

RESUMEN

La Hoja 4572-IV, ALTO RÍO SENGUERR, está situada en el sector sur oeste de la provincia del Chubut. El relieve de la comarca está dominado por vastas planicies y mesetas de rodados, de las cuales se destacan las mesetas del Chalia y del Guenguel, en la parte sur.

El clima es poco cambiante, las temperaturas medias varían de 1°C en invierno a 15°C en verano, las precipitaciones no superan los 400 mm anuales y los vientos imperantes son los del cuadrante oeste durante todo el año.

Desde el punto de vista geológico, se caracteriza principalmente por el gran desarrollo de las unidades sedimentarias terciarias aflorantes en los faldeos de las mesetas y en las márgenes de los principales ríos. Hacia el oeste, en la zona limítrofe con Chile se encuentran las unidades volcánicas jurásicas y cretácicas que constituyen cerros aislados, relictos de la erosión glacial, y hacia el norte, los afloramientos sedimentarios cretácicos que forman cerros y mesetas y que en algunos casos rematan en coladas basálticas terciarias.

El potencial minero metalífero se concentra en las áreas alteradas de la zona limítrofe con Chile. Otros recursos que son aprovechados en pequeña escala para consumo local son: la sal, que se extrae de pequeños depósitos, áridos de los depósitos pleistocenos de rodados y tobas que se utilizan como piedra de afilar.

ABSTRACT

The sheet 4571-IV, ALTO RÍO SENGUERR, is located in the south west of Chubut Province. The relief of the district is dominated by vast pebble plains and plateaus, where the plateaus of the Chalia and the Guenguel stand out in the south sector.

The climate is quite stable, the temperatures changes from 1°C in winter, to 15°C in summer. Precipitations don't surpass the 400 mm annual average and the prevailing winds are those from the west quadrant throughout the year.

From the geological point of view, the district is characterized by the great development of the tertiary sedimentary units, which outcrop on the sides of the plateaus and by the sides of the main rivers. The outcrops of the jurasic and cretaceous volcanic units that constitute isolated hills - relicts of the glacial erosion - are located to the west, in the limit sector with Chile. The cretaceous sedimentary outcrops are in the north of the sheet, making hills and plateaus that in some cases top in tertiarybasaltic flows.

The metallic mining potential is concentrated in the altered areas of the limit zone with Chile. Others resources that are exploited in low scale to for local consumption are: the salt, that is extracted from little deposits ,aggregates from the pleistocene peble deposits and tuffs that are used as sharpener stone.

1. INTRODUCCIÓN

Naturaleza y metodología del trabajo

El presente trabajo ha sido elaborado según la normativa de realización del Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1:250.000 del SEGEMAR.

Para la confección de la Hoja se efectuaron trabajos de recopilación bibliográfica y de interpretación de fotos aéreas a escala aproximada 1:20.000 e imágenes satelitales Landsat a escala 1:250.000, de los cuales surgieron los problemas a resolver acordes a la escala utilizada. Los trabajos de campo fueron realizados durante una campaña de 30 días en los meses de noviembre y diciembre del año 1995, en la cual se hizo una recolección de muestras para análisis petrográficos y dataciones de las unidades volcánicas jurásicas, cretácicas y terciarias y se levantaron perfiles sedimentológicos con el objeto de establecer un orden estratigráfico de las unidades sedimentarias terciarias.

El trabajo de mapeo fue volcado sobre la Hoja topográfica 4572-IV escala 1:250.000 del IGM editada en 1953.

Situación y características geográficas

El área que abarca la Hoja se encuentra en el extremo sudoeste de la provincia del Chubut. Sus límites son: al sur la provincia de Santa Cruz, al oeste Chile, al norte linda con el paralelo 46° sur y al este con el meridiano 70° 30' oeste (figura 1).

El relieve de la comarca se caracteriza por la gran extensión de planicies de rodados en la parte oriental, las cuales son cortadas de oeste a este por los ríos Senguerr en el norte y Mayo en el sur. En la parte occidental hay un mayor relieve, constituido por una serie de lomadas suaves. En el norte se destacan algunos cerros agudos como el Cerro Negro (1754 m), que constituye la mayor elevación del área. En la parte sur sobresale una meseta de gran desarrollo que constituye la Pampa del Chalfá.

Antecedentes bibliográficos

Los estudios realizados en el área son escasos. La información geológica de base que se tomó en cuenta para la realización de este trabajo fueron las Hojas Geológicas 49^a - Lago Blanco y 49b - Paso Río Mayo (González, 1978) y los mapas sin texto de las Hojas Geológicas 48a, Laguna Coyte y 48b, Alto Río Senguerr (Quartino, 1952). Otros antecedentes, con respecto a las unidades volcánicas, son los trabajos de Baker *et al.* (1982) y Márquez y Parisi (1995), mientras que para las unidades sedimentarias terciarias se consultaron las publicaciones de Franchi *et al.* (1995) y Dal Molin y Franchi (1996). Con respecto a la geología de la zona norte de la Hoja se tomó en cuenta "Rasgos Geológicos y litológicos de la cuenca de los Lagos Fontana y La Plata" (Quartino, 1952). El resto de la bibliografía citada en el texto comprende investigaciones realizadas fuera de los límites de la Hoja.

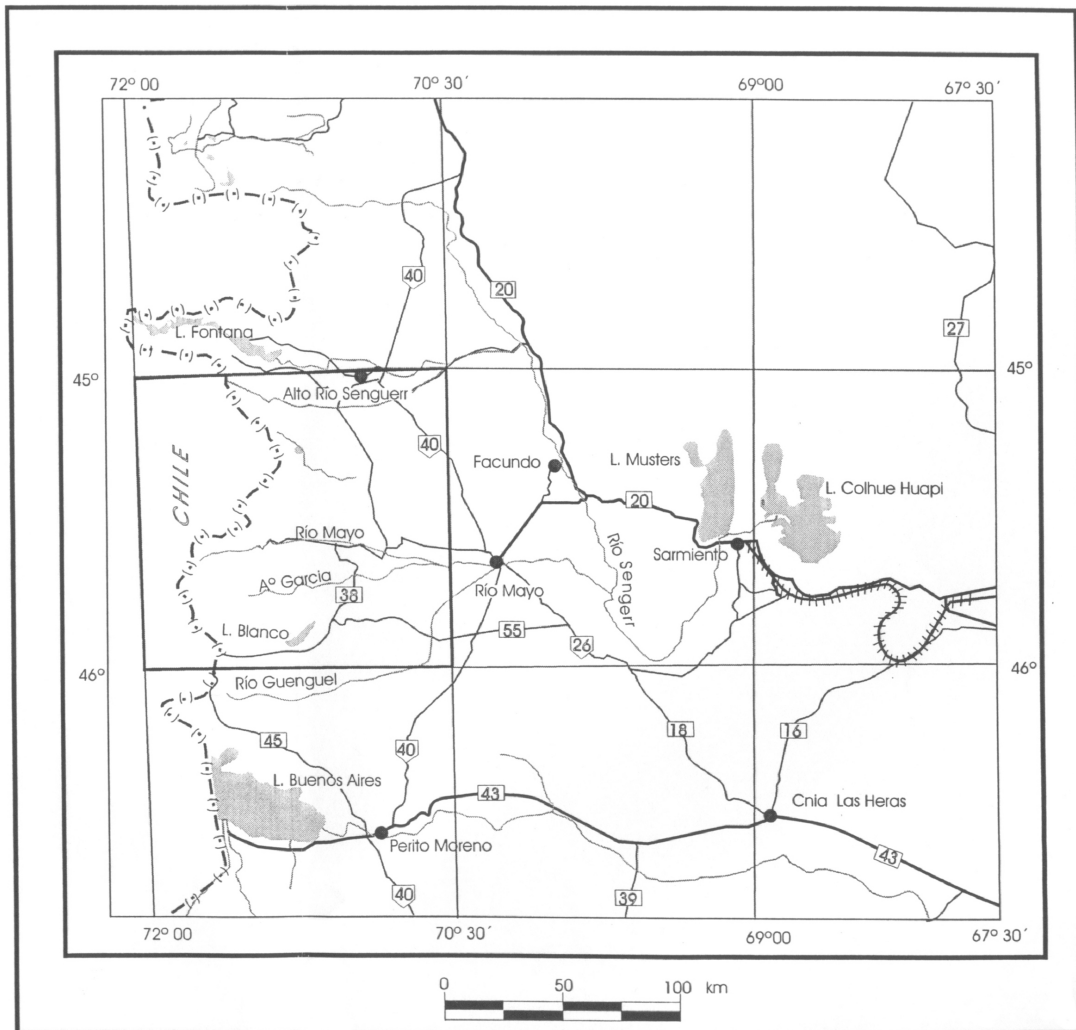


Figura 1. Mapa de ubicación

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. MESOZOICO

2.1.1. JURÁSICO

Formación Lago La Plata (1)

Andesitas, dacitas y tobas líticas

Antecedentes

Estas volcanitas fueron descritas por primera vez por Feruglio (1931 y 1949) quien las reconoció en el istmo que separa a los lagos Fontana y La Plata. Quartino (1952) las denominó “Serie Lago La Plata” y realizó su estudio petrográfico. Posteriormente el nombre fue formalizado como Formación Lago La Plata por Ramos (1976).

Distribución areal

En la Hoja Alto Río Senguerr, esta unidad se encuentra en el extremo noroeste, al norte del arroyo Verde, en el área comprendida entre el faldeo oeste del cerro Cono Fontana y el límite con Chile, donde asoma su techo pero no su base. Otros afloramientos aparecen al noroeste de Aldea Beleiro, en la zona limítrofe con Chile, forman el cerro Compañía, donde no presenta relaciones estratigráficas.

Litología

Esta unidad está constituida por dos miembros: uno predominantemente volcánico y otro con mayor participación sedimentaria, sin una división neta entre ambos, ya que es posible observarlos interpuestos en distintas localidades.

En la región de la Hoja Alto Río Senguerr, sólo se reconoce el miembro volcánico. Éste se compone principalmente por andesitas y tobas andesíticas, de colores gris verdoso a morado intenso, según el grado de contenido de hierro y meteorización. Las andesitas conforman cuerpos macizos, sin estratificación visible y las tobas se presentan en bancos gruesos, cuyo espesor oscila entre 50 y 80 centímetros. El aspecto macroscópico de las andesitas se caracteriza por la casi constante presencia de fenocristales blanquecinos de plagioclasa de 3 a 5 mm en una pasta afanítica oscura (Ramos, 1981).

Las andesitas al microscopio tienen una textura porfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasas (albita-oligoclasa, inclusive andesina) alterados en parte a arcillas. Su tamaño oscila entre el de los granos de la pasta y algunos milímetros. La pasta es holocristalina, de grano muy fino y está obliterada por la existencia de abundante hierro; se compone de tablillas de plagioclasa y cristales subordinados de clorita, epidoto y calcita. Hay escaso anfíbol reemplazado por calcita, óxido férrico, clorita y epidoto. Como minerales accesorios, se halla apatita (Quartino, 1952).

Las tobas, de la misma composición que las andesitas, tienen texturas vitrocrystalinas y líticas, donde los litoclastos pocas veces superan los 3 mm, están uniformemente distribuidos con cristales de plagioclasa de igual tamaño, dentro de

una pasta afanítica de color gris morado oscuro (Ramos, 1977).

EDAD		Unidades Litoestratigráficas		Litología		
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno	sup.	Depósitos aluviales y coluviales / Depósitos de remoción en masa	Gravas, arenas y arcillas Limos y arcillas / Arcillas y gravas	
			inf.	Depósitos Glacilacustres / Depósitos Glacifluviales aterrazados		
		Pleistoceno	sup.	III Nivel		} Depósitos
			inf.	II Nivel proglaciarios		
	TERCIARIO	Plioceno		I Nivel	Gravas y arenas finas a medianas	
		Mioceno		Depósitos morénicos Formación Chalía		
		Oligoceno		Formación Río Mayo Formación Pedregoso Formación Río Frías		
	MESOZOICO	CRETÁCICO	sup.	Rocas Efusivas Terciarias	Basaltos e ignimbritas	
			inf.	Basaltos del Morro Negro y de Alto Río Senguerr		
		JURÁSICO		Formación El Gato Formación Payaniyeu Formación Carrenleufú Formación Apeleg Formación Lago La Plata	Basaltos vesiculares Dacitas y riodacitas Pórfitos andesíticos y dacíticos Lavas porfíricas, tobas e ignimbritas Areniscas gris verdosas Andesitas, dacitas y tobas líticas	

Cuadro estratigráfico

Edad

Los primeros fósiles de esta formación fueron hallados por Quartino (1952) en las adyacencias del cerro Katterfeld. Se trata de una flora reconocida por Frenguelli (en Quatino, 1952) como *Otozamites* sp. y *Cladophelbis* sp., a la que asignó una edad jurásica inferior, edad que fue descartada por Malumian y Ploszkiewicz (1976) por la relación encontrada de estas volcanitas sobre depósitos marinos toarcianos.

El techo de esta unidad está dado por una discordancia con la Formación Apeleg, de edad neocomiana, hecho que se observa al oeste del cerro Cono Fontana. Al sur del lago Fontana, se la encuentra por debajo de la Formación Tres Lagunas, de posible edad titoniana. Dataciones de muestras procedentes del área del río Toqui,

dieron valores de 145 ± 10 Ma.

Sobre la base de lo expuesto, se puede asignar a la Formación Lago La Plata, una edad jurásica media a superior (Ramos, 1981).

Correlaciones

La Formación Lago La Plata es sinónimo de la Formación Ibáñez (Niemeyer *et al.*, 1984) y de la Formación Elizalde (Espinosa y Fuenzalida, 1971), en Chile y es correlacionable con la Formación El Quemado (Lahsen, 1966), con el “Complejo Volcánico de El Quemado” (Feruglio, 1944) y con “Chon Aike” (Sruoga y Palma, 1984).

2.1.2. CRETÁCICO

Formación Apeleg (2)

Areniscas gris verdosas

Antecedentes

Fue definida por Ploszkiewicz y Ramos (1977), en la sierra de Payaniyeu, en el margen sur del valle de Apeleg. Esta unidad se corresponde con las secciones media y superior de las “capas del cerro Katterfeld” y con las “areniscas del río Senguerr” de Quartino (1952). También se correlaciona, en parte, con la “Serie de Apeleg” de Russo y Flores (1953).

Distribución areal

En el área que abarca la Hoja Alto Río Senguerr, los afloramientos de esta formación se encuentran distribuidos al norte del arroyo Verde, formando lomadas suaves, en algunos casos cerros agudos, como Cono Fontana y La Buitrera; y mesetas como el cerro Guía.

Está apoyada sobre la Formación Lago La Plata y por debajo de los basaltos del cerro Guía. Fuera de los límites de la Hoja, se observa un pasaje transicional desde las lutitas de la Formación Katterfeld.

Litología

Desde el punto de vista litológico se diferencian tres miembros:

El *miembro inferior* está compuesto por bancos de 30 a 40 cm de areniscas de color verde a gris amarillento que hacia arriba se intercalan con finos bancos de limolitas gris verdosas con abundantes restos de plantas y pelecípodos de agua dulce. Hacia los términos superiores se hace más arenoso y aparecen restos de troncos. La estratificación es planar paralela y ocasionalmente se hallan algunos bancos con ondulitas no muy marcadas. Su espesor estimado es de poco menos de 100 metros.

El *miembro medio* es el de mayor desarrollo y está constituido por bancos de 40 a 50 cm de areniscas gris parduscas a verdosas que hacia arriba se tornan amarillas aumentando gradualmente su espesor hasta más de un metro. La estructura interna

esta formada por una alternancia de ondulitas y estratificación diagonal que se hace más frecuente hacia arriba. En algunos sectores existen bancos de pocos metros de fangolitas moradas oscuras, sin estratificación marcada, a los que frecuentemente se asocian pequeñas capas carbonosas. Estas facies aparecen al oeste de la estancia La Paulina, donde se cita la presencia de *Cladophelbis* sp. (Turazzini, 1968). Este autor midió un espesor de 1.300 m entre el arroyo El Gato y el río Senguerr.

El *miembro superior* está compuesto por bancos de uno a dos metros de potencia de areniscas gruesas amarillentas con estratificación diagonal con intercalaciones de lentes conglomerádicos que se hacen más frecuentes hacia arriba. Estos conglomerados se encuentran pobremente cementados y presentan restos de troncos parcialmente silicificados. El espesor de este miembro es estimado en unos 200 metros.

Medio sedimentario

Esta unidad registra de oeste a este una transición entre un ambiente litoral marino a uno netamente continental (Ramos, 1981). Según este autor el miembro inferior sería una secuencia depositada en una pendiente deltaica mientras que el miembro medio estaría representando una plataforma deltaica con ocasionales depósitos lagunares, que pasa en forma transicional a un ambiente de planicie de inundación que caracteriza al miembro superior.

Edad

La edad de la Formación Apeleg está dada por su relación con la Formación Katterfeld, que contiene *Favrella* sp., lo cual permitiría ubicarla en el Barremiano, pero al estar apoyada sobre la Formación Tres Lagunas indicaría una edad más antigua: valanginiana (Ploszkiewicz y Ramos, 1977). La edad del techo se establece por la edad barremiana superior de la base de las unidades volcánicas sobrepuestas. Se han encontrado en el cerro Katterfeld trigonias similares a las mencionadas por Quartino (1952) para esta unidad, que le asignarían una edad neocomiana

GRUPO DIVISADERO

Heim (1940) denomina Serie Divisadero a las secuencias volcánicas que aparecen en la región de los lagos Fontana y La Plata, con edades comprendidas entre el Barremiano superior y el Aptiano. En la Hoja Alto Río Senguerr se reconocen tres unidades litoestratigráficas, las Formaciones Carrenleufú, Papaniyeu y El Gato.

Formación Carrenleufú (3)

Lavas porfíricas, tobas brechosas e ignimbritas

Antecedentes

Esta denominación fue propuesta por Pesce (1978), para definir las secuencias volcánicas aflorantes por encima de las sedimentitas neocomianas entre el lago Winter y el río Carrenleufú. Su localidad tipo se halla en las adyacencias de la localidad homónima.

Distribución areal

Los afloramientos de esta unidad están restringidos a la zona del límite con Chile, en la parte sur de la Hoja. Se encuentran formando los cerros, relictos de la erosión glaciaria, donde se ubican los hitos naturales de la frontera, que comprenden a los cerros Compañía, Alto Castor, Acantilado y Mallín Redondo. También aflora en ambos márgenes del arroyo Ñirihuaó.

Litología

En conjunto, la unidad presenta una tonalidad verde y violácea. Está integrada por mantos lávicos porfíricos, tobas brechosas, tufitas e ignimbritas. Las tobas poseen fenocristales de plagioclasa muy caolinitizada, cuarzo y litoclastos formados predominantemente por volcanitas y menos frecuentemente por material arcilloso.

Las ignimbritas muestran al microscopio gran cantidad de vitrioclastos con incipiente desvitrificación y, en menor proporción, fenocristales de andesina. La pasta está compuesta por abundantes trizas sumamente deformadas y agregados muy finos de cuarzo.

En las facies determinadas como pórfiro andesítico con cuarzo, se destacan los fenocristales de andesina, que son generalmente de hábito tabular y, ocasionalmente, aparecen asociados entre sí, en forma glomeroporfírica. Existe un alto grado de alteración representada principalmente por sericita y epidoto y, en menor proporción, caolinita. Los cristales de cuarzo tienen formas anhedrales debido a la corrosión de la pasta. Ésta se encuentra formada por un agregado de tablillas de plagioclasas asociada a granos de cuarzo. Es relativamente abundante la clorita, que en algunos casos presenta formas prismáticas, debido a la alteración de un mineral ferromagnesiano. Esporádicamente se advierten cristales de feldespatos alcalinos (González, 1978).

Los afloramientos que aparecen en los márgenes del arroyo Ñirihuaó tienen un color rojo intenso, producto de una fuerte alteración, probablemente arcillosa, que los torna más friables.

En Chile, la Formación Carrenleufú es correlacionable con la Formación Divisadero definida por Heim (1940) en el cerro del mismo nombre.

Si bien en el ámbito de la Hoja la base de esta unidad no aflora, es posible observar una discordancia angular en su base que la separa de la Formación Lago La Plata, hacia el sudeste del paso Portezuelo Catedral, en Argentina y al norte del lago General Carrera, en Chile. Por otro lado, al oeste del cerro Dedo, se la ve en contacto erosivo sobre la Formación Katterfeld y, en la región de los ríos Concordia, Toqui y Emperador Guillermo, en Chile, se encuentra apoyándose concordante y casi transicionalmente sobre la misma.

Edad

Debido a su relación estratigráfica con la Formación Katterfeld y a los términos tobáceos que presenta la Formación Apeleg en su parte superior, podría asignarse esta unidad al Barremiano-Aptiano. Las dataciones radiométricas de dos muestras extraídas del cerro Don Rueda, unos 20 km al noroeste del límite de la Hoja, han arrojado valores de 111 ± 5 Ma y 113 ± 5 Ma, los que indicarían para la Formación Carrenleufú una edad barremiana superior-aptiana (Ramos, 1981).

Formación Payaniyeu (4)

Pórfiros andesíticos y dacíticos con pasta afanítica

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Ploszkiewicz y Ramos (1977) en las adyacencias de la sierra de Payaniyeu. Estas rocas habían sido asignadas en forma genérica a la Serie Andesítica Eocena por Russo y Flores (1953). Los afloramientos de esta unidad, que se encuentran en esta Hoja, fueron descriptos por Quartino (1952).

Distribución areal

Dentro de los límites de la Hoja Alto Río Senguerr, los afloramientos de esta unidad se encuentran en los alrededores de la estancia El Triunfo, entre el cerro Arraigada y el río Senguerr. En este lugar aparecen como resaltos con curiosas formas de erosión en el faldeo suave de la pendiente oriental del cerro.

Litología

Si bien en este distrito la sección expuesta no excede los 100 m, en su perfil tipo, en las nacientes del río Apeleg Chico, al norte de la Hoja, presenta una potencia de 780 metros. En este perfil se observan bancos laminados de toba dacítica, aglomerados volcánicos de composición riodacítica, mantos de ignimbritas y tobas dacíticas, con intercalaciones de areniscas conglomerádicas rojizas.

La Formación Payaniyeu yace en concordancia sobre las areniscas de la Formación Apeleg, relación que se ve muy bien en el faldeo oriental del cerro Arraigada. En ese lugar se halla una roca porfírica, de composición andesítico-dacítica, con una pasta afanítica de color gris y salmón, y escasos fenocristales pequeños (no mayores de 3 mm) de plagioclasa ácida (albita y oligoclasa). El cuarzo se encuentra en el agregado microgranoso de la pasta, junto con plagioclasa albitica, o bien como fenocristales en muchas muestras. Son muy pobres en minerales félicos alterados (Quartino, 1952).

Edad

Una datación radimétrica de una muestra extraída de la parte media de la secuencia de la localidad tipo, brindó una edad de 117 ± 10 Ma que corresponde al Barremiano superior- Aptiano.

Formación El Gato (5)

Dacitas y riodacitas

Antecedentes

La Formación El Gato fue definida por Ploszkiewicz y Ramos (1977), estableciendo su localidad tipo en la cordillera homónima. Estas rocas dacíticas ya habían sido reconocidas por Russo y Flores (1953) en la comarca de Apeleg. Turazzini (1968), estudió varios cuerpos pertenecientes a esta formación, entre el

arroyo Gato y el río Senguerr.

En esta unidad se diferenciaron tres facies que se interpretan como pertenecientes a un solo episodio magmático, que son: las facies lávico-ignimbrítica, las facies subvolcánicas y las facies filonianas.

Distribución areal

Las rocas de esta unidad se encuentran formando cuerpos intrusivos dentro de las areniscas de la Formación Apeleg. Constituyen diques y filones que producen pequeños resaltos topográficos en el área comprendida entre los cerros Cono Fontana y Guía, y en algunos casos conforman cerros importantes, como el cerro Buitrera y el mismo Cono Fontana.

Litología

Las exposiciones que se hallan en el faldeo este del cerro Cono Fontana muestran una roca de color gris verdoso, muy consistente de carácter porfirico poco acentuado por el grosor de la pasta que le confiere un aspecto de roca filoniana. Algunos ferromagnésicos alterados y plagioclasas alcanzan el tamaño distintivo de los fenocristales, pero muy pocos exceden el medio centímetro. Al microscopio se observa una textura porfirica formada por fenocristales principalmente de plagioclasa (andesina) en una pasta holocristalina constituida esencialmente por cuarzo y plagioclasas en granos de 0,10 mm y muy escasa cantidad de feldespato alcalino con alteración arcillosa. El tamaño de los fenocristales oscila entre el de los granos de la pasta y 0,5 centímetros. Los cristales de mineral ferromagnésico han sufrido reemplazo total por clorita verde (fibrosa), calcita y óxido de hierro. Como minerales accesorios se encuentran magnetita, circón y apatita. La textura es propia de una roca filoniana (Quartino, 1952).

En el faldeo sudoeste del cono Fontana, sobre el arroyo Verde, aflora una roca de textura porfirica con gran cantidad de fenocristales blancos de feldespato de hasta 9 mm, muy próximos los unos a los otros; la pasta es de color gris verdoso de grano fino, con pequeños cristales de hornblenda. Los fenocristales son principalmente de andesina media y un 40 % de anortita, están alterados a ceolita, calcita, sericita y grumos de clorita y quizá caolín. En la hornblenda, la alteración ha producido el reemplazo casi total de sus cristales por clorita, calcita y magnetita, este último se halla también en forma primaria. La pasta está formada por cristales bien desarrollados de oligoclasas en una matriz compuesta por un denso agregado del mismo feldespato, con cuarzo intersticial en muy poca cantidad, escasa hornblenda y grumos y fibrillas de los minerales de alteración antes mencionados. El circón y la apatita se encuentran como accesorios (Quartino, 1952).

Edad

Una datación efectuada sobre una muestra recogida en la zona del portezuelo Cumbre Negra, arrojó una edad de 125 ± 10 Ma que permiten asignar estas intrusiones al Aptiano y quizá al Albiano inclusive (Ramos, 1977).

Basaltos del Morro Negro y de Alto Río Senguerr (6)

Basaltos vesiculares

Antecedentes

Quartino (1952) consideró, a los que denominó Basaltos del cerro Guía, como equivalente a los basaltos de la loma Redonda y de edad terciaria, separándolos de los basaltos del Morro Negro a los cuales también les asignó una edad terciaria, pero más moderna. González (1967, 1978) estimó que los basaltos del Morro Negro, de la estancia La Élida y los de la Loma Redonda eran producto como de un sólo ciclo efusivo. Posteriormente, fueron estudiados por Baker *et al.* (1981), quienes a partir de dataciones radimétricas y análisis químicos, los separaron de éstos, asociándolos con los basaltos de Alto Río Senguerr.

Distribución areal

En la zona limítrofe con Chile, al norte de Aldea Beleiro, se encuentra una sucesión basáltica que forma parte del alto Morro Negro, sucesión que subyace a un horizonte piroclástico (Baker *et al.*, 1981). Desde el cerro Guía hasta la estancia El Triunfo, en el norte de la Hoja, aparece una serie de cerros mesetiformes constituidos por las sedimentitas cretácicas, que rematan en planicies basálticas. Entre estos cerros, se destacan los cerros Guía (1.243 m) y La Arraigada (1.041 m). En el cerro Claudio (1.197 m) y al sur del arroyo Verde, a igual longitud que el cerro Buitrera, se hallan afloramientos de rocas similares.

Litología

Las rocas de la zona del Morro Negro son de color negro y tienen textura afanítica. Se observan a simple vista superficies onduladas de flujo, de coloración rosada o blanquecina. Al microscopio se aprecia una textura microporfírica con pasta pilotaxica, de grano muy fino. Los fenocristales son de plagioclasa, muy pequeños, con reacción con la pasta. Esta última está compuestas por plagioclasa, opacos, ortopiroxeno y cristobalita.

En el cerro Arraigada aparecen alrededor de 200 m de basaltos vesiculares, densos y escoriáceos, con intercalación de hasta un metro de espesor de tufitas basálticas rojas, escoriáceas y amarillentas que forman techo y yaciente de las coladas (Quartino, 1952).

Los afloramientos del cerro Guía muestran una roca de textura porfírica con pasta intergranular. Los fenocristales son de plagioclasa (reemplazada a ceolitas), olivina (fuertemente alterada a iddingsita) y clinopiroxeno (augita). La pasta esta formada por plagioclasa, clinopiroxeno, opacos y feldespatos potásico, y en ella se encuentran parches de ceolitas. Como mineral accesorio hay apatita; se advierte escasa biotita secundaria.

Los basaltos del cerro Claudio y los del sur del arroyo Verde son aquí considerados equivalentes a los anteriores por su relación estratigráfica y posición topográfica.

Edad

Una muestra extraída de la base de la secuencia en el Morro Negro arrojó una

edad K/Ar de 77 Ma (Baker *et al.*, 1981). Estos autores recolectaron rocas de lo que llamaron “Los basaltos de la estancia El Triunfo”, a 14 km al oeste de Alto Río Senguerr, sin precisar el lugar de donde fueron sacadas ni las relaciones estratigráficas de la unidad, pero se puede suponer que se trata de los basaltos de los cerros Guía y Arraigada. Estas muestras no las consideraron ideales para la datación por su alto contenido de ceolitas, de todas formas la datación K/Ar de tres coladas separadas les dieron edades de 78-81 Ma, es decir Campaniano.

2.2. CENOZOICO

2.2.1. TERCIARIO

2.2.1.1. Oligoceno

Rocas efusivas terciarias (7)

Basaltos e ignimbritas

Antecedentes

Los basaltos de las inmediaciones de la estancia La Élida fueron identificados por González (1978) y los de Loma Redonda por Quartino (1952). No hay menciones de los basaltos del arroyo Reculado anteriores al presente trabajo.

Distribución areal

En la región del valle Huemules aparecen, formando una lomada entre depósitos glaciares, unos afloramientos de basaltos con disyunción columnar. Asomos más pequeños se ven en una elevación que se destaca en la planicie, conocida como la loma Redonda (622 m) y en el margen derecho del arroyo Reculado al pie de la meseta del Chalía.

Litología

En los afloramientos de la estancia La Élida se puede observar un banco de basalto sobre depósitos ignimbriticos.

Los basaltos presentan una textura porfírica con pasta intersertal a intergranular y estructura vesicular. Los fenocristales son de plagioclasa, alterada levemente a clorita y epidoto y de un mafito con hábito prismático, alterado totalmente a bowlingita. La pasta está formada por plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos y vidrio desnaturalizado. En algunos casos los minerales opacos poseen formas alargadas y disposición subparalela. Como mineral accesorio menor hay escasa apatita y un material arcilloso verde, que rellena vesículas y tapiza intersticios.

Estos basaltos se apoyan sobre una roca de color rosado con una textura eutaxítica no muy evidente, con vitrioclastos alterados de color blanquecino y cristales de plagioclasa cribados, de 2 mm, de disposición fluidal. Aparecen escasos mafitos. Al microscopio se observan cristales de plagioclasa, minerales opacos, polvo volcánico, fiammes alargadas de color castaño, a veces totalmente desvitrificadas a cuarzo y feldespatos potásico y litoclastos volcánicos de color castaño con textura

pilotáctica.

La Loma Redonda es un cerro aislado que emerge en la planicie de rodados. Se encuentra coronado por un banco de basaltos que no presenta relación estratigráfica alguna. Este basalto tiene una estructura vesicular, las vesículas son pequeñas (no mayores a 1 mm) e irregulares. La textura es porfírica, los fenocristales, son de olivina (de 1,5 mm) y clinopiroxeno (probablemente augita), ambos de color verde. La olivina posee inclusiones de minerales opacos y muestra signos de reacción con la pasta, ésta es afanítica y se compone de cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos y olivina. En sectores se observan ceolitas rellenas cavidades y como producto de desvitrificación.

Al pie del faldeo norte de la meseta del Chaliá, sobre la margen derecha del arroyo Reculado aparece, formando una pequeña lomada, un afloramiento de basaltos muy diaclasados. Al microscopio la roca es porfírica, con pasta intergranular a intersertal, con disposición fluidal de los microlitos de plagioclasa. Los fenocristales son de olivina subhedral con textura seriada y clinopiroxeno (augita). La pasta está constituida por plagioclasa, minerales opacos, clinopiroxeno, olivina, vidrio desnaturalizado (se observa arcilla verde, producto de la desvitrificación), ceolitas y parches de carbonatos.

Edad

Una datación efectuada sobre roca total de una muestra extraída del basalto de la estancia La Élide dio un valor K/Ar de 25 ± 1 Ma, mientras que la proveniente del arroyo Reculado arrojó una cifra de K/Ar de 29 ± 1 Ma. Ambos análisis fueron realizados en el INGEIS, en agosto de 1997.

2.2.1.2. Mioceno

Formación Río Frías (8)

Tobas y tufitas blancas y amarillas

Antecedentes

Esta unidad fue reconocida por primera vez por Roth (1908) en la región chilena de Aisén, a unos pocos centenares de metros de la frontera con Argentina, ubicándola en su "Río Frías Stufe". Este autor analizó su litología, caracterizando la abundante fauna de vertebrados encontrados. Kraglievich (1930), basándose en colecciones recogidas de esta localidad fosilífera, reconoció una "Formación Friasiana" con más connotaciones bioestratigráficas que litológicas. A partir de las particularidades litológicas descritas por Roth (1908) y de observaciones propias, Ploszkiewicz y Ramos (1977) formalizaron la denominación de la unidad como Formación Río Frías (Ramos, 1981). Franchi *et al.* (1995) describieron rocas aflorantes al pie de la meseta del Chaliá, en las márgenes del arroyo Pedregoso, como tobas y tufitas blancas a amarillo y rosado pálido con niveles de paleosuelos que correlacionaron litológicamente con la Formación Río Frías. El área tipo se ubica a lo largo del río Cisnes, Aisén, sur de Chile.

Distribución areal

Las exposiciones de la Formación Río Frías son muy pequeñas en esta Hoja. Se encuentran semicubiertas sobre las márgenes del arroyo Ñirihua, distinguiéndose por sus colores muy claros. Mejores afloramientos se hallan al pie de la meseta del Chalia, al este del arroyo Pedregoso, formando lomadas de unos 10 m de altura.

Litología

En el área tipo se reconoce dos unidades litológicas dentro de la formación. La inferior, constituida por tobas dacíticas y riolíticas, tufitas, limolitas y areniscas de grano fino a medio que se caracterizan por la presencia de abundantes fósiles y, la unidad superior, compuesta por conglomerados con clastos principalmente volcánicos con matriz tobácea alternados con areniscas estratificadas carecientes de fósiles (Marshall y Salinas, 1990).

En el ámbito de la Hoja Alto Río Senguerr la Formación Río Frías está formada por tobas y tufitas de color blanco, a amarillo y rosado pálido, con niveles de paleosuelos y se apoya sobre volcanitas cretácicas de la Formación Carrenleufú, relación que puede apreciarse en las márgenes del arroyo Ñirihua. En este mismo lugar y en el arroyo Pedregoso se encuentra subyaciendo a los conglomerados de la Formación Pedregoso.

Edad

Los abundantes fósiles que se hallan en los términos inferiores de esta unidad corresponden a la fauna tipo de Edad Mamífero Friasense. Durante mucho tiempo esta fauna fue considerada del Mioceno, sin embargo, la edad Ar/Ar de 17 Ma obtenida cerca de la base, y el actual conocimiento de los marsupiales de esta formación, indican que estas rocas son equivalentes en el tiempo a la Formación Santa Cruz (18-15 Ma), de la parte alta del Mioceno temprano.

Correlaciones

En Chile, Skarmeta (1976) agrupó sedimentos de características similares en su Formación Galera. Suárez y de la Cruz (1992) describieron a la Formación Río Frías como sinónimo de la Formación Galera al norte del lago General Carrera, en la zona de Alto Río Cisnes, también en Chile. En ese lugar se consideran dos unidades separadas por una discordancia erosiva: la inferior compuesta por tobas, tufitas, limolitas y areniscas, y la superior constituida por conglomerados y areniscas.

Las rocas de la Formación Río Frías aflorantes en el área de la Hoja serían equivalentes a la unidad inferior de la Formación Río Frías - Formación Galera descriptas por Suárez y de la Cruz (1992).

Formación Pedregoso (9)

Conglomerados polimícticos y areniscas finas a medianas

Antecedentes

González (1967, 1978) definió así al complejo sedimentario que yace sobre la Formación Río Mayo. Una reinterpretación estratigráfica de todo el terciario sedimentario de esta zona fue llevado a cabo por Dal Molin y Franchi (1996), quienes

establecieron como lugar tipo el área del arroyo Pedregoso.

Litología

En el faldeo norte de la meseta del Chalia, muy cerca del límite con Chile, aflora una secuencia de algo más de 40 m constituida por conglomerados polimícticos con abundante matriz, formada por areniscas gruesas a medianas; son del tipo matriz-soportados, estratificados en capas gruesas (desde 50 cm hasta 7 m), macizos, en general sin gradación y con pobre imbricación. Los contactos entre las capas son irregulares. Los clastos están muy redondeados y su tamaño oscila entre los 5 y 20 cm, ocasionalmente alcanzan los 35 centímetros.

Estas capas contienen bancos lenticulares de areniscas gruesas color castaño claro, con estratificación entrecruzada de bajo ángulo en los que son frecuentes clastos dispersos de hasta 5 centímetros. El espesor de estos bancos varía entre 20 cm y 300 centímetros. A veces, aparecen estratos de areniscas castaño verdosas, muy finas, macizas, en las que se encontraron restos vegetales.

Facies similares se observan en el faldeo sur de la meseta del Chalia, donde se hallan los espesores máximos aflorantes (250 m), y al norte del arroyo Ñirihuao. Esta secuencia presenta una inclinación de entre 10 y 15° al este, lo que provoca una rápida desaparición de sus afloramientos en esa dirección, no aflorando al este de los 71° 20' oeste (Dal Molin y Franchi, 1996).

Edad

González (1967, 1978) atribuyó esta unidad al Plioceno, por considerarla suprayacente en posición normal a la Formación Río Mayo, a la cual le asignó una edad miocena. Sin embargo, Dal Molin y Franchi (1996) citan una datación de cristales de plagioclasa en una toba intercalada en los conglomerados aflorantes en las márgenes del arroyo Pedregoso, que determinó un valor Ar/Ar de $12,18 \pm 0,15$ Ma, correspondiente al Mioceno.

Correlaciones

Skarmeta (1976) describió la estratigrafía del Terciario superior continental del sector central de la provincia de Aisén en Chile, cerca del límite con Argentina. Diferenció allí una única unidad sedimentaria, la Formación Galera, integrada por areniscas y conglomerados que hacia el sur engranan con tufitas y lutitas pardas. Skarmeta (1976) correlacionó a esta unidad con las Formaciones Río Mayo y Pedregoso.

Se considera a la Formación Pedregoso como equivalente a la Formación Galera y a la unidad superior de la Formación Río Frías descritas por Suárez y de la Cruz (1992) en la región del río Cisnes.

Medio sedimentario

Skarmeta (1976) consideró que los depósitos de la Formación Galera fueron transportados en sentido oeste a este por medio de sistemas fluviales de gran energía. Suárez y de la Cruz (1992) identificaron asociaciones de facies típicas de ríos gravosos, trenzados, en la parte norte del cerro Galera, que fluyeron hacia el este y

sudeste. Esta interpretación es válida para los depósitos de la Formación Pedregoso.

Formación Río Mayo (10)

Areniscas, tobas, tufitas, pelitas y conglomerados

Antecedentes

Definida por González (1967, 1978), los primeros en hacer alusión a esta unidad sedimentaria en distintas localidades fueron Ameghino (1906) y Roth (1908). Dal Molin y Franchi (1996) efectuaron nuevas interpretaciones.

Distribución areal

Estas rocas conforman los cuerpos de todas las mesetas y pampas elevadas de esta zona; afloran en mayor o menor grado en todos los faldeos de las mesetas y en las márgenes de los ríos Mayo y Chaliá.

Litología

Está compuesta por una sucesión de tobas, tufitas y ocasionales bancos lenticulares de conglomerados. Secciones que se advierten al oeste de la localidad de Lago Blanco están constituidas por capas de hasta 10 m, formadas por sets de hasta 1,5 m de areniscas castañas y grises (estas últimas muy tobáceas), medianas, bien seleccionadas, con estratificación entrecruzada de gran porte que alternan con limos laminados y arcillas macizas. Hacia el oeste estas facies además presentan estructuras de corte y relleno de canal.

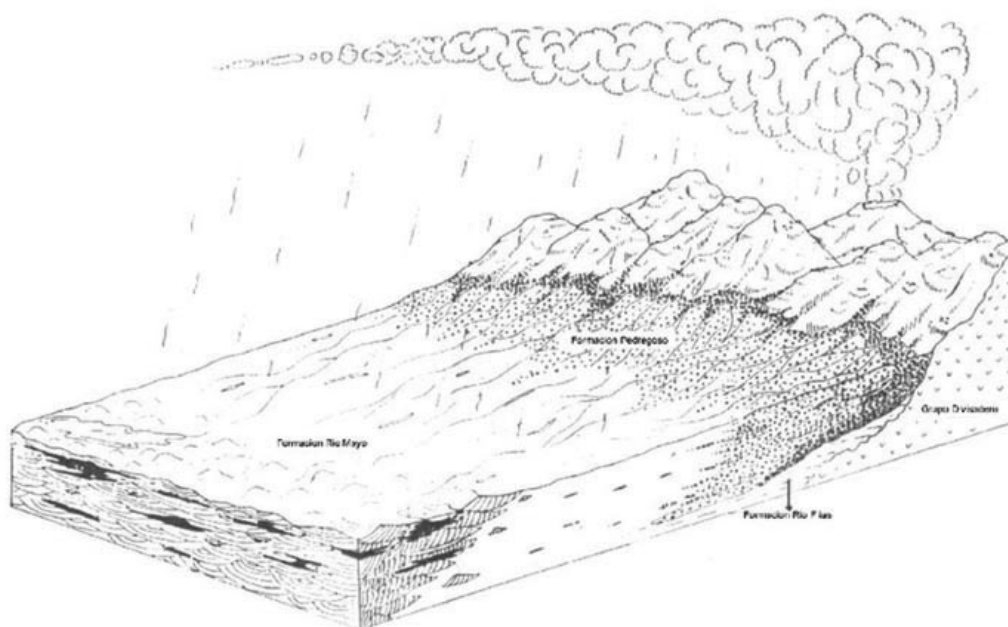


Figura 1: Ríos entrelazados gravosos que evolucionan a sistemas fluviales arenosos y terminan en un ambiente de dunas, lagos someros y ríos efímeros durante el Mioceno.

Figura 2. Ríos entrelazados gravosos que evolucionan a sistemas fluviales arenosos y terminan en un ambiente de dunas, lagos someros y ríos efímeros durante el Mioceno.

En la ladera occidental de la meseta del Guenguel, la sección aflorante comienza con 7 m de pelitas laminadas, seguidos por 4 m de areniscas entrecruzadas y luego areniscas tobáceas de color gris con estratificación entrecruzada de gran porte que pasan a areniscas pardas con igual estructura e intercalaciones pelíticas.

En la margen sur del arroyo Los Huérfanos se encuentran capas granodecrecientes de areniscas medianas, entrecruzadas, en algunos casos macizas, con intercalaciones de arcillas macizas y limos laminados, que remata en un conglomerado clastosostén. Facies similares se observan a lo largo de todo el arroyo y de la sección del arroyo Chalia que recorre la meseta homónima.

La sección aflorante en las márgenes del arroyo Pedregoso, muestra una alternancia de arcillas castañas macizas con areniscas medianas. La secuencia comienza con un predominio de las arcillas sobre las areniscas en la base del perfil, relación que se invierte hacia los términos superiores. Es notoria la presencia de gran cantidad de tallos y raíces, característica que podría explicar la total ausencia de estructuras primarias. En los bancos arenosos superiores se hallaron restos de pequeños mamíferos.

Esta sucesión aparece en los afloramientos occidentales de la meseta del Chalia, siempre sobre la Formación Pedregoso, en contacto transicional con ésta (Dal Molin y Franchi, 1996).

Edad

Sobre la base de fósiles hallados en los sedimentos de la parte superior de la Formación Río Mayo y clasificados por Kraglievich (1930), González (1967, 1978) ubicó a esta unidad en el Mioceno.

Medio sedimentario

Dal Molin y Franchi (1996) interpretaron que los sedimentos que afloran en las márgenes de los arroyos Chalia y Los Huérfanos, se depositaron como aluviones de ríos con cauces probablemente anastomosados, que hacia el este evolucionan a un sistema de dunas, lagos someros y ríos efímeros (figura 2). En el arroyo Pedregoso, los depósitos que se encuentran por encima de la Formación Pedregoso, en contacto transicional con ésta, fueron explicados como un ambiente de sedimentación tranquilo, fundamentalmente por suspensión, con intercalaciones de facies arenosas. La abundante presencia de tallos y raíces indicarían una intensa colonización por parte de los vegetales, que podría marcar la existencia de pantanos someros, mal drenados, donde las facies arenosas marcarían el aporte aluvial, que se hace más importante hacia arriba.

2.2.1.3. Plioceno

Formación Chalia (11)

Conglomerados y areniscas

Antecedentes

González (1967, 1978) nominó como Formación Pedregoso a los

conglomerados que yacen sobre la Formación Río Mayo. Dal Molin y Franchi (1996) separaron la unidad sedimentaria que se encuentra coronando la parte occidental de la meseta del Chaliá, poco al este de la latitud del arroyo Pedregoso, definiéndola como Formación Chaliá.

Distribución areal

Los afloramientos de la Formación Chaliá se encuentran coronando la meseta homónima siempre yaciendo sobre la Formación Río Mayo. Los mayores espesores se hallan en los alrededores del cerro Mayo (más de 400 m), su potencia se reduce hacia el este.

Litología

Está constituida por conglomerados matriz-sostén, caóticos, oligomícticos, con clastos muy redondeados de hasta 50 cm, mal seleccionados, con una grosera imbricación hacia el este. La matriz, poco consolidada, está formada por areniscas medianas a gruesas de color gris. Estos depósitos incluyen bancos lenticulares de 1 a 2 m de espesor de areniscas entrecruzadas similares a las de la matriz. Se encuentra apoyada sobre la Formación Río Mayo, en contacto transicional con ésta. El ambiente de depositación sería muy similar al de los depósitos de la Formación Pedregoso.

Edad

Tomando como única referencia la relación estratigráfica con la Formación Río Mayo de edad miocena, con la cual, si bien el pasaje es transicional, denota un gran aumento de energía que se podría atribuir a un pulso de ascenso cordillerano. Con reservas, se le considera entonces una edad pliocena a esta unidad.

2.2.2. CUATERNARIO

2.2.2.1. Pleistoceno

Depósitos morénicos (12)

Bloques, gravas y arenas

Litología

La acción de los glaciares ha dejado vastos depósitos morénicos en toda la zona occidental de la Hoja, en la que se distingue la acción de tres grandes masas de hielo de gran desarrollo, a saber: en el área de El Coyte, donde la pobre acción fluvial ha permitido la preservación de los más extensos depósitos morénicos; en la zona del río Mayo, en la que se pueden observar los restos de cierres morénicos, que marcan diferentes estadios en las glaciaciones y, en al sur de la meseta del Chaliá, donde la masa de hielo se desplazó por la zona del lago Blanco hasta el área de la laguna Quilchimal.

En la zona de El Coyte son fácilmente diferenciables dos grupos de depósitos glaciares: uno externo, de notable extensión, al que probablemente se adosan varios cierres morénicos, y uno interno que constituye la divisoria de aguas que marca el

límite con Chile.

En el valle del río Mayo, Beltramone (1991) distinguió tres unidades de drift correspondientes a glaciaciones de valle, tipo alpino, a las cuales denominó: Ricardo Rojas, Río Mayo y La Elvira.

El drift Ricardo Rojas, que se encuentra en la cota de 950 m, muy disectado, con material generado por lóbulos confinados a los valles del arroyo Ñirihua y del río Mayo está constituido por fragmentos de roca principalmente volcánica y granítica con matriz areno-limosa; por su posición longitudinal de 71° y su latitud, Beltramone (1991) lo correlacionó con la glaciación Pichileufú (FlintU Fidlgo, 1964), el drift Caquel (Lapido *et al.*, 1988) y el till Río Moro (Ramos, 1981). El drift Río Mayo, ubicado entre las cotas de 700 y 800 m, entre el área del Morro Negro y la localidad de Río Mayo está compuesto por fragmentos de roca volcánica y granítica con matriz arenosa suelta; Beltramone (1991) equiparó a estos depósitos con el drift Tecka (Lapido *et al.*, 1986). El drift La Elvira se extiende desde Aldea Beleiro hasta la estancia La Media Luna, entre las cotas de 630 y 570 m; Beltramone (1991) lo consideró equivalente al till Fontana (Ramos, 1981), al Mallín Grande (Lapido *et al.*, 1988) y al Nahuel Huapí (Flint *et al.*, 1964).

Al sur de la meseta del Chaliá, la ausencia de una red fluvial importante ha permitido una buena conservación de los arcos morénicos. El externo podría asociarse al drift Ricardo Rojas. El cierre que se encuentra a la altura del lago Blanco, se podría correlacionar con el drift Río Mayo, y el interno, a la altura de la estancia Valle Huemules, con el drift La Elvira.

Edad

Los depósitos con los que Beltramone (1991) homologó el drift Ricardo Rojas son de edad kansas correspondiente al Pleistoceno inferior; mientras que los que correlacionó con el drift Río Mayo de edad illinois-cóndor y con el drift La Elvira de edad wisconsin, pertenecen al Pleistoceno superior.

Depósitos proglaciarios (13)

Gravas y arenas finas a medianas

I Nivel (13a)

Esta constituido por un depósito mantiforme de marcada uniformidad de gravas redondeadas y arenas, producto de la destrucción de las unidades sedimentarias terciarias. Tiene un amplio desarrollo en el sector norte de la Hoja, entre el cordón Pastos Blancos y el río Senguerr. En la parte sur ha sido afectado por una intensa disección, por lo que hoy se encuentra reducida al rellano de las mesetas del Guenguel, Giménez y otras menos importantes. Se halla entre las cotas de 800 y 700 m y presenta una ligera inclinación hacia el este.

Estos depósitos suprayacen en toda su extensión, en relación de contacto erosivo, a la Formación Río Mayo, y hacia el oeste están en contacto con los depósitos morénicos más externos.

Edad

Este nivel es considerado aquí como una planicie proglaciaria asociada a los

arcos morénicos más externos, relación que se puede apreciar al norte del cordón de Pastos Blancos, donde el nivel de preservación de ambas unidades es alto. Por lo tanto estos depósitos serían de edad equivalente, es decir del Pleistoceno inferior.

II Nivel (13b)

Los depósitos que se encuentran en este nivel son los de mayor extensión de la Hoja. Constituyen una planicie que ocupa casi todo el sector oriental, al sur del cordón de Pastos Blancos. Estaría formado por material producto del retransporte de los niveles más elevados, por lo que sus características litológicas son similares a las del anterior, aunque su espesor es más reducido. Se ubica entre las cotas de 600 y 500 m y mantiene un suave declive hacia el este. Al igual que los del nivel anterior se apoyan sobre la Formación Río Mayo.

Edad

El evento que culmina con la depositación de estos sedimentos, produjo una profunda erosión del primer nivel, que se encuentra bien registrada en el resalto del cordón de Pastos Blancos. Corresponde entonces a una glaciación posterior a la asociada al drift Ricardo Rojas, no pudiéndose precisar a cual ya que las relaciones con los depósitos morénicos no están tan claras como en el caso anterior. Se la asigna al Pleistoceno superior.

III Nivel (13c)

En la parte occidental de la Hoja aparece un tercer nivel de agradación, que está restringido en esta Hoja, a la parte interna de los cierres morénicos externos. Los depósitos de este nivel constituyen planicies que tienen su mayor desarrollo y preservación en el área del río Huemules, al sur de la meseta del Chaliá. Al norte de ésta, en inmediaciones del río Mayo y arroyo Huemules, aparece con un alto grado de disección. También se encuentra extendiéndose desde la laguna Coyte hasta el límite con Chile. Estos depósitos rellenan las zonas bajas entre los relictos de erosión glacial y los depósitos morénicos, que emergen de la planicie formando lomadas.

Edad

Están asociados a episodios glaciares cuyas lenguas de hielo no llegaron a territorio argentino, es decir episodios post wisconsin. Se los puede asignar entonces al Pleistoceno superior- Holoceno inferior.

2.2.2.2. Holoceno

Depósitos glacifluviales aterrazados (14)

Arcillas y gravas

Sobre ambas márgenes del río Mayo y del arroyo Ñirihuao, en las inmediaciones del lago Blanco y entre los cañadones Alto y Tacho, se destacan como elemento morfológico, unos depósitos aterrazados. Se trata de arcillas, gravas y rodados acumulados a lo largo de lo que, aparentemente, fue la vía de escape del agua

de fusión de los últimos hielos.

Edad

Estos depósitos se hallan en un nivel topográfico inferior al de las planicies proglaciarias, por los que se los puede considerar de edad holocena inferior.

Depósitos glacialacustres (15)

Limos y arcillas

Este tipo de sedimentos, adquiere gran desarrollo en la depresión del lago Blanco, donde alcanzan 100 m de espesor. También se encuentran en la región denominada Valle Huemules y en las inmediaciones del valle del Alto Río Mayo. Se trata de una acumulación cíclica de sedimentos finos en cuerpos de agua, asociada al retiro de los hielos, que ha dejado como registro una fina alternancia de capas de diferente granulometría denominada varves. Las mejores exposiciones se observan en los resaltos que corresponden a los antiguos taludes del lago Blanco. Este tipo de depósito continúa hacia el norte, muy cubierto por rellenos aluviales, hasta la laguna Quilchimai. En las inmediaciones del valle Huemules, también muy cubiertos, solo afloran en los cortes de los arroyos Pedregoso y Huemules. Al norte de la meseta del Chaliá, estos depósitos se extienden hasta la misma longitud que en la zona del valle Huemules.

Edad

Los Depósitos glacialacustres se formaron al retirarse los hielos, por lo tanto se los asigna al Holoceno inferior.

Depósitos de remoción en masa (16)

Gravas, arenas y arcillas

Se encuentran asociados a deslizamientos que involucran grandes volúmenes de material morénico y de sedimentos terciarios. Se los halla en el valle del arroyo Ñirihuao, cubriendo en parte a las volcanitas cretácicas y a las sedimentitas terciarias. Las mayores extensiones aparecen a lo largo de casi todo el faldeo norte de la meseta del Chaliá, donde se confunden fácilmente con los depósitos morénicos, y en la parte más occidental del faldeo sur de la misma. También son importantes los depósitos que están al sur del arroyo Los Huérfanos, en las inmediaciones de la estancia El Progreso y a lo largo de la escarpa de erosión que aparece entre el lago Blanco y la laguna Quilchimai, donde cubren en parte a las terrazas glacialfluviales.

Edad

Se los asigna al Holoceno superior, ya que los fenómenos de remoción en masa continúan en la actualidad.

Depósitos aluviales y coluviales (17)

Arenas y arcillas. Gravav y arenas

Los depósitos aluviales están restringidos a los cursos fluviales y a pequeñas cuencas cerradas que aparecen diseminadas en las grandes planicies de rodados. Están constituidos por arenas y arcillas provenientes de la destrucción de las unidades terciarias y su mayor desarrollo está representado en el río Senguerr y el arroyo Verde, que formaron una extensa planicie aluvial, y en el río Mayo y sus afluentes Ñirihua y Chalia. Las cuencas cerradas reciben aporte de material durante las lluvias estivales

Los depósitos coluviales se encuentran sobre el margen norte del río Mayo y del arroyo Ñirihua y adquieren gran desarrollo en los arroyos Reculado y Pedregoso, ambos al pie de la meseta del Chalia. Estos últimos están constituidos principalmente por una gruesa granulometría proveniente de la destrucción de las Formaciones Pedregoso y Chalia.

Edad

Estos depósitos están aun en formación, por lo que se les asigna una edad holocena superior.

3. TECTÓNICA

La estructura de la Hoja Alto Río Senguerr es esencialmente tabular. Consiste en una importante pila sedimentaria subhorizontal, de edad terciaria, que se apoya en un sustrato que aflora en la parte más occidental de la Hoja. Este basamento no presenta rasgos estructurales por haber sido arrasado por los hielos durante el Pleistoceno. En el norte de la Hoja, las areniscas de Apeleg exhiben pliegues y ondulaciones menores dentro de un buzamiento general de rumbo sudeste, hacia donde los afloramientos se hunden en los depósitos pleistocenos.

Según Clavijo (19986), los ríos Mayo y Senguerr son consecuentes con dos grandes lineamientos existentes en el área, que limitarían una cuenca con elongación este-oeste. A partir de datos de pozo, este autor modeliza una cuenca que en corte transversal (norte-sur) tendría una marcada asimetría, con mayores espesores hacia el sur y una gradual disminución de espesores hacia el norte.

Suárez y de la Cruz (1992) reconocieron una tectónica de tipo *thin-skinned* en la parte oriental de la región de Aysen, que podría estar relacionada a los procesos asociados con la colisión y subducción de la Dorsal de Chile.

Algunos autores han afirmado que existió durante el Jurásico medio y superior procesos de rifting en la Patagonia (Suárez y Pettigrew, 1976 y Gust *et al.*, 1985). Según Suárez y de La Cruz (1992) la discordancia observada entre la Formación Ibañez (equivalente a la Formación Lago La Plata) y las sedimentitas neocomianas, podría tentativamente interpretarse como evidencia de un tectonismo extensional durante el Jurásico superior-Neocomiano inferior, que produjo la rotación de un gran bloque de la Formación Ibañez a lo largo de una falla normal listrica, previamente a la depositación de las sedimentitas neocomianas. Esta discordancia indicaría entonces una relación de depósitos de pre-sinrift (Formación Ibañez) y depósitos de postrift (Grupo Divisadero). Otra posibilidad sería que la discordancia simbolice el colapso del piso de una de las calderas existente en la Formación Ibañez y las sedimentitas representarían depósitos de intracaldera. En ambos casos la discordancia estaría asociada a un tectonismo extensional (Suárez y de la Cruz, 1992).

La principal deformación en el área se produjo durante el Cretácico medio, pero el acortamiento cortical fue significativamente menor que los que ocurrieron en la Cordillera más al norte. En Chile, al norte del lago General Carrera, fallas inversas que afectan a las volcanitas jurásicas y fallas y pliegues que afectan a la Formación Divisadero (Heim, 1940) y a las sedimentitas neocomianas, muestran la intensa deformación compresiva sufrida por estas rocas.

Las capas sedimentarias correspondientes a la Formación Pedregoso, presentan una inclinación aproximada de 10° hacia el este, estructura que ha sido asignada a la fase Pehuénchica del ciclo Ándico.

4. GEOMORFOLOGÍA

En el paisaje del área que comprende la Hoja Alto Río Senguerr, se pueden diferenciar en sentido general dos unidades geomorfológicas. Una unidad oriental, caracterizada por el gran desarrollo de planicies de rodados con ligeras pendientes hacia el este, y una occidental, con mayor relieve, dominada por pequeñas lomadas y una gran meseta constituida por la pampa del Chaliá.

El relieve actual ha sido modelado principalmente por la erosión y acumulación de la glaciación pleistocena y su posterior erosión fluvial.

4.1. MORFOLOGÍA GLACIAL

Las masas de hielo tuvieron un desarrollo extraordinario en esta zona, cubriendo desde el oeste casi todo el relieve bajo hasta los 70° 54' oeste aproximadamente. Las volcanitas jurásicas y cretácicas de la zona limítrofe con Chile, fueron completamente cubiertas y arrasadas por estas lenguas glaciarias, quedando como suaves lomadas en las que son visibles rocas aborregadas. Estas grandes masas de hielo no alcanzaron a cubrir las sedimentitas cretácicas que constituyen un alto topográfico, pero la acción glacial se puede observar en éstas en forma de valles en U, pequeños circos glaciarios y depósitos morénicos.

Las morenas tienen un alto grado de preservación al sur de la meseta del Chaliá, donde los cierres componen lomadas que se levantan en medio de la planicie. Al norte de la meseta, estos arcos han sido disectados por el río Mayo, pero continúan siendo bien distinguibles a sobre su margen norte, mientras que en el sur están muy cubiertos por deslizamientos.

Frente a estos glaciares se desarrollaron vastas planicies proglaciarias, que se pueden agrupar en tres niveles principales. El primer nivel, entre las cotas de 800 y 700 m, está bien preservado en la parte norte de la Hoja; en la parte sur, aparece coronando la meseta del Guenguel y otras mesetas menos importantes. El segundo nivel es el que presenta mayor desarrollo en la zona, se encuentra entre las cotas de 600 y 500 metros. El tercer nivel se extiende desde el límite con Chile hasta la localidad de Lago Blanco, al sur de la meseta del Chaliá y hasta inmediatamente al oeste de Ricardo Rojas, al norte de la misma, donde se halla muy disectado por el río Mayo y el arroyo Ñirihuao.

El retroceso de los hielos dio lugar a la formación de cuerpos de agua que originaron las planicies glacialacustres, como la que se observa en la depresión del lago Blanco. Esta depresión aún actúa como cuenca de acumulación ácuea, pero reducida en extensión con respecto a estados anteriores. Estas mismas formas se encuentran en

las partes más altas del valle del río Mayo con un alto nivel de disección.

4.2. MORFOLOGÍA POSGLACIAL

Una vez retirados los hielos, la zona fue afectada por una intensa erosión fluvial.

Los ríos que surcan las planicies y la meseta han ido labrando y profundizando su cauce a expensas de una erosión retrocedente que actualmente está desmembrando la meseta del Chalía. El principal río que drena el área es el río Mayo, que corta la tercera planicie glacifluvial en su cauce más alto y que produjo un profundo valle de dirección oeste-este en la segunda planicie glacifluvial. Actúa como único colector del centro y sur de la zona y constituye el nivel de base local. A lo largo de las márgenes de este río y de sus tributarios (arroyos Chalia Grande, Chalia Chico, Chalia del medio, Los Huérfanos y Ñirihua) aparecen varios niveles de terrazas glacifluviales. El otro río que corta la segunda planicie glacifluvial es el río Guenguel, que corre de sur a norte y no tiene ningún tributario. El río Senguerr y el arroyo Verde cortan la planicie glacifluvial más antigua; forman una amplia planicie aluvial con una textura anastomosada en la que se advierte una infinidad de canales abandonados que indican el alto poder de migración de estos ríos. El arroyo Verde actúa como colector de una serie de cursos estacionales que bajan de las morenas de la zona de El Coyte.

La meseta del Chalia se encuentra en un actual proceso de desmembramiento por acción de los arroyos Chalia Grande, del Medio, Chico y Los Huérfanos. Estos arroyos originaron por lo menos tres niveles de planicies estructurales sobre las Formaciones Río Mayo y Chalia, y su retroceso está destruyendo los últimos restos de una antigua planicie de agradación pedemontana que corona la meseta. La planicie estructural más elevada se presenta como un nivel de rodados *in situ*, es decir que no fueron transportados y depositados, sino que son producto de la desagregación de los conglomerados pertenecientes a la Formación Chalia. En el faldeo occidental de la meseta se puede observar una intensa erosión fluvial, que forma profundos valles en V, labrados en rocas terciarias casi sin consolidación.

En las márgenes del arroyo Ñirihua, en el faldeo norte de la meseta del Chalia y en los alrededores de la laguna Quilchimai, se produjeron grandes deslizamientos que afectaron principalmente al material morénico y en menor proporción a los sedimentos terciarios. La laguna recién mencionada parece ser producto de un endicamiento producido por uno de estos deslizamientos.

Al sur del arroyo Verde y en los alrededores de la estancia La Salina, se formaron una serie de bajos con playa, que constituyen pequeñas cuencas cerradas en las que se acumulan sedimentos finos que se convierten en lodazales durante las lluvias estivales.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

En el ámbito de la Cordillera Nordpatagónica, un magmatismo de arco oscilatorio que migró hacia el oeste durante el Jurásico medio, dio lugar a las rocas volcánicas que conforman a la Formación Lago La Plata, a lo largo del faldeo oriental de la actual Cordillera. Este arco migra hacia el este durante el Cretácico inferior, hacia el oeste durante el Cretácico superior y nuevamente al este durante el Terciario

(Mpodozis y Ramos, 1989). Estas andesitas, dacitas y riolitas, permiten inferir un carácter calcoalcalino para este volcanismo, que sugeriría la participación de procesos de subducción en su origen. Hacia fines del Jurásico, como consecuencia de un alto ángulo alcanzado por la placa de subducción, o por disminución del ángulo de convergencia, o por ambas razones a la vez, se transformó la zona de subducción en una zona de transcurrencia levógira, que sería la causa de la brusca desaparición de vulcanismo.

En el Cretácico inferior se depositaron sedimentos marino-continentales interestratificados con andesitas y dacitas en la cuenca de Katterfeld. Durante la parte media y alta del Neocomiano el gran volumen de material clástico procedente desde el este, construyó un complejo deltaico que constituye la Formación Apeleg. Posteriormente, siempre en el Cretácico inferior, un volcanismo extensional dio lugar a las rocas que componen el Grupo Divisadero, en la parte más oriental de la Cordillera y en la región extraandina (Niemeyer *et al.*, 1984). Parte de las facies intrusivas asociadas a este volcanismo se alojaron en forma de filones y diques en las sedimentitas neocomianas. La principal actividad volcánica ocurrió durante el Barremiano Superior y el Aptiano inferior, aunque pulsos aislados continuaron hasta parte del Albiano (Ramos, 1978). Las sedimentitas cretácicas y las volcánicas del Grupo Divisadero se habrían depositado en cuencas de subsidencia térmica, ubicadas en posición intra-trasarco, si se considera que el Batolito Patagónico aflorante en Chile que es esencialmente calcoalcalino, podría representar las raíces de una franja volcánica calcoalcalina (Suárez y de la Cruz, 1992).

Luego de la depositación del Grupo Divisadero, la zona fue afectada por esfuerzos compresivos que constituyeron la principal etapa de deformación del área. Durante el Cretácico superior, un volcanismo de antearco dio lugar a una serie de basaltos de plateau discordantes sobre las volcánicas y las sedimentitas cretácicas. Posteriormente, una secuencia sedimentaria clástica y piroclástica fue depositada en el piedemonte oriental de la Cordillera, dando lugar a la Formación Río Frías en el Mioceno.

La depositación de la pila sedimentaria terciaria posterior a las tobas friasenses, evolucionó como producto de un pulso de ascenso del frente montañoso durante el Mioceno, posiblemente la fase Pehuénchica del movimiento Ándico, que se registra en la gruesa granulometría de la Formación Pedregoso. Siguió luego un período de tranquilidad, evidenciado por los depósitos más finos de la Formación Río Mayo y finalizó con una reactivación que se traduce en los depósitos de la Formación Chalcía (Dal Molin y Franchi, 1996).

En el Pleistoceno la zona se vio afectada por un importante englasamiento que produjo una fuerte erosión en las rocas preexistentes y dejó un gran volumen de depósitos.

Durante el Holoceno los fenómenos de remoción en masa y la acción fluvial son los procesos que actúan en el modelado del paisaje actual.

6. RECURSOS MINERALES

Introducción

Aunque no existen yacimientos en actividad en el área de la Hoja, se hallan manifestaciones de minerales metalíferos y áreas de alteración, que han sido objeto de prospección y evaluación por la Subsecretaría de Minería de la Nación y por varias empresas mineras privadas extranjeras entre 1993 y 2000.

Los sectores de mayor importancia ordenados de norte a sur son: Cerro Blanco, Arroyo de los Alevinos, Arroyo Ñirihuao, Cerro Peñascudo y Laguna de las Margaritas; todos ellos se encuentran protegidos por pedidos de cateos o manifestaciones de descubrimiento, que pertenecen a diversas empresas mineras.

DEPÓSITOS METALÍFEROS Y ÁREAS DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Sector Cerro Blanco

Este sector se localiza en proximidades del cerro homónimo, casi sobre el paralelo que conforma el límite norte de la Hoja, al oeste del cerro Cono Fontana y al sur del lago Fontana. Se accede desde el norte por una huella vecinal que se desprende de la ruta provincial 21, en el puesto de la estancia La Pepita. La manifestación ha sido denominada Cerro Bayo por Rolando et al. (2000).

Las rocas que hospedan la mineralización/alteración son volcanitas y sedimentitas pre-neocomianas atribuidas al Grupo Lago La Plata, que yacen como una secuencia interestratificada homoclinal, de rumbo general nordeste con suave inclinación al este sureste (Márquez y Parisi, 1995).

La parte principal del sistema es un pequeño stock dacítico/riolítico con diques menores asociados, que son atravesados por estructuras vetiformes y afectados por metasomatismo al igual que las rocas volcanoclásticas que lo rodean. La mayor expresión de coloración anómala está ligada a las riolitas blanqueadas por alteración arcillosa, sericítica, silícea y propilítica.

La mineralización ocupa la zona central, en el contacto entre el plutón y las rocas hospedantes, donde yace como cuerpos vetiformes subparalelos, distribuidos en una zona de 20 a 30 m de ancho, que presentan las potencias mayores (2 m) en las volcanitas y en brechas volcánicas de composición andesítico/dacítica. Las estructuras tienen rumbo N-S y son discontinuas con marcado diseño en rosario y con una corrida máxima individual de 120 metros. Son estructuras de relleno donde el mineral más abundante es cuarzo, con diseminación de piritita, pirrotina o arsenopiritita (?) y muy escasa galena, blenda y calcopiritita, asociados con escasas limonitas y *boxwork* y minerales oxidados de cobre.

La presencia de sulfuros en superficie y la baja concentración de minerales secundarios oxidados sugiere que el proceso de lixiviación que afecta a las mineralizaciones fue leve o bien que la zona oxidada fue arrasada por la glaciación plio-pleistocena.

Las vetas, que se alojan en sedimentitas interestratificadas en las volcanoclastitas, tienen menor potencia, están constituidas por cuarzo blanco y carecen de sulfuros o limonitas.

Según Rolando et al. (2000) la proporción de illita en la alteración permite calificarla como alteración arcillosa intermedia y la proporción de Al^{+4} en las cloritas indica temperaturas de cristalización entre 346°C y 276 °C, mientras que las inclusiones fluidas registran en los cristales de cuarzo temperaturas de formación entre 180°C y 145°C y salinidades bajas.

Las asociaciones mineralógicas que constituyen las vetas y las alteraciones asociadas sugieren condiciones hidrotermales de baja a media temperatura que pertenecen al rango epitermal; la edad del plutón y los diques de pórfiro dacítico/riolítico mineralizante es incierta, pero claramente post-neocomiana.

La dimensión del área es pequeña y su potencialidad depende exclusivamente del contenido de minerales de oro y plata, ya que los metales de base son exiguos y con seguridad carecen de importancia económica.

Sector Arroyo de los Alevinos

Esta manifestación, que fue descubierta por Quartino (1952) en su trabajo de tesis doctoral, se encuentra 1.000 m al sur de la anterior; su acceso se realiza por la misma huella, aunque existe la posibilidad de llegar desde el sur por caminos secundarios de la estancia Arroyo Verde.

Allí aflora una estructura tabular que no constituye una veta, sino que es un banco silíceo que se superpone en forma concordante con las rocas volcánicas de la Formación Lago La Plata, y es cubierto de igual manera por las areniscas de la Formación Apeleg. Este nivel se caracteriza por una fina laminación, con el mismo rumbo e inclinación que los sedimentos que los cubren, y se compone de numerosas láminas delgadas de sílice microcristalina, con intercalaciones menores de láminas de calcita; localmente se observan núcleos estromatolíticos redondeados de composición calcárea, que alcanzan los 3 m de diámetro.

La estructura posee un arrumbamiento general NE-SO con suave inclinación al este (20°-25°) y está expuesta en forma discontinua por más de 2.000 m, donde se pueden reconocer un sector norte y otro sur.

Sector Norte: En este tramo la manifestación silícea se compone de dos bancos que en conjunto alcanzan espesores de hasta 8 m; tiene una longitud total de 1.000 m, si se incluyen los afloramientos parciales en la corrida, y muestra adelgazamientos hacia los extremos.

El atributo más conspicuo del banco es la fina laminación (entre 1 y 5mm) y se compone de cuarzo de grano fino a criptocristalino de color negro con menores niveles carbonáticos. En forma puntual hay abundantes óxidos de hierro y/o manganeso y se destacan numerosas drusas pequeñas concordantes y discordantes con la laminación, que aparecen rellenas de cristales euhedrales de cuarzo. Menos frecuentes son las venillas discordantes de cuarzo y los núcleos estromatolíticos. El piso del manto silíceo está constituido por rocas volcánicas riolíticas con foliación magmática marcada (Márquez y Parisi, 1995), lo que se interpreta como parte de una colada volcánica.

Sector Sur: aunque es la continuidad del sector norte, se caracteriza por el mayor espesor expuesto y su disposición subhorizontal, en concordancia con las areniscas de la Formación Apeleg que asoman al este.

El manto silíceo está expuesto en una superficie de 300 por 130 m y la potencia máxima llega a los 12 m (distribuidos en dos o tres bancos individuales). Posee estromatolitos como formas globosas con diámetros máximos de 3 m, que son bordeados por la laminación silícea.

El borde oeste del afloramiento está cortado por numerosas vetas y venillas de baritina, a modo de *stockwork* de trama abierta, con corridas individuales de 60 m y

potencias máximas de 2 m, asociada con numerosas venas menores de orientaciones diversas, pero siempre discordantes con el manto.

Si bien no se distinguen sulfuros en la masa silícea, se reconocen varias generaciones de cuarzo microcristalino, algunas dispuestas como venas discordantes con la laminación. Hay numerosos espejos de falla, con estrías subhorizontales y algunas brechas tectónicas delgadas que cortan al manto.

La corrida total de los sectores permite estimar una longitud total de 2.000 m, mientras que los análisis químicos de muestras de esquirlas de la superficie del banco silíceo han arrojado anomalías en plata a una de las empresas mineras privadas que realizó la exploración (Comunicación verbal, Ganmsa SA).

Curci et al. (2000) han realizado investigaciones en inclusiones fluidas (IF) en cristales menores a 5 mm de diámetro de cuarzo y baritina, identificando IF primarias monofásicas abundantes y menor cantidad de inclusiones secundarias. Determinaron que la salinidad en las IF primarias en baritina es menor al 4 % en peso de NaCl, mientras que las IF secundarias en cuarzo dan valores en un rango entre 0,88 % y 10,49 % en peso de NaCl. Las IF bifásicas en cuarzo poseen temperaturas de homogenización entre 100 y 210° C con una moda entre 150° C y 160° C.

Curci et al. (2000) interpretaron estos datos como representación de fluidos hidrotermales de baja salinidad mezclados con fluidos de superficie, con temperaturas epitermales, coherentes con las condiciones prevalecientes en un ambiente de tipo sinter.

Por las características expuestas la manifestación del sector Arroyo de los Alevinos puede ser clasificada tentativamente como un sinter (Márquez y Parisi, 1995), que por estar superpuesto a rocas volcánicas previas a la Formación Apeleg estaría asociado a la actividad postvolcánica de superficie del arco volcánico jurásico que desarrolla la Formación Lago La Plata.

Gold et al. (1997) describieron pocos metros hacia el oeste vetas con bajos valores de Au y elevado contenido de As, alojadas en sedimentitas cretácicas; las denominaron Prospecto Arroyo Verde y las calificaron como un sistema de baja sulfuración. No hay mayor información disponible con respecto a esta manifestación, pero se considera posible que corresponda a una continuidad de la manifestación Arroyo de los Alevinos.

Sector Arroyo Ñirihuao

Está localizado al borde del arroyo del mismo nombre entre las estancias Sánchez y El Ñire, donde se accede por una huella vecinal que sale hacia el norte desde la ruta nacional 272, en el paraje Alto Río Mayo.

Es un área de alteración desarrollada en rocas volcánicas-piroclásticas de la Formación Carrenleufú del Grupo Divisadero, que están fuertemente alteradas a arcillas, las que se disponen reemplazando íntegramente a las volcánicas o como venillas de arcillas de coloración blanquecina que cortan a la foliación ígnea original. Aunque el grado de alteración es muy fuerte, al microscopio se preservan fantasmas de la textura original; probablemente la composición fue mesosilícica (Fernández, 1993).

Las rocas alteradas son de muy baja compacidad y dan raya roja, lo que asociado a pseudomorfo hematítico de piritita permiten establecer un área de alteración hidrotermal arcillosa asociada con piritización, que se destaca como una anomalía de color de una dimensión próxima a 0,5 km² (Márquez, 1993).

Sector del Cerro Peñascudo y Laguna de las Margaritas.

Ambos sectores se emplazan en el rincón suroeste de la Hoja al sur suroeste de la localidad de Aldea Beleiro y en proximidades del Puesto Triana de Gendarmería Nacional; se accede por la huella que los comunica.

La manifestación de mayor magnitud es el Cerro Peñascudo, y corresponde a una extensa zona alterada, que se desarrolla sobre una secuencia volcánica piroclástica dacítica que yace como espesos bancos de posición subhorizontal y que litoestratigráficamente corresponde a la Formación Carrenleufú del Grupo Divisadero. Se trataría de ignimbritas dacíticas que presentan abundantes fiammes y esferulitas centimétricas, y cuyos bancos se acuñan hacia los bordes.

El borde noroccidental del cerro muestra una fuerte escarpa de falla de orientación NNE-SSO, a la que se asocian zonas elongadas de silicificación y venillas menores de cuarzo de posición variable. En el faldeo noroeste del cerro se reconoció abundante baritina asociada con cuarzo y dispuesta en venas/vetas con textura brechosa (Genini y Parisi, 1993). Al microscopio se observa desvitrificación de las esferulitas (Fernández, 1994); las rocas se interpretan como producto de un volcanismo explosivo y posterior depositación subacua.

Asimismo, en los mantos dacíticos, riódacíticos y riolíticos investigados se reconocen alteraciones cuarzo-feldespática, arcillosa, turmalínica, sericítica y silíceas, con intensidades entre suave y fuerte.

Aunque los sulfuros son escasos o están ausentes, los minerales de alteración hidrotermal definen la existencia de un área de tipo epitermal de baja sulfuración, con potencialidad de contener metales nobles.

El sector Laguna de Las Margaritas aparece otra zona de alteración que se emplazan en el mismo marco geológico, con una roca hospedante volcánoclastica perteneciente al Grupo Divisadero, aunque con menores evidencias de alteración hidrotermal. No obstante ello, casi en el límite, se observan estructuras silicificadas y alteración metasomática de amplio desarrollo en Chile, que constituyen el prospecto aurífero denominado Lago Castor-Lago Pollux (Suárez y De La Cruz, 1992).

YACIMIENTOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Existe una potencialidad aún no definida dada por las dos manifestaciones de baritina asociadas a las áreas de alteración descritas, una en la parte sur del Sector Arroyo de los Alevinos y la restante en el Sector Cerro Peñascudo.

Los afloramientos de areniscas de la Formación Apeleg, en el límite norte de la Hoja, presentan un lamamiento paralelo a la estratificación, que permitiría su utilización como lajas en los establecimientos ganaderos de la zona. Las lajas no alcanzan el espesor apropiado, son en general gruesas, y la cementación y diagénesis que poseen es débil lo que provoca un rápido desgaste, por lo que no son susceptibles de explotación industrial.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

El arroyo Pedregoso, en el faldeo sur de la meseta del Chalia, constituye el sitio de interés geológico más importante de la Hoja. En este lugar se observaron los perfiles tipo de dos unidades formacionales. Subiendo por este arroyo desde la base de la meseta, se pueden ver los afloramientos de la parte más alta de la Formación Río Frías, la mejor exposición de la Formación Pedregoso, su pasaje transicional a la Formación Río Mayo y el pasaje de ésta a la Formación Chalia. En esta sección de la Formación Río Mayo fueron encontrados fósiles de vertebrados.

Desde otro punto de vista, el interés de este lugar está dado por las curiosas formas de erosión diferencial que se hallan principalmente en las zonas transición de las unidades, que le otorga al paisaje una particular belleza.

BIBLIOGRAFIA

- AMEGHINO, F., 1906. Les formations sedimentaries du Cretace superieur et du Tertiaire de Patagonie. *Anales del Museo Nacional de Historia Natural*, 15. Buenos Aires.
- BAKER, P., W. REA, J. SKARMETA, R. CAMINOS and D. REX, 1981. Igneous History of the Cordillera and Patagonian Plateau Around Latitude 46°S. *Philosophical Transactions of The Royal Society of London*, 303: 105-149. Londres.
- BELTRAMONE, C., 1991. Estratigrafia Glacial del Valle de Rio Mayo, Provincia de Chubut, Argentina. *Actas 6° Congreso Geológico Chileno*, 1:58-59.
- CURCI, M., F. RÍOS, J. VIEIRA ALVES, K. FUZIKAWA e I. SCHALAMUK, 2000. Estudio de inclusiones fluidas de las mineralizaciones de La Ferrocarrilera y Arroyo de los Alevinos, lago Fontana, Chubut, Argentina. *Mineralogía y Metalogenia 2000*, Publicación 6: 97-102. INREMI, La Plata.
- DAL MOLIN, C. y M. FRANCHI, 1996. Reinterpretación estratigráfica de las sedimentitas terciarias del sudoeste de Chubut. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino*, 1: 473-478. Buenos Aires.
- ESPINOSA, W. y R. FUENZALIDA, 1971. Geología de la Provincia de Aysén entre los 45-46° latitud sur. Instituto de Investigaciones Geológicas, 54p., (inédito). Santiago de Chile.
- FERNÁNDEZ, M. I., 1993. Descripción Petrográfica de las muestras del Proyecto Arroyo Ñirihuao. Subsecretaría de Minería, Delegación Regional Patagonia. (Inédito). Comodoro Rivadavia.
- FERNÁNDEZ, M. I., 1994. Descripción Petrográfica de las muestras del Proyecto Cerro Peñascudo. Subsecretaría de Minería, Delegación Regional Patagonia. (Inédito). Comodoro Rivadavia.
- FERUGLIO, E., 1931. Nuevas observaciones geológicas en la Patagonia Central, Contribución Y.P.F. Primer Seminario Geográfico. Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1949-50. Descripción geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio, Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, tomos 1, 2 y 3. Buenos Aires.
- FLINT, F. y F.FIDALGO, 1964. Glacial geology of the east flank of the Argentine Andes between Lat. 39°10' and Lat.41°20'S. *Geological Society of America. Bulletin*, 75:335-352.
- FLINT, F. y F.FIDALGO, 1968. Drift Glacial al Este de los Andes entre Bariloche y Esquel. *Boletín del Instituto Nacional de Geología y Minería*, 119. Buenos Aires.
- FRANCHI, M., R. MADDEN, M. MAZZONI and C. SWISHER., 1995. Stratigraphy and geochronology of the mammal-bearing middle Miocene "Friasian" of Patagonia. *Journal South American Earth Science* (en prensa).
- GENINI, A. D. y PARISI, C., 1993. Informe preliminar Cerro Peñascudo. Subsecretaría de Minería, Delegación Regional Patagonia. (Inédito). Comodoro Rivadavia.
- GOLD, R. R., PÉREZ, H. D. y BIANCHI, C. E., 1997. Results and conclusions from the Arroyo Verde treching campaign: November -December 1996. Gemcor Argentina (Inédito).
- GONZÁLEZ, R., 1967. Geología de la región de Lago Blanco y Paso Río Mayo

- (Chubut). *Acta Geológica Lilloana*, 9: 45-65. San Miguel de Tucumán.
- GONZÁLEZ, R., 1978. Descripción Geológica de las Hojas 49a, Lago Blanco y 49b, Paso Río Mayo. Servicio Geológico Nacional. Boletín 154-155: 1-45, Buenos Aires.
- GUST, D., K. BIDDLE, D. PHELPS and M. ULIANA, 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics*, 166:223-253.
- HEIM, A., 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera (preliminary report). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 33:25-51. Zurich.
- KRAGLIEVICH, L., 1930. La Formación Friaseana del río Frías, río Fénix, laguna Blanca, etc. (Patagonia) y su fauna de mamíferos. *Physis*, 10: 127-161. Buenos Aires.
- LAHSEN, A., 1966. Geología de la región continental de Aysén. Instituto de Investigaciones de Recursos Naturales. CORFO. Informe:1-25. Santiago.
- LAPIDO, O., C. BELTAMONE and M. HALLER, 1988. Glacial deposits on the Patagonian Cordillera at latitude 43° 30' S. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 6: 257-267.
- MALUMIÁN, N y J. V. PLOSZKIEWICZ, 1976. El Liásico fosilífero de Loncopán, Departamento Tehuelches, provincia del Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 31 (4): 279-280. Buenos Aires.
- MÁRQUEZ, M. J., 1993. Informe de avance región de Aldea Beleiro. Subsecretaría de Minería, Delegación Regional Patagonia. (Inédito). Comodoro Rivadavia.
- MÁRQUEZ, M. y C. PARISI, 1995. Informe de avance. Programa Cordillera Patagónica. Áreas cerro Blanco y arroyo de Los Alevinos. Secretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Delegación Regional Patagonia, (inédito). Comodoro Rivadavia.
- MARSHALL, L. G. and P. SALINAS: 1990. Stratigraphy of Río Frías Formation (Mioceno), along the Alto Río Cisnes, Aisen, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 17(1): 57-87.
- MPODOZIS, C. and V. RAMOS, 1989. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Houston, Texas. Circum-pacific council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 11:59-90.
- NIEMEYER, H., J. SKARMETA, R. FUENZALIDA y W. ESPINOSA, 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aysén, Región de Aysén del Gral. Carlos Ibáñez del Campo. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, 60-61, 80 p. Santiago, Chile.
- PESCE, A., 1978. Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 43° 30' y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas, provincia del Chubut. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén)*, 257-272. Buenos Aires.
- PLOSZKIEWICZ, J. V. y V. A. RAMOS, 1977. Estratigrafía y tectónica de la sierra de Payaniyeu, provincia del Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 32 (3): 209-226. Buenos Aires.
- QUARTINO, B., 1952. Rasos geológicos y litológicos de la cuenca de los lagos Fontana y La Plata. Universidad de Buenos Aires, (inédito). Buenos Aires.
- RAMOS, V., 1976. Estratigrafía de los lagos Fontana y La Plata, provincia del Chubut, República Argentina. *Primer Congreso Geológico Chileno*, 1 (A):43-64. Santiago.
- RAMOS, V., 1978. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, 1:771-786. Buenos Aires.

- RAMOS, V. A., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 47 ab, Lago Fontana. Servicio Geológico Nacional. Boletín 183: 1-136. Buenos Aires.
- ROLANDO, A. P., ETCHEVERRY, R. O., HARTMANN, L. A., FERNÁNDEZ, R. R., MACAMBIRA, M. B., SCHALAMUK I. A. y MEXIAS, A.S., 2000. Origen del hidrotermalismo cretácico al sur del lago Fontana, Cordillera Patagónica Argentina. *Mineralogía y Metalogenia* 2000, Publicación 6: 448-453. INREMI, La Plata.
- ROTH, S., 1908. Beiträge Zur Gleiderung der sedimentablagerungen in Patagonien und der Pampasregion. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage Band 26*: 119-150. Stuttgart.
- RUSSO, A. y M. A. FLORES, 1953. Levantamiento Geológico de la zona situada al norte del arroyo El Gato. Departamento Alto Río Senguerr y Tehuelches, Gobernación Militar Comodoro Rivadavia, (inédito). Buenos Aires.
- SKARMETA, J., 1974. Geología de la región Continental de Aysén entre los 45°-46° latitud sur, Chile. Tesis de grado, Universidad de Chile, 229 p. Santiago.
- SKARMETA, J., 1976. Estratigrafía del Terciario sedimentario continental de la región central de la provincia de Aisén, Chile. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 31 (2):73-82. Buenos Aires.
- SRUOGA, P. y M. A. PALMA, 1984. La formación Chon-Aike en su área clásica de afloramientos. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche)*, 3: 171-184. Buenos Aires.
- SUÁREZ, M. D. y R. de La CRUZ, 1992. Geología de la parte oriental de las Hojas Puerto Cisnes, Coyhaique, Chile Chico. Fase 1. Volumen 1. Servicio Nacional de Geología y Minería. Chile.
- SUÁREZ, M. and T. PETTIGREW, 1976. An Upper Mesozoic island arc-back arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine*, 113 (4):305-328. Cambridge University. Press London, United Kingdom.
- TURAZZINI, E. G., 1968. Geología de la comarca al norte de las nacientes del Río Senguerr. Trabajo final Licenciatura, (inédito), Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.