género *Otapiria* Marwich, 1935 (Mollusca; Bivalvia) en Chile y su distribución en el ámbito circumpacífico. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 2, Actas 3: J165-H188.
- Cruzat, A. 1979. Proyecto oro sur Antofagasta. Exploración minera en la Cordillera de la Costa, entre las latitudes 23°45' y 26°00' Sur. Antofagasta, Chile. SERPLAC 1/ Región-MAGMA Geólogos Consultores Asociados (Inédito), 3 Vols.
- Damm, K.W.; Pichowiak, S. 1978. Die magmatite in der küstenkordillera in nord Chile zwischen Tal-Tal und Chañaral. Technische Universität: 8 p., 4 mapas. Berlin.
- Davidson, J.; Godoy, E.; Covacevic, V. 1976. El Bajociano marino de Sierra Minillas (70° 30'W-26°S), Sierra de Fraga (69° 50'W-27°S), Provincia de Atacama, Chile: Edad y marco geotectónico de la Formación La Negra en esta latitud. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 1, Actas: A225-A272. Santiago.
- Díaz, F. 1986. Hoja Salvador, borradores de terreno (Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago. (*)
- Dott, R. 1964. Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology* 34: 625-632.
- Ericksen, G.E. 1983. The Chilean nitrate deposits. *American Scientist* 71: 366-374.
- Escribano, J.; Martínez, P.; Domagala, J.; Padel, M.; Espinoza, M.; Jorquera, R.; Contreras, J.; De la Cruz, R.; Calderón, M. 2013. Cartas Bahía Isla Blanca-Taltal. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 164-165, 1 mapa escala 1:100.000.
- Espinoza, M.; Contreras, J.; Jorquera, R.; Kraus, S.; De la Cruz, R.; Naranjo, J.; Escribano, J.; Martínez, P. En prep. Carta Cerro del Pingo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:100.000.
- Farrar, E.; Clark, A.; Haynes, J.; Quirt, G.; Conn, H.; Zentilli, M. 1970. K-Ar evidence for the post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile. *Earth and Planetary Science Letters* 10: 60-66.
- Ferraris, F. 1978. Geología de la Cordillera de La Costa entre los 24°00' y 25°00' latitud sur, región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 26: 15 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- Ferraris, F.; Di Biase, F. 1978. Hoja Antofagasta: región de Antofagasta, escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 30: 48 p., 1 mapa escala: 1:250.000.
- Frei, D.; Gerdes, A. 2009. Precise and accurate in situ U-Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICPMS. *Chemical Geology* 261: 261-270.
- Forsythe, R.; Kent, D.; Mpodozis, C.; Davidson, J. 1987. Paleomagnetism of Permian and Triassic Rocks, Central Chilean Andes. *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, 40: 241-252.
- Forsythe, R.; Chisolm, L. 1994. Paleomagnetic and structural constraints on rotations in the north Chilean coast ranges. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 279-294
- Fuenzalida, H. 1967. Clima de Chile. In *Geografía Económica de Chile*, texto refundido, Capítulo IV, CORFO: 98-152. Santiago.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. In *Simposio Geosinclinal Andino*, Sociedad Geológica de Chile 3: 138 p.
- Gerdes, A.; Zeh, A. 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth Planet Science Letters* 249: 47-61.
- Godoy, E.; Lara, L. 1998. Cartas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 5-6. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

- González, F.; Walker, C. 1979. Geología de la Hoja Altamira. Instituto de Investigaciones Geológicas, Informe (Inédito): 47 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- González, G.; Niemeyer, H. 2005. Cartas Antofagasta y Punta Tetas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 89: 35 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Hilgen, F.J. 2012. On The Geologic Time Scale. *Newsletters on Stratigraphy* 45, 171-188.
- Grocott, J.; Taylor, G. 2002. Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S to 27°S). *Journal of the Geological Society* 159: 425-442.
- Gutiérrez, P.; Cáceres, M.; Wilke, H.; Medina, E. 2009. Piroclastitas subacuas con concreciones de la Formación Pan de Azúcar: origen, edad y ambiente depositacional, sur de Taltal, Región de Antofagasta. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 12: S10-019. Santiago.
- Hallam, A. 2001. A review of a broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167 (1-2): 23-37.
- Harrington, H.H. 1961. Geology of parts of Antofagasta and Atacama Provinces of Northern Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 45: 168-197.
- Herbst, R.; Melchor, R.; Troncoso, A. 1998. Las Pteridophyta y el paleoambiente de la parte media de la Formación La Ternera -Triásico Superior-, en Quebrada La Cachivarita, III región, Chile. *Revista Geológica de Chile* 25 (1): 85-107.
- Hervé, M. 1987a. Movimiento normal de la falla Paposo, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile. *Revista Geológica de Chile* 31: 31-36.
- Hervé, M. 1987b. Movimiento sinistral en el cretácico inferior de la zona de Falla Atacama al norte de Paposo, 24°, Chile. *Revista Geológica de Chile* 31: 37-42.
- Hillebrandt, A. 2000. Ammonite Biostratigraphy of the Hettangian/Sinemurian Boundary in South America. *GeoResearch Forum* 6: 105-118. Switzerland.
- Jackson, S.E.; Pearson, N.J.; Griffin, W.L.; Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasmamass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211: 47-69.
- Kobayashi, C.; Orihashi, Y.; Hiarata, D.; Naranjo, J.A.; Kobayashi, M.; Anma, Ryo. 2010. Compositional variations revealed by ASTER image analysis of the Viedma Volcano, southern Andes Volcanic Zone. *Andean Geology* 37 (2): 433-441.
- Koesler, J.; Tubrett, M.; Sylvester, P. 2001. Application of laser ablation ICP-MS to U-Th-Pb dating of monazite. *Geostandards Newsletter* 25: 375-386.0
- Kurth, D. 2000. Die nordchilenische Küstenkordillere bei Taltal: Scherzonen und Forearc-Sliver im jurassischen und unterkretazischen magmatischen Bogen. Ph.D. Thesis, unpublished, Freie Universität: 153 p. Berlin.
- Las Cenizas. 2007. Geología unificada de la costa de Taltal, sectores Cerro el Pingo, Sierra Esmeralda y Sierra Canchas, II Región de Antofagasta, Chile. Documento (Inédito), 1 mapa escala 1:50.000, 1 leyenda expandida.
- Leanza, H.A.; Pérez d'A, E.; Reyes, R. 1987. Scaphorella, un nuevo género de trigoniidae (bivalvia) del Jurásico Medio de Argentina, Chile y Estados Unidos de América. *Ameghiniana* 24 (1-2).
- Lucassen, F.; Kramer, W.; Bartsch, V.; Wilke, H.G.; Franz, G.; Romer, R.L.; Dulski, P. 2006. Nd, Pb and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile (18-27°S): indications for a uniform subarc mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152 (571-589).
- Ludwig, K.R. 2001. SQUID 1.02. A user's manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication 2: 19 p.
- Ludwig, K.R. 2003. User's manual for Isoplot/Ex, version 3.0: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4: 70 p.
- Ludwig, K.R.; Mundil, R. 2002. Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs (Goldschmidt Conference Abstracts 2002). *Geochim. Cosmochim. Acta* 66: A463.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Maksaev, V.; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas: Región de Antofagasta, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 70: 150 p., 1 mapa escala: 1:250.000.
- Marquardt, C.; Marinovic, N.; Muñoz, V. 2008. Geología de las ciudades de Iquique y Alto Hospicio, región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 113: 33 p., 1 mapa escala 1:25.000.
- Matthews, S.; Cornejo, P.; Riquelme, R. 2006. Carta Inca de Oro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 102: 79 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Matthews, S.; Espinoza, F.; Cornejo, P.; Venegas, C. 2010. Carta Altamira, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 121: 66 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Mattinson, J.M. 2010. Analysis of the relative decay constants of ²³⁵U and ²³⁸U by multi-step CA-TIMS measurements of closed-system natural zircon samples. *Chemical Geology* 275: 186-198.
- Mercado, M. 1977. Geología de la Cordillera de la Costa entre Chañaral y Caldera. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 73 p.
- Mercado, M. 1980. Geología del área Pan de Azúcar, Región de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 37: 30 p. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

- Mortimer, C. 1973. Área Pan de Azúcar, Región de Atacama. The Cenozoic History of the Southern Atacama Desert, Chile. *Journal Geological Society of London* 129: 505-526.
- Moscoso, R.; Nasi, C.; Salinas, P. 1982. Geología de la Hoja Vallenar y parte norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 55: 100 p., 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Kay, S.M.; Tittler, A. 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile* 21 (2): 273-313.
- Nalpas, T.; Dabard, M.-P.; Ruffet, G.; Vernon, A.; Mpodozis, C.; Loi, A.; Hérail, G. 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales-Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control? *Tectonophysics* 459: 161-173.
- Naranjo, J.A. 1978. Geología de la zona interior de la Cordillera de la Costa entre los 26°00' y 26°20': región de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 34: 48 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Naranjo, J.A. 1981. Evolución geológica de los Andes de Antofagasta meridional. *In Congreso Geológico Argentino, Actas* 8 (3): 457-470.
- Naranjo, J.A.; Cornejo, P. 1992. Hoja Salar de La Isla. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 72: 1 mapa escala 1:250.000.
- Naranjo, J.; Puig, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 62-63, 1 mapa escala 1:250.000.
- Nasdala, L.; Hofmeister, W.; Norberg, N.; Mattinson, J.M.; Corfu, F.; Dörr, W.; Kamo, S.L.; Kennedy, A.K.; Kronz, A.; Reinert, P.W.; Frei, D.; Košler, J.; Wan, Y.; Götze, J.; Häger, T.; Kröner, A.; Valley, J.W. 2008. Zircon M257—a homogeneous natural reference material for the ion microprobe U-Pb analysis of zircon. *Geostand Geoanal Res* 32: 247–265.
- Ninomiya, Y. 2002. Mapping quartz, carbonate minerals and mafic-ultramafic rocks using remotely sensed multispectral thermal infrared ASTER data. *International Society for Optical Engineering* 4710: 191-202.
- Paskoff, R.; Naranjo, J. A. 1979. Les grandes étapes de l'évolution géomorphologique des Andes pendant le Cénozoïque dans le sud du désert d'Atacama (Chili). *Comptes Rendus Academie Science (Paris), Ser. D*, 289, 1203–1206.
- Paton, C.; Woodhead, J.D.; Hellstrom, J.C.; Hergt, J.M.; Greig, A.; Maas, R. 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11, Q0AA06, doi:10.1029/2009GC002618.
- Pérez, E. 1982. Bioestratigrafía del Jurásico de Quebrada Asientos, norte de Potrerillos, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 37: 149 p.
- Pettijohn, F.; Potter, P.; Siever, R. 1972. Sand and sandstone. Primera edición, Springer-Verlag, New York. 618 p.
- Pettijohn, F.; Potter, P.; Siever, R. 1987. Sand and sandstone. Segunda edición, Springer-Verlag, New York. 553 p.
- Randall, D.E.; Taylor, G.K.; Grocott, J. 1996. Major crustal rotations in the Andean margin: Paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Geophysical Research* 101:15,783-15,798.
- Riquelme, R. 2003. Evolución geomorfológica neogena de los Andes centrales del Desierto de Atacama (Chile): Interacción tectónica-erosión-clima. Tesis, Universidad de Chile, Santiago, y Universidad de Toulouse III, Francia.
- Riquelme, R.; Hérail, G.; Darrozes, J.; Martinod, J.; Charrier, R. 2003a. Evolución geomorfológica cenozoica tardía del Desierto de Atacama : interacción entre tectónica-erosión y clima. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 10. Concepción.
- Riquelme, R.; Martinod, J.; Hérail, G.; Darrozes, J.; Charrier, R. 2003b. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361: 255-275.
- Roperch, P.; Chauvin, A. 1997. Propiedades magnéticas de las rocas volcánicas de Chile e interpretación de las anomalías magnéticas. *In Congreso Geológico Chileno No. 8*: 790-794. Antofagasta.
- Rubilar, A. 2012a. Invertebrados jurásicos provenientes del sur de Taltal, Región de Antofagasta. Informe Paleontológico (Inédito) 2012-06. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Rubilar, A. 2012b. Restos de plantas del Triásico Superior, provenientes de Quebrada de la Cachina, sur de Taltal. Informe Paleontológico (Inédito) 2012-10. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Rubilar, A. 2012c. Invertebrados fósiles del Jurásico Inferior, provenientes del sur de Taltal. Informe Paleontológico (Inédito) 2012-03. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Rubilar, A. 2012d. Fósiles del Jurásico Inferior, provenientes del sur de Quebrada Cifuncho, sur de Taltal. Informe Paleontológico (Inédito) 2012-04. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Sambridge, M.S.; Compston, W. 1994. Mixture modelling of multicomponent data sets with application to ion-probe zircon ages. *Earth and Planetary Science Letters* 128: 373-390.
- Segerstrom, K. 1968. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 24: 58 p. 1 mapa escala 1:250.000. Santiago, Chile.
- Schmidt, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments of the IUGS Subcommission on the Systematics of igneous Rocks. *Geology*, Vol. 9, p. 41-43.

- Sláma, J.; Košler, J.; Condon, D.J.; Crowley, J.L.; Gerdes, A.; Hanchar, J.M.; Horstwood, M.S.A.; Morris G.A.; Nasdala, L.; Norberg, N.; Schaltegger, U.; Schoene, B.; Tubrett, M.N.; Whitehouse, M.J. 2008. Plešovice zircon-a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem Geol* 249:1-35.
- Streckeisen, A. 1976. Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, Vol.8, No 10: 26-30.
- Suárez, M.; Naranjo, J.; Puig, A. 1982. Volcanismo liásico inferior en la región costera de Antofagasta meridional : piroclastitas en la formación Pan de Azúcar e implicancias paleogeográficas. *Revista Geológica de Chile* 17: 83-90.
- Suárez, M.; Naranjo, J.; Puig, A. 1985. Estratigrafía de la Cordillera de la Costa al sur de Taltal, Chile: Etapas iniciales de la evolución andina. *Revista Geológica de Chile* 24: 19-28.
- Suárez, M.; Bell, C.M. 1992. Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°–29°S). *Journal of South American Earth Sciences* 6, 109–121.
- Tera, F.; Wasserburg, G.J. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks, *Earth and Planetary Science Letters* 14 (3): 281-304.
- Tomlinson, A.; Cornejo, P.; Mpodozis, C. 1999. Hoja Potrerillos, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 14. 1 mapa escala 1:100.000.
- Ulriksen, C. 1979. Regional geology, geochronology and metallogeny of the Coastal Cordillera of Chile between 25°30' and 26°00' south. M.Sc. Thesis (unpublished), Dalhousie University: 221 p. Halifax, Canada.
- Wentworth, C. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology* 30 (5): 377-392.
- Wiedenbeck, M.; Alle, P.; Corfu, F.; Griffin, W.L.; Meier, M.; Oberli, F.; Vonquadt, A.; Roddick, J.C.; Spiegel, W. 1995. 3 Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace-Element and REE Analyses. *Geostandards Newsletter* 19: 1-23.
- Williams, I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* (McKibben, M.A.; Shanks, W.C.; editors), *Reviews in Economic Geology*: 1-35.
- Winter, J. 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall: 699 p., Upper Saddle River.
- Willis, B. 1929. Earthquake conditions in Chile. Carnegie Institution of Washington, Publication 382: 1-178.
- Zentilli, M. 1974. Geological evolution and metallogenetic relationships in the Andes of northern Chile between 26° and 29° south. Memoria de título Queen's University: 446 p. Kingston, Canadá.

ANEXOS

ANEXO I

DATACIONES RADIOMÉTRICAS

TABLA 1. EDADES RADIOMÉTRICAS

TABLA 2. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO

TABLA 3. DATOS ANALÍTICOS U-Pb SHRIMP DE ESTE TRABAJO

ANEXO II

FÓSILES

TABLA 4. LOCALIDADES FOSILÍFERAS

ANEXO III

TABLAS DE YACIMIENTOS

TABLA 5. YACIMIENTOS METÁLICOS

ANEXO IV

GEOQUÍMICA

TABLA 6. ANÁLISIS QUÍMICOS DE ELEMENTOS MAYORES, TRAZAS y REE

DATAACIONES RADIOMÉTRICAS

Procedimiento analítico y condiciones instrumentales

Las condiciones analíticas de las dataciones realizadas durante este trabajo son las siguientes:

Método U-Pb (SHRIMP)

La concentración de minerales pesados se hizo en el Laboratorio de Separación de Minerales del Servicio Nacional de Geología y Minería. Los fragmentos que constituyen la muestra son reducidos a un tamaño de 100-200 mallas en un molino de discos. Parte del material es cuarteado, pulverizado y usado para análisis de roca total. El material restante es seleccionado en una Mesa Gemini; la parte rica en minerales pesados es tratada con bromoformo ($d=2,89 \text{ g/cm}^3$). El concentrado de minerales pesados es procesado en un Separador Magnético Frantz a 0,5 A. La fracción no magnética es tratada con yoduro de metileno ($d=3.3 \text{ g/cm}^3$), y la fracción que contiene los minerales pesados es nuevamente procesada en un Separador Magnético Frantz a 1,0 y 1,5 A. Cuando es necesario, se procede a lavar con ácido nítrico para eliminar los sulfuros. Después del lavado, la purificación y selección final del material son efectuadas mediante selección manual en una lupa binocular.

Este concentrado mineral es enviado para su análisis al Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociências de la Universidad de São Paulo. En ese laboratorio los granos de circón son seleccionados en forma manual, colocados en una cinta de dos caras y montados en resina epóxica, junto con granos monitores de circón (TEMORA y SL13 para luego ser pulidos hasta alcanzar secciones cuasi - centrales. Tras el montaje de los granos, se obtienen microfotografías bajo luz transmitida y reflejada, además de imágenes de catodoluminiscencia (CL) usando el microscopio electrónico de barrido FEI-QUANTA 250. Estas imágenes son utilizadas para reconocer la estructura interna de los granos (zonación ígnea regular, centros no distinguibles y sobrecrecimientos) y para asegurar que el rayo utilizado durante los análisis (aproximadamente $20 \mu\text{m}$ de diámetro) sea ubicado dentro de una zona específica en cada grano.

Los análisis isotópicos de U-Th-Pb fueron realizados por el Dr Colombo C.G. Tassinari, utilizando el instrumento SHRIMP II (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe) y siguiendo los procedimientos descritos por Williams (1998, y referencias en él). El análisis de punto se efectuó sobre circones limpios, euhedrales y con terminaciones prismáticas. Se realizaron entre 14 y 15 análisis de punto por muestra, principalmente en los bordes de los granos zonados. Cada análisis consiste en seis escaneos completos del rango de masas, con análisis de los circones de referencia (e.g. TEMORA) por cada tres análisis en la muestra. Estos datos son reducidos usando el complemento (macro) SQUID de Excel (Ludwig, 2001). Las razones U-Pb son normalizadas en relación con un valor de 0,0668 del circón de referencia TEMORA, que es equivalente a una edad de 417 Ma (Black *et al.*, 2003). La corrección para Pb común se realizó basándose en el ^{204}Pb medido, y que el componente de error típico de la relación $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ es menor al 2 %. Las incertidumbres para cada análisis individual (razones y edades) se entregan a nivel de 1 sigma (1σ). Los gráficos de concordia (Tera y Wasserburg, 1972), ploteos de densidad de probabilidades, histogramas y promedio ponderado de cálculo de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ son realizadas utilizando ISOPLOT/EX (Ludwig, 2003). Edades ponderadas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y sus errores son reportados con un límite de confiabilidad de 95%. En algunos casos, se utiliza, además, el algoritmo "Mixture Modelling" de Sambridge y Compston (1994) a través de Isoplot/EX, con el fin de separar poblaciones estadísticas de edad.

Método U-Pb (LA-SF-ICP-MS)

Las edades U-Pb de la Instalación Analítica Central y Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Stellenbosch, fueron obtenidas por espectrometría de masas, de sector magnético con fuente de plasma de acoplamiento inductivo y ablación por láser (LA-SF-ICP-MS, por su siglas en inglés) empleando un espectrómetro de masas Thermo Finnigan Element2 acoplado a un sistema de ablación por láser excimer Resonetics Resolution S155. Todos los datos presentados aquí se obtuvieron mediante análisis de puntos simples con un diámetro del punto de 20 μm y una profundidad del cráter de aproximadamente 15-20 μm . Los métodos empleados para el análisis y procesamiento de los datos se describen en detalle en Gerdes y Zeh (2006), y Frei y Gerdes (2009). Para el control de calidad, se analizó los materiales de referencia de circón Plešovice (Sláma *et al.*, 2008) y M127 (Nasdala *et al.*, 2008; Mattinson, 2010), y los resultados estuvieron siempre en excelente concordancia con sus edades ID-TIMS publicadas. El cálculo de las edades y construcción de diagramas concordia se realizó con Isoplot/Ex 3.0 (Ludwig, 2003).

TABLA 1. EDADES RADIOMÉTRICAS.

Muestra	UTM		Litología	Método y Material	Edad (Ma±2σ)	Referencia
	N	E				
Complejo Plutónico Cifuncho Pec						
CPE-010	7.138.155	329.647	diorita	U-Pb SHRIMP circón	284,8±6,6	este trabajo
CPK-003	7.161.428	336.223	granitoide	U-Pb SHRIMP circón	284,5±6,2	este trabajo
CPV-124	7.135.031	334.583	granito	U-Pb LA-ICPMS circón	256,0±2,5	
Z-713	7.161.654	335.855	granodiorita	K-Ar biotita	273±8	Naranjo y Puig, 1984
Z-713	7.161.654	335.855	granodiorita	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar biotita	259±8	Ulriksen, 1979
TEP527	7.165.020	341.281	tonalita de bt y anfíbola	K-Ar biotita	255±6	Las Cenizas, 2007
Formación Cifuncho Trc						
CPJ-010	7.134.929	339.149	brecha volcano-clástica andesítica	U-Pb LA-ICPMS circón	209,30+1,70-2,60	este trabajo
CPJ-40	7.139.619	339.540	toba	U-Pb SHRIMP circón	210,1±4	este trabajo
SILL	7.163.196	343.271	diorita de hornblenda-	K-Ar hornblenda	155±5*	Kurth, 2000
Di2	7.162.068	344.329	diorita de hornblenda	K-Ar hornblenda	154±6*	Kurth, 2000
Di5	7.162.484	343.912	diorita de hornblenda	K-Ar hornblenda	131±5*	Kurth, 2000
Cuerpos hipabisales andesíticos Trha						
CPK-099	7.134.475	340.074	granitoide	U-Pb SHRIMP circón	212,9±4,8	este trabajo
Formación Pan de Azúcar TrJpa						
CPK-011	7.157.585	344.353	toba vítrea	U-Pb SHRIMP circón	212,9±4,2	este trabajo
II-RB-63	7.140.284	339.656	filón alterado	K-Ar roca total	168±7*	Boric, 1990
Di4	7.160.750	344.334	diorita de hornblenda	K-Ar hornblenda	163±6*	Kurth, 2000
Monzogranitos Tigrillo TrJt						
MS-150A	7.144.988	328.829	monzogranito	K-Ar biotita	198±4	Naranjo y Puig, 1984
Complejo Plutónico Sierra Esmeralda Jise						
CPJ-044	7.138.159	347.740	granitoide	U-Pb SHRIMP circón	193,5±3,0	este trabajo
ESM342	7.133.512	346.062	monzodiorita	U-Pb TIMS circón	192,890±0,084	Las Cenizas, 2007
Formación La Negra JIn						
TEP007	7.161.837	345.143	pórfido dacítico (hipabisal)	U-Pb SHRIMP circón	199,3 máx.	Las Cenizas, 2007
4/9/94	7.162.181	346.456	Diorita de hornblenda	K-Ar hornblenda	164±6	Kurth, 2000
Granitoides Las Luces JmII						
CPK-025	7.152.202	348.465	granitoide	U-Pb SHRIMP circón	164,8 ±4,2	este trabajo

* Edad interpretada como mínima
bt: biotita.

TABLA 2. DATOS ANALÍTICOS U-Pb LA-ICP-MS DE ESTE TRABAJO.

TABLA 2.1. RESULTADOS DE ANÁLISIS LA-ICP-MS EN CIRCONES DE LA MUESTRA CPJ-010

Razones isotópicas															Edad (Ma)				Conc
Análisis Muestra citrón	U (ppm)	Pb (ppm)	Th/U (meas)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	error 2σ ^d	²⁰⁸ Pb/ ²³⁸ U	error 2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	error 2σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	error 2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^(a)	error 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	error 2σ	Conc %		
28 ^(c)	211	7	1.01	0.22	0.01	0.032	0.001	0.61	0.0501	0.0014	200	7	200	4	201	66	99		
141	54	2	0.48	0.22	0.01	0.032	0.001	0.40	0.0510	0.0028	204	12	201	5	240	123	84		
79	166	5	0.42	0.22	0.01	0.032	0.001	0.58	0.0507	0.0016	204	8	202	4	225	73	89		
40	129	4	0.88	0.22	0.01	0.032	0.001	0.55	0.0508	0.0017	204	8	202	4	229	78	88		
150	154	5	0.61	0.22	0.01	0.032	0.001	0.57	0.0503	0.0016	203	8	202	4	210	74	96		
106	150	5	0.94	0.22	0.01	0.032	0.001	0.58	0.0506	0.0016	204	8	202	4	222	72	91		
85	154	5	0.59	0.22	0.01	0.032	0.001	0.50	0.0505	0.0020	203	9	202	5	217	92	93		
61	92	3	0.59	0.22	0.01	0.032	0.001	0.43	0.0505	0.0025	204	11	203	5	217	113	93		
146	134	4	0.73	0.22	0.01	0.032	0.001	0.57	0.0502	0.0016	204	8	204	5	204	75	100		
131	99	3	0.74	0.23	0.01	0.032	0.001	0.53	0.0509	0.0019	207	9	204	5	238	84	86		
152	80	3	0.61	0.23	0.01	0.032	0.001	0.50	0.0510	0.0020	207	9	204	5	239	90	85		
63	231	7	0.39	0.23	0.01	0.032	0.001	0.62	0.0511	0.0014	208	7	204	4	245	65	83		
124	129	4	0.67	0.23	0.01	0.032	0.001	0.55	0.0508	0.0017	207	8	205	5	230	76	89		
151	167	5	0.49	0.22	0.01	0.032	0.001	0.59	0.0505	0.0016	206	8	205	5	219	70	93		
22	105	3	0.33	0.22	0.01	0.032	0.001	0.47	0.0501	0.0022	205	10	205	5	202	100	102		
7	450	15	1.17	0.22	0.01	0.032	0.001	0.66	0.0500	0.0012	205	7	206	4	196	57	105		
94	144	5	0.71	0.23	0.01	0.032	0.001	0.57	0.0503	0.0016	206	8	206	5	210	73	98		
107	192	6	0.52	0.23	0.01	0.033	0.001	0.60	0.0513	0.0015	210	8	206	5	255	67	81		
115	129	4	0.57	0.23	0.01	0.033	0.001	0.56	0.0509	0.0017	209	8	206	5	237	75	87		
112	114	4	0.68	0.23	0.01	0.033	0.001	0.54	0.0506	0.0018	208	9	206	5	223	81	93		
98	251	8	1.07	0.23	0.01	0.033	0.001	0.63	0.0507	0.0014	209	7	208	5	227	63	91		
138	76	3	0.51	0.23	0.01	0.033	0.001	0.50	0.0511	0.0020	211	10	208	5	244	90	86		
55	145	5	0.96	0.23	0.01	0.033	0.001	0.58	0.0503	0.0016	209	8	208	5	210	73	99		
114	121	4	0.49	0.23	0.01	0.033	0.001	0.53	0.0504	0.0018	209	9	209	5	213	82	98		
127	96	3	0.51	0.23	0.01	0.033	0.001	0.52	0.0503	0.0019	209	9	210	5	208	86	101		
21	85	3	0.63	0.23	0.01	0.033	0.001	0.44	0.0510	0.0024	213	11	210	5	239	108	88		
13	97	3	0.61	0.23	0.01	0.033	0.001	0.52	0.0503	0.0018	210	9	210	5	209	84	101		
78	105	3	0.69	0.23	0.01	0.033	0.001	0.54	0.0509	0.0018	213	9	211	5	238	82	89		
66 ^(b)	154	5	0.4	0.23	0.01	0.033	0.001	0.58	0.0512	0.0016	214	8	211	5	249	70	85		
29 ^(b)	139	5	0.58	0.23	0.01	0.033	0.001	0.56	0.0503	0.0017	211	8	211	5	210	75	101		
39 ^(b)	91	3	0.47	0.23	0.01	0.033	0.001	0.53	0.0510	0.0019	213	9	211	5	240	84	88		

continuación tabla 2.

Análisis Muestra círcón	U (ppm)	Pb (ppm)	Th/U (meas)	Razones isotópicas			Razones isotópicas			Edad (Ma)			Conc		
				²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	error	2σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error	2σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	error	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	error	2σ
93 ^(b)	100	3	0,58	0,23	0,01	0,034	0,001	0,53	0,0505	0,0018	213	9	213	5	218
25 ^(b)	114	4	0,47	0,23	0,01	0,034	0,001	0,54	0,0505	0,0018	213	9	213	5	218
102 ^(b)	100	3	0,81	0,23	0,01	0,034	0,001	0,51	0,0504	0,0019	213	9	213	5	215
50 ^(b)	65	2	0,72	0,24	0,01	0,034	0,001	0,48	0,0509	0,0021	215	10	213	5	238
76 ^(b)	114	4	0,74	0,23	0,01	0,034	0,001	0,55	0,0501	0,0017	213	9	214	5	200
48 ^(b)	132	4	0,73	0,23	0,01	0,034	0,001	0,56	0,0503	0,0017	214	9	214	5	207
15 ^(b)	121	4	0,47	0,24	0,01	0,034	0,001	0,51	0,0515	0,0020	219	10	215	5	264
11 ^(b)	124	4	0,39	0,24	0,01	0,034	0,001	0,56	0,0505	0,0017	215	9	215	5	215
72 ^(b)	104	4	0,42	0,24	0,01	0,034	0,001	0,53	0,0502	0,0018	214	9	215	5	205
41 ^(b)	291	10	1,34	0,24	0,01	0,034	0,001	0,64	0,0506	0,0013	217	7	216	5	224
33 ^(b)	108	4	0,58	0,24	0,01	0,034	0,001	0,53	0,0510	0,0018	218	9	217	5	239
105 ^(b)	231	8	0,28	0,24	0,01	0,034	0,001	0,62	0,0504	0,0014	216	8	217	5	212
111 ^(b)	119	4	0,49	0,24	0,01	0,034	0,001	0,55	0,0499	0,0017	215	9	217	5	192
130 ^(b)	55	2	0,56	0,24	0,01	0,034	0,001	0,46	0,0514	0,0023	221	11	218	5	258
53 ^(b)	102	3	0,49	0,24	0,01	0,034	0,001	0,54	0,0507	0,0018	219	9	218	5	226
34 ^(b)	87	3	0,42	0,24	0,01	0,034	0,001	0,50	0,0506	0,0020	218	10	218	5	220
27 ^(b)	146	5	0,43	0,24	0,01	0,035	0,001	0,59	0,0505	0,0016	220	8	220	5	220
100 ^(b)	90	3	0,63	0,25	0,02	0,035	0,001	0,37	0,0515	0,0032	224	15	220	6	265
144 ^(b)	71	2	0,56	0,24	0,01	0,035	0,001	0,47	0,0508	0,0022	222	11	221	5	230
145 ^(b)	147	5	0,82	0,24	0,01	0,035	0,001	0,45	0,0505	0,0023	221	11	221	5	217
051 ^(b)	178	6	0,63	0,24	0,01	0,035	0,001	0,53	0,0504	0,0018	221	10	222	5	212
104 ^(b)	418	15	0,25	0,25	0,01	0,035	0,001	0,66	0,0517	0,0013	226	7	222	5	271
142 ^(b)	207	7	0,64	0,25	0,01	0,035	0,001	0,60	0,0508	0,0015	224	8	223	5	233
052 ^(b)	96	3	0,54	0,24	0,01	0,035	0,001	0,54	0,0501	0,0018	222	9	224	5	199
101 ^(b)	222	8	0,88	0,25	0,01	0,035	0,001	0,54	0,0507	0,0018	224	9	224	5	225
064 ^(b)	351	13	0,25	0,25	0,01	0,036	0,001	0,66	0,0510	0,0013	227	8	226	5	240
140 ^(b)	41	2	0,84	0,25	0,02	0,036	0,001	0,34	0,0507	0,0037	230	18	231	6	229
081 ^(b)	124	5	0,45	0,26	0,01	0,037	0,001	0,57	0,0508	0,0016	232	9	232	5	232
038 ^(b)	60	2	0,49	0,26	0,01	0,037	0,001	0,44	0,0511	0,0024	237	13	236	5	245
065 ^(b)	186	7	0,58	0,28	0,01	0,039	0,001	0,62	0,0515	0,0014	251	9	249	5	263
128 ^(b)	343	14	0,69	0,3	0,01	0,042	0,001	0,64	0,0522	0,0014	268	9	265	6	296
024 ^(b)	363	17	0,08	0,35	0,01	0,048	0,001	0,64	0,0525	0,0014	304	11	303	7	306
156 ^(b)	262	15	0,44	0,41	0,01	0,056	0,001	0,67	0,0534	0,0013	351	12	352	8	347
062 ^(b)	120	8	0,28	0,48	0,02	0,063	0,001	0,50	0,0548	0,0022	396	18	395	9	405

continuación tabla 2.1

Análisis Muestra citrón	U (ppm)	Pb (ppm)	Th/U (meas)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	error	Razones isotópicas				Edad (Ma)				Conc %			
						²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	error	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U		error	2σ	
047 ^(b)	583	42	0,3	0,56	0,02	0,072	0,002	0,67	0,0560	0,0014	449	15	448	9	453	53	99
129 ^(b)	263	24	0,55	0,74	0,02	0,091	0,002	0,69	0,0590	0,0013	564	18	563	12	568	50	99
137 ^(b)	20	2	2,04	0,79	0,05	0,096	0,002	0,43	0,0599	0,0031	592	34	591	14	599	109	99
157 ^(b)	144	27	0,79	1,98	0,06	0,188	0,004	0,70	0,0762	0,0017	1108	34	1112	22	1101	44	101
090 ^(b)	266	52	0,19	2,09	0,06	0,194	0,004	0,71	0,0781	0,0017	1147	35	1145	23	1150	43	1000
020 ^(a)	74	2	0,44	0,23	0,01	0,031	0,001	0,48	0,0528	0,0022	209	10	200	5	322	95	62
49 ^(a)	189	6	0,81	0,23	0,01	0,032	0,001	0,58	0,0515	0,0016	207	8	202	4	262	70	77
75 ^(a)	127	4	0,56	0,23	0,01	0,032	0,001	0,55	0,0516	0,0018	207	9	202	4	269	78	75
86 ^(a)	92	3	0,74	0,23	0,01	0,032	0,001	0,47	0,0515	0,0023	207	10	202	5	265	99	76
143 ^(a)	105	3	0,65	0,24	0,01	0,032	0,001	0,55	0,0537	0,0019	217	9	205	5	356	78	57
8 ^(a)	97	3	0,67	0,23	0,01	0,032	0,001	0,53	0,0518	0,0019	211	9	206	5	275	82	75
125 ^(a)	126	4	0,69	0,23	0,01	0,032	0,001	0,54	0,0521	0,0018	213	9	206	5	290	80	71
74 ^(a)	210	7	0,36	0,23	0,01	0,033	0,001	0,61	0,0515	0,0015	211	8	206	5	264	65	78
77 ^(a)	177	6	0,81	0,23	0,01	0,033	0,001	0,60	0,0523	0,0015	214	8	207	5	299	67	69
159 ^(a)	186	6	0,61	0,24	0,01	0,033	0,001	0,60	0,0523	0,0015	215	8	208	5	300	66	69
132 ^(a)	67	2	0,5	0,22	0,01	0,033	0,001	0,48	0,0491	0,0021	204	10	208	5	153	99	136
87 ^(a)	111	4	0,57	0,23	0,01	0,033	0,001	0,55	0,0518	0,0018	214	9	209	5	278	78	75
155 ^(a)	53	2	0,27	0,24	0,01	0,033	0,001	0,46	0,0519	0,0024	215	11	209	5	280	104	75
88 ^(a)	117	4	0,4	0,24	0,01	0,033	0,001	0,55	0,0518	0,0017	216	9	210	5	276	76	76
14 ^(a)	119	4	0,69	0,23	0,01	0,033	0,001	0,50	0,0492	0,0019	207	9	211	5	156	90	135
16 ^(a)	55	2	0,45	0,24	0,01	0,033	0,001	0,40	0,0517	0,0029	217	13	212	5	273	126	78
23 ^(a)	70	2	0,63	0,23	0,01	0,034	0,001	0,48	0,0489	0,0021	207	10	213	5	142	98	150
153 ^(a)	69	2	0,55	0,23	0,01	0,034	0,001	0,49	0,0490	0,0020	208	10	213	5	147	97	145
91 ^(a)	202	7	0,2	0,25	0,01	0,034	0,001	0,61	0,0532	0,0015	224	8	214	5	339	63	63
133 ^(a)	79	3	0,47	0,24	0,01	0,034	0,001	0,52	0,0521	0,0020	221	10	214	5	290	87	74
139 ^(a)	40	1	0,54	0,25	0,01	0,034	0,001	0,43	0,0535	0,0027	228	13	217	5	351	113	62
37 ^(a)	86	3	0,38	0,25	0,01	0,034	0,001	0,50	0,0532	0,0021	229	11	219	5	336	89	65
54 ^(a)	114	4	0,49	0,25	0,01	0,035	0,001	0,56	0,0522	0,0017	225	9	219	5	293	75	75
068 ^(a)	84	3	0,44	0,25	0,01	0,035	0,001	0,53	0,0523	0,0019	228	10	221	5	297	83	74
042 ^(a)	127	5	0,41	0,24	0,01	0,036	0,001	0,56	0,0494	0,0016	221	9	227	5	167	76	136
060 ^(a)	68	2	0,56	0,38	0,02	0,036	0,001	0,55	0,0775	0,0027	331	14	243	5	1134	68	20
099 ^(a)	148	6	0,24	0,29	0,01	0,038	0,001	0,61	0,0538	0,0016	255	9	248	5	362	66	67
080 ^(a)	94	4	0,46	0,34	0,01	0,042	0,001	0,58	0,0574	0,0018	294	12	268	6	507	69	53
026 ^(a)	19	1	0,79	0,4	0,03	0,047	0,001	0,39	0,0618	0,0037	344	22	298	7	666	124	45
010 ^(a)	225	12	0,21	0,43	0,01	0,053	0,001	0,66	0,0595	0,0015	365	12	331	7	585	54	57
113 ^(a)	126	7	0,38	0,42	0,02	0,055	0,001	0,58	0,0558	0,0018	357	14	344	8	445	69	77
012 ^(a)	211	17	0,34	0,8	0,03	0,083	0,002	0,67	0,0705	0,0017	598	20	511	11	942	50	54
158 ^(a)	53	5	0,15	0,8	0,03	0,085	0,002	0,59	0,0690	0,0021	599	23	523	11	898	62	58
035 ^(a)	102	9	0,59	0,86	0,03	0,093	0,002	0,58	0,0672	0,0021	630	24	573	12	844	64	68
009 ^(a)	195	19	0,17	0,95	0,03	0,098	0,002	0,70	0,0707	0,0016	680	21	602	13	949	46	63
154 ^(a)	541	94	0,43	2,36	0,07	0,174	0,004	0,72	0,0982	0,0021	1230	37	1036	21	1590	39	65

Edad TuffZirc: 205.20±1.20 Ma (2 σ). MSWD=1.18

TABLA 2.2. RESULTADOS DE ANÁLISIS LA-ICP-MS EN CIRCONES DE LA MUESTRA CPV-124.

Análisis Muestra citrón	Razones isotópicas										Edad (Ma)					
	U (ppm)	Pb (ppm)	Th/U (meas)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	error 2σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	error 2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	error 2σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	error 2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^(e)	error 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Conc error 2σ
V124_01 ^(a)	1139	46	0,13	0,34	0,01	0,040	0,001	0,62	0,0605	0,0016	294	10	254	5	623	57
V124_02 ^(a)	382	15	0,19	0,36	0,01	0,040	0,001	0,66	0,0653	0,0016	312	10	253	5	783	51
V124_03 ^(b)	529	86	0,41	1,70	0,04	0,162	0,003	0,82	0,0762	0,0011	1009	26	968	19	1101	29
V124_04	408	16	0,11	0,29	0,01	0,040	0,001	0,66	0,0514	0,0015	255	10	255	6	261	64
V124_05	173	7	0,12	0,29	0,01	0,041	0,001	0,54	0,0515	0,0019	257	11	256	6	263	80
V124_06 ^(b)	806	41	0,18	0,38	0,01	0,051	0,001	0,83	0,0539	0,0007	327	8	321	6	366	29
V124_07	572	23	0,06	0,29	0,01	0,041	0,001	0,62	0,0521	0,0017	261	11	258	6	290	73
V124_08	526	21	0,09	0,29	0,01	0,041	0,001	0,73	0,0511	0,0011	255	8	256	5	245	47
V124_09 ^(a)	640	27	0,22	0,44	0,01	0,043	0,001	0,90	0,0746	0,0009	370	10	270	7	1057	25
V124_10 ^(a)	593	25	0,29	0,34	0,01	0,042	0,001	0,60	0,0597	0,0016	299	10	262	5	593	58
V124_11	269	11	0,06	0,29	0,01	0,041	0,001	0,75	0,0514	0,0012	256	9	256	7	258	52
V124_12 ^(a)	679	28	0,39	0,34	0,01	0,041	0,001	0,70	0,0593	0,0015	296	11	262	6	579	55
V124_13 ^(a)	76	4	0,08	1,73	0,06	0,052	0,002	0,82	0,2416	0,0052	1018	38	326	10	3130	34
V124_14 ^(a)	1581	72	0,13	0,95	0,02	0,046	0,001	0,88	0,1516	0,0016	679	15	287	5	2364	18
V124_15	265	11	0,07	0,29	0,02	0,040	0,001	0,52	0,0516	0,0026	256	15	254	8	269	111

Edad Promedio Ponderado: 256.0±2.5 Ma (2σ), MSWD=0.16

(a) Análisis excluidos debido a su alta discordancia entre los sistemas ²⁰⁷Pb/²³⁸U y ²⁰⁶Pb/²³⁸U, (b) análisis interpretado como de componente heredado, y excluido de la edad media ponderada, (c) análisis interpretado como de componente con pérdida de Pb, y excluido de la edad, MSWD: 'Mean Square Weighted Deviation' de la edad media ponderada.

TABLA 3.2. RESULTADOS DE ANÁLISIS SHRIMP EN CIRCONES DE LA MUESTRA CPK-003

Grano, Pto.	% ²⁰⁶ Pb _c	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U edad	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb edad	% disc	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb *	± %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	± %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± %	Err corr
1,1	0,80	404	146	0,37	15,7	283,7±10,3	316±112	11	0,0584	3,0	0,33	6,2	0,0450	3,7	0,600
2,1	0,42	746	362	0,50	28,9	283,6±10,2	290±58	2	0,0553	1,1	0,32	4,5	0,0450	3,7	0,825
3,1	0,81	696	163	0,24	27,0	282,3±10,3	287±106	2	0,0584	2,0	0,32	6,0	0,0448	3,7	0,624
4,1	0,24	265	134	0,52	41,2	1069,4±36,4	1052±33	-2	0,0771	0,8	4,85	4,0	0,1804	0,945	0,945
5,1	-0,22	473	185	0,40	77,1	1118,5±38,6	1047±23	-6	0,0752	1,0	4,94	0,9	0,1895	0,957	0,957
6,1	0,45	444	189	0,44	17,6	289,5±13,4	308±86	7	0,0557	3,1	0,33	6,0	0,0459	4,7	0,780
7,1	0,81	411	110	0,28	16,1	285,4±10,9	258±124	-10	0,0585	2,6	0,32	6,7	0,0453	3,9	0,585
8,1	1,31	329	108	0,34	12,9	283,7±10,3	313±158	10	0,0625	3,3	0,33	7,9	0,0450	3,7	0,471
9,1	0,76	435	145	0,34	18,0	301,1±11,9	338±116	12	0,0585	2,9	0,35	6,5	0,0478	4,0	0,617
10,1	1,95	362	242	0,69	14,5	287,5±10,8	296±199	3	0,0677	3,6	0,33	9,5	0,0456	3,8	0,404
11,1	1,83	420	149	0,37	16,2	277,8±10,1	338±215	22	0,0665	5,0	0,32	10,2	0,0440	3,7	0,364
12,1	0,94	457	177	0,40	17,4	278,0±10,3	349±116	26	0,0594	2,3	0,32	6,4	0,0441	3,8	0,595
13,1	0,49	505	188	0,38	20,8	300,9±13,8	317±75	5	0,0563	1,3	0,35	5,7	0,0478	4,7	0,820
14,1	1,71	217	107	0,51	8,2	272,6±10,4	246±241	-10	0,0655	3,1	0,30	11,2	0,0432	3,9	0,348

Edad Concordia: 284,5±3,1Ma (1σ)

TABLA 3.3. RESULTADOS DE ANÁLISIS SHRIMP EN CIRCONES DE LA MUESTRA CPJ-040

Grano, Pto.	% ²⁰⁶ Pb _c	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U edad	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb edad	% disc	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb *	± %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± %	Err corr
1,1	3,26	143	96	0,69	4,1	208,7±6,3	488±267	134	0,0763	7,4	0,26	12,5	0,0329	3,1	0,247
2,1	3,46	122	57	0,48	3,6	206,5±6,7	153±509	-26	0,0779	4,9	0,22	22,0	0,0325	3,3	0,150
3,1	3,09	167	107	0,66	4,8	204,0±6,9	234±429	15	0,0748	7,1	0,23	18,9	0,0322	3,5	0,182
4,1	5,91	93	61	0,68	2,6	151,5±9,0			0,0973	6,5	0,69	35,2	0,0238	6,4	0,472
5,1	0,30	478	281	0,61	22,1	337,5±9,9	304±62	-10	0,0556	1,4	0,39	4,9	0,0537	3,9	0,742
6,1	2,47	169	118	0,72	5,1	216,8±6,6	310±282	43	0,0702	3,9	0,25	12,8	0,0342	3,1	0,243
7,1	5,16	88	48	0,56	2,8	220,6±8,1	258±848	17	0,0918	10,4	0,25	37,1	0,0348	3,7	0,101
8,1	4,55	111	58	0,54	3,3	210,0±7,2	244±735	16	0,0867	9,6	0,23	32,1	0,0331	3,5	0,109
9,1	1,92	221	187	0,88	6,6	215,2±6,4	244±279	14	0,0658	5,5	0,24	12,5	0,0339	3,0	0,243
10,1	2,20	243	192	0,81	7,0	207,7±6,2	224±294	8	0,0679	4,4	0,23	13,1	0,0327	3,0	0,233
11,1	3,32	153	85	0,57	4,5	209,3±7,1	266±646	27	0,0769	6,8	0,23	28,4	0,0330	3,5	0,122
12,1	4,99	94	54	0,60	2,9	213,9±7,3	101±796	-53	0,0903	10,0	0,22	33,9	0,0337	3,5	0,103
14,1	0,32	611	611	0,46	40,6	477,8±13,7	458±44	-4	0,0592	1,1	0,60	3,6	0,0769	3,9	0,832
15,1	2,12	209	209	0,89	5,9	203,2±6,1	255±246	26	0,0671	2,5	0,23	11,1	0,0320	3,1	0,276
Edad Concordia: 210,1±2,0 Ma (1σ)															

[illegible]

TABLA 3.7. RESULTADOS DE ANÁLISIS SHRIMP EN CIRCONES DE LA MUESTRA CPK-025

Grano, Pto.	% ²⁰⁶ Pb _c	U (ppm)	Th (ppm)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U edad	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb edad	% disc	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb *	± %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	± %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± %	Err corr
1,1	-0,56	249	277	1,15	5,8	172,1±8,1	371±62	115	0,0495	2,7	0,20	5,5	0,0271	4,8	0,867
2,1	0,19	1107	2083	1,94	24,9	166,1±7,7	90±74	-46	0,0494	1,3	0,17	5,6	0,0161	4,7	0,835
3,1	-0,02	897	1137	1,31	19,9	164,6±7,7	148±36	-10	0,0488	1,5	0,17	5,0	0,0259	4,7	0,951
4,1	-0,16	786	1421	1,87	18,0	169,6±8,5	192±76	13	0,0487	1,5	0,18	6,0	0,0267	5,1	0,839
5,1	-0,14	890	1380	1,60	20,0	166,4±7,8	186±36	12	0,0487	1,6	0,18	5,0	0,0261	4,7	0,950
6,1	-0,18	572	788	1,42	12,9	167,0±7,8	177±70	6	0,0482	2,0	0,18	5,6	0,0262	4,7	0,846
7,1	0,19	1527	3341	2,26	33,6	162,5±8,4	78±44	-52	0,0491	1,1	0,17	5,6	0,0255	5,2	0,943
8,1	-0,02	953	1316	1,43	20,5	159,6±7,4	176±39	10	0,0495	1,7	0,17	5,0	0,0251	4,7	0,941
9,1	0,12	936	2333	2,58	21,3	168,8±7,9	113±45	-33	0,0492	1,4	0,18	5,1	0,0265	4,7	0,926
10,1	-0,09	725	1347	1,92	16,6	169,3±7,9	193±37	14	0,0493	1,6	0,18	5,0	0,0266	4,7	0,948
11,1	0,20	643	1389	2,23	13,8	158,5±7,4	163±92	3	0,0509	1,7	0,17	6,2	0,0249	4,7	0,769
12,1	0,00	1457	2695	1,91	32,2	163,5±7,6	167±26	2	0,0494	1,1	0,18	4,8	0,0257	4,7	0,974
13,1	0,11	738	1143	1,60	16,2	162,7±7,6	222±61	36	0,0515	1,6	0,18	5,4	0,0256	4,7	0,872
14,1	0,03	1500	3686	2,54	34,4	169,9±8,1	219±41	29	0,0508	1,1	0,19	5,1	0,0267	4,8	0,939
Edad Concordia: 164,8±2,1 Ma (1σ)															

FÓSILES

TABLA 4. LOCALIDADES FOSILIFERAS.

Muestra	Loc	UTM		Unidad	Fósiles	Edad	Referencias
		N	E				
CP-29	1	7.173.804	343.157	DCch	Traza: <i>Rusophycus</i> . Invertebrados: <i>Laevicyclus</i> , <i>Protovirgularia</i> ?	Ord-Crb?	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
CP-10	1	7.173.804	343.157	DCch	Planolites	Indet	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
CP-28	1	7.173.804	343.157	DCch	Gordia	Indet	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
CP-45	2	7.171.370	344.412	DCch	Nereites , <i>Soalarituba</i> ?	Ord-Per?	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
CP-147	3	7.133.817	338.636	DCch	<i>Laevicyclus</i> , <i>Lophoctenium</i> INV, <i>Soolicia</i> , <i>Paleohelminthoida</i> ? INV	Dev?	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
CP-148	3	7.133.817	338.636	DCch	<i>Soalarituba</i> ?, <i>Paleodictyon</i> ? traza, <i>Protopaleodictyon</i> ? traza, <i>Unarites</i> ?	Crb?	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
ESM228	4	7.148.486	343.436	Trc(c)	Restos de troncos no determinados	Tr	Las Cenizas, 2007
CPJ-009	5	7.134.265	338.794	Trc(d)	<i>Pteridophyta</i> ? Indet., <i>Cladophlebis</i> aff. <i>Mendozaensis</i>	Tr	Este trabajo
CPK-117	6	7.169.356	346.742	TrJpa(a)	Gastrópodos: <i>Gastropoda</i> indet. Bivalvos: <i>Pachycardiidae</i> indet.	Tr S?-Sin	Este trabajo
CPK-205	7	7.166.808	347.228	TrJpa(a)	Amonites: <i>Arnioceras</i> sp., <i>Coroniceras</i> sp.	Sin I	Este trabajo
TEP-530	8	7.164.708	345.683	TrJpa(a)	Ammonoidea indet.?	Indet	Las Cenizas, 2007
MS-45	9	7.157.400	346.796	TrJpa(a)	<i>Arnioceras</i> sp.	Sin	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
21581-1	10	7.156.968	346.846	TrJpa(a)	<i>Angulaticeras</i> sp.; <i>Arnioceras</i> sp.; <i>Agassiceras</i> sp.?, <i>Anaptychus</i> sp.?, <i>Otapiria</i> sp.?, <i>Oxytoma</i> sp.?, Belemnitida indet.	Het	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
SNGM-F51	11	7.156.988	347.121	TrJpa(a)	<i>Scaphorella leanzai</i> (Lambert)	Baj	Leanza et al., 1987
CPE-026	12	7.156.536	347.210	TrJpa(a)	Amonites: <i>Arnioceras</i> sp., <i>Gleviceras</i> (?) sp. Peces: <i>Osteichthyes</i> indet.	Sin	Este trabajo
100812-4'	12	7.156.581	347.182	TrJpa(a)	Amonites: <i>Arnioceras</i> sp.	Sin I	Este trabajo
090512-4	13	7.155.815	347.098	TrJpa(a)	Gastrópodos: <i>Lithotrochus humboldti</i> (von Buch). Bivalvos: <i>Gryphaea</i> sp., <i>Cardinia</i> sp.	Sin-Plb	Este trabajo
MS-22	14	7.154.488	347.270	TrJpa(a)	<i>Arnioceras</i> sp., <i>Paracorniceras</i> sp.?	Het	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
MS-23	14	7.154.488	347.270	TrJpa(a)	<i>Arnioceras</i> sp., <i>Serpula</i> sp.	Sin	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
MS-49	15	7.152.973	347.682	TrJpa(a)	<i>Angulaticeras</i> sp., <i>Otopiria</i> sp.	Het	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
CPK-219	16	7.149.638	345.470	TrJpa(a)	Bivalvos: <i>Parainoceramus</i> sp. Amonites: <i>Schlotheimia</i> cf. <i>cuevitensis</i> Hillebrandt, <i>Arnioceras</i> sp.	Het S-Sin I	Este trabajo
CPR011-A	17	7.147.399	345.944	TrJpa(a)	Gastrópodos: <i>Pleurotomaria</i> ? sp.	Indet	Este trabajo
CPR011-B	17	7.147.399	345.944	TrJpa(a)	Bivalvos: <i>Trichites</i> ? sp. <i>Radulonectites</i> ? sp.	J I	Este trabajo
CPR081-2	17	7.147.422	345.935	TrJpa(a)	Bivalvos: <i>Weyla</i> sp., <i>Pleuromya</i> sp.	J I	Este trabajo

continuación tabla 4

Muestra	Loc	UTM		Unidad	Fósiles	Edad	Referencias
		N	E				
MS-8	18	7.146.537	343.200	TrJpa(a)	<i>Psiloceras</i> sp., Psiloceratidae indet.	Het	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
PH-20	18	7.146.537	343.200	TrJpa(a)	<i>Psiloceratidae indet.</i> , <i>Schlotheimiidae indet.</i>	Het	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
MS-118	19	7.143.509	345.866	TrJpa(a)	<i>Amioceras</i> sp.	Sin	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
CPE-011	20	7.143.053	346.924	TrJpa(a)	Bivalvos: <i>Otapiria pacifica</i> , <i>Agerchlamys</i> sp., <i>Parallelodon</i> (?) sp. Amonites: <i>Amioceras</i> sp.	Sin I	Este trabajo
MS-121	21	7.142.009	346.267	TrJpa(a)	<i>Amioceras</i> sp., " <i>Rhynchonella</i> " sp., <i>Oxytoma</i> sp., " <i>Lucina</i> " sp.,	Sin I	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
MS-123	22	7.141.607	348.497	TrJpa(a)	<i>Montivaltia</i> sp., " <i>Terebratula</i> " sp., " <i>Rhynchonella</i> " sp., <i>Spiriferina</i> sp.?, " <i>Cucullaea</i> " sp.?, <i>Entolium</i> sp.?, <i>Weyla</i> sp.?, <i>Antiquilima</i> sp., <i>Gryphaea</i> sp., <i>Frenquelliella</i> sp., <i>Astarte</i> sp., <i>Protocardia</i> sp., <i>Amioceras</i> sp., <i>Serpula</i> sp.	Sin	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
MS-125	23	7.140.913	348.017	TrJpa(a)	<i>Amioceras</i> sp., " <i>Cucullaea</i> " sp., <i>Oxytoma</i> sp., <i>Gryphaea</i> sp., <i>Astarte</i> sp., <i>Cardinia</i> sp., <i>Protocardia</i> sp., <i>Serpula</i> sp.	Sin I	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
MS-124	24	7.140.612	348.080	TrJpa(a)	<i>Amioceras</i> sp., <i>Gryphaea</i> sp., <i>Cardia</i> sp.	Sin	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
CPK-220	25	7.149.068	345.525	Jiph1	Bivalvos: <i>Oxytoma</i> (<i>Oxytoma</i>) <i>inequivalvis</i> (Sowerby)	Sin I	Este trabajo
MS-76	26	7.148.165	346.612	Jiph1	<i>Amioceras</i> sp., " <i>Cucullaea</i> " sp., <i>Chlamys</i> sp., <i>Weyla</i> sp., <i>Astarte</i> sp., <i>Pleuromya</i> sp., <i>Amberleya</i> sp., <i>Serpula</i> sp., Vegetalia indet.	Sin	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
MS-77	27	7.147.657	347.035	Jiph1	<i>Amioceras</i> sp., <i>Montivaltia</i> sp., " <i>Rhynchonella</i> " sp., <i>Weyla</i> sp., <i>Serpula</i> sp., Vegetalia indet	Sin	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
PH-9	28	7.147.320	345.972	Jiph1	<i>Entolium</i> sp., <i>Weyla</i> sp., <i>Frenquelliella</i> sp., <i>Astarte</i> sp., <i>Protocardia</i> sp., <i>Amberleya</i> sp.	J I	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
MS-104	28	7.147.320	345.972	Jiph1	<i>Weyla</i> sp., <i>Protocardia</i> sp.	J I	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
100512-1A	29	7.146.944	344.085	Jiph1	Bivalvos: <i>Oxytoma</i> sp., <i>Agerchlamys</i> (?) sp., <i>Kolymonectes</i> (?) sp., <i>Amioceras</i> sp.	Sin I	Este trabajo
CPR015-1	30	7.146.219	346.984	Jiph2	Bivalvos: <i>Ceratomya</i> ? sp. Amonites: <i>Amioceras</i> ? sp	Sin I	Este trabajo
CPR015-1 y 2	30	7.146.219	346.984	Jiph2	Corales: <i>Cyathophora</i> ? sp. Bivalvos: <i>Weyla unca</i> ? (Philippi).	J I	Este trabajo
CPR015-2.1	30	7.146.219	346.984	Jiph2	Gastrópodos: <i>Nerinella</i> ? sp. Bivalvos: <i>Pseudolimea</i> ? sp. Amonites: <i>Amioceras</i> ? sp.	Sin I	Este trabajo
CPR015-4	30	7.146.219	346.984	Jiph2	Gastrópodos: Caenogastropoda? Indet. Bivalvos: <i>Weyla unca</i> (Philippi)	J I	Este trabajo
CPR032	30	7.146.219	346.984	Jiph2	Gastrópodos: Gastropoda indet. Bivalvos: <i>Weyla aff. unca</i> (Philippi). Amonites: <i>Amioceras</i> ? sp. Plantas: fragmento de tronco indeterminado	Sin I?	Este trabajo
CPR034	30	7.146.300	346.987	Jiph2	Gastrópodos: Gastropoda indet. Bivalvos: <i>Weyla</i> sp. Amonites: <i>Amioceras</i> ? sp.	Sin I?	Este trabajo
CPR035	30	7.146.300	346.987	Jiph2	Bivalvos: <i>Propeamussium</i> ? sp., <i>Pholadomya</i> sp., <i>Cercomya</i> sp., Astartidae? Indet.	Baj?	Este trabajo

Continuación tabla 4

Muestra	Loc	UTM		Unidad	Fósiles	Edad	Referencias
		N	E				
CPR037	30	7.146.300	346.987	Jiph2	Gastrópodos: Gastropoda indet. Amonites: <i>Arnioceras</i> sp.	Sin I	Este trabajo
CPR038	30	7.146.300	346.987	Jiph2	Corales: <i>Isastrea?</i> sp.	Indet	Este trabajo
CPR039	30	7.146.300	346.987	Jiph2	Gastrópodos: Pleurotomaria? sp.	Indet	Este trabajo
CPR040-41-42-43-44-45	30	7.146.300	346.987	Jiph2	Plantas: madera o tronco indeterminado	Indet	Este trabajo
CPR080-3	30	7.146.253	347.009	Jiph2	Gastrópodos: <i>Zygopleura</i> sp. Bivalvos: <i>Frenguelliella?</i> sp. Amonites: <i>Arnioceras?</i> sp., <i>Paltechioceras?</i> sp.	Sin	Este trabajo
MS-93	31	7.145.229	347.048	Jiph2	Montivaltia sp., “ Terebratula ” sp., “ Rhynchonella ” sp., Spiriferina sp., “ Cucullaea ” sp., Entolium sp., Chlamys sp., Gryphaea sp., Pholadomya sp., Lytoceras sp.?	Sin	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
MS-20	32	7.154.136	347.361	Jln(b)	Coelenterata Indet., <i>Trigonia</i> (Tr.?) sp., “ <i>Lucina</i> ” sp., “ <i>Nerinea</i> ” sp., <i>Nerita</i> sp.?	Baj?	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
LT-171	32	7.154.136	347.361	Jln(b)	Coelenterata indet., “ <i>Lucina</i> ” sp., <i>Pleuromya</i> sp.?, <i>Allocosmia</i> sp., <i>Aptyxiella</i> sp., “ <i>Natica</i> ” sp., <i>Nerita</i> sp., <i>Spirocirrus</i> sp.?, Zygopleuridae indet., Ammonoidea indet.	Baj?	Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984
CPE-024	33	7.156.692	347.344	Jln(e)	Bivalvos: <i>Pleuromya</i> sp. Iconofósiles: <i>Palaeophycus</i> (?) isp.	Indet	Este trabajo
CPE-025	33	7.156.692	347.344	Jln(e)	Bivalvos: <i>Mesomiltha</i> (?) sp. <i>Anisocardia</i> (?) sp., “ <i>Corbicula</i> ” sp., <i>Scaphorella leanzai</i> (Lambert), <i>Cercomya</i> sp.	Baj?	Este trabajo
100812-2B	33	7.156.781	347.331	Jln(e)	Bivalvos: <i>Neocrassina?</i> sp., <i>Astarte?</i> sp., <i>Cercomya</i> sp., <i>Pleuromya</i> sp., <i>Goniomya</i> sp., <i>Trigonia</i> (T.) aff. <i>mollesensis</i> Lambert	Baj?	Este trabajo
RT-13	33	7.156.692	347.344	Jln(e)	Braquiópodos: <i>Loboidothyris?</i> sp., Bivalvos: <i>Entolium?</i> sp., <i>Meleagrinella?</i> sp., <i>Gervillia?</i> sp., <i>Panopea</i> sp., <i>Pleuromya</i> sp., <i>Cercomya</i> sp., Lucinidae? Indet., <i>Myophorella</i> sp., <i>Trigonia</i> (T.) sp., Iconofósiles: <i>Ophiomorpha?</i> Isp.	Baj?	Este trabajo
120512-3A	34	7.146.008	348.989	Jln(e)	Bivalvos: <i>Gryphaea</i> sp., <i>Neocrassina</i> (?) sp.	J M	Este trabajo
120512-3B	34	7.146.008	348.989	Jln(e)	Braquiópodos: <i>Lingula</i> sp. Bivalvos: <i>Gryphaea</i> sp., <i>Radulonectites</i> (?) sp.	Plb	Este trabajo
RT-01 a 11	34	7.146.008	348.989	Jln(e)	Braquiópodos: <i>Lingula</i> aff. <i>plagemanni</i> Moericke. Gastrópodos: <i>Pleurotomaria?</i> sp. Bivalvos: <i>Gryphaea</i> sp. A, <i>Actinostreon</i> sp. A, <i>Grammatodon?</i> sp., <i>Camptonectes</i> sp., <i>Pseudolimea</i> sp., <i>Modiolus?</i> sp., <i>Pleuromya</i> spp, <i>Trigonia</i> aff. <i>mollesensis</i> Lambert, <i>Trigonia?</i> sp., <i>Andivaugonia lissocostata</i> , <i>Astarte</i> sp., Astartidae indet.	Baj	Este trabajo

ANEXO III

TABLAS DE YACIMIENTOS

En los listados que se presentan a continuación, se indican datos referentes a los yacimientos metálicos y no metálicos presentes en el área de la carta Cifuncho, procedentes de distintas referencias y/o visitados durante la realización de este trabajo. Las abreviaciones utilizadas en el listado son las siguientes:

Act	Actinolita	Esfal	Esfalerita
Ag	Plata	Espe	Espeularita
Alb	Albita	Gal	Galena
Alm	Almagre	Ger	Germanita
Alu	Alunita	Grt	Granate
Apa	Apatito	Gth	Goethita
Arcil	Arcillas	Hem	Hematita
Arcilver	Arcillas de plata	Illi	Illita
Aspy	Arsenopirita	Jar	Jarosita
Atac	Atacamita	Kfeld	Feldespató Potásico
Au	Oro	Lim	Limonita
Azur	Azurita	Mag	Magnetita
Bar	Baritina	Mal	Malaquita
Bor	Bornita	Mol	Molibdenita
Broc	Brocantita	Niq	Niquelita
Bt	Biotita	OxAg	Óxidos de Plata
Cal	Calcita	OxCu	Oxidados de Cobre
Caol	Caolinita	OxFe	Óxidos de Hierro
Carbfe	Carbonatos de Fe	OxMn	Óxidos de Manganeso
Chal	Chalcantita	Py	Pirita
Cinab	Cinabrio	Qzo	Cuarzo
Clo	Clorita	s/d	sin datos
Cpy	Calcopirita	Saf	Saflorita
Cris	Crisocola	Sche	Schellita
Cs	Calcosina	Ser	Sericita
Cu	Cobre	Side	Siderita
Cup	Cuprita	Smec	Smectita
CuWad	CooperWad	Turm	Turmalina
Cv	Covelina	Turq	Turquesa
Ep	Epidota	Wlf	Wolframita
		Yes	Yeso

TABLA 5. YACIMIENTOS METÁLICOS.

No.	Nombre del Yacimiento	Coordenadas UTM E	Coordenadas UTM N	Recursos	Roca de caja	Tamaño	Forma	Minerales de Alteración	Minerales de Ganga	Minerales de Mena	Azimuth	Man-teo	Referencias
1	Cifuncho	339.098	7.158.256	Plata	s/d	Pequeño	Veta	s/d	s/d	OxAg	s/d	s/d	Boric <i>et al.</i> , 1990
2	Luciérnaga	339.141	7.148.636	Plata	Metapelitas	Pequeño	Veta	Arcil, Qzo, Cal	Qzo, Bar, Cal, Hem	OxAg, Au	186	75	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990
3	Gaviota-Maria (Mantos Overos)	339.563	7.139.770	Oro	Calcarentita, conglomerado	Pequeño	Irregular	Alu, Arcil, Qzo, Caol	Mag, Hem	Au, OxCu, Cinnab, Au, Cpy	246	32	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
4	Sin Nombre	339.921	7.149.688	Oro	Granito	Pequeño	Veta	Arcil, Qzo	Qzo, Hem, Lim	Au	40	70	Las Cenizas, 2007
5	Sin Nombre	340.462	7.138.486	Oro	Conglomerado, arenisca, limolita	Pequeño	Veta	Arcil, Clo, Ep, Ser, Caol	Qzo, Py, Hem, Lim	Au, OxCu	0	90	Las Cenizas, 2007
6	Sin Nombre	340.762	7.147.430	Plata	Metapelitas	Pequeño	Veta	Arcil, Cal, Qzo, Ser	Qzo, Bar, Cal, Jar, Hem, Lim	OxAg, Au	0	65	Las Cenizas, 2007
7	Despreciada	342.038	7.139.742	Plata	Diorita cuarcifera	Pequeño	Veta	Arcil, Qzo, Ep, Cal	Qzo, Yes, Cal, Py	OxAg, Au, OxCu	13	90	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990
8	Sin Nombre	342.071	7.150.345	Plata	Metapelitas	Pequeño	Veta	Arcil, Qzo, Cal	Qzo, Bar, Cal, Jar, Lim, Hem	OxAg, Gal	67	70	Las Cenizas, 2007
9	Sin Nombre	342.386	7.138.764	Plata	Arenisca, calcarentita	Pequeño	Veta	Qzo, Act, Clo, Cal	Qzo, Yes, Cal, Py	OxAg, Au	330	90	Las Cenizas, 2007
10	Sin Nombre	342.447	7.151.364	Plata	Metapelitas	Pequeño	Veta	Arcil, Qzo, Cal	Qzo, Bar, Cal, Jar, Lim, Hem	OxAg	60	41	Las Cenizas, 2007
11	Sin Nombre	342.482	7.147.770	Plata	Metapelitas	Pequeño	Veta	Qzo, Bar, Cal	Qzo, Bar, Cal, Jar, Hem, Lim	OxAg, Au	55	90	Las Cenizas, 2007
12	Aguada	342.538	7.151.686	Plata	Metapelitas, granitoide	Pequeño	Veta	Arcil, Qzo, Cal	Qzo, Bar, Cal, Jar, Lim, Hem	OxAg, Gal	242	80	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990
13	Sin Nombre	343.065	7.148.101	Plata	Metapelitas	Pequeño	Veta	Arcil, Ser, Cal, Kfeld	CarbFe, Cal, Bar, Lim	OxAg, Gal	300	75	Las Cenizas, 2007
14	Berta	343.129	7.137.561	Oro	Diorita	Pequeño	Veta	Ser, Qzo, Arcil, Bt	Qzo, Yes, Hem, Mag	Au, Mal, Cris, Atac	165	80	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
15	Sin Nombre	343.155	7.148.697	Plata	Metapelitas, microdiorita	Pequeño	Veta	Arcil, Ser, Cal, Kfeld	CarbFe, Cal, Bar, Lim	OxAg, Gal	260	60	Las Cenizas, 2007
16	Sin Nombre	343.307	7.138.458	Plata	Arenisca, limolita	Pequeño	Veta	Qzo, Arcil, Cal, Ep, Clo	Cal, Qzo, Hem, Py, Jar	OxAg, OxCu	15	73	Las Cenizas, 2007
17	Sin Nombre	343.353	7.149.671	Plata	Granito	Pequeño	Veta	Arcil, Qzo	Qzo, Hem	OxAg, Au, Gal	47	80	Las Cenizas, 2007
18	Manto Huanillos	343.415	7.131.854	Cobre	Metaarenisca, cuarcita, metapelita	Pequeño	Veta	Arcil, Qzo, Cal	Py, Jar, Cal, Lim, Hem, Qzo	Atac, Cris, OxCu, Mal, OxAg, Au, Cpy	290	70	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984

continuación tabla 5

No.	Nombre del Yacimiento	Coordenadas UTM		Recursos	Roca de caja	Tamaño	Forma	Minerales de Alteración	Minerales de Ganga	Minerales de Mena	Azimuth	Manteo	Referencias
19	Sin Nombre	343.506	7.149.623	Plata	Granodiorita, granito	Pequeño	Veta	Arcil, Qzo	Qzo, Hem	OxAg, Au, Gal	56	85	Las Cenizas, 2007
20	Sin Nombre	344.018	7.149.786	Oro	Conglomerado	Pequeño	Veta	Ep, Cal	Cal, Hem	Au	24	70	Las Cenizas, 2007
21	Colorada (Este y Oeste)	344.093	7.133.851	Oro	Diorita, tonalita	Pequeño	Veta	Ser, Arcil, Qzo	Qzo, Hem, Lim, Py	Au, Cris, OxAg	295	90	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
22	Despreciada (Don Anibal)	344.330	7.133.791	Oro	Diorita, tonalita	Pequeño	Veta	Ser, Qzo, Clo, Ep, Arcil	Qzo, Hem, Lim	Au, Cris, Mal, Atac	125	80	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
23	Sin Nombre	344.376	7.134.436	Oro	Diorita cuar-cifera	Pequeño	Veta	Ser, Qzo, Clo	Qzo, Hem, Lim	Au, OxCu	127	77	Las Cenizas, 2007
24	Taltalina (ex-Blanca Torres)	344.440	7.138.725	Oro	Calcilitas, caliza, arenisca	Pequeño	Veta	s/d	Cal	Au, Mal, Cris, OxAg, Esfal, Aspy, Py, Cpy	290	90	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
25	Clementina	344.764	7.160.711	Cobre	Andesita, caliza	Pequeño	Veta	s/d	Cal	Mal, Atac, Cris, Cup, Bor, Cs	320	60	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
26	Sevilana o Cabe-cera	345.078	7.160.439	Cobre	Andesita ocolitica en contacto por falla con calizas y calcarenitas	Pequeño	Veta	Cal	Cal	Cris, Mal	285	75	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990
27	Juana	345.143	7.161.837	Cobre	Porfido dacitico, andesita, caliza	Pequeño	Veta	Arcil, Ep, Lim	Cal	Cris, Atac, Cs, Alm, Bor, Cs	300	60	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
28	Clementina II	345.327	7.160.307	Cobre	Andesita ocolitica en contacto por falla con calizas y calcarenitas	Pequeño	Veta	Cal, Clo, Arcil	Cal, Arcil	Cris, Mal	285	75	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990
29	Pilarica (Este y Oeste)	345.399	7.133.898	Oro	Diorita cuar-cifera, tonalita	Pequeño	Veta	Ser, Qzo, Arcil	Qzo, Hem, Py, Jar	Au, OxCu	130	80	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
30	Sin Nombre	345.525	7.143.517	Plata	Limolita calca-rea, caliza	Pequeño	Falla	Arcil, Cal	Cal, Arcil	OxAg	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
31	Sin Nombre	345.828	7.133.722	Cobre	Diorita cuar-cifera	Pequeño	Veta	Ser, Clo, Arcil, Qzo, Cal	Qzo, Cal, Carbile	Cris, Mal, CuWad	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
32	Sin Nombre	345.848	7.159.752	Cobre	Calcarentas, calizas	Pequeño	Veta	Lim	Cal, Py	OxCu	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007

Continuación tabla 5

No.	Nombre del Yacimiento	Coordenadas UTM		Recursos	Roca de caja	Tamaño	Forma	Minerales de Alteración	Minerales de Ganga	Minerales de Mena	Azimuth	Manteo	Referencias
		E	N										
33	Sin Nombre	346.013	7.137.077	Plata	Diorita	Pequeño	Veta	Clo, Qzo, Arcil, Cal, Ep	Qzo, Cal, Hem, Lim	OxAg	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
34	Montserrat	346.427	7.152.371	Cobre	Limolitas, caliza	Pequeño	Veta	Smec	Mag	Cris, Mal, Atac, Py	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
35	Paula	346.466	7.138.296	Plata	Limolita, arenisca	Pequeño	Veta	Qzo, Arcil, Cal	Cal, Jar, Py	OxAg, OxCu, Cpy, Py	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
36	Estrella	346.622	7.161.485	Cobre	Andesita porfídica	Pequeño	Estratoligado	Cal	Cal	Mal, Cris	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990
37	San Luis	347.009	7.158.322	Cobre	Andesita, caliza	Pequeño	Veta	Lim	Cal	Cris, Alm, Mal, Cs	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
38	Sin Nombre	347.266	7.136.666	Cobre	Monzodiorita cuarcifera	Pequeño	Veta	Act, Clo, Arcil, Cal, Turm, Qzo	Cal, Turm, Qzo, Mag, Hem	Mal, Au	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
39	Sin Nombre	347.320	7.156.320	Cobre	Areniscas	Pequeño	Falla	s/d	s/d	Cris	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
40	San Luis	347.336	7.157.292	Cobre	Andesita	Pequeño	Falla	Clo, Smec, Cal	Cal, Hem	Cris, Mal, Azur	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990
41	Sin Nombre	347.373	7.155.448	Cobre	Andesita	Pequeño	Falla	Ser, Illi, Smec, Clo	Hem	OxCu	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
42	Llano Colorado	347.376	7.166.798	Cobre	Dacandesitas, andesita	Pequeño	Relleno de fracturas	Arcil, Cal, Qzo	Lim, Cal	OxCu	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990
43	Sin Nombre	347.416	7.152.207	Cobre	Conglomerados	Pequeño	Falla	s/d	s/d	OxCu	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
44	La 340	347.516	7.168.036	Cobre	Calizas en contacto por falla c/andesita-limolita fina	Pequeño	Veta	Arcil	Arcil, Cal	Mal, Atac, Cris	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990
45	Damaso (o San Damaso)	347.732	7.137.675	Oro	Calizas	Pequeño	Veta	Qzo, Turm	Qzo, Py, Turm, Lim	Cris, Mal, Au, Atac, Cpy	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
46	Sin Nombre	348.024	7.156.283	Cobre	Andesita	Pequeño	Falla	Clo, Smec	Cal, Hem	OxCu	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
47	Sin Nombre	348.138	7.154.196	Cobre	Areniscas	Pequeño	Relleno de fracturas	s/d	s/d	Cris, Mal	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
48	Corpus Cristi	348.197	7.163.318	Cobre	Andesita, ocolita	Pequeño	Veta	Arcil, Clo, Ep, Cal	Cal, Lim	Cris, Mal, Atac, Cs, Bor	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
49	Flor	348.274	7.138.128	Oro	Apilita, tonalita	Pequeño	Veta	Qzo, Ser, Turm	Qzo, Py, Turm, Hem, Gth, Jar	Au, Cris, Mal	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
50	Lorena	348.391	7.159.831	Cobre	Andesita	Pequeño	Irregular	Smec, Qzo, Cal	Hem, Cal, Lim	Cris, Mal, Alm, Bor	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007; Boric <i>et al.</i> , 1990
51	Sin Nombre	348.470	7.162.974	Cobre	Toba?, And afanítica?	Pequeño	Relleno de fracturas	Qzo, Clo, Ep, Cal	Qzo, Cal	Mal, Cris, Atac	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
52	Sin Nombre	348.506	7.141.393	Cobre	Caliza	Pequeño	Veta	Arcil, Cal	Cal, Jar, Hem	Mal, Cris, OxAg	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007

continuación tabla 5

No.	Nombre del Yacimiento	Coordenadas UTM		Recursos	Roca de caja	Tamaño	Forma	Minerales de Alteración	Minerales de Ganga	Minerales de Mena	Azimuth	Manteo	Referencias
53	Sin Nombre	348.509	7.148.796	Cobre	Brecha Piro-clastica	Pequeño	Falla	Smec, Cal	Cal, Hem	Cris, Mal	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
54	Sin Nombre	348.711	7.137.974	Oro	Diorita cuarcifera	Pequeño	Veta	Clo, Arcil, Cal, Turm, Qzo	Qzo, Turm, Hem, Lim	Au	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
55	Pilar	348.767	7.164.045	Cobre	Andesita, ocolita	Pequeño	Veta	Clo, Cal	Cal	Cris, Mal, Atac	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007; Borric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
56	Sin Nombre	348.763	7.140.787	Cobre	Calcarenitas	Pequeño	Veta	Cal	Cal, Hem	Cris, Mal, Au	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
57	Sin Nombre	348.788	7.167.214	Cobre	Andesita grano fino porfida	Pequeño	Veta	Arcil, Cal	Cal	Cris, Mal	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
58	Sin Nombre	348.804	7.140.783	Cobre	0	Pequeño	Veta	Arcil, Cal	Cal, Hem	Mal, Cris, OxAg	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
59	Sin Nombre	349.065	7.140.794	Cobre	Calcarenitas	Pequeño	Falla	Cal	Cal, Hem	Cris, Mal	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
60	Sin Nombre	349.067	7.153.624	Cobre	Brecha de falla	Pequeño	Falla	Smec	Lim	Cris, Mal	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
61	Sin Nombre	349.085	7.139.355	Oro	Diorita fina	Pequeño	s/d	Smec, Cal, Illi	Cal, Lim	Au, OxCu	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
62	Don Rigoberto	349.163	7.139.458	Niquel	Pelitas calcarea	Pequeño	Veta	Clo, Smec, Cal	Cal, Py, Aspy, Hem	Au, OxCu, Cx, Saf, Niqu, Ger, Cpy, Py, Aspy	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007; Borric <i>et al.</i> , 1990; Naranjo y Puig, 1984
63	Sin nombre	349.223	7.154.829	Cobre	Conglomerados	Pequeño	Falla	s/d	Espe	OxCu	s/d	s/d	Las Cenizas, 2007
64	Sin nombre	347.258	7.138.277	No especificado	Calizas y limolitas	Pequeño	Veta	s/d	Qzo, Hem, Lim	s/d	90	90	Este trabajo
65	Sin nombre	348.200	7.139.466	Cobre	Hipabisal silicificado	Pequeño	s/d	Qzo	Hem, Lim, Cal, Py	Cpy, OxCu	355	90	Este trabajo
66	Sin nombre	348.565	7.139.479	No especificado	Limolitas, calizas	Pequeño	s/d	Qzo	s/d	s/d	0	s/d	Este trabajo
67	Sin nombre	344.410	7.138.282	Plata	Limolitas, calizas	Pequeño	Veta	Grt	Hem, Qzo, Cal, Gth, Lim	OxAg, Au	330	75	Este trabajo

ANEXO IV**GEOQUÍMICA**

Los análisis químicos que se presentan a continuación han sido efectuados en el Laboratorio Químico dependiente del Departamento de Laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería.

La preparación de las muestras incluyó la selección de los chips de roca en forma personal por parte de los autores de esta carta. Se seleccionó la parte más fresca de la roca, excluyendo las pátinas ubicadas en las fracturas de la roca y las zonas con amígdalas.

Posterior a la preparación, se implementó un sistema de QAQC que incluyó la inserción de muestras de estándares del USGS (BCR-2 y W2a), muestras blanco de cuarzo y duplicados, equivalentes a un 20% del total del batch. Para un batch de 20 muestras se incluyó al azar 4 muestras de control como se detalla a continuación:

- 1 estándar
- 1 blanco
- 2 duplicados finos

Estas muestras han sido analizadas en conjunto con muestras de la Carta Cerro del Pingo, por lo que acá no se presentan los resultados del batch completo. Las muestras estándares y blancos que se reportan acá corresponden a las que están incluidas en el batch de las muestras que se presentan.

La metodología usada para el análisis de cada elemento fue:

- Fluorescencia de Rayos X: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 , K_2O , Na_2O , MgO , MnO , P_2O_5 , PPC, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ba, Zn, Rb, Sr, Y, Pb, Nb, Zr, Sc.
- Fusión alcalina. ICP-MS: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Cs, U, Th.

TABLA 6. ANALISIS QUÍMICOS DE ELEMENTOS MAYORES, TRAZAS y REE

Código	CPE126	BLANCO	BCR-2	CPE128	BLANCO	BCR-2	CPV-128	BCR-2	BLANCO	CPK-221
Unidad	JIn(a)			JIn(f)			JIn(f)			Jiph1
UTM E	344.947			346.974			349.140			345.872
UTM N	7.163.300			7.163.153			7.167.170			7.148.912
SiO ₂	57,00	99,48	54,54	52,72	99,52	55,30	53,20	54,48	99,51	53,09
Al ₂ O ₃	13,96	0,07	14,89	18,04	0,08	14,23	17,32	14,63	0,08	15,76
TiO ₂	1,89	0,03	2,20	0,91	0,03	2,21	0,75	2,22	0,03	1,43
Fe ₂ O ₃	9,67	0,10	13,06	7,61	0,10	13,01	7,30	13,05	0,10	10,78
CaO	4,52	0,13	6,79	4,92	0,13	6,81	5,38	6,87	0,14	7,46
MgO	3,88	0,03	2,47	5,87	0,03	2,49	6,67	2,58	0,03	4,26
MnO	0,13	<0,01	0,19	0,13	<0,01	0,19	0,11	0,20	<0,01	0,14
Na ₂ O	3,30	0,10	3,49	5,45	0,10	3,48	4,42	3,51	0,10	3,16
K ₂ O	2,47	0,01	1,80	0,87	0,01	1,81	1,01	1,82	0,01	1,60
P ₂ O ₅	0,36	<0,01	0,35	0,16	<0,01	0,35	0,25	0,35	<0,01	0,30
PPC	2,38	0,05	-0,15	2,97	0,05	-0,21	3,35	-0,11	0,05	1,66
SUMA	99,56	100,00	99,65	99,64	100,05	99,67	99,74	99,58	100,05	99,65
Cu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	31	<5	218
V	243	<10	287	133	<10	289	91	349	<1	46
Cr	28	31	24	35	31	32	4	67	34	<10
Co	31	<5	40	26	<5	40	25	66	<5	32
Ni	13	<5	<5	14	<5	<5	<5	35	<5	18
Zn	84	11	91	89	12	94	102	94	11	175
Rb	75	9	36	32	11	41	30	42	11	38
Sr	286	<5	257	320	<5	254	452	257	<5	132
Y	37	<10	21	22	<10	22	21	22	<10	15
Zr	310	635	140	127	628	138	147	141	634	87
Nb	6	<5	<5	<5	<5	11	<5	13	<5	<5
Ba	188	<20	510	152	<20	471	214	487	<20	393
Pb	<5	<5	12	9	<5	11	5	9	<5	<5
Sc	20	<5	17	27	11	22	21	42	<5	22
Cs	-	-	-	1,83	<0,05	1,83	1,21	0,91	<0,05	1,55
Hf	-	-	-	2,12	9,55	2,12	2,56	2,93	9,65	6,96
Ta	-	-	-	0,30	<0,10	0,30	0,26	0,53	<0,10	0,92
Th	-	-	-	3,37	<0,10	3,37	4,91	4,91	<0,10	5,76
U	-	-	-	1,03	<0,10	1,03	1,35	1,16	<0,10	1,24
La	30,57	0,93	29,81	9,19	0,96	26,25	10,63	25,98	0,97	37,2
Ce	78,74	0,54	65,37	25,83	0,52	61,68	31,17	58,26	0,52	82,4
Pr	10,12	0,02	7,74	3,27	0,02	7,30	4,28	6,84	0,01	8,00
Nd	44,50	0,06	32,90	13,88	0,06	29,88	18,49	28,23	0,04	27,1
Sm	11,32	0,03	7,76	4,16	0,04	7,27	4,90	7,09	0,03	4,50
Eu	2,48	0,01	2,33	1,39	0,01	2,24	1,40	2,17	0,01	0,59
Gd	11,27	0,05	7,20	4,35	0,03	6,84	4,94	6,73	0,03	3,28
Tb	1,82	0,01	1,13	0,74	0,01	1,06	0,79	1,05	0,01	0,48
Dy	11,59	0,03	6,89	4,64	0,03	6,36	4,89	6,48	0,04	2,85
Ho	2,41	0,01	1,41	0,99	0,01	1,31	1,02	1,33	0,01	0,61
Er	6,80	0,01	3,86	2,82	0,02	3,63	3,04	3,73	0,02	1,83
Tm	0,95	<0,01	0,54	0,40	<0,01	0,51	0,45	0,51	<0,01	0,30
Yb	6,61	0,02	3,72	2,81	0,02	3,41	3,06	3,54	0,01	2,32
Lu	0,90	<0,01	0,51	0,38	<0,01	0,48	0,46	0,48	<0,01	0,34