

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 4166-I **Valcheta**



Cantera de Ramón Codina. Paraje Pajalta.

Provincia de Río Negro

Roberto Caminos

Colaboradores: Carlos Jorge Chernicoff, Luis Fauqué y Mario Franchi
Recursos Minerales: Patricia Espejo
Supervisión: Mario Franchi



INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

SEGEMAR

SERVICIO GEOLOGICO MINERO ARGENTINO

Boletín N° 310
Buenos Aires - 2001

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

Hoja Geológica 4166-I

Valcheta

Provincia de Río Negro

Roberto Caminos

Colaboradores: Carlos Jorge Chernicoff, Luis Fauqué y Mario Franchi
Recursos Minerales: Patricia Espejo
Supervisión: Mario Franchi

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente Lic. Roberto F. N. Page
Secretario Ejecutivo Lic. Juan Carlos Sabalúa

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director Lic. José E. Mendía

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director Dr. Antonio Lizuain

SEGEMAR

Avenida Julio A. Roca 651 • 10º Piso • Telefax 4349-4450/3115
(C1067ABB) Buenos Aires • República Argentina
www.segemar.gov.ar / info@segemar.gov.ar

Referencia bibliográfica

Camino, R., C.J. Chericoff, L. Fauqué y M. Franchi, 2001.
Hoja Geológica 4166-I, Valcheta. Provincia de Río Negro.
Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico
Minero Argentino. Boletín 310, 73 p. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUCCIÓN	5
2. ESTRATIGRAFÍA	6
2.1. Precámbrico	6
2.1.1. Proterozoico superior	6
Complejo Yaminué.....	6
Gneises y esquistos	7
Leucogranitos foliados	8
Granodioritas porfiroideas (Granodiorita Tardugno)	9
Mármoles y esquistos anfibólicos	10
Pegmatitas y aplitas	10
Hornblenditas y dioritas hornbléndicas cuarcíferas	11
Consideraciones petrogenéticas.....	11
Formación Nahuel Niyeu	14
2.2. Paleozoico	16
2.2.1. Ordovícico superior	16
Formación Punta Sierra.....	16
2.2.2. Silúrico-Devónico	17
Formación Sierra Grande	17
2.2.3. Carbonífero? - Pérmico	19
Complejo Plutónico Navarrete	18
2.3. Mesozoico	22
2.3.1. Triásico-Jurásico inferior	22
Complejo Plutónico-Volcánico Treneta	22
Facies volcánica.....	23
Andesitas	23
Ignimbritas dacíticas	23
Tobas e ignimbritas riolíticas	23
Facies plutónica	24
Granito Flores	24
Facies hipabisal	24
2.3.2. Triásico superior-Jurásico inferior	25
Formación Puesto Piris	25
2.3.3. Jurásico inferior a medio	26
Complejo Volcánico Marifil	26
2.3.4. Cretácico superior	30
2.3.4.1. Campaniano superior-Maastrichtiano inferior?	30
Grupo Neuquén	30
2.4 Mesozoico-Cenozoico	37

2.4.1	Cretácico-Paleógeno	37
2.4.1.1.	Maastrichtiano-Daniano	37
	Grupo Malargüe	37
	Formación Arroyo Barbudo	37
	Miembro Aguada Cecilio	37
	Miembro El Fuerte	39
2.5.	Cenozoico	40
2.5.1.	Paleógeno-Neógeno	40
2.5.1.1.	Eoceno superior-Oligoceno-Mioceno	40
	Formación Somún Curá	40
	Formación Gran Bajo del Gualicho	42
2.5.2	Neógeno	44
2.5.2.1.	Plioceno	44
	Formación Río Negro	44
2.5.3.	Neógeno-Cuaternario	46
2.5.3.1.	Plioceno-Pleistoceno inferior	46
	Rodados Patagónicos	46
	Facies proximal. Formación Talcahuala	46
	Facies distal	48
2.5.4	Cuaternario	49
2.5.4.1.	Holoceno	49
	Formación Laguna Indio Muerto	49
	Depósitos de cordones litorales	50
	Depósitos salinos	50
	Depósitos aluviales de bajos y lagunas temporarias	50
	Depósitos de remoción en masa	50
	Depósitos coluviales y de cubiertas de pedimentos	50
3.	ESTRUCTURA	51
4.	GEOMORFOLOGÍA	52
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	57
6.	RECURSOS MINERALES	58
	Depósitos de minerales metalíferos	58
	Cobre	58
	Oro y oro diseminado	59
	Plomo	59
	Wolframio	60
	Depósitos de minerales industriales	62
	Bentonita	62
	Caliza-Dolomía	62
	Fluorita	63
	Rocas graníticas	64
7.	SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	67
	BIBLIOGRAFÍA	68

RESUMEN

La Hoja Geológica 4166-I, VALCHETA, está situada en la región nordeste del Macizo Nordpatagónico. Incluye varias unidades fisiográficas distintivas: mesetas basálticas en el sector sur de la Hoja, lomadas redondeadas en el sector central y antiguas planicies aluviales en la porción norte. Su superficie es drenada por cursos fluviales efímeros de recorrido sudoeste a nordeste que confluyen en una zona de bajos endorreicos.

En la Hoja Valcheta afloran unidades metamórficas, ígneas y sedimentarias cuyas edades están comprendidas entre el Proterozoico superior y el Presente. La más antigua corresponde al Complejo Yaminué, integrado por gneises, esquistos y granitos foliados, acompañados por granodioritas, migmatitas, milonitas, mármoles, pegmatitas, aplitas, hornblenditas y dioritas. Asimismo, afloran metasedimentitas de bajo grado de edad algo más joven denominadas Formación Nahuel Niyeu del Proterozoico superior. Esta unidad está integrada por grauwacas, limolitas, lutitas pizarreñas, filitas y hornfels. Ambas unidades proterozoicas están en relación tectónica. La secuencia leptometamórfica es intruida por pequeños cuerpos de granitoides denominados Formación Punta Sierra, de edad ordovícica superior. Las sedimentitas marinas de la Formación Sierra Grande, de edad silúrica a devónica, cubren en discordancia a las rocas metamórficas. Esta unidad está constituida por cuarcitas y ortocuarcitas, con conglomerados y pelitas subordinados.

El magmatismo gondwánico está vastamente representado en este sector del Macizo. Las rocas más antiguas son granodioritas, tonalitas, granitos y las rocas filonianas del Complejo Plutónico Navarrete, de edad pre-triásica, probablemente pérmica, las cuales intruyen a las rocas metamórficas del basamento. Una discordancia de erosión separa estas rocas de las andesitas, tobas riolíticas e ignimbritas dacíticas reunidas bajo el nombre de Volcanitas Treneta, de edad principalmente triásica. Los granitos biotíticos del Jurásico temprano conocidos como Granito Flores representan la etapa tardía del magmatismo. Ambas unidades integran el Complejo Plutónico - Volcánico Treneta.

En discordancia sobre el basamento leptometamórfico, se disponen conglomerados, are-

niscas, tobas y calizas de origen continental; estos depósitos denominados Formación Puesto Piris se asignan al Triásico superior-Jurásico inferior. En discordancia sobre la unidad anterior y cubriendo a buena parte de las restantes unidades, se disponen las volcanitas del Complejo Volcánico Marifil del Jurásico inferior a medio, que tiene gran desarrollo en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico. Integran esta unidad ignimbritas y lavas dacíticas, riolíticas y riolíticas, tobas y pórfidos riolíticos y riolíticos. Por encima se disponen las sedimentitas continentales del Grupo Neuquén compuestas por areniscas, conglomerados, pelitas, areniscas tuftíticas y tobas de edad cretácica superior. Esta unidad está integrada por dos facies: una inferior, arenosa a conglomerádica, de origen fluvial, y una superior, pelítica, de ambiente lacustre.

Los depósitos de la Formación Arroyo Barbudo atestiguan una ingresión marina que penetró profundamente en el Macizo hacia el límite entre el Cretácico y el Terciario. Esta unidad se subdivide en una sección inferior denominada Miembro Aguada Cecilio, constituida por arcilitas, limolitas, areniscas finas, margas y calizas, y una sección superior o Miembro El Fuerte, integrada por areniscas, limolitas y coquinas. Basaltos olivínicos de edad principalmente oligocena constituyen la Formación Somún Curá. La Formación Gran Bajo del Gualicho integrada por areniscas carbonáticas y tobáceas, coquinas, limoarcilitas y tobas, atestigua una nueva ingresión marina ocurrida en el Oligoceno a Mioceno.

El Neógeno comprende los depósitos continentales con esporádicas intercalaciones marinas de la Formación Río Negro. Esta unidad está compuesta por areniscas, limolitas, tobas, conglomerados y calizas. Los depósitos conglomerádicos de origen aluvial denominados Formación Talcahuala se asignan al límite Neógeno-Cuaternario. El Holoceno comprende los aglomerados y conglomerados de la Formación Laguna Indio Muerto. Las acumulaciones recientes y actuales consisten en cordones litorales de lagunas, depósitos salinos, aluviales, de bajos y lagunas temporarias, de remoción en masa y coluviales.

La fractura regional Salinas Trapalcó-Lagunas Curicó limita el margen nordoriental del Macizo Nordpatagónico con la contigua Cuenca del Colorado. El Complejo Yaminué fue afectado por dos epi-

sodios de deformación, en tanto que en la Formación Nahuel Niyeu se reconocen tres fases de plegamiento. A la Fase Chánica se adscribe el plegamiento de la Formación Sierra Grande y una serie de corrimientos que yuxtaponen el Complejo Yamínúé sobre la Formación Nahuel Niyeu y esta última unidad sobre la Formación Sierra Grande. La actividad intrusiva gondwánica se vincula con un arco magmático relacionado con un proceso de subducción, según la hipótesis de aloctonía de la Patagonia, que se habría acrecionado al resto del Gondwana a fines del Paleozoico o principios del Triásico. La masiva efusión de volcanitas ácidas estaría asociada a distensión post-colisional o bien a procesos distensivos en etapa de pre-rift. La reactivación de antiguas zonas de fractura, el basculamiento de bloques y la formación de un plateau basáltico se asignan al Cenozoico.

La región estudiada presenta unidades geomórficas distintivas: la planicie estructural lávica, generada por lavas básicas derramadas sobre rocas fácilmente erosionables, lo que ocasiona deslizamientos e inversión del relieve; la peneplanicie exhumada de Río Negro, consistente en una superficie de

erosión regional labrada sobre rocas metamórficas precámbricas y plutonitas y volcanitas paleozoicas y mesozoicas cubiertas por sedimentitas cretácicas y terciarias, localmente removidas por erosión; el abanico aluvial de la loma de los Leones; una antigua planicie aluvial disectada que constituye una superficie de agradación primaria vinculada con el desarrollo del río Negro; y planicies estructurales con una morfología tabular. Asimismo, hay numerosos bajos desarrollados en todo el ámbito de la comarca, geformas asociadas a deslizamientos y pedimentos de flanco.

Existen diversos tipos de yacimientos y/o manifestaciones minerales. Entre los metalíferos, la mina General San Martín constituye el centro de un distrito wolframífero de gran actividad en décadas pasadas. Hay también yacimientos de plomo y cobre, de escaso interés económico. Minerales industriales particularmente importantes y de sostenida actividad son las calizas, dolomías y bentonitas, y de menor importancia las manifestaciones de fluorita. En materia de rocas ornamentales, aún deben evaluarse los afloramientos de granitos de los alrededores de Nahuel Niyeu.

ABSTRACT

Geological Sheet 4166-I, VALCHETA, is located in the northeastern part of the Nordpatagonian Massif. The region depicts distinctive physiographic units: basaltic tablelands in the south of the quadrangle, rounded hills in the central part, and old alluvial plains drained by ephemeral rivers in the northeastern portion. These rivers flow from southwest to northeast and join in an area with numerous lowlands of centripetal drainage.

The geological units cropping out in the region include metamorphic, igneous and sedimentary rocks, whose ages range from upper Proterozoic to Present. The oldest unit is the Yaminué Complex; it comprises gneisses, schists, foliated granites, granodiorites, migmatites, mylonites, marbles, pegmatites, aplites, hornblendites and diorites. In addition, there are younger low-grade metasedimentary strata of upper Proterozoic age. This unit is known as Nahuel Niyeu Formation and comprises grauwackes, siltstones, shales and hornfels. Both Proterozoic units are in tectonic contact. Upper Ordovician granitoids named Punta Sierra Formation intrude the leptometamorphic sequence. The Silurian-Devonian marine sedimentary rocks of the Sierra Grande Formation lie unconformably upon the metamorphic rocks. This unit comprises quartzites, orthoquartzites and minor conglomerates and pelites.

Exposures related to the Gondwana magmatism are widespread in this part of the Massif. The oldest rocks are granodiorites, tonalites, granites and the hypabyssal rocks of pre-Triassic age, probably Permian, Navarrete Plutonic Complex; these rocks intrude the metamorphic basement. An erosional unconformity separates these rocks from the Triassic andesites, rhyolitic tuffs and dacitic ignimbrites named Volcanitas Treneta. The early Jurassic biotite-bearing granites known as Granito Flores represent the late stage of magmatic activity. Both units are known as the Treneta Plutonic-Volcanic Complex.

Continental deposits comprising conglomerates, sandstones, tuffs and limestones rest unconformably upon the leptometamorphic basement; these strata named Puesto Piris Formation are assigned to the upper Triassic-lower Jurassic. The lower to middle Jurassic volcanic rocks of the Marifil Volcanic Complex rest unconformably upon most of the older

units. This unit includes dacitic, rhyodacitic and rhyolitic ignimbrites and lavas, tuffs and rhyolitic and rhyodacitic porphyries. These rocks are wide-spread in the eastern part of the Nordpatagonian Massif. In addition, there are upper Cretaceous sandstones, conglomerates, pelites, tuffaceous sandstones and tuffs of continental origin known as Neuquén Group. This unit is subdivided into two facies: sandstones and conglomerates of fluvial origin, and stratigraphically above it, mainly pelites of lacustrine environment.

The deposits of the Arroyo Barbudo Formation record an extensive marine ingression that occurred at the Cretaceous-Tertiary boundary. It is subdivided into two units: the lower Aguada Cecilio and the upper El Fuerte members. The former is composed of pelites, fine sandstones, marls and limestones, and the latter comprises sandstones, siltstones and coquinas. The Somún Curá Formation comprising olivine-bearing basalts records extrusive episodes occurring mainly in the Oligocene. The Oligocene to Miocene carbonate and tuffaceous sandstones, coquinas, pelites and tuffs of the Gran Bajo del Gualicho Formation are deposits of another marine ingression.

The Neogene comprises the continental deposits with scarce marine horizons of the Río Negro Formation. This unit is composed of sandstones, siltstones, tuffs, conglomerates and limestones. The conglomerate deposits of alluvial origin named Talcahuala Formation are ascribed to the Neogene-Quaternary age boundary. The Holocene comprises the agglomerates and conglomerates of the Laguna Indio Muerto Formation. Recent and present-day deposits are represented by beach ridges of lakes, salt fields, alluvial, colluvial and mass-wasting deposits, and accumulations in lowlands and temporary lakes.

The regional fracture named Salinas Trapalcó-Lagunas Curicó is the boundary line between the northeastern margin of the Northpatagonian Massif and the adjacent Colorado basin. The Yaminué Complex has been affected by two episodes of deformation whereas the Nahuel Niyeu Formation records three phases of folding. The Chanica phase is responsible for the folding of the Sierra Grande Formation and thrusting (i.e., the thrusts that juxtapose the Yaminué Complex against the Nahuel Niyeu Formation, and the latter against the Sierra

Grande Formation). The Gondwana plutonic activity is related to a magmatic arc, which developed as a result of subduction processes according to the hypothesis that Patagonia was an allochthonous terrane that was accreted to the Gondwana landmass in the late Paleozoic or earliest Triassic. The massive extrusion of acid volcanic rocks could be related to post-collisional extension or extensional processes operating during the pre-rift stage. Reactivation of fracture zones, tilting of blocks, and the development of a basaltic plateau are ascribed to the Cenozoic.

The study area depicts distinctive geomorphic units, such as the basaltic plateau, where lavas rest upon easily eroded rocks favoring sliding processes and the development of an inverted relief; the Río Negro exhumated peneplain, which extends regionally as a surface erosion carved on Precambrian metamorphic rocks and Paleozoic and Mesozoic plutonic and volcanic rocks overlain by Cretaceous

and Tertiary strata, locally removed by erosion; the alluvial fan of the Los Leones hill; an old dissected alluvial plain, which is a surface of primary aggradation associated with the development of the Río Negro; and structural plains of tabular morphology. In addition, there are numerous lowlands scattered in different localities of the quadrangle, geomorphs developed as a result of sliding processes and flank pediments.

There are different types of mineral deposits and prospects. The General San Martín mine represents the center of a wolfram-bearing district, which was important in past decades. There are also mineral deposits of lead and copper without economic interest. In addition, there are abundant quarries of limestones, dolomites and bentonites and, to a lesser extent, prospects of fluorite. The economic value of the granites from the Nahuel Niyeu area as ornamental rocks has yet to be evaluated.

1. INTRODUCCIÓN

La descripción geológica de la Hoja 4166-I, Valcheta, fue uno de los trabajos póstumos del Dr. Roberto Caminos. En el momento de su muerte había concluido el mapa geológico, realizado con su habitual maestría, y los perfiles y esquemas que lo acompañan y la estratigrafía de la Hoja. La edición de este trabajo constituye un homenaje a su memoria y una forma de agradecimiento a quien supo inculcar los valores de rigurosidad y constancia profesional y humildad y hombría de bien a varias generaciones de geólogos.

UBICACIÓN DE LA HOJA Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS PRINCIPALES

La Hoja Valcheta está situada en el centro este de la provincia de Río Negro (figura 1). Está limitada por los paralelos 40° y 41° y los meridianos 66° y

67° 30', y abarca una superficie de 13.978 kilómetros cuadrados. Desde el punto de vista geológico, sus terrenos pertenecen a la parte nordoriental del Macizo Nordpatagónico.

Dentro de la Hoja se reconocen varias unidades fisiográficas diferentes. En el borde sur aparecen parte de las estribaciones septentrionales de la meseta de Somún Curá, con alturas de 850 m en el oeste que descienden a 400 en el sector sureste. De la meseta se desprenden varias lenguas basálticas con dirección norte y nordeste, las más occidentales llegan hasta el centro de la Hoja. Casi toda la mitad norte está integrada por una superficie llana correspondiente a un gran abanico aluvial que desciende de oeste a este, desde 550 m a 200 metros. También corresponde a antiguos depósitos aluviales la meseta que se halla en el ángulo nordeste, muy disectada, con una altura media de 250 metros. El resto de la Hoja es suavemente ondulado y comprende lomas bajas de formas redondeadas.

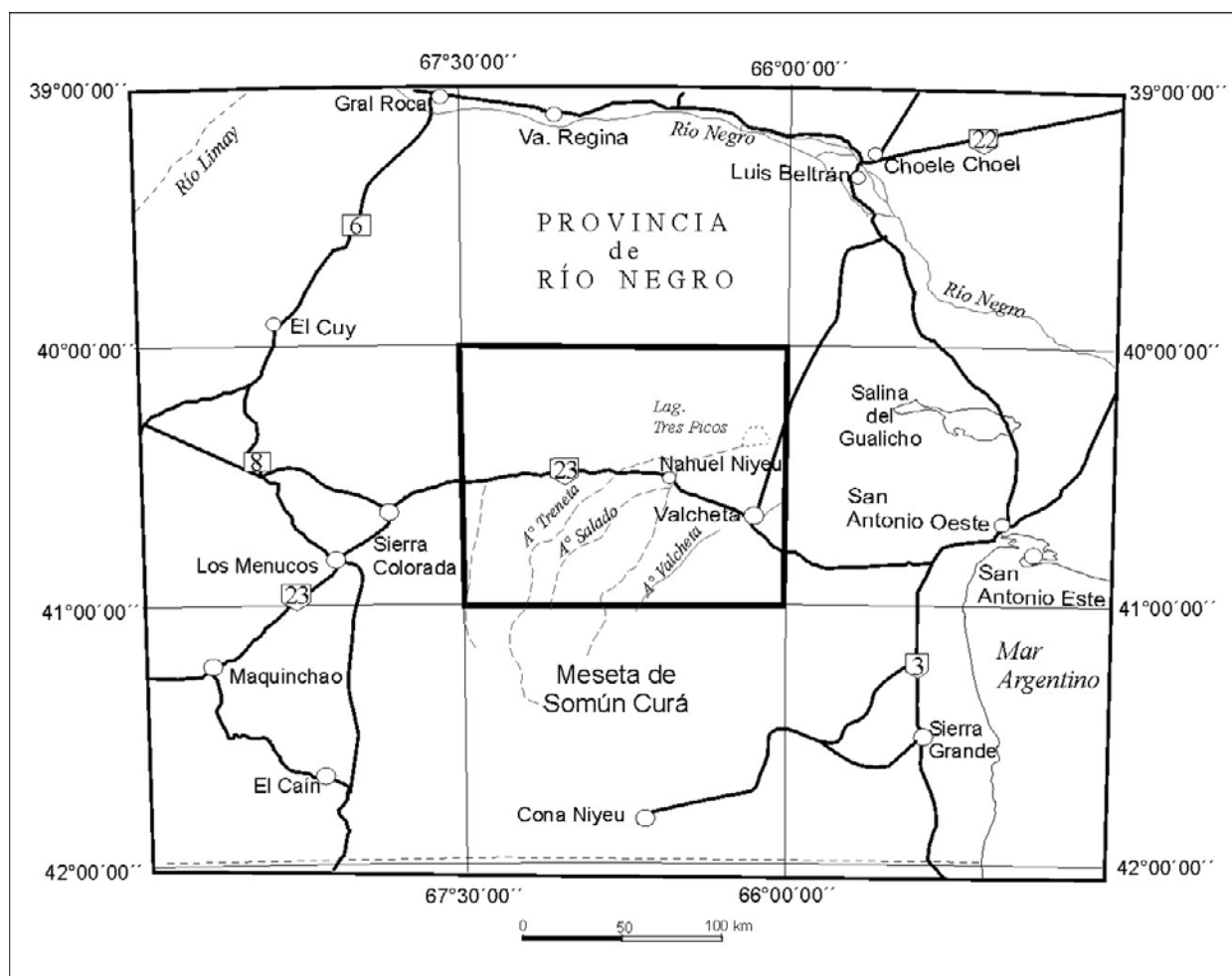


Figura 1. Mapa de ubicación.

Los cursos de agua principales nacen en la meseta de Somún Curá, fuera de los límites de la Hoja, y descienden en dirección norte a noreste hacia la zona de bajos situada en el sector central de la misma. Son los arroyos Valcheta, Salado, Treneta (la confluencia de los dos últimos forma el Nahuel Niyeu), Yaminué y Comicó. Son de régimen efímero, alimentados por las precipitaciones, si bien en algunos tramos de los cursos, cuando abandonan la meseta, pueden tener agua permanente o semipermanente debido a la presencia de manantiales.

NATURALEZA DEL TRABAJO

El mapa geológico y la descripción de la Hoja Valcheta fueron el resultado de las últimas investigaciones del Dr. Caminos en el Macizo Nordpatagónico. En ellos volcó las observaciones que había recogido durante las décadas del 70 y 80 en el curso de los levantamientos de las antiguas Hojas a escala 1:200.000: 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, integrándolas con las obtenidas por otros geólogos en Hojas vecinas a esas (Hojas 38h, Cabeza de Potro, levantada por Weber de Bachmann; 38i, Gran Bajo del Gualicho, a cargo de E. Sepúlveda y 39i, Valcheta, realizada por E. Núñez). Toda esta información fue revisada en cortos trabajos de campo por Caminos, y adecuada a las normas para la confección de las Hojas a escala 1:250.000 del IGRM. De esta forma, elaboró el mapa geológico y la memoria explicativa de la estratigrafía de la Hoja. Con el fin de completar el texto original en correspondencia con la normativa, M. Franchi escribió los capítulos de Introducción e Historia Geológica, J. Chernicoff el de Estructura y L. Fauqué el referente a Geomorfología.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Los primeros estudios geológicos realizados en la región abarcada por la Hoja Valcheta se deben a Willis (1914), como parte de los estudios de la traza del ferrocarril de Viedma a San Carlos de Bariloche. Sin embargo, fue Wichmann (1919a, 1919b, 1926, 1927a, 1927b, 1934) quien después de varios años de trabajo en el norte de la Patagonia extraandina, trazó las líneas fundamentales de la geología regional del Macizo Nordpatagónico. Croce (1952, 1956) presentó observaciones mineras y geológico-petrográficas de las zonas de Valcheta, Chipauquil y Yaminué. En las décadas del 60 y 70 se efectuaron tareas de prospección minera en el norte de Pata-

gonia. Para el área comprendida por la Hoja son importantes los trabajos de Methol (1967), Sesana (1968), Sesana *et al.* (1970), Methol y Sesana (1972) y Holmberg y Methol (1974). Estudios regionales del Macizo Nordpatagónico involucran esta zona, como los de Stipanovic y Methol (1972) y Núñez *et al.* (1975).

Como se comentara en el apartado anterior, la confección del mapa geológico y la descripción de las unidades aflorantes se basaron fundamentalmente en los levantamientos previos, preliminares o finales, de Hojas del antiguo formato a escala 1:200.000 realizadas por Caminos (1983), Sepúlveda (1983), Weber de Bachmann (1983 a) y Núñez (1975).

Con motivo del 9º Congreso Geológico Argentino, varios trabajos del Relatorio de Río Negro aportaron valiosa información para el conocimiento geológico del territorio abarcado por la Hoja, como los de Caminos y Llambías (1984), Cortés *et al.* (1984), Llambías *et al.* (1984), Lapido *et al.* (1984) y Corbella (1984). Otras publicaciones especiales se mencionan a lo largo de la descripción.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. PRECÁMBRICO

2.1.1. PROTEROZOICO SUPERIOR

COMPLEJO YAMINUÉ (1-5)

Gneises, esquistos, leucogranitos foliados, migmatitas, granodioritas porfiroideas, milonitas, mármoles y esquistos anfibólicos, pegmatitas y aptitas, hornblenditas y dioritas hornbléndicas cuarcíferas

Antecedentes

El Complejo Yaminué (Caminos, 1983) es una de las unidades ígneo-metamórficas de mediano a alto grado que componen el basamento cristalino precámbrico en la parte oriental del Macizo Nordpatagónico. Sus principales afloramientos se encuentran a unos 60 km al oeste de Valcheta, en los terrenos cortados por el arroyo Yaminué al sur de las localidades de Ministro Ramos Mexía y desvío Falkner.

Las primeras referencias sobre la composición y distribución regional de los afloramientos de basamento cristalino en el norte de la Patagonia se deben a Wichmann (1919 a y b, 1927 b, 1931). Como componentes en su opinión más antiguos, este

geólogo distinguió gneises, micacitas y granitos; como elementos más jóvenes y de menor grado metamórfico, filitas y calizas cristalinas. Pastore (en Wichmann, 1919b) fue el autor de las primeras descripciones petrográficas.

Al referirse a los afloramientos de Yaminué, Wichmann (1927 b) mencionó «granitos aplastados» junto con gneises, esquistos, pegmatitas y aplitas. Feruglio (1949) también se refirió a metamorfitas de alto y de bajo grado en el centro-este de Río Negro; entre las rocas intrusivas más antiguas, a las que consideró de edad precámbrica, citó precisamente los «granitos laminados de Jaminhue». Éstas son, cabe destacarlo, las primeras referencias a la textura fuertemente foliada que caracteriza a los granitoides integrantes del complejo.

Poco más tarde Croce (1956) describió, también en Yaminué, un basamento heterogéneo formado por gneises filíticos y pizarrosos con intrusiones de granito, anfibolitas gabroides y aplitas y pegmatitas generalmente graníferas. En la misma zona, Sesana (1974) estudió las calizas cristalinas que afloran poco al sur del puesto de Paineicura. Núñez *et al.* (1975) se refirieron al basamento cristalino de esta región bajo el nombre de Grupo Valcheta, sin distinguir unidades de alto y bajo grado ni precisar límites intraformacionales; aplicado de esta manera, no es recomendable por ahora el uso de dicho término, ya que podría incluir dentro de un mismo grupo unidades metamórficas pertenecientes a ciclos diferentes.

Caminos (1983) propuso el nombre de Complejo Yaminué para el basamento ígneo-metamórfico de grado mediano a alto que aflora al oeste de Valcheta, distinguiéndolo del basamento de grado bajo, notoriamente diferente, al que denominó Formación Nahuel Niyeu (Caminos, 1983). Una síntesis sobre la litología y estructura de estas unidades fue presentada por Caminos y Llambías (1984). Estudios más detallados se encuentran en los trabajos de Caminos *et al.* (1994), Chernicoff (1994) y Chernicoff y Caminos (1996 a, b).

Ubicación de los afloramientos

El Complejo Yaminué aflora íntegramente en el sector sudoccidental de la Hoja Valcheta. Los mejores asomos se presentan en ambas márgenes del arroyo Yaminué, al norte del paraje de igual nombre (Rincón de Yaminué) y al sur de las localidades de Ministro Ramos Mexía y desvío Falkner. Ésta es el área tipo de la unidad, particularmente apropiada para el estudio de la asociación gneis-granito y su estruc-

tura plegada. Afloramientos muy representativos del complejo pueden observarse a lo largo de la ruta hacia el casco de la estancia Cabeza de Vaca.

Otra gran área de afloramientos se sitúa al sudoeste de la localidad de Nahuel Niyeu, a unos 30 km al oeste de Valcheta. En este sector las exposiciones son generalmente pobres; los mejores asomos se hallan inmediatamente al oeste del puesto de A. Tardugno y en las márgenes del curso inferior del arroyo Treneta, que es donde están mejor expuestas las granodioritas porfiroideas.

Litología

El Complejo Yaminué consiste fundamentalmente en una sucesión de gneises, esquistos y leucogranitos foliados dispuestos en bancos paralelos y alternantes. La repetición de estos tres tipos litológicos determina un grueso bandeamiento composicional (muy evidente tanto en escala meso- como megascópica) que confiere al complejo un carácter marcadamente estratiforme. La inclinación de los bancos varía de moderada a baja; en ciertos lugares es subhorizontal.

La alternancia de capas de gneis y esquistos puede considerarse un rasgo heredado de la estratificación sedimentaria. Los leucogranitos, dispuestos en láminas aproximadamente paralelas a los planos de estratificación, acentúan el bandeamiento composicional. La estructura básica del complejo es un megaplegamiento apretado, de tipo isoclinal, con tendencia recumbente, que produce el vuelco y la repetición de los bancos metasedimentarios, incluidas las planchas de granito alojadas concordantemente en los mismos e igualmente plegadas. Cualquier corte general de la pila gnéisico-granitoidea carece por lo tanto de valor cronoestratigráfico.

Sobre la superficie de la penillanura exhumada, los gneises y esquistos afloran en las partes bajas del terreno; los bancos de leucogranito, más resistentes a la erosión, determinan lomas alargadas, de colores más claros, que destacan el bandeamiento composicional y, de manera notable, las formas y dimensiones del plegamiento de primer orden. Esto es claramente apreciable en las fotografías aéreas y en las imágenes satelitarias.

Gneises y esquistos (1)

Los bancos de gneis y esquistos se suceden unos a otros en camadas de hasta 50 y 100 m de espesor, bien definidas, aunque los contactos sean en ciertos

casos de carácter transicional. En algunas secciones los gneises constituyen gruesos bancos macizos, con foliación poco marcada y aspecto granitoideo, separados por tabiques delgados de esquisto. No son raros los bancos de carácter intermedio.

Composicionalmente pueden distinguirse dos tipos principales de gneis y esquisto. El primero está compuesto por cuarzo, oligoclasa, biotita y moscovita; como minerales accesorios aparecen apatita, circon, titanita y magnetita. El segundo tipo contiene, además de los minerales precitados, cantidades variables de microclino.

Los gneises formados por cuarzo, oligoclasa, biotita y moscovita son rocas de grano mediano y textura predominantemente granoblástica, equigranular, con foliación escasa o moderada. Los cristales de plagioclasa tienen hábito tabular corto, a veces ligeramente ovoidal; en los gneises miden entre 0,5 y 1 cm de diámetro y en los esquistos de 1 a 3 mm, destacándose a simple vista, como pequeños cristales claros en la masa cuarzo biotítica oscura que los contiene. Son individuos frescos, homogéneos o con zonalidad muy débil; su composición oscila alrededor de una oligoclasa cálcica (Ab_{70}), llegando a veces a una andesina sódica (Ab_{65}). Muestran una orientación dimensional moderada, que puede acentuarse en los casos en que el esfuerzo cizallante a que estuvo sometido el complejo en las etapas tardías de su evolución transformó los gneises en milonitas.

Las láminas de biotita, por lo general en buen estado de conservación, son de color castaño, a veces ligeramente verdoso, muy pleocroicas, rectas, con orientación moderada a buena, sobre todo en los esquistos, donde son más abundantes y llegan a configurar texturas de tipo lepidoblástico. La moscovita aparece en cantidad muy subordinada, en láminas aisladas, por lo general de tamaño algo mayor que la biotita y, en algunos casos, con evidencias de crecimiento tardío. El cuarzo, granular, suele estar afectado por cataclasis; los cristales presentan extinción fragmentaria o, lo que es muy frecuente, forman bandas de material granulado y/o recrystalizado.

Los gneises portadores de microclino, comparativamente menos abundantes que los puramente plagioclásicos, son rocas macizas o moderadamente foliadas, de grano mediano a grueso, con textura granoblástica inequigranular. Son comunes las variedades porfiroblásticas, originadas por el crecimiento de cristales de microclino en individuos de mayor tamaño (2 a 3 cm de diámetro). El feldespato potásico presente en estos gneises nunca supera en cantidad a la oligoclasa. El microclino aparece en cris-

tales frescos que incluyen numerosas pertitas filiformes alineadas; el maclado en enrejado se presenta de manera parcial y borrosa; las mirmequitas son notablemente abundantes. Los cristales de tamaño mediano, comparable al de las plagioclasas, muestran formas irregulares; los de mayor tamaño son sub- a euhedrales, tienen hábito tabular y tienden a orientarse paralelamente a la foliación. Los gneises microclínicos también pueden estar afectados por cataclasis, siendo común, en estos casos, que los porfiroblastos de este mineral aparezcan como grandes ojos rosados alojados en una matriz grisácea, milonítica, fuertemente foliada.

El feldespato potásico puede también formar venas y lentes de cuarzo y microclino, alojadas concordantemente en los esquistos, dando origen localmente a rocas de mezcla heterogénea, tales como esquistos bandeados o *lit-par-lit* y migmatitas de tipo arterítico. En cualquiera de las dos formas señaladas -cristales diseminados o venas concordantes- la presencia de microclino en gneises y esquistos demuestra estar vinculada espacialmente con la proximidad de los cuerpos leucograníticos foliados.

Leucogranitos foliados (3)

Los leucogranitos foliados componen cuerpos tabulares o lentiformes, concordantes con la estratificación de los gneises y esquistos y armónicos con la estructura plegada, de la cual ellos mismos forman parte. Su espesor, muy variable de uno a otro individuo, oscila desde láminas de 5 a 10 m de espesor hasta cuerpos de 100 a 200 m de potencia. Aparecen intercalados con bastante regularidad entre los bancos de gneis y esquisto, mostrando bordes bien definidos, con contactos netos o transicionales de tipo rápido, aunque no es raro comprobar, a lo largo de algunos contactos, la introducción de venas o cristales de feldespato potásico en la roca de caja.

El color de estos granitos es rosado pálido, a veces ligeramente grisáceo, limpio y homogéneo por la ausencia o escasez de minerales oscuros. El grano es mediano a fino, con frecuentes variaciones hacia facies de tipo aplítico y aplopegmatítico; la textura es alotriomorfa inequigranular, mostrando una fina foliación producida por el alargamiento y lenticularización de los granos. Estas rocas se fracturan comúnmente en láminas delgadas (milimétricas a centimétricas) paralelas a los contactos con la caja. Las superficies de exfoliación exhiben a menudo una lineación mineral muy evidente.

El principal constituyente de estas rocas es microclino (50-60 %), mineral en general fresco, con maclas borrosas y pertitas numerosas, aunque pequeñas, de tipo filiforme. En menor proporción contienen plagioclasa (10-20%), en granos algo más pequeños, de composición albítica u oligo-albítica. El cuarzo (20-30%) presenta texturas de mortero. Las escasas micas (5%) consisten en moscovita y biotita, esta última en menor cantidad y, en algunos casos, como mineral incorporado de la roca de caja.

Desde el punto de vista estructural, cabe clasificar a estos granitos como ortogneises. Su característica foliación obedece también al proceso de deformación cizallante que afectó al complejo en las etapas tardías de su evolución.

Granodioritas porfiroideas (Granodiorita Tardugno) (4)

Las granodioritas porfiroideas, caracterizadas además por mostrar una fuerte foliación de origen milonítico, constituyen un cuerpo rocoso que Caminos asimiló provisionalmente al Complejo Yaminué. No obstante, por sus rasgos litológicos distintivos y su condición de unidad mapeable, propone distinguirlo con el nombre de Granodiorita Tardugno. Su incorporación al complejo se basa en considerar a este cuerpo como una intrusión tardiocinematológica dentro de la evolución del basamento ígneo-metamórfico, circunstancia a la que puede atribuirse su estructura predominantemente foliada. La edad radimétrica precámbrica proporcionada por estas rocas apoya tal asignación.

Los afloramientos de la Granodiorita Tardugno se sitúan al sur y sudeste de la localidad de Nahuel Niyeu; los asomos más septentrionales aparecen a unos 2 km al sur del puesto de A. Tardugno. Las mejores exposiciones pueden observarse en los márgenes del tramo inferior del arroyo Treneta, poco antes de su confluencia con el arroyo Salado, en el punto denominado La Horqueta.

El contacto con los gneises y esquistos del complejo corre por terrenos situados al norte del Treneta, dentro de una faja altamente cataclástica muy cubierta por regolito. El límite sur con las metamorfitas de grado bajo de la Formación Nahuel Niyeu, esta constituido por el plano de corrimiento de rumbo nordeste-sudoeste que, en la zona estudiada, yuxtapone los dos tipos de basamento cristalino, el de alto y el de bajo grado.

Las zonas del cuerpo menos afectadas por cataclasis presentan rocas macizas, frescas, compactas,

de color gris claro y grano mediano, que alojan megacristales rosados de feldespato potásico, tabulares, de 2 a 3 cm de longitud (algunos llegan a medir hasta 5 cm), diversamente orientados. Contienen además, en forma esporádica, inclusiones oscuras, subangulosas a redondeadas, de límites netos, compuestas por esquistos cuarzo-biotítico-plagioclásicos de textura venosa y/o bandeada. La distribución de los megacristales no es uniforme; en ciertas áreas muestran una alta densidad de individuos, en otros se disponen más espaciadamente y, no pocas veces, configuran franjas de cristales alineados que pueden llegar a resolverse en venas de cuarzo y feldespato.

Los principales componentes de las granodioritas porfiroideas son plagioclasa (oligo-andesina) y feldespato potásico. Este último mineral constituye los megacristales y en menor cantidad que la plagioclasa, puede aparecer también en la matriz; aunque de manera incompleta y borrosa, exhibe las maclas propias del microclino. El mineral ferromagnésico más abundante es biotita castaña; en menor cantidad aparece hornblenda verde. Aun en los ejemplos con menor grado de cataclasis, los granos de cuarzo se encuentran invariablemente triturados.

El cuerpo granodiorítico está cruzado por fajas cataclásticas de intensidad variable, dispuestas según planos de posición vertical hasta subhorizontal. En las zonas de mayor deformación la granulación y recrystalización del cuarzo es total, las láminas de biotita aparecen isorientadas y los megacristales de feldespato rotados y lenticularizados. Así, gran parte del cuerpo de granodiorita porfiroidea consiste realmente en ortogneises miloníticos con estructura de ojos.

Los pasajes entre las zonas de bajo y alto grado de cataclasis son transicionales. En las fajas de muy fuerte cizallamiento, no infrecuentes, la matriz de las milonitas es una masa oscura, esquistosa, afanítica, que envuelve cristaloclastos aislados de feldespato. La foliación de estas rocas llega a presentar localmente micropliegues apretados, acompañados en algunos lugares por clivaje de crenulación.

Sobre ambas márgenes del arroyo Treneta pueden observarse casos en que la foliación milonítica es cortada, de manera tajante, por cuerpos macizos tonalíticos y graníticos pertenecientes al Ciclo Erupitivo Gondwánico. El efecto térmico de estas intrusiones se traduce en la recrystalización de las micas de los ortogneises en agregados finos de biotita con textura decusada.

En otros lugares del complejo pueden reconocerse cuerpos más pequeños de granodioritas folia-

das intercalados entre los gneises y esquistos comunes. Por ejemplo, en las márgenes del arroyo Yaminué, a lo largo del tramo de rumbo este - oeste bordeado por la ruta provincial de Ramos Mexía al Rincón de Treneta.

Se trata de rocas generalmente porfiroideas constituidas por megacristales rosados de feldespato potásico distribuidos irregularmente en una matriz grisácea compuesta por plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda; texturalmente varían entre ejemplos medianamente macizos, en los que aún pueden distinguirse, bajo el microscopio, relictos de texturas de cristalización plutónica, y fajas fuertemente foliadas cuyos contactos con los gneises comunes no son fácilmente trazables. En ciertos lugares las granodioritas contienen inclusiones de esquisto de dos a tres metros de diámetro, dispuestas con orientación diversa o bien formando agrupaciones de individuos tabulares orientados paralelamente.

Mármoles y esquistos anfibólicos (2)

En el borde sudoeste del complejo, entre 10 y 15 km al norte del Rincón de Yaminué, en contacto con gneises de ojos, esquistos y leucogranitos foliados, se hallan bancos de mármol asociados con capas de esquistos anfibólicos. Estas rocas determinan dos afloramientos: el más pequeño está situado poco al sur del puesto de Paineicura y no ha sido registrado en el mapa por sus escasas dimensiones; el mayor, ubicado más al sur, constituye una franja de rumbo noroeste, de unos 10 km de longitud por uno y medio de ancho, cortada por la huella que, desde la ruta a Yaminué, se aparta hacia los puestos de Painelef y Mellao.

Pueden reconocerse dos tipos de mármol; uno de ellos es de grano fino, aspecto sacaroideo y colores blancos o blancos azulados que varían hacia tonos castaños blanquecinos; el otro presenta bandas paralelas de color gris formadas por concentraciones de silicatos cálcicos o ferromagnesianos. En algunos sectores los mármoles muestran esquistosidad bien marcada y plegamientos decimétricos. El cuerpo mayor incluye lentes de leucogranito de hasta un metro de espesor y diques aplopegmatoides a veces granatíferos.

La mineralogía de estas rocas consiste esencialmente de calcita en agregados granoblásticos inequigranulares con evidencias de molimiento cataclástico; contienen además pequeñas cantidades de cuarzo e individuos aislados de brucita y tremolita, así como algunos cristales de, aparentemente, diópsido. Los

análisis químicos indican que se trata de mármoles magnesianos (Sesana, 1974). El estudio sobre las posibilidades económicas de estas rocas realizado por Sesana (1974) presenta determinaciones de la ley media entre carbonatos de calcio y de magnesio y un cálculo aproximado de las reservas (véase Recursos Minerales).

Los esquistos anfibólicos asociados con los mármoles son rocas de color gris verdoso oscuro compuestas por hornblenda verde, abundante, y epidoto en menor cantidad; presentan evidencias de inyección cuarzo-feldespática y de fuerte cizallamiento.

Pegmatitas y aplitas

Las manifestaciones pegmatíticas y aplíticas en el Complejo Yaminué consisten en diques, filones y venas que cortan en forma claramente discordante la estructura foliada de los gneises, esquistos y leucogranitos. Su composición mineralógica es sencilla: feldespato potásico, plagioclasa sódica y cuarzo; raramente se comprueba la presencia de granate.

Los cuerpos de mayor tamaño, tabulares, miden de 200 a 500 m de longitud y 5 a 10 m de potencia. En la zona del puesto de Guzmán, por ejemplo, se destacan cuerpos pegmatíticos de este tipo orientados con rumbo norte-sur, marcando probablemente la posición de un antiguo plano de fractura. Pero los diques de estas dimensiones no son frecuentes en el complejo. Algunos cuerpos, algo más pequeños, adoptan formas globosas o lenticulares con núcleos de cuarzo lechoso.

En campos de la estancia Cabeza de Vaca, al este del puesto 58, son frecuentes los diques aplopegmatíticos de 10 a 50 cm de espesor cortando a los gneises y esquistos. En estos cuerpos pueden observarse zonas de grano fino, de textura aplítica, y partes de grano grueso formadas por grandes cristales tabulares de feldespato potásico; estas últimas, en general, se ubican en los bordes. No es raro comprobar rasgos similares en la estructura interna de otros diques y filones: centros aplíticos y bordes pegmatíticos muy bien diferenciados; en otros casos la simetría no es tan marcada y las relaciones son más irregulares. Hay también diques delgados y filones puramente aplíticos; otros son grano-aplíticos o grano-pegmatíticos.

En mayor proporción aún aparecen los filones, venas y venillas aplopegmatíticas, de 2 a 5 cm de espesor, cruzando gneises y esquistos en diversas direcciones. En general tienen contactos netos y recorridos rectilíneos; en algunos lugares, sin embargo, muestran bordes difusos y cursos divagantes; en

estos casos cierta cantidad de material sálico se difunde fuera de las venas y feldespatiza localmente la roca de caja. Ninguna de estas manifestaciones aplítico-pegmatíticas presenta evidencias de cataclasis.

Hornblenditas y dioritas hornbléndicas cuarcíferas (5)

Los afloramientos de hornblendita observados se reducen a sólo dos asomos muy pequeños situados al este nordeste del puesto de Painecura. El menor de ellos (imposible de representar en esta escala) dista unos 800 m de dicho lugar; el mayor, señalado en el mapa a unos 2,5 km del puesto, consiste en dos cuerpos hornblendíticos de 5 a 6 m de diámetro, de contornos redondeados a ovoidales, alojados en esquistos. Son rocas de grano mediano a grueso, macizas, compuestas por cristales de hornblenda medianamente fresca, plagioclasa cálcica y cuarzo en menor cantidad.

Las dioritas hornbléndicas cuarcíferas han sido reconocidas en un único pequeño cuerpo (tampoco representable en el mapa) ubicado a 1-2 km al norte del puesto de A. Tardugno, sobre la margen izquierda del arroyo Nahuel Niyeu. Son rocas oscuras, de grano mediano, macizas, con textura hipidiomorfa; están compuestas por plagioclasa (50 %) en cristales euhedrales, de hábito tabular, totalmente saussuritizados, hornblenda verde (40-35 %) en individuos sub a euhedrales, medianamente frescos, algo descoloridos, y cuarzo (10-5 %) límpido, cuneiforme, rellenando intersticios. El cuerpo, de forma ligeramente alargada, se encuentra en un ambiente de gneises, esquistos y leucogranitos foliados.

Estas rocas carecen por completo de cataclasis. Se las incluye en el Complejo Yaminué con reservas.

Consideraciones petrogenéticas

La paragénesis mineral de los gneises y esquistos del Complejo Yaminué está dada por la asociación cuarzo-oligoclasa-biotita-moscovita. No se ha comprobado en ningún caso la presencia de minerales tales como granate, sillimanita o cordierita. Tampoco se han observado, dentro de la sucesión gneis-esquisto, diferenciaciones en forma de venas, lentes o bolsones, de composición cuarzo-plagioclásica, interpretables como productos de: a) inyección magmática de procedencia externa, o b) movilizados de naturaleza anatética originados *in situ*. No parece así probable la ocurrencia de un proceso de mezcla

o migmatización, ni por aporte de material calcosódico foráneo, ni por la separación de un neosoma (leucosoma) de composición tonalítica o trondhjémítica originado por la fusión parcial de los gneises. Con mayor probabilidad, los gneises y esquistos plagioclásicos del complejo pueden considerarse productos de la reconstitución metamórfica de sedimentos arenoso-pelíticos, tratándose en tal caso de paragneises cuya composición global no se apartaría substancialmente de la de los sedimentos originales.

El feldepató potásico demuestra en cambio ser un componente de origen foráneo y cristalización neosomática. No hay evidencias de que este mineral se hubiera originado mediante alguna de las conocidas reacciones metamórficas en que la descomposición de cuarzo, biotita y/o moscovita produce feldespato potásico más sillimanita y/o cordierita con desprendimiento de agua. Las evidencias texturales micro y megascópicas indican que los cristales de microclino diseminados en algunos gneises, así como las venas de cuarzo y feldespato potásico alojadas concordantemente en dichas rocas, son materiales de origen foráneo introducidos en la pila metasedimentaria mediante un proceso combinado de inyección y metasomatismo. En tal sentido, los gneises plagioclásicos portadores de microclino pueden considerarse gneises granitizados. Por su parte, los gneises y esquistos penetrados por venas cuarzo-microclínicas paralelas a la foliación, pertenecerían a la categoría textural de las migmatitas de mezcla heterogénea (flebítico-estromatíticas), que para el presente caso corresponderían genéticamente a gneises venosos de naturaleza arterítica.

En líneas anteriores se ha señalado a los cuerpos leucograníticos concordantes como la más probable fuente de proveniencia del feldespato potásico en gneises y esquistos. Estos granitos plantean a su vez otro interrogante, que es el de su propio origen. Es posible que este leucosoma granítico-aplítico-pegmatítico sea el producto de la cristalización de un fundido anatético; queda por resolver si éste se ha originado *in situ* o ha sido inyectado desde otro lugar; en otros términos: si el proceso se ha comportado como un sistema cerrado o abierto. De cualquier forma, la asociación granito-gneis, constituyente esencial del Complejo Yaminué, ofrece un ejemplo destacable de mezcla ígneo-metamórfica en la cual el leucosoma granítico llega a determinar cuerpos individuales de dimensiones mapeables aun en la escala del presente levantamiento.

Al considerar este problema, Caminos (1983) interpretó a los granitos del Complejo Yaminué como

cuerpos sincinemáticos intruidos durante un episodio de deformación plegante, atribuyó su estructura foliada al efecto de esfuerzos cizallantes ocurridos durante la consolidación, y vinculó su emplazamiento con un proceso de migmatización del cual ellos mismos, distribuidos en grandes cuerpos tabulares intercalados concordantemente en los gneises y esquistos, constituyen, dentro del complejo, las manifestaciones de leucosoma dimensionalmente más importantes. Considerada de esta manera, la asociación granito-gneis del Complejo Yaminué aparece en el mapa geológico bajo la forma de una megamigmatita de tipo arterítico.

Estudios posteriores han agregado más datos y conclusiones acerca de las historias tectónica y metamórfica del complejo, estrechamente relacionadas una con otra (Chernicoff, 1994; Caminos *et al.*, 1994; Chernicoff y Caminos, 1996 a,b). Según estas investigaciones, el metamorfismo regional se produjo en la etapa temprana de un episodio de deformación denominado fase tectónica D1. En dicha etapa temprana de la fase D1 se produjo el plegamiento apretado a isoclinal, volcado a recumbente, de la secuencia sedimentaria, la reconstitución metamórfica que originó los gneises, esquistos y metamorfitas asociadas, el emplazamiento sincinemático de los leucogranitos, con la consecuente migmatización y la formación de la más antigua superficie de foliación (S1), de la cual sólo quedan relictos.

De acuerdo con la paragénesis mineral observada, el análisis de los diferentes órdenes de estructuras, y la aplicación de las relaciones propuestas por Gapais (1989) entre patrones estructurales e historia térmica de los granitos sincinemáticos, asumiendo además la existencia de un mínimo contraste térmico entre los granitos y la roca huésped, se estimó que durante esta etapa temprana el proceso se desarrolló dentro de un rango de temperaturas ubicado entre los 700° y 500° C, correspondiente a las condiciones propias de las facies metamórficas de anfíbolita epidótica a anfíbolita.

La etapa tardía de esta misma fase tuvo lugar a temperaturas menores de 500° C, bajo condiciones equiparables a las de la facies de esquistos verdes. El esfuerzo tectónico prosiguió actuando, aunque bajo un régimen de mayor fragilidad y de creciente cizallamiento; durante esta etapa se originaron las milonitas y la superficie S2, que actualmente constituye el plano de foliación dominante en el complejo. Los cuerpos de granodiorita porfiroidea, emplazados en esta etapa, pertenecen a la categoría de las intrusiones tardiocinemáticas. La deformación culminó con

la estructuración de corrimientos y cobijaduras.

El siguiente episodio de deformación, denominado fase tectónica D2, produjo el plegamiento, suave y abierto, de las superficies S2 y de los planos de corrimiento originados en la etapa tardía de la fase anterior. Durante esta fase no ocurrieron episodios metamórficos ni se produjeron nuevas superficies de foliación. Alcanzado un estado de rigidez general, la historia del Complejo finalizó con la intrusión de los diques, filones y venas aplo-pegmatíticas, cuerpos claramente postcinemáticos, emplazados a lo largo de fracturas.

El cuadro 1 presenta una síntesis de la evolución tectónica y metamórfica del Complejo Yaminué. Más adelante (véase Estructura) se darán mayores datos sobre sus rasgos estructurales.

Edad y correlaciones

Aceptando la opinión de Stappenbeck (1913), Wichmann (1919 a y b) se inclinó a ubicar las metamorfitas del Macizo Nordpatagónico en el Paleozoico inferior, aunque propuso (1931) edades relativas diferentes para las rocas de bajo y de alto grado, considerando más antiguas a estas últimas. Feruglio (1949) atribuyó edad precámbrica a los gneises y esquistos, y no creyó improbable que las rocas de grado menor fueran también de esta edad. En el sector oriental del Macizo, algunos autores propusieron para el basamento metamórfico una antigüedad precámbrica (Braccacini, 1960; de Alba, 1964; Ramos, 1975), otros lo hicieron con reservas (Stipanovic y Methol, 1972) o bien, ante la falta de argumentos más precisos, plantearon una antigüedad precámbrica y/o paleozoica inferior (Núñez *et al.*, 1975; Caminos, 1983). Las evidencias estratigráficas, basadas únicamente en su relación de infrayacencia con respecto a las sedimentitas de la Formación Sierra Grande, sólo permiten afirmar que estos terrenos son de edad pre-silúrica.

Los análisis isotópicos citados por Caminos y Llambías (1984) para gneises y esquistos del área entre Yaminué y Pailemán muestran una variación de edades radiométricas que oscila entre 419 y 91 Ma. Parece evidente que los resultados obtenidos hasta esa fecha en el sector oriental reflejan, más que la edad real de esas rocas, los efectos de eventos térmicos o dinámicos más jóvenes.

Con respecto al Complejo Yaminué se obtuvieron, más recientemente, por el método Rb/Sr, una errorcrona de 620 ±45 Ma y una isocrona (sobre muestras de las granodioritas porfiroideas) de 680 ±27

Cuadro 1. Síntesis de la evolución tectónico - metamórfica del Complejo Yaminué

Fases tectónicas	Deformación megascópica	Deformación meso- microscópica	Facies metamórficas	Petrogénesis
Fase D2	Plegamiento suave y abierto	Clivaje de crenulación localizado		Pegmatitas y apatitas Postcinemáticas
Fase D1	Corrimientos y cobijaduras	Cizallamiento y foliación milonítica (superficie S2)	Esquisto verde < 500°C	Protomilonitas, milonitas y ultramilonitas S-C Granodioritas tardiocinemáticas
	Plegamiento apretado a isoclinal, volcado a recumbente	Plegamiento apretado a isoclinal, foliación penetrativa (superficie S1)	Anfibolita epidótica a anfibolita 500°-700°C	Gneises, esquistos, mármoles, etc Leucogranitos sincinemáticos

Ma (Caminos *et al.*, 1994). Sobre esta base es que en el presente trabajo se ubica a esta unidad en el Proterozoico superior, indicando la conveniencia de ratificar estos resultados con nuevos análisis isotópicos.

En la región oriental del Macizo, la unidad que más se asemeja litológicamente al Complejo Yaminué es el Complejo Mina Gonzalito (Ramos, 1975; *nom. transl.* Giacosa, 1987), situado en el área de Pailmán, unos 80 km al sudeste de Valcheta. Basándose en tales semejanzas Caminos y Llambías (1984) consideraron a estos complejos unidades probablemente correlativas. Pero los diferentes rasgos tectónicos señalados por Giacosa (1994) en el Complejo Mina Gonzalito plantean dudas acerca de la validez de dicha correlación. La edad Rb/Sr del Complejo Mina Gonzalito es de 850 ± 50 Ma (Linares *et al.*, 1990).

En cuanto a la relación del Complejo Yaminué con el basamento de grado bajo, en este caso la Formación Nahuel Niyeu, el contacto no es estratigráficamente normal sino tectónico. La edad isotópica obtenida en la Formación Nahuel Niyeu es de 600 ± 25 Ma (Linares *et al.*, 1990). De las diferencias comprobadas en cuanto a estilo estructural, Chernicoff (1994) y Chernicoff y Caminos (1996 a,b) interpretaron que el Complejo Yaminué podría representar quizás un piso estructural proterozoico más antiguo que la Formación Nahuel Niyeu.

Formación Nahuel Niyeu (6)

Grauvacas, limolitas, lutitas pizarreñas, filitas, hornfels

Antecedentes

La Formación Nahuel Niyeu (Caminos, 1983) representa al basamento metasedimentario de grado bajo a muy bajo que, en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, aflora desde el área de Valcheta hacia el oeste, apareciendo sus mejores afloramientos al sur de la localidad de Nahuel Niyeu.

En la región estudiada las primeras referencias sobre rocas de este tipo se encuentran en los trabajos de Wichmann (1918, 1919a,b), quien registró, al sur de Bajo Rico, la presencia de esquistos verdosos, violetas y pardo rojizos, y de filitas y grauvacas oscuras hasta negras, algo esquistosas; Pastore (en Wichmann, 1919b) describió y clasificó estas rocas como filitas carbonosas y sericíticas, de grano fino, y grauvacas cuarzo-feldespáticas, algo biotíticas, con esquistosidad pronunciada y moscovita de origen metamórfico.

Observaciones más recientes aparecen en los trabajos de Núñez *et al.* (1975), Caminos (1983), Sepúlveda (1983), Caminos y Llambías (1984) y Weber (1983 b). Estudios más específicos se han ocupado de su edad radimétrica (Linares *et al.*, 1990), de sus características petrográficas y geoquímicas (Cagnoni *et al.*, 1993) y de sus rasgos estructurales (Chernicoff, 1994; Chernicoff y Caminos (1996 a y b).

Litología y distribución de los afloramientos

En la definición de Caminos (1983), la localidad tipo de la Formación Nahuel Niyeu comprende la zona de afloramientos situada poco al sur de la población de este nombre, dentro del área cortada por los arroyos Nahuel Niyeu (curso superior), Treneta (curso inferior) y Salado (cursos medio e inferior). Las lomas situadas alrededor del nacimiento del arroyo Nahuel Niyeu, en la confluencia de los arroyos Treneta y Salado (paraje denominado La Horqueta, ubicado poco al norte del puesto de Navarrete), son los lugares más apropiados para el estudio de la litología y estructura de esta unidad. Fuera de esta área, hacia el este y nordeste, los afloramientos son extremadamente pobres.

En dicha localidad la Formación Nahuel Niyeu aparece como una secuencia sedimentaria potente, fuertemente plegada y metamorfizada en grado bajo a muy bajo. Está compuesta por grauvacas, limolitas y lutitas pizarreñas de color gris oscuro con tonos verdosos o parduscos. La estratificación es claramente visible, aunque a menudo aparece cortada por superficies de clivaje muy bien marcadas. El conjunto constituye una sucesión litológicamente monótona que reúne las características de los depósitos inmaduros de tipo flysch.

Los bancos de grauvaca son macizos o ligeramente esquistosos y miden, en general, de uno a dos metros de espesor; pero suele haber bancos de hasta 5 m de potencia y otros cuyo espesor varía entre 5 y 20 centímetros. Algunos presentan formas lenticulares o se acuñan lateralmente. Las capas limopelíticas son por lo general más delgadas; miden entre 5 y 30 cm de espesor, aunque en algunos niveles llegan a formar paquetes de cinco o más metros de potencia. Los mejores ejemplos de estratificación rítmica están dados por la alternancia de bancos arenosos de 40-50 cm de espesor y niveles pelíticos de 10-20 cm de potencia; en algunos casos esta relación se invierte, los bancos arenosos miden 5-10 cm y los pelíticos alrededor de 20 centímetros. En algu-

nos estratos hay evidencias de gradación interna, pero en general los contactos arenisca-pelita suelen ser netos.

La composición de las grauvacas es cuarzosa o cuarzo-feldespática; la textura es blastopsammítica. El porcentaje de granos de cuarzo detrítico alcanza en algunos ejemplares el 80-90 % del total; los de feldespato (plagioclasa sódica) componen comúnmente el 20-30%. Son angulosos a subredondeados y muestran una ligera orientación dimensional, paralela a la foliación de la matriz. Las láminas de mica clástica no son frecuentes. La matriz, abundante, consiste en un fino agregado de cuarzo y laminillas orientadas de sericita y clorita. El grado de metamorfismo regional impreso en estas rocas resulta equiparable a la facies de metagrauvaca.

El estudio realizado por Cagnoni *et al.* (1993) confirma en general lo antedicho respecto a la fracción arena-limo; destaca que la selección es pobre, el redondeamiento bajo y el porcentaje de matriz varía entre el 60 y 80 %; no se observan fragmentos líticos y los componentes accesorios son apatita, turmalina, epidoto, circón y minerales opacos. Entre los granos de cuarzo se distinguen individuos de diferentes orígenes, indicando terrenos de proveniencia formados por volcanitas ácidas y rocas plutónicas y/o metamórficas. Las conclusiones preliminares de este trabajo señalan que el área de aporte más importante habría sido un bloque continental, más precisamente, continental transicional. Por su parte, los datos geoquímicos volcados en diagramas de discriminación sugieren que el ambiente tectónico de depositación pudo haber sido un margen continental activo o un arco de islas continental, más probablemente este último. Por su tendencia geoquímica, las psammitas de estos depósitos resultan clasificables como grauvacas cuarzosas magmatogénicas.

En el área situada al este y sudeste de Nahuel Niyeu, en dirección a desvío Musters y Valcheta, el metamorfismo regional aumenta ligeramente y la estratificación tiende a borrarse. Afloran en estos lugares filitas de grano fino, de color gris verdoso claro, con brillo satinado sobre los planos de foliación. Aunque aún conservan algunos granos de cuarzo de evidente origen detrítico, la recristalización puede considerarse prácticamente total, y las texturas blastopsammíticas han sido reemplazadas por texturas lepidoblásticas. Los principales componentes de estas filitas son cuarzo, moscovita, clorita y albita. En las proximidades de Valcheta se comprueba la aparición de biotita. Las lomas

bajas situadas al oeste y sudoeste de esta localidad muestran buenos ejemplos de filitas de textura lepidoblástica compuestas por laminillas de biotita rectas, enteras, muy bien orientadas, frescas, de color castaño verdoso; la moscovita, no abundante, aparece en laminillas aisladas de tamaño a veces ligeramente mayor que la biotita. La base consiste en un mosaico de granos de cuarzo de contornos rectilíneos, alargados dimensionalmente; entre ellos se ubican, aisladamente, cristales de plagioclasa de igual tamaño; algunos individuos mayores se destacan como pequeños ojos de oligo-albita (An_{10}), a veces frescos y homogéneos, con maclas polisintéticas bien desarrolladas. El mineral accesorio más importante es apatita. No se advierten en estas rocas relictos de origen detrítico. Abunda el cuarzo granoblástico, grueso, distribuido en venas paralelas a la foliación; estas venas contienen, además, pequeños cristales de plagioclasa sódica.

Filitas portadoras de biotita han sido señaladas también al norte y noroeste de Valcheta (Sepúlveda, 1983; Weber, 1983 b). Hacia el este, Núñez (1975) indicó, además de filitas con biotita, la presencia de bancos de anfibolitas actinolíticas muy inyectadas por cuarzo. Se comprueban así, en las áreas mencionadas, paragénesis minerales correspondientes a los términos inferiores de la facies de esquistos verdes del metamorfismo regional.

La Formación Nahuel Niyeu está intruida en varios lugares por plutones neopaleozoicos cuyo efecto térmico ha originado aureolas de metamorfismo de contacto. En el área de La Horqueta, por ejemplo, rodeando al cuerpo granodiorítico de Navarrete, aparecen hornfels biotíticos pardo violáceos, a veces suavemente bandeados, y esquistos biotíticos de grano fino; y en los paquetes pelíticos intercalados en las metagrauvacas es común ver nódulos de cordierita. Estos fenómenos, acompañados a veces por la introducción de venillas de cuarzo y feldespato en la roca de caja, son de orden estrictamente local, apreciables sólo en zonas estrechas adyacentes al borde de los cuerpos ígneos. Relaciones del mismo tipo fueron señaladas por Sepúlveda (1983) al norte de Valcheta, en la zona del stock San Martín.

Edad y correlaciones

La base de la Formación Nahuel Niyeu no está expuesta y su contacto con el basamento de grado alto (Complejo Yaminué) es de origen tectónico. En varios lugares de la Hoja, sedimentitas atribuidas a

la Formación Sierra Grande descansan en discordancia angular sobre las metagrauvas y filitas, indicando una antigüedad mayor que silúrica para estas rocas.

Una datación radimétrica preliminar dio como resultado una edad Rb/Sr de 600 ± 25 Ma (Linares *et al.*, 1990). Sobre estos datos, y con carácter provisional, en este trabajo se asigna la Formación Nahuel Niyeu al Proterozoico superior.

Por semejanzas litológicas, la Formación Nahuel Niyeu es correlacionable con los terrenos metamórficos de grado bajo que, con localidad tipo en la zona de la mina Gonzalito, afloran en el extremo oriental del Macizo Nordpatagónico, desde el área de Pailemán hasta la costa atlántica (Formación El Jagüelito, Ramos, 1975; *nom. transl.* Giacosa, 1987).

La posible edad eopaleozoica de estas rocas ha sido considerada, e incluso aceptada por algunos autores, sobre todo después del hallazgo de fósiles realizado por Braitsch (1965) en las cercanías de Sierra Grande. Sobre esta base, Weber (1983 b) ubicó en el cambro-ordovícico los afloramientos del noroeste de Valcheta. Pese a los intentos efectuados, el hallazgo de Braitsch y la ubicación precisa de las rocas portadoras no pudieron ser confirmados, y en general se mantiene una actitud dubitativa acerca de la real antigüedad del basamento de bajo grado. Es este un problema que deberá ser motivo de futuras investigaciones.

2.2. PALEOZOICO

2.2.1. ORDOVÍCICO SUPERIOR

Formación Punta Sierra (7)

Granitos biotítico-moscovíticos, leucogranitos, granodioritas, dioritas

Antecedentes

Núñez (1975) y Núñez *et al.* (1975) distinguieron, al norte y noroeste de Valcheta, varios pequeños cuerpos granitoideos a los que atribuyeron edad ordovícica superior y asimilaron a la Formación Punta Sierra (Weber, 1983 a,b). Caminos incluyó tentativamente en la misma asociación otros cuerpos graníticos que afloran en dicha área.

Litología y distribución de los afloramientos

Las intrusiones descritas por Núñez *et al.* (1975) al oeste del arroyo Valcheta consisten en

granodioritas de color verde grisáceo, epidotizadas, con piroxenos uralitizados y estructura gráfica. Al oeste de la ruta a Choele-Choel mencionaron además diques de leucogranito y granito violáceo, de grano mediano, con microclino y oligoclasa ácida; otras rocas a las que se atribuyó igual edad aparecen al oeste de la laguna Tres Picos, en pequeños asomos formados por granitos y leucogranitos rosados, de grano mediano a fino, alterados en arcillas y sericita.

Los cuerpos reconocidos por Caminos afloran a unos 15 km al oeste de Valcheta, cortados por la ruta nacional 23. Se trata de varias intrusiones pequeñas y alargadas, orientadas con rumbo al nordeste, constituidas por granitos rosados, biotítico-moscovíticos, de grano mediano a grueso.

Edad y correlaciones

Al nordeste de Sierra Grande, sobre la costa del Atlántico, Weber (1983 a,b) observó una serie de pequeñas intrusiones graníticas a las que denominó Formación Punta Sierra. Estos cuerpos están emplazados en el basamento de bajo grado metamórfico y son cubiertos discordantemente por las sedimentitas de la Formación Sierra Grande. Confirmando la antigüedad pre-silúrica de estas rocas, la datación radimétrica de una muestra del islote Lobos, o isla de los Pájaros, reveló una edad K/Ar de 443 ± 20 Ma (Núñez *et al.*, 1975; Weber, 1983 b; edad corregida). La roca datada es un granito compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita (Weber, 1983 b). Teniendo en cuenta que se trata de cuerpos de distintas composiciones y pertenecientes a diferentes eventos intrusivos, Busteros *et al.* (1998) propusieron denominar al conjunto Complejo Plutónico Punta Sierra.

Los cuerpos reconocidos en las cercanías de Valcheta también están alojados en el basamento de grado bajo, pero no presentan relaciones de contacto con las sedimentitas silúrico-devónicas ni con ninguna otra roca. Por semejanzas petrográficas con el granito datado en el islote Lobos (particularmente la existencia de moscovita, mineral no observado en los granitoides neopaleozoicos de esta zona), Caminos estimó posible que los granitos biotítico-moscovíticos que afloran al oeste de Valcheta sean rocas de antigüedad equiparable. Con respecto a los cuerpos granodioríticos y dioríticos guardó mayores reservas.

2.2.2. SILÚRICO-DEVÓNICO

Formación Sierra Grande (8)

Ortocuarcitas, cuarcitas feldespáticas y arcósicas, cuarcitas conglomerádicas, conglomerados, limopelitas

Antecedentes

La Formación Sierra Grande comprende los depósitos sedimentarios marinos, fosilíferos, de edad silúrica hasta posiblemente devónica inferior, situados en el extremo oriental del Macizo Nordpatagónico. Sus afloramientos, dentro de lo que se considera el área tipo, aparecen dispersos en varios lugares de la costa atlántica próximos a la localidad de Sierra Grande. Por su importancia estratigráfica y económica fueron en esa región motivo de numerosos estudios. Harrington (1962) fue quien primero se refirió a estas rocas bajo el nombre de Formación Sierra Grande, denominación adoptada desde entonces como nombre formal de esta unidad.

Poco al oeste de Valcheta, Sesana (1968) señaló, por primera vez para esta zona, la presencia de sedimentitas silíceas comparables con las de la Formación Sierra Grande. Dicho autor (ver Methol y Sesana, 1972) indicó luego su posible vinculación con los depósitos silúricos de la costa atlántica y les atribuyó, lo mismo que a las metamorfitas de grado bajo que afloran en la misma área, una antigüedad paleozoica inferior. Núñez *et al.* (1975) las consideraron elementos relativamente más jóvenes que el basamento de grado bajo, con el cual habían sido confundidas en algunas oportunidades, y las asimilaron, con reservas, a la Formación Sierra Grande. Bajo esta denominación fueron descriptas más tarde por Weber (1983 b) y Cortés *et al.* (1984).

Litología y distribución de los afloramientos

Dentro de la Hoja Valcheta estas rocas afloran en tres diferentes sectores, que se tratarán en forma separada.

- Afloramientos cercanos al desvío Musters

Al noroeste de Valcheta, en el área próxima al desvío Musters, sobre la ruta nacional 23 y al norte de la misma, fueron reconocidas por primera vez sedimentitas comparables con las de la Formación Sierra Grande. Estas rocas forman lomadas amplias aunque de escasa altura compuestas en su mayor

parte por cuarcitas de color gris claro, con tonos plomizos o verdosos, muy compactas y tenaces; están muy cubiertas por su propio regolito y los contactos con el basamento -constituido allí por filitas y hornfels- son difícilmente observables.

En este sector Sesana (1968) describió ortocuarcitas conglomerádicas y areniscas cuarcíticas formadas por granos de cuarzo bien redondeados (70 a 95 %), microclino, plagioclasa y biotita; en las cuarcitas conglomerádicas los litoclastos (15 %) consisten en rocas graníticas, metacuarcitas, filitas y andesitas; el cemento es sílico-ferruginoso. Una muestra estudiada por Caminos corresponde a una cuarcita feldespática de grano mediano, compuesta por clastos subredondeados a ligeramente angulosos soldados por compactación; la selección es buena, no se observa matriz y, esporádicamente, aparece calcita intersticial como material cementante. El principal componente es cuarzo (70 %), seguido por microclino y plagioclasa; los fragmentos líticos son de filitas pizarreñas, metagrauvacas y agregados de cuarzo con textura de mortero.

Al norte de la ruta nacional 23, Weber (1983 b) también describió afloramientos de cuarcitas conglomerádicas y de ortocuarcitas de tonalidad grisácea rosada, con buena selección, fuertemente compactadas por adosamiento de los clastos y con escasa matriz cuarzosa; contienen escasas laminillas de moscovita y granos subredondeados de pedernal. Un rasgo notable que señala dicha autora es la presencia de bancos guía de cuarzo blanquecino cuyo rumbo e inclinación coincide con la estratificación. La secuencia está plegada y fracturada.

- Afloramientos del arroyo Salado

Cerca de las cabeceras del arroyo Salado, a unos 50 km al sudoeste de Valcheta, dentro de una de las profundas entalladuras que recortan el borde norte de la meseta de Somun Curá, aparecen afloramientos más potentes y mejor expuestos que los descriptos más arriba (Caminos, 1983). Se observan allí bancos de conglomerados y cuarcitas apoyados en neta discordancia angular sobre un basamento compuesto por filitas inyectadas por venas de cuarzo. La superficie de discordancia, repetida por falla, asoma en ambos márgenes del arroyo, poco al sur del puesto de Alonso.

La secuencia comienza con bancos de conglomerados finos y sabulitas constituidos en su mayor parte por rodados de cuarzo, subredondeados, de 2 a 6 mm de diámetro. El resto de la sucesión está formado por cuarcitas de grano mediano, muy com-

pactas aunque frágiles e intensamente diaclasadas; las superficies frescas tienen una coloración clara, gris pálida, blanquecina, con tonos ligeramente rosados o verdosos; los planos de diaclasa muestran pátinas rojizas, amarillentas o negruzcas, dejadas probablemente por soluciones circulantes ricas en sales de hierro y manganeso; este es un fenómeno muy notable, sobre todo en los estratos basales.

Los bancos de cuarcita miden alrededor de un metro de espesor, son macizos y están claramente estratificados. Algunas capas presentan laminación diagonal y, raramente, aparecen intercalaciones delgadas de areniscas finas, algo arcillosas y ligeramente fisiles. La secuencia tiene una potencia de alrededor de 100 m y está plegada y fracturada; abundan las microfallas y los espejos de fricción. En la zona de charnela de algunos pliegues apretados se ha desarrollado un incipiente clivaje de fractura.

- Afloramientos del arroyo Nahuel Niyeu

Estos afloramientos, no descriptos previamente, aparecen en ambas márgenes del arroyo Nahuel Niyeu, 6 km al sur de la localidad de este nombre. Si bien se trata de fajas estrechas, orientadas al nordeste e intercaladas tectónicamente entre las metamorfitas de bajo grado, presentan el corte natural de la Formación Sierra Grande más potente y mejor expuesto dentro de esta Hoja.

Aunque estas rocas se exponen en las dos márgenes del Nahuel Niyeu, no hay correspondencia exacta entre los niveles que asoman en uno y otro lado de la vaguada, pues una falla de rumbo norte sur, con la cual coincide el curso del arroyo, ha producido el desplazamiento relativo de los bancos.

Sobre la margen derecha es posible observar los depósitos basales de la secuencia apoyados discordantemente sobre el basamento metamórfico de grado bajo, cubriendo un paleorelieve labrado en las filitas; son depósitos gruesos, conglomerádico-brechosos, de estructura caótica, compuestos por clastos angulosos de filitas, metagrauvacas y rodados de cuarzo. Hacia arriba, la continuidad de la secuencia se interrumpe varias veces por el efecto de fallas inversas que interponen escamas de basamento.

La margen izquierda exhibe en cambio un corte mucho más continuo, y muestra una sucesión de alrededor de 500 m de espesor conformada por bancos que inclinan fuertemente al norte y noroeste. Esta secuencia puede dividirse en dos secciones de diferente composición y potencia, de acuerdo con el siguiente perfil trazado de sur a norte:

a. Sección inferior (aproximadamente 100 m):

Sin base expuesta, la secuencia comienza con cuarcitas de grano fino, color gris acerado, a veces con tonos plumizos o ligeramente verdosos, muy compactas, con fractura subconcoidea. Petrográficamente corresponden a cuarcitas feldespáticas constituidas por granos de cuarzo (75-80 %), feldespato potásico y plagioclasa (20-25 %) y escasas laminillas de mica y filitas pizarreñas; la selección es buena a moderada, la matriz escasa o ausente y la soldadura por compactación de los clastos.

Los bancos cuarcíticos miden de 5-30 cm a 1 m de potencia y entre ellos se intercalan camadas conglomerádicas de estructura caótica (diamictítica) compuestas por fragmentos angulosos de filitas, de 1 a 6 cm de diámetro; estos cuerpos conglomerádicos miden de 1 m a 1,50 m de espesor, presentan secciones lenticulares o irregulares y sus contactos con las cuarcitas son muy netos.

Continúan cuarcitas de grano mediano a grueso, de color gris claro, a veces ligeramente rosado, con aspecto moteado. Son también cuarcitas feldespáticas, con granos subredondeados a angulosos y selección moderada; hay sectores de grano más fino y en partes la textura resulta microbrechosa.

En este tramo del perfil abundan más aún las capas conglomerádicas, formando cuerpos de hasta 2 m de potencia intercalados cada 5-10 m entre los bancos de cuarcita. Su textura es siempre desordenada y a los clastos angulosos de filitas se agregan rodados de cuarzo y de rocas graníticas.

La parte más alta de esta sección muestra ejemplos de la alternancia cuarcita-conglomerado en sucesiones de tipo granodecreciente, que pasan, en forma gradual, de conglomerados a cuarcitas gruesas, medianas y finas, estas últimas están cubiertas, sin transición, por un nuevo nivel psefítico.

b. Sección superior (aproximadamente 400 m):

Consiste en una sucesión potente y monótona compuesta por cuarcitas y limo-pelitas de colores oscuros, sin intercalaciones conglomerádicas. El pasaje de una o otra sección es rápido.

Las cuarcitas oscuras, de color gris pardusco, forman bancos macizos de 2 a 10 m de espesor, entre los que se intercalan camadas limopelíticas de 5 a 20 cm de potencia e igual coloración. Esta alternancia se produce en forma bastante regular y contribuye a destacar la estratificación. Por su aspecto externo, la secuencia se asemeja a una sucesión rít-

mica grauvaca-pelita de ambiente marino. El estudio petrográfico de la fracción arena demuestra sin embargo que no se trata de vaques sino de psammitas cuarzosas desprovistas de matriz y con un alto contenido de feldespatos y clastos líticos.

Una de las muestras observadas bajo el microscopio es una cuarcita arcósica, de grano mediano, compuesta por cuarzo (50-60 %), feldespatos (30 %) y litoclastos (10-20 %). Los granos de cuarzo son de origen plutónico; entre los de feldespato predomina el microclino, fresco, con maclado nítido y completo y a menudo perítico; en menor cantidad se encuentran los de plagioclasa, fresca y homogénea, con maclado de albita; entre los litoclastos se distinguen filitas pizarreñas, micropegmatitas gráficas y cuarzo policristalino con textura de mortero. La selección es moderada a buena; se trata de un agregado compacto, con fuerte penetración intergranular. Otro ejemplar, texturalmente comparable, compuesto por granos de cuarzo (30-40 %), microclino y plagioclasa (30 %) y litoclastos (20-30 %) puede clasificarse como una psammita arcósico-lítica de grano mediano a fino.

La sección se interrumpe cortada por una falla inversa, que sobrepone a la secuencia sedimentaria una escama de basamento metamórfico.

En lo que se refiere a la proveniencia de estos depósitos, la composición de los mismos indica que las principales áreas de aporte fueron los basamentos metamórficos de grado bajo (Formación Nahuel Niyeu) y alto (Complejo Yaminué), y en el caso de este último, sobre todo los granitos leucocráticos, milonitas y pegmatitas.

Edad

No se han hallado fósiles en estas secuencias. Por sus similitudes litológicas se las asimila a la Formación Sierra Grande, de edad silúrica hasta, posiblemente, devónica inferior.

2.2.3. CARBONÍFERO? - PÉRMICO

COMPLEJO PLUTÓNICO NAVARRETE (9-10)
Granodioritas, tonalitas, granitos porfiroideos.
Pórfidos granodioríticos y tonalíticos; microdioritas y microgranodioritas, lamprófiros

Antecedentes

La mayor parte de los granitoides del Macizo Nordpatagónico oriental han sido descriptos y/o

mapeados con el nombre de Granito Sierra Pailemán (Stipanovic y Methol, 1972; Núñez *et al.*, 1975) y asignados al Paleozoico superior. Entre las localidades de Valcheta y Comicó, las plutonitas y volcanitas pre-cretácicas fueron separadas por Caminos (1983) en dos asociaciones diferentes en composición y edades relativas, a las que denominó Complejo Plutónico Navarrete y Complejo Plutónico-Volcánico Treneta.

El Complejo Plutónico Navarrete, que se describirá en primer término, ha sido considerado en trabajos de síntesis regional (Llambías *et al.*, 1984; Caminos *et al.*, 1988; Llambías y Turner, 1989), así como en estudios petrográficos (Archangelsky, 1982), geoquímicos (Rapela y Caminos, 1987) y geocronológicos (Caminos y Parica, 1985; Pankhurst *et al.*, 1993).

Litología y distribución de los afloramientos

El Complejo Plutónico Navarrete consiste en varios stocks e intrusiones menores cuya composición varía entre tonalítica y granodiorítica; en algunos casos la existencia de megacristales de feldespato potásico determina composiciones globalmente equiparables a las del granito. Completan la asociación numerosos diques de naturaleza granodiorítica, tonalítica y lamprofírica.

Los cuerpos de mayores dimensiones son el plutón Navarrete (denominación derivada del puesto de este nombre), cortado por el arroyo Salado al sur de Nahuel Niyeu, y el plutón Cabeza de Vaca, al oeste del anterior, cortado por el arroyo Yaminué al sur del desvío Falkner; el primero, cuyo afloramiento comprende una superficie de unos 70 km², presenta contactos intrusivos con el basamento metamórfico de grado bajo (Formación Nahuel Niyeu); el segundo, con una superficie aflorante de alrededor de 175 km², intruye al basamento de grado alto (Complejo Yaminué). Ambos están cubiertos parcialmente por volcanitas triásicas cuyos mantos se interponen entre sus respectivos afloramientos, no siendo posible entonces establecer si se trata de intrusiones diferentes o de un único cuerpo; provisionalmente se los considerará plutones independientes.

Algunos cuerpos más pequeños, también expuestos parcialmente y sin conexión aparente con los anteriores, aparecen al norte del Rincón de Treneta, en el Rincón de Yaminué y en las márgenes del curso superior del arroyo Salado, al sur del puesto de Aranda.

Otras intrusiones notables asoman a unos 15 km al oeste de Valcheta, sobre la ruta nacional 23, así

como al norte y al sur de la misma; se trata de varios cuerpos bien definidos, totalmente expuestos, con 15 a 20 km² de superficie aflorante, emplazados en el basamento de grado bajo y rodeados de intrusiones menores. Al norte de Valcheta, próximo al borde oriental de la Hoja, se encuentra el denominado stock San Martín, con una superficie aflorante de 50 km² aproximadamente.

Los plutones que componen esta asociación son cuerpos de contactos netos, discordantes con las estructuras de la roca de caja. En general tienen formas alargadas, orientadas según determinadas direcciones, indicando que se trata de intrusiones post cinemáticas cuyo emplazamiento ha sido claramente controlado, sin embargo, por planos estructurales de orientación muy bien definida.

La estructura interna de los cuerpos es maciza; ocasionalmente pueden mostrar foliación moderada, de origen cataclástico; los afloramientos cortados por los arroyos Yaminué y Treneta, por ejemplo, presentan algunas delgadas fajas miloníticas. No se desarrollan facies marginales de grano fino o textura porfírica sino excepcionalmente; tampoco se aprecian fenómenos de mezcla o migmatización a lo largo de los contactos; los efectos sobre las rocas de caja se reducen a la formación de hornfels y esquistos nodulosos.

Las variaciones en textura y/o composición, de carácter gradual, observadas de un cuerpo a otro y aún dentro de un mismo cuerpo, permiten distinguir las siguientes facies litológicas:

- Facies tonalítica

Está constituida por tonalitas hornblendífero-biotíticas de grano mediano y color gris, macizas, equigranulares, compactas. La textura es granosa hipidiomorfa, compuesta por cristales subhedrales de andesina ligeramente zonal (55-65%), feldespato potásico rellenando intersticios (5 %) o ausente, cuarzo anhedral (20-25 %) y minerales máficos (10-20 %), con predominio de hornblenda fresca sobre biotita, reemplazada a veces por clorita u óxidos de hierro; los principales minerales accesorios son apatita y titanita. Estas rocas están cruzadas a menudo por venas aplíticas rosadas, de 3 a 5 cm de espesor, rectilíneas, que a veces se resuelven en cuerpos aplopegmatóides de varios metros de potencia. Contienen inclusiones oscuras, elipsoidales, de 5 a 30 cm de diámetro, de grano fino y composición diorítica.

Rocas de este tipo pueden reconocerse en distintos lugares del plutón Navarrete, así como en la

parte austral del plutón Cabeza de Vaca (sobre ambos márgenes del arroyo Yaminué) y en la margen izquierda del arroyo Salado, frente al puesto de O. Chico. El mayor de los plutones cortado por la ruta nacional 23, al oeste de Valcheta, también demuestra composición tonalítica.

- Facies granodiorítica

Esta facies está representada por granodioritas de grano mediano a grueso, macizas, de color gris rosado claro, compuestas por cristales subhedrales de plagioclasa débilmente zonal (35-45 %), con núcleos de andesina envueltos por albita, granos anhedral de microclino pertítico con inclusiones poiquilíticas (25-35 %), cuarzo anhedral (15-20%) y minerales máficos (5-10 %), predominando la biotita sobre la hornblenda, que en algunos casos puede estar ausente. Los pasajes de estas rocas a las tonalitas suelen ser transicionales. Por aumento en la cantidad de feldespato pueden darse ejemplos de composición adamellítica. Como en las tonalitas, aquí también se encuentran venas aplopegmatíticas; las inclusiones oscuras son, en cambio, menos frecuentes.

Las granodioritas de este tipo constituyen, probablemente, la facies litológica dominante en el Complejo Plutónico Navarrete. Componen gran parte de los cuerpos de Cabeza de Vaca y Navarrete, particularmente la parte central de estos plutones; se la puede observar asimismo en los afloramientos cortados por el arroyo Salado, al norte del puesto de O. Chico.

- Facies granítica porfiroidea

Está caracterizada por megacristales tabulares de microclino pertítico, de 3 a 5 cm de longitud (algunos individuos llegan a medir hasta 7 cm), diseminados en una matriz granodiorítica o tonalítica de grano mediano. Aparecen en cantidad muy variable; en los ejemplos más típicos se agrupan con una densidad de 10 a 20 individuos por metro cuadrado; en otros lugares aparecen en concentraciones más densas formando franjas de contornos imprecisos, o bolsones en los que los megacristales se agrupan apretadamente, asociados con cristales de cuarzo y turmalina.

Los megacristales de feldespato potásico demuestran ser minerales cristalizados en una etapa tardía de la consolidación de las granodioritas y tonalitas. Su origen podría atribuirse a un enriquecimiento final en soluciones ricas en potasio y elemen-

tos volátiles que permitieron, en condiciones de baja temperatura, la cristalización de individuos de microclino de gran tamaño que crecieron lentamente, englobando y/o reemplazando a menudo a los minerales preexistentes. La textura poiquilítica no es rara en los megacristales; con frecuencia incluyen granos de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda; en otros casos se amoldan a los contornos de las plagioclasas, llegando a veces a reemplazar en forma parcial, y aún total, a este mineral. Esta feldespaticización potásica tardía, de características autometasomáticas, demuestra ser un fenómeno de localización interna (intraplutónica); no se ha observado que sus efectos se propaguen hacia la roca de caja, ni aún en los casos de agrupación de megacristales en las zonas marginales de los cuerpos.

Aunque no en forma continua, sino en sectores aislados unos de otros, las facies porfiroideas muestran una distribución muy amplia. Se las encuentra, por ejemplo, en el plutón Cabeza de Vaca, particularmente en las inmediaciones del casco de la estancia de este nombre, o en la zona del molino 6 del mismo establecimiento, sobre la margen izquierda del arroyo Yaminué; aparecen asimismo, muy bien representadas, al norte del Rincón de Treneta, en los afloramientos próximos al puesto de Robaina, y cerca de las cabeceras del arroyo Salado, poco al sur del puesto de Aranda. No son frecuentes en el plutón Navarrete, pero se las ha observado en varios de los cuerpos que afloran al sudoeste de Valcheta. Aparecen también en la parte occidental del plutón San Martín.

- Facies de pórfido granítico

Consiste en rocas leucocráticas compuestas por fenocristales anhedrales de cuarzo y plagioclasa, con evidencias de cristalización temprana (textura porfirica), alojados en una matriz equigranular que contiene además, en ciertos casos, megacristales de feldespato potásico crecidos tardíamente (textura porfiroidea), que pueden englobar o reemplazar a los anteriores. Se trataría de una facies de borde, sometida a una etapa temprana de enfriamiento rápido y afectada, posteriormente, por el fenómeno de feldespaticización observado en otras partes del cuerpo. Son rocas de color rosado, muy compactas, cortadas, en algunos lugares, por superficies de diaclasamiento columnar.

Dentro del Complejo Plutónico Navarrete esta facies tiene carácter de excepción; se la observó únicamente en la margen izquierda del arroyo Sala-

do, poco al sur del puesto de Alonso, no lejos del borde austral de la Hoja.

- Facies filoniana

Está conformada por diques porfíricos de composición tonalítica y granodiorítica, diques microgranosos dioríticos y granodioríticos y, menos frecuentemente, diques espessartíticos. Son rocas de color gris oscuro o, en el caso de los pórfidos, gris rosado a gris azulado; estos últimos suelen presentar bordes de enfriamiento de color negruzco y aspecto vítreo. Representan el producto más tardío de la secuencia plutónica, cortan netamente a los cuerpos mayores y su emplazamiento ha sido controlado por el mismo sistema de fracturas.

Son comunes en las partes centrales de los plutones Cabeza de Vaca y Navarrete; ocasionalmente se los encuentra emplazados en las metamorfitas de bajo grado al este de este último.

Rasgos geoquímicos

El Complejo Plutónico Navarrete muestra una evolución típicamente calcoalcalina, con pasajes de composiciones metaluminosas a peraluminosas y porcentajes de sílice que varían de 60,58 % a 71,33 % (Rapela y Caminos, 1987). En forma preliminar, el ambiente tectónico de la asociación puede considerarse propio de un arco volcánico.

Edad y correlaciones

Las primeras ideas acerca de la edad neopaleozoica de los granitoides del norte de Río Negro -en contraposición con una posible antigüedad precámbrica sustentada por otros autores- fueron emitidas por Wichmann (1918, 1924, 1927 b), quien los atribuyó al ciclo Hercínico, y más tarde por Groeber y Stipanovic (1953), quienes consideraron, además, la probable conexión de estas rocas con los ambientes de la Cordillera Frontal y el Bloque de San Rafael. En investigaciones posteriores (Stipanovic, 1967; Stipanovic *et al.*, 1968; Stipanovic y Methol, 1972) se presentaron mayores evidencias -principalmente de orden radiométrico- que señalaron para estas rocas edades predominantemente pérmicas y, en menor proporción, carboníferas.

En el área que aquí se considera, los cuerpos del Complejo Plutónico Navarrete tienen como roca de caja, en todos los casos, al basamento metamórfico pre-silúrico. Ninguno de ellos muestra relaciones de contacto con las sedimentitas silúrico-devónicas de

la Formación Sierra Grande. A unos 25 km al su-
doeste de Nahuel Niyeu, sobre la margen izquierda
del arroyo Treneta, frente al puesto de Curayán, se
comprueba que las volcanitas de la asociación vol-
cánica triásica descansan sobre una superficie de
erosión labrada en las granodioritas.

Una primera serie de dataciones por el método
K/Ar (Caminos, 1983) proporcionó edades radimé-
tricas pérmicas y pérmico-triásicas: 290 ± 15 Ma, 280 ± 10
Ma y 233 ± 10 Ma y, triásico-jurásicas: 210 ± 10 Ma y
 183 ± 10 Ma. A éstas pueden agregarse la presentada
por Weber (1983 b) de un granitoide del noroeste de
Valcheta: 243 ± 10 Ma; una datación por el mismo
método de un granito del plutón San Martín: 230 ± 10
Ma (Linares y Latorre, en Stipanovic y Linares, 1975),
y una isocrona Rb/Sr de un granito aflorante al oeste
de Valcheta: 335 ± 16 Ma (Halpern *et al.*, 1970), que
es una de las escasas muestras de edad carbonífera
datadas hasta esa fecha.

Posteriormente se obtuvieron isocronas Rb/Sr
en el plutón Navarrete (332 ± 15 Ma), y en el Granito
Flores (320 ± 20 Ma), cuerpo perteneciente al Com-
plejo Plutónico-Volcánico Treneta (Caminos y Pari-
ca, 1985); así como en la Granodiorita Prieto (332 ± 6
Ma) y en el Granito Calvo (317 ± 4 Ma), unidades
integrantes de los Complejos La Esperanza y Dos
Lomas, ubicados al norte de Los Menucos (Llam-
bías y Rapela, 1985). Estas similitudes radimétricas,
además de notables semejanzas de orden composi-
cional y evolutivo, llevaron a considerar a los com-
plejos plutónicos y plutónico-volcánicos de ambas
áreas, asociaciones estratigráficamente correlativas
(Rapela y Caminos, 1987; Caminos *et al.*, 1988).

Sin embargo, nuevas dataciones Rb/Sr en el área
de La Esperanza arrojaron edades pérmicas, obli-
gando a reconsiderar el significado de las determi-
naciones anteriores y la mencionada correlación re-
gional (Pankhurst *et al.*, 1992). A su vez, en el área
de Nahuel Niyeu los plutones granodioríticos del
Complejo Navarrete proporcionaron isocronas Rb/
Sr de 185 ± 19 Ma, y el Granito Flores de 188 ± 3 Ma
(Pankhurst *et al.*, 1993).

Las relaciones de campo de las granodioritas (in-
frayacentes a las volcanitas triásicas) hacen difícil-
mente aceptable dicho valor como representativo de
la edad real de estos cuerpos, pudiendo atribuirse
este resultado a la posible influencia de otros facto-
res (véase en Pankhurst *et al.*, 1993, la discusión de
este problema). La edad eojurásica del Granito Flo-
res resulta en cambio coherente con su relación de
intrusividad respecto a las granodioritas y a las vol-
canitas triásicas.

En conclusión, se adjudica al Complejo Plutóni-
co Navarrete una edad pre-triásica, probablemente
pérmica, dejando abierta la posibilidad de que algu-
nos cuerpos puedan alcanzar una antigüedad carbo-
nífera.

2.3. MESOZOICO

2.3.1. TRIÁSICO - JURÁSICO INFERIOR

COMPLEJO PLUTÓNICO-VOLCÁNICO TRENETA (11-14)

*Ignimbritas y tobas riolíticas, ignimbritas dacíti-
cas, andesitas. Leucogranitos y granitos biotíti-
cos, pórfidos graníticos, pórfidos riolíticos*

Antecedentes

Las rocas ígneas, mayormente efusivas, que se
describen a continuación, fueron tratadas original-
mente como pórfidos cuarcíferos y tobas de edad
triásica (Wichmann, 1927 b); más tarde, fueron in-
cluidas dentro de la denominada Serie Porfirica de
la Patagonia Extraandina y asignadas al Jurásico
(Feruglio, 1949). El hallazgo de flora de *Dicroidium*
en los alrededores de Los Menucos (Zeballos, en
Stipanovic, 1967; Stipanovic *et al.*, 1968; Stipanovic y
Methol, 1972) permitió ubicar esta parte de la se-
cuencia en el Triásico, distinguiéndola de las volca-
nitas de igual composición que afloran desde el área
de Valcheta hacia el este y cuya antigüedad puede
referirse al Jurásico (Complejo Volcánico Marifil).

En la presente Hoja, las rocas que con mayor
probabilidad pueden asignarse al Triásico (por su
relación de continuidad con la secuencia fosilífera
de Los Menucos) afloran en el sector occidental,
donde fueron descritas por Caminos (1983) bajo el
nombre de Complejo Plutónico-Volcánico Treneta,
dado que en esta asociación eruptiva participan tam-
bién elementos plutónicos.

Varios estudios se han referido al contexto re-
gional de estas rocas (Llambías *et al.*, 1984; Cami-
nos *et al.*, 1988; Llambías y Turner, 1989) y a sus
rasgos petrográficos (Zupelli, 1977; Archangelsky,
1982), geoquímicos (Rapela y Caminos, 1987) y ra-
dimétricos (Caminos y Parica, 1985; Pankhurst *et al.*,
1993).

Litología y distribución de los afloramientos

El Complejo Plutónico-Volcánico Treneta está
compuesto por rocas extrusivas de origen lávico, ig-

nimbrítico y piroclástico, intruidas por diques y cuerpos graníticos de emplazamiento epizonal. Los mantos efusivos descansan en posición subhorizontal o levemente inclinada sobre una antigua superficie de erosión labrada en terrenos metamórficos y graníticos. Los principales tipos litológicos que integran esta asociación son los siguientes:

- Facies volcánica (Volcanitas Treneta)

Andesitas (11)

Estas rocas, las únicas extrusivas de origen puramente lávico que componen el complejo, tienden a ser, en la región estudiada, los elementos más antiguos de la secuencia. Descansan directamente sobre el basamento o se intercalan entre los bancos de tobas o ignimbritas en los niveles inferiores de la serie efusiva.

Se trata comúnmente de andesitas de color gris con tonos azulados o violados, a veces rosados, verdosos o parduscos. La textura es porfírica, con fenocristales generalmente pequeños, y no abundantes, de plagioclasa, hornblenda parda, piroxeno y, ocasionalmente, biotita. No son raras las texturas vesiculares y amigdaloides. Con estas rocas suelen asociarse basandesitas negro azuladas y traquiandesitas de color gris rosado. Aunque por lo general macizas, en algunos casos presentan estructura fluidal y fractura lajosa. Son rocas muy alteradas químicamente, afectadas a veces por un avanzado grado de propilitización. Croce (1956, pág. 181) destacó la importancia de este fenómeno y señaló evidencias de mineralización de cobre y plomo en estas rocas, a las que denomina porfiritas amigdaloides.

En comparación con los otros componentes del complejo, la participación de andesitas y rocas afines es relativamente escasa. El espesor de los bancos no supera los 20 metros. La mayor exposición se halla entre desvío Falkner y Ramos Mexía, poco al sur de la ruta nacional 23; las andesitas descansan allí sobre el basamento cristalino (Complejo Yaminué) y son cubiertas parcialmente por retazos aislados de ignimbritas riolíticas. Otros asomos aparecen en las márgenes del arroyo Comicó, a unos 30 km al sur de Ramos Mexía. Croce (1956) indicó pequeños afloramientos en la zona de Yaminué. Fuera ya de la Hoja, hacia el oeste y sudoeste, se las encuentra al poniente de Comicó, en los alrededores de laguna Seca y en Mina Cruz del Sur, intercaladas entre bancos de ignimbritas dacíticas y riolíticas.

Ignimbritas dacíticas (12)

Las ignimbritas dacíticas son rocas de color pardo a gris oscuro, macizas, muy compactas, con gran densidad de fenoclastos y escasa matriz. Componen mantos gruesos y extensos que alternan con tobas de colores claros e ignimbritas riolíticas rosadas. Presentan textura porfiroclástica, a veces brechosa; entre los fenoclastos, que constituyen hasta el 70 % del total de cristales, se reconocen individuos de andesina (65-70 %), cuarzo (10-20 %), biotita castaño rojiza y hornblenda verde (10-15 %); los de feldespatos potásicos son escasos; hay también litoclastos de andesita. La matriz, pseudofluidal, desvitrificada, contiene *fiames* aisladas. Algunos ejemplos muestran composición riolítica y colores parduscos rojizos.

Entre las rocas del complejo, las ignimbritas dacíticas son las de más amplia distribución dentro de la Hoja. Se encuentran en ambos márgenes de los arroyos Treneta y Comicó, así como en el sector noroccidental, al norte y noroeste de Ramos Mexía. Hacia el oeste, fuera de los límites de la Hoja, afloran aun más extensamente, cubriendo grandes áreas en las zonas de Sierra Colorada y estancia El Chacay, continuando desde allí en dirección a Los Menucos.

Sobre el margen izquierdo del arroyo Treneta, frente al puesto de Curayán y la confluencia del arroyo Curaú, las ignimbritas dacíticas descansan sobre granodioritas del Complejo Plutónico Navarrete. A unos 5 km al sur de dicho lugar son intruidas por uno de los cuerpos plutónicos del Granito Flores.

Tobas e ignimbritas riolíticas (13)

Las tobas riolíticas son poco frecuentes en la asociación. Sus manifestaciones se reducen a aislados bancos tobáceos de colores claros depositados sobre las coladas andesíticas o intercalados entre los mantos de ignimbritas dacíticas o riolíticas.

Se trata de tobas arenosas, de grano grueso a fino, asociadas con tobas cineríticas blanquecinas, con tonos rosados, amarillentos o grisáceos claros. Están bien estratificadas y son por lo general muy lajosas. La composición de las tobas cineríticas es riolítica. Contienen fenoclastos pequeños y aislados de sanidina y cuarzo y, en menor cantidad, de oligoclasa, biotita y fragmentos líticos. La matriz es vitroclástica con diferentes grados de desvitrificación. Son frecuentes los fenómenos de opalización.

Las ignimbritas riolíticas son casi tan abundantes como las dacíticas. Constituyen bancos clara-

mente diferenciables de las anteriores por su coloración y textura. Son rocas de color rosado a rojizo pálido, algo amarillentas, a veces brechosas y finamente bandeadas, con tendencia a partirse en lascas delgadas paralelas a la estratificación. Los fenoclastos son pequeños y la matriz abundante; entre los primeros se cuentan cristales de sanidina, cuarzo hialino, oligoclasa y escasa biotita castaño rojiza; algunos niveles contienen numerosos litoclastos de volcanitas ácidas y básicas. La matriz es vitroclástica, pseudofluidal, desvitrificada, rica en fragmentos pumicíticos aglutinados y en *fiammes* orientadas. Algunos bancos presentan estructuras eutaxíticas.

Hay variedades no lajosas sino macizas y con alta densidad de fenoclastos, pero estas rocas no son frecuentes dentro de la Hoja; se las encuentra con más abundancia poco al oeste del límite occidental, particularmente en el área de Sierra Colorada, donde, apoyadas sobre los bancos de ignimbritas dacíticas -que constituyen las partes más bajas del relieve- determinan los cerros más prominentes de ese sector.

Dentro de la Hoja, los principales afloramientos de ignimbritas riolíticas están en los valles de los arroyos Yaminué y Treneta; hacia el oeste componen afloramientos más extensos, como los que se hallan en las áreas de la mina Cruz del Sur y estancia El Chacay.

El espesor total de la secuencia efusiva es difícil de calcular debido a la poca inclinación de los mantos y al escaso relieve disponible. Podría estimarse una potencia de 100 a 150 m a lo sumo, que aumentaría hacia el oeste a medida que el basamento se hunde en esa dirección. Pero el espesor original, previo a la erosión pre-cretácica, debió ser considerablemente mayor, dado que la pila extrusiva se comportó como roca de caja para el emplazamiento de los granitoides subsiguientes.

- Facies plutónica

Granito Flores (14)

La unidad denominada Granito Flores consiste en un conjunto de cuerpos intrusivos compuestos por granitos leucocráticos de color rosado, de grano mediano a grueso, y granitos aplíticos, de igual color, asociados con numerosos diques de pórfido granítico y pórfido riolítico.

El cuerpo granítico de mayores dimensiones es un plutón de forma alargada en sentido norte sur, de unos 20 km de longitud por 3 a 5 km de ancho, cuyo

afloramiento es cortado por el curso medio del arroyo Treneta a la altura del puesto de Flores, lugar situado a unos 20 km al sudoeste de Nahuel Niyeu. Intruye a metamorfitas del basamento cristalino y a granodioritas del plutón Navarrete.

Es una intrusión de límites bien definidos y contactos muy netos. La composición del cuerpo es muy homogénea, pero presenta notables diferencias de orden granulométrico que permiten distinguir dentro del plutón dos distintos aspectos texturales: a) Facies de grano mediano a grueso, formada por granitos constituidos por cristales de ortosa anhedral, muy perítica (30-60 %), oligoclasa-albita (25-10%), cuarzo con tendencia a desarrollar cristales de mayor tamaño (20-60 %) y biotita castaño verdosa a rojiza en pequeña cantidad, y b) Facies de grano fino, formada por granitos aplíticos equi- o inequigranulares, a veces porfíricos por el mayor tamaño de algunos cristales de cuarzo y/o feldespato. Los pasajes de una a otra facies son transicionales. En el interior del cuerpo abundan las diferenciaciones aplopegmatoides, de formas lenticulares y contactos difusos. Las texturas miarolíticas son frecuentes en ambas facies.

Este plutón emite apófisis y está escoltado hacia el oeste por varios cuerpos menores, sateliticos, orientados con el mismo rumbo. En estas intrusiones predomina la facies de grano fino, particularmente granítico-aplítica y a menudo ligeramente porfírica. El mayor de estos pequeños plutones está emplazado en las ignimbritas dacíticas de la secuencia volcánica.

Otros cuerpos graníticos que por su composición y textura pueden asimilarse a la misma asociación aparecen cerca del límite occidental de la Hoja. Uno de ellos, al sur de Ramos Mexía, es cortado por el curso inferior del arroyo Comicó e intruye a ignimbritas riolíticas. Otros afloran al norte y noroeste de Ramos Mexía, dentro del ambiente de las ignimbritas dacíticas; el más pequeño asoma poco al sur de la Loma de la Guanaca; el mayor, al oeste de la estancia San Blas, con afloramientos mucho más extensos, sale de los límites de la Hoja en dirección a Sierra Colorada.

- Facies hipabisal

Los numerosos diques que, como manifestaciones tardías, completan el ciclo eruptivo, están compuestos por pórfidos graníticos y riolíticos, presentándose a menudo facies de transición entre los dos tipos señalados. Se los encuentra alojados en el ba-

samento metamórfico, en los plutones pérmicos y, sobre todo, en los mantos de ignimbritas dacíticas y riolíticas que marginan los arroyos Treneta y Comicó. El mayor exponente de esta facies ácida hipabisal es el cerro Tapiluke, cuerpo de pórfido riolítico, de formas globosas, intruido en tobas e ignimbritas riolíticas de la margen derecha del arroyo Comicó, a unos 45 km al sur de Ramos Mexía.

Tanto los plutones graníticos como los diques asociados demuestran haberse introducido siguiendo líneas tectónicas bien definidas, las mismas que, en una etapa anterior, controlaron el emplazamiento de los cuerpos del Complejo Plutónico Navarrete. Son todas rocas macizas, desprovistas casi por completo de cataclasis.

Rasgos geoquímicos

Dentro de un curso evolutivo de características calcoalcalinas, las unidades integrantes del Complejo Plutónico-Volcánico Treneta muestran -como las del Complejo Plutónico Navarrete- pasajes de composiciones metaluminosas a peraluminosas; se observa sin embargo, en el Granito Flores, una ligera tendencia a composiciones levemente peralcalinas. Los contenidos de sílice varían de 62,02 % a 76, 95 %, siendo las ignimbritas riolíticas y el Granito Flores unidades correspondientes al tipo de alta sílice (Rapela y Caminos, 1987).

En lo que respecta al ambiente tectónico, la mayoría de las rocas analizadas se ubican, en el diagrama de discriminación de Pearce *et al.* (1984), dentro del campo correspondiente a arco volcánico, excepto algunas muestras del Granito Flores y de volcanitas de alta sílice que pasan al campo sincolisional (Rapela y Caminos, 1987).

Edad y correlaciones

Al oeste del área mapeada, el Grupo Los Menucos (Stipanovic, 1967; *nom. transl.*, Labudía *et al.*, 1995) es portador de floras triásicas (Artabe, 1985 a y b) y descansa -como las Volcanitas Treneta- sobre un basamento constituido por granodioritas pérmicas (Labudía *et al.*, 1995). Caminos consideró muy probable la continuidad física y estratigráfica entre el Grupo Los Menucos y las Volcanitas Treneta, por lo cual se inclinó a asignar a estas últimas una antigüedad total o parcialmente equivalente.

Una serie de análisis radimétricos de volcanitas ubicadas dentro de esta Hoja o fuera de ella, aunque muy próximas a su límite occidental (Sierra Colora-

da, sierra de la Laguna Seca, mina Cruz del Sur), proporcionaron edades K/Ar que varían entre 290±10 Ma y 172±10 Ma (Caminos, 1983). Sin evidencias estratigráficas, estos resultados a lo sumo sugieren que la actividad efusiva pudo haberse extendido desde el Pérmico más temprano hasta el Jurásico inferior inclusive. Muestras del Granito Flores y del pórfido riolítico del cerro Tapiluke señalaron 200±10 Ma y 204±10 Ma respectivamente, indicando edades eojurásicas para estos eventos intrusivos.

Poco más tarde, las isocronas Rb/Sr de 332±15 Ma y 320±20 Ma obtenidas en la Granodiorita Navarrete y el Granito Flores llevaron a situar la antigüedad de ambos complejos (Navarrete y Treneta) en el Carbonífero y a proponer su correlación con los Complejos La Esperanza y Dos Lomas (Caminos y Parica, 1985; Rapela y Caminos, 1987; Caminos *et al.*, 1988). Nuevas isocronas Rb/Sr (Pankhurst *et al.*, 1992; Pankhurst *et al.*, 1993) obligaron a reconsiderar la ubicación cronológica de ambas asociaciones eruptivas, tal como se ha indicado en párrafos anteriores al tratar la edad del Complejo Plutónico Volcánico Navarrete.

En conclusión, Caminos, de acuerdo con las evidencias estratigráficas y paleontológicas disponibles, se inclinó a asignar antigüedad mayormente triásica a las Volcanitas Treneta. No es descartable la posibilidad de que los niveles inferiores de la secuencia se situaran en el Pérmico, según sugieren algunas de las edades K/Ar mencionadas. Pero esto debería confirmarse con nuevas determinaciones radimétricas.

Con respecto al Granito Flores y a los cuerpos riolíticos asociados, su relación de intrusividad con las Volcanitas Treneta y la edad Rb/Sr de 188±3 Ma obtenida últimamente (Pankhurst *et al.*, 1993), permiten asumir para estas rocas una antigüedad post triásica, probablemente jurásica inferior.

2.3.2. TRIÁSICO SUPERIOR - JURÁSICO INFERIOR

Formación Puesto Piris (15)

Conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas calcáreas, tobas, calizas

Antecedentes

La Formación Puesto Piris o Conglomerado Puesto Piris (Núñez, 1975; Núñez *et al.*, 1975) fue definida para referirse de manera formal a los depósitos gruesos, eminentemente conglomerádicos, que afloran entre Valcheta y Aguada Cecilio, así como

en algunos lugares al sur de Sierra Grande, en asomos aislados e infrayaciendo en general a las volcanitas jurásicas.

Litología y distribución de los afloramientos

La localidad tipo de la Formación Puesto Piris, con afloramientos más extensos y potentes, se encuentra fuera del límite oriental de la Hoja, a unos 15 km al noroeste de Aguada Cecilio, en las inmediaciones del puesto de Piris, al norte de la ruta nacional 23.

De acuerdo con las observaciones de Núñez (1975), se trata principalmente de orto- y paraconglomerados de colores gris negruzco a pardo violado, a veces con tonos rojizos, compuestos por clastos de 3 a 15 cm de diámetro (algunos alcanzan un metro) alojados en una matriz arenosa de grano mediano a grueso y composición cuarzo feldespática micácea. Los rodados, angulosos a subredondeados, pertenecen a rocas metamórficas, granitoides de distinto tipo, andesitas, riolitas, areniscas micáceas y cuarcitas. Entre los conglomerados pueden intercalarse bancos tabulares o lenticulares de areniscas pardo violadas de unos 10 m de espesor. En ciertos lugares sobre los conglomerados se apoyan areniscas calcáreas amarillentas, areniscas friables yesosas de colores rosados a castaño claros, calizas oscuras, con superficies azuladas, que alternan con areniscas friables, tobas rojizas, areniscas arcósicas y areniscas yesosas.

Dentro de esta Hoja, la presencia de esta unidad se reduce a una franja de afloramientos ubicados a unos 10-15 km al este de Valcheta, muy próximos al borde oriental, cortados por el camino a las canteras de Direne. Afloran allí areniscas gruesas y conglomerados oscuros con clastos de riolitas y granitoides en una matriz arenosa pardo rojiza; hay lentes carbonáticas de no más de 30 cm de espesor.

En general los bancos presentan inclinaciones suaves, que varían entre 10° y 20°, y el espesor máximo observado es de alrededor de 50 metros.

Edad y correlaciones

Entre Aguada Cecilio y Valcheta, la Formación Puesto Piris descansa en discordancia angular sobre el basamento metamórfico de grado bajo y es cubierta, también discordantemente, por las volcanitas eo- a mesojurásicas del Complejo Volcánico Marifil. Considerando estas relaciones y la presencia de rodados de granitoides pérmicos en los con-

glomerados, Núñez (1975) y Núñez *et al.* (1975) situaron esta unidad en el Triásico. Caminos no desechó esta asignación, aunque consideró que si estos conglomerados son, como realmente parece, los depósitos basales de la secuencia volcánica sobrepuesta, su edad podría ser también eojurásica.

Al sur de Sierra Grande y al oeste de Puerto Lobos afloran depósitos comparables por su litología y posición estratigráfica. Cortés (1981 a) los consideró conglomerados basales de Marifil y, sobre la base de la datación K/Ar (189±5 Ma) de las volcanitas sobrepuestas, les atribuyó edad neotriásica a eoliásica.

2.3.3. JURÁSICO INFERIOR A MEDIO

COMPLEJO VOLCÁNICO MARIFIL (16-18)

Ignimbritas y lavas dacíticas, riodacíticas y riolíticas, tobas; pórfidos riolíticos y riodacíticos

Antecedentes

El Complejo Volcánico Marifil (Malvicini y Llambías, 1974; *nom. transl.*, Cortés, 1981 a; Giacosa, 1993) comprende las volcanitas mayormente silíceas, de edad jurásica, reconocidas en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico. Las primeras menciones sobre estas rocas en el área de Valcheta se deben a Wichmann (1919 a,b; 1927 b), con descripciones petrográficas de Pastore (en Wichmann, 1919 b); Feruglio (1949) las incluyó dentro de los pórfidos cuarcíferos, o Serie Porfírica de la Patagonia extrandina; Croce (1956) describió los afloramientos de las zonas de Chipauquil y Pajalta; Stipanovic y Methol (1972), Núñez *et al.* (1975) y Llambías *et al.* (1984) consideraron aspectos relativos a su edad y distribución regional.

Estudios de mayor detalle en Valcheta y áreas cercanas, completados algunos de ellos con dataciones radimétricas y hallazgos de fósiles, fueron realizados por Lizuain (1974), Núñez (1975), Barreda (1982) y Caminos (1983). Las descripciones que siguen están basadas en las observaciones registradas por los dos últimos autores.

Litología y distribución de los afloramientos

Las rocas del Complejo Volcánico Marifil afloran en el ángulo sudeste de la Hoja, en los terrenos cortados por los arroyos Valcheta y Pajalta. Desde allí se extienden, con afloramientos mucho más amplios, hacia el sur y sudeste del área nordpatagónica

(Aguada Cecilio, Los Berros, Pailemán, Sierra Grande, Cona Niyeu, arroyo Verde), llegando hasta la costa atlántica.

Dentro de la Hoja pueden reconocerse los siguientes tipos litológicos:

- Ignimbritas y lavas dacíticas

Los mayores afloramientos de rocas dacíticas se encuentran inmediatamente al sudoeste de Valcheta, principalmente en la margen derecha del arroyo homónimo. Se extienden desde la estancia Azconape y la zona de Macachín hasta las cercanías del puesto de P. Galván (o Galván del norte). Componen un relieve de lomas bajas y formas redondeadas. Asomos más pequeños aparecen al sur de Valcheta, en la margen izquierda del arroyo Pajalta.

Tanto los tipos de origen ignimbrítico como lávico presentan colores oscuros, verde grisáceos o castaño rojizos, parduscos en las superficies meteorizadas. Son rocas compactas, consistentes, porfiricas, con fenocristales generalmente pequeños (2-3 mm de diámetro) aunque numerosos. En una muestra representativa de las dacitas de la zona de Macachín los fenocristales constituyen el 55% del total; entre ellos se identifican andesina (52 %), cuarzo (11 %), biotita (18 %), hornblenda (9 %) y augita (9 %). El cuarzo es límpido, con extinción relámpago y formas euhedrales, redondeadas o engolfadas; los cristales de plagioclasa son eu- o subhedrales, frescos, con zonalidad normal; los minerales ferromagnésicos presentan un grado avanzado de alteración química. La matriz está totalmente desvitrificada en un agregado granofírico de cuarzo y plagioclasa.

Una variedad menos frecuente, observada también en esta zona (a un kilómetro al sur del Dique 1), contiene fenocristales de plagioclasa y hornblenda de gran tamaño (hasta un centímetro de longitud) en una matriz gris violada. Estas rocas carecen de biotita, pero la plagioclasa es ligeramente más sódica (oligoclasa básica) y los cristales de cuarzo algo más abundantes (14 %); los anfíboles, euhedrales, están reemplazados totalmente por minerales opacos.

En su mayoría, las dacitas de Macachín pueden interpretarse como ignimbríticas, a juzgar por la gran extensión de los afloramientos, la presencia de *fiammes* y la existencia de posibles facies de conducto de erupción. Rocas de este último tipo se encuentran, por ejemplo, a unos 2,5 km al sudeste del Dique 1; son dacitas de color pardo morado con un marcado bandeamiento de flujo en posición subvertical.

Rasgos aún más claramente ignimbríticos se destacan en algunos lugares situados al oeste de Macachín; en estas rocas el grado de desvitrificación es menos avanzado y permite detectar una fuerte textura pseudofluidal, con gran cantidad de *fiammes* y trizas vítreas, a veces deformadas y transformadas en listones. Ejemplos de este tipo pueden hallarse a unos dos kilómetros al sur del puesto de P. Galván.

Otras rocas del mismo sector muestran en cambio mayores evidencias de origen lávico, principalmente un marcado bandeamiento de flujo, fino y paralelo, subvertical, que sugiere para estas dacitas una facies intrusiva o al menos de conducto de erupción. Un ejemplo de este tipo presenta un 40 % de fenocristales, compuestos por plagioclasa (62 %), cuarzo (17 %) y biotita (20 %). La pasta tiene fluidalidad aparentemente verdadera y los fenocristales están ligeramente orientados.

Hacia el extremo oeste de la faja de afloramientos se comprueba además una leve acidificación de las dacitas; las plagioclasas son ligeramente más sódicas, crece el porcentaje de cuarzo, aumenta la proporción de biotita, disminuye la hornblenda y desaparece la augita.

Estratigráficamente, las dacitas del área de Macachín demuestran ser los componentes más antiguos del complejo en este sector. Descansan sobre el basamento metamórfico de grado bajo y son cubiertas por los mantos más ácidos, riolíticos y riodacíticos, de la secuencia. Una relación semejante señala Núñez (1975) en los afloramientos situados al naciente, entre Valcheta y Aguada Cecilio. Pero puede haber recurrencias: en los asomos de la zona de Pajalta aparecen capas dacíticas, no potentes, intercaladas entre los mantos riolíticos.

- Ignimbritas y lavas riodacíticas y riolíticas

Las rocas de este tipo, asociadas esporádicamente con tobas, constituyen la parte más potente y extensa de la secuencia volcánica. Dentro de ésta pueden separarse dos conjuntos más importantes: Riodacitas y riolitas inferiores y Riolitas y riodacitas superiores, que difieren entre sí por posición estratigráfica y rasgos estructurales.

a. Riodacitas y riolitas inferiores

Afloran estas rocas en ambos márgenes del arroyo Valcheta, desde Macachín hasta poco al sur del puesto de G. Galván (o Galván del sur). Se las en-

cuentra también al sur y sudeste de Valcheta y en el centro y norte de la zona de Pajalta.

Son volcanitas de colores generalmente claros, rosados, a veces con tonalidades violáceas o grisáceas pálidas. Las variedades más típicamente ignimbríticas presentan estructuras brechosas y/o lajosas, con pseudofluidalidad más o menos desarrollada. Forman, en general, lomas bajas y de relieve suave. Se apoyan sobre las ignimbritas y lavas dacíticas.

En la zona de Macachín y al sur del Dique 1 se destacan ignimbritas riolíticas, rosadas, con textura porfirica y abundante matriz afanítica, duras, compactas, con *fiammes* aislados; otras son marcadamente brechosas, con numerosos litoclastos angulosos de riolitas pardo-moradas y abundantes *fiammes* de hasta 4 cm de longitud. Más al sur, en los alrededores del puesto de G. Galván, formando paredones abruptos sobre la orilla derecha del arroyo Valcheta, también afloran riolitas brechosas, con autolitos oscuros y angulosos de igual composición, que adquieren progresivamente fuertes rasgos ignimbríticos y portan numerosas *fiammes*; la textura pseudofluidal es muy evidente al microscopio, mostrando *fiammes*, fragmentos de pumicitas y trizas vítreas con diferentes grados de deformación. Hacia el este adquieren estructura lajosa y pasan a tobas finas bien estratificadas.

Sobre la margen izquierda del arroyo, desde el puesto de P. Galván hacia el sur, también afloran mantos ignimbríticos de estructura lajosa y/o brechosa. En algunos niveles los autolitos alcanzan hasta 20 o 30 cm de diámetro; hay bancos delgados con estructura esferulítica. Los fenocristales, mucho más pequeños que los litoclastos, miden 1-2 mm de diámetro; constituyen alrededor del 25% del total y están compuestos por cuarzo, ortosa, plagioclasa y, raramente, biotita. La composición global varía entre términos riolíticos y riodacíticos. La matriz es felsítica, de colores rosados o rojizos. La lajosidad de estas rocas presenta inclinaciones suaves (10° - 15°) con diferentes direcciones. En algunos lugares se intercalan, entre los mantos ignimbríticos, bancos riolíticos de origen lávico.

b. Riolitas y riodacitas superiores

Estas rocas afloran en los tramos superiores y en las cabeceras de los arroyos Valcheta y Pajalta (Rincón de Chipauquil y Rincón Pajalta). Se encuentran topográfica y estratigráficamente por arriba de las ignimbritas y lavas lajosas o brechosas descritas previamente.

Son ignimbritas que se distinguen por su estructura generalmente maciza, porfirica, con *fiammes* o lentículas escasas o poco visibles. Presentan colores rosados a rojizos, más oscuros en las superficies meteorizadas. En estudios anteriores fueron clasificadas como pórfidos (Croce, 1956). Sus afloramientos constituyen las lomas más elevadas y abruptas del relieve. En el Rincón de Pajalta presentan un diaclasamiento columnar muy marcado.

Una muestra representativa, proveniente del Rincón de Chipauquil, está compuesta por un 45 % de fenocristales, de alrededor de 4 mm de diámetro, distribuidos entre cuarzo (42 %), ortosa (32 %), plagioclasa (17 %) y biotita (8 %). Los cristales de cuarzo son subhedrales a anhedrales, a menudo con formas redondeadas y engolfamientos profundos; se destaca una fracción menor, formada por esquiras angulosas. Los de ortosa presentan formas tabulares y un alto grado de alteración principalmente arcillosa. Los de plagioclasa, mejor conservados, tienen composición oligoclásica. Las láminas de biotita muestran fuerte pleocroísmo del amarillo al castaño oscuro; están flexionadas, desflecadas y en gran parte reemplazadas por óxidos de hierro. En la matriz, parcialmente desvitrificada, se advierten fantasmas de trizas muy deformadas y transformadas en listones; hay evidencias de fuerte compactación con desarrollo de texturas pseudofluidales.

Otros ejemplares de la misma zona tienen pocas diferencias con respecto al anterior. En ciertos casos los rasgos ignimbríticos son reemplazados por texturas de carácter lávico, o por formas de transición entre uno y otro origen, o por bancos con afinidades tobáceas. Y aunque hay también niveles lajosos portadores de *fiammes*, y bancos brechosos con litoclastos riolíticos alojados en una matriz lávica o ignimbrítica, la estructura maciza no deja de ser el rasgo prominente en los mantos superiores de la secuencia.

La composición riolítica es la dominante en los afloramientos del Rincón de Chipauquil; hacia el norte se observa un aumento en la proporción de plagioclasa con respecto a la ortosa, con lo que se definen tipos riodacíticos.

Toda la serie efusiva se encuentra en posición horizontal o levemente basculada; las mayores inclinaciones oscilan entre 10° y 20° en diferentes direcciones. Los máximos espesores, comprobados en los Rincones de Chipauquil y Pajalta, varían entre 200 y 250 metros.

Tobas

Estas rocas, arealmente las menos abundantes de la secuencia, aparecen como bancos relativamente delgados intercalados en las ignimbritas y lavas riolíticas y riolíticas. Afloran en distintos lugares de ambos márgenes del arroyo Valcheta, desde poco al este del puesto de G. Galván hasta el Rincón de Chipauquil.

La mayoría corresponden a tobas vítreas, finamente estratificadas, de color gris amarillento claro a verdoso pálido, que en algunos lugares pueden pasar a tonos rosados o rojizos. La textura es porfiroclástica, con clastos de alrededor de un milímetro de diámetro envueltos en una matriz afanítica porosa. En una de las muestras representativas de esta litología, los fenoclastos -vítreos, cristalinos y líticos componen el 35% de la roca; de éstos, el 60% corresponde a vitroclastos angulosos o subredondeados (la mayoría pumíceos y muy porosos) y a trizas vítreas, muy abundantes, desvitrificadas en agregados esferulíticos de cuarzo y feldespato. Los cristaloclastos forman alrededor del 30 %, siendo la mayoría de ortosa y el resto de oligoclasa sódica; los litoclastos son escasos. La matriz está parcialmente desvitrificada. La porosidad es del orden del 20 %. Es común en este tipo de rocas la alteración clorítica y arcilítica.

En otra toba vítrea el porcentaje de porfiroclastos llega al 67 %, de los cuales el 82 % corresponde a elementos vítreos y el 18 % restante se distribuye entre ortosa, plagioclasa y escaso cuarzo. Las numerosas trizas vítreas presentan formas muy variadas, contornos curvos y aristas afiladas, sin orientación definida, aunque en ciertos sectores muestran estiramiento e isorientación, formando *fiammes* que les confieren afinidades ignimbríticas. La porosidad es de un 16%, con cavidades de formas irregulares a subcirculares.

Las tobas líticas, menos frecuentes, de grano fino, contienen hasta un 60 % de fenoclastos, entre los que predominan los de origen lítico (80 %), subredondeados a subangulosos, correspondientes a volcanitas porfíricas muy alteradas. El resto se distribuye entre cristales de cuarzo, ortosa, plagioclasa y escasa biotita castaño oscura muy pleocroica; no hay casi vitroclastos. Con estas rocas pueden asociarse bancos de tobas brechosas, con numerosos litoclastos angulosos, de 2-3 mm de diámetro (en algunos niveles llegan a 1-2 cm), y estratificación bien marcada por la alternancia de niveles de distinta granulometría.

• Facies hipabisal

Los componentes hipabisales del complejo consisten principalmente en diques riolíticos y riolíticos emplazados en los mantos efusivos dacíticos y riolítico-riolíticos inferiores. Al sur y sudoeste de Valcheta se destacan, por sus colores rosados o rojizos, sobre el fondo oscuro de los bancos dacíticos. Al este y norte de Valcheta están alojados en el basamento metamórfico de grado bajo.

Son rocas porfíricas con fenocristales de alrededor de 5 mm de diámetro compuestos por cuarzo, ortosa (o sanidina) y oligoclasa; ejemplos aislados pueden presentar fenocristales de hasta un centímetro. Existen variedades felsíticas, menos abundantes. Los minerales oscuros, biotita principalmente, son muy escasos; hay variedades riolíticas portadoras de hornblenda. El espesor de los diques es de 4 a 6 m; ocasionalmente se encuentran cuerpos de formas globosas, emplazados en el basamento.

Entre los mantos ignimbríticos, o tobáceos, pueden aparecer también intrusiones concordantes, de tipo lacolítico, según se observa, por ejemplo, entre bancos de tobas aflorantes poco al norte del Rincón de Chipauquil.

Edad

Wichmann (1919a,b, 1927a) estimó una edad triásica para los porfidos cuarcíferos del norte de la Patagonia. Feruglio (1949), al considerarlos integrantes de la Serie Porfírica de la Patagonia extraandina, los situó en el Jurásico, opinión mantenida por autores posteriores. Poco al oeste de Aguada Cecilio, Núñez (1975) descubrió restos de plantas del orden *Bennetitales*, géneros *Otozamites*, *Dictyozamites* y *Ptilophyllum* (estudiados por Menéndez) y fragmentos de *Estheria*. Este hallazgo permitió referir los bancos portadores (areniscas y areniscas tobáceas intercaladas en ignimbritas) y rocas asociadas de este sector del Complejo Volcánico Marifil al Jurásico inferior a medio.

Núñez (1975) mencionó además una datación K/Ar de 175 ± 10 Ma para una dacita de Valcheta, a la que pueden agregarse edades de 160 a 192 Ma obtenidas al sudeste de dicha localidad (Núñez *et al.*, 1975), y una datación de 153 ± 10 Ma registrada por Lizuain (1983) en el cerro Chenque, al sudoeste de las salinas del Gualicho. Estas edades isotópicas confirman la antigüedad indicada por los restos fósiles.

2.3.4. CRETÁCICO SUPERIOR

2.3.4.1. Campaniano superior - Maastrichtiano inferior?

GRUPO NEUQUÉN (19, 19a, 19b)

Areniscas, conglomerados, limolitas, arcilitas, areniscas tufíticas, tobas cineríticas

Antecedentes

Los depósitos continentales del Cretácico superior de la Patagonia fueron estudiados primeramente por Doering (1882), Ameghino (1906) y Roth (1908). Ameghino (1906) se había referido a estas rocas, que comúnmente muestran colores rojizos, con el nombre de Areniscas Abigarradas (*grés bigarrés*), término utilizado también por Windhausen (1914). La presencia de restos de dinosaurios en la parte superior de la secuencia, llevó a que otros geólogos aludieran a los sedimentos neocretácicos con nombres tales como Formación de Dinosaurios (Roth, 1899, 1908), capas con dinosaurios (Wichmann, 1916), Estratos con dinosaurios (*Dinosaurier Schichten*, Keidel, 1917; 1925), capas abigarradas dinosaurianas, estratos, capas o areniscas dinosaurianas y areniscas coloradas dinosaurianas (Wichmann, 1919a,b). Prevalció finalmente la proposición de Keidel (véase Wichmann, 1927a: 3) de abandonar el término de Areniscas Abigarradas y distinguir dichos depósitos con el nombre de Estratos con Dinosaurios. Esta última forma de denominación fue utilizada desde entonces, durante varias décadas, por numerosos autores.

En la cuenca Neuquina, los Estratos con Dinosaurios dieron lugar a estudios importantes y a divisiones estratigráficas, entre las que pueden citarse las propuestas por Wichmann (1927 a), Roll (en Fossa Mancini, 1938), Herrero Ducloux (1939), de Ferrariis (1968) y Cazau y Uliana (1973). Roll (en Fossa Mancini, 1938) denominó a la secuencia Formación del Neuquén, y luego Estratos del Neuquén (*Neuquén Schichten*, Roll, 1941). Más tarde Groeber (1946), considerando a los Estratos con Dinosaurios como la parte inferior, continental, de su ciclo Rio-grándico, les confirió el nombre de Neuqueniano, término que fue también ampliamente utilizado.

Más recientemente, refiriéndose a las sedimentos continentales neocretácicas que, como extensión de la cuenca Neuquina, afloran en la parte norte del Macizo Nordpatagónico, Stipanovic *et al.* (1968, bosquejo geológico en pág. 71 y cuadro 3) y Stipani-

cic y Methol (1972, fig. 1 y pág. 192) utilizaron el nombre de Grupo Neuquén como sinónimo de Estratos con Dinosaurios. Digregorio (1972), en su descripción de la geología del Neuquén, adoptó la misma denominación, e igualmente hicieron autores posteriores (Cazau y Uliana, 1973; Digregorio, 1978; Digregorio y Uliana, 1980; Orchuela y Ploszkiewicz, 1984), quedando así establecido el nombre de Grupo Neuquén como un término no propuesto formalmente sino implantado por el uso, aunque basado en denominaciones anteriores (Formación del Neuquén, Neuqueniano) y más de acuerdo con las actuales normas de nomenclatura estratigráfica.

Dentro del área cubierta por la Hoja Valcheta, las investigaciones más completas sobre el Grupo Neuquén fueron las efectuadas por Wichmann (1927 b y c), quien realizó estudios detallados y hallazgos paleontológicos. Observaciones de índole más general aparecen en los trabajos de Methol (1967), Holmberg (1968 a y b), Núñez (1975), Núñez *et al.* (1975), Caminos (1983), Weber (1983 a) y Lapidó *et al.* (1984). En todos estos trabajos los depósitos continentales neocretácicos son asimilados a los Estratos con Dinosaurios o al Grupo Neuquén.

Litología y distribución de los afloramientos

Regionalmente, el Grupo Neuquén es una secuencia clástica, continental, de colores predominante rojizos, compuesta por una alternancia de areniscas y fangolitas de ambiente fluvial, en la que se distinguen una litofacies arenosa, propia de canales, y una litofacies arcillosa característica de llanuras aluviales (Cazau y Uliana, 1973). En el oeste de Neuquén alcanza un espesor máximo de 1.400 m (Digregorio y Uliana, 1980).

En la Hoja Valcheta, situada en terrenos del Macizo Nordpatagónico que marginan el borde norte de la meseta de Somún Curá, el espesor de los depósitos no supera los 50 metros. Como indicaron Methol (1967) y Holmberg (1968 a y b) la composición es muy heterogénea, faltan cortes naturales extendidos y se aprecian notables cambios laterales, lo cual hace imposible obtener un perfil típico de la secuencia completa. No obstante, los afloramientos alcanzan una distribución bastante amplia y resulta factible, mediante una serie de perfiles levantados en diferentes localidades, lograr un conocimiento relativamente completo de la composición de los depósitos y sus variaciones faciales.

En el área estudiada, los principales tipos litológicos reconocidos en el Grupo Neuquén son los siguientes: conglomerados y areniscas bien consolidadas, de colores rojizos; areniscas, limolitas y arcil-litas muy friables, de colores blanquecinos, con tonos rosados, amarillentos o verdosos; areniscas tufficas grisáceas y tobas cineríticas blancas, muy delez-nables. Hay niveles yesíferos y abundante made-ra silicificada en los sedimentos finos; en otros nive-les se encuentran restos de invertebrados y verte-brados terrestres. Son frecuentes los cambios fa-ciales en sentido lateral e, invariablemente, los de-pósitos yacen en posición horizontal o muy próxima a ella.

En el sector septentrional de la Hoja, Weber (1983 a) consideró a los bancos predominantemente arenosos y rojizos como depósitos propios del ambiente clástico, fluvial, de los Estratos con Dino-saurios o Grupo Neuquén, y describió estas rocas con el nombre de Formación Huenchuleo; a las capas limo-arcillosas de colores claros, amarillento verdosos, las refirió al ambiente lacunar reconoci-do por Wichmann (1927 c) como Senoniano Lacustre, describiendo estos depósitos como una uni-dad más joven, sobrepuesta a los bancos arenosos, a la que denominó Formación Rosauer. Estas mis-mas capas limo-arcillosas fueron asignadas por Núñez *et al.* (1975) y Caminos (1983) a la Forma-ción Coli Toro.

En realidad, dentro del área cubierta por la Hoja, resulta problemático establecer una separación neta entre dos unidades litoestratigráficas diferentes. Los mayores espesores expuestos rara vez superan los 20-30 m y, según se aprecia sobre todo en el sector sur, son frecuentes los cambios laterales y no siem-pre la denominada facies lacustre aparece cubrien-do los bancos arenosos, incluso puede hallarse por debajo de éstos, como ocurre en la zona de Yami-nué. Por tal razón, las dos principales litofacies que presenta la sucesión continental neocretácica en el área estudiada no son asignadas aquí a diferentes unidades litoestratigráficas, si bien sus respectivas distribuciones areales quedan indicadas en el mapa geológico.

- Facies arenosas conglomerádicas (19)

Los perfiles que siguen ilustran acerca de la lito-logía de las facies predominantemente arenosas, de acuerdo con observaciones efectuadas en el sector sudoeste de la Hoja (Caminos, 1983), área en la que estos depósitos son más conspicuos y donde resulta

posible apreciar, frecuentemente, la base de la se-cuencia.

Perfil 1:

Localidad: Ladera sur del pequeño cerro situado a unos 600 m al noroeste de la laguna de Talcahuala, cerca del borde occidental de la Hoja.

Formación Talcahuala (sedimentitas pleistocenas)
Discordancia erosiva

Grupo Neuquén

- 7 m Areniscas de grano mediano a grueso, en ciertos niveles conglomerádico-brecho-sas, de color rojo violado a rojo castaño, muy compactas y consistentes, con fractu-ra concoidea. Están compuestas por gra-nos de cuarzo de brillo vítreo y de feldes-pato alterado. Algunos bancos presentan laminación fina y paralela en bandas de 2 a 5 cm de espesor; en otros el bandea-miento es más grueso y está dado por la alternancia de areniscas limolíticas y are-niscas conglomerádicas en banquitos de 10 a 20 cm de espesor. En los niveles conglomerádicos los rodados de mayor tamaño miden de 2 a 5 cm de diámetro; son generalmente angulosos y entre ellos se reconocen principalmente volcanitas ácidas; los más pequeños tienden a ser redondeados; algunos se encuentran relativamente aislados en la matriz areno-sa.
- 3 m Areniscas de grano mediano a fino, micro-brechosas, algo conglomerádicas, de color rojo violado, muy compactas, con fractura subconcoidea. Los granos son de feldespato rosado, cuarzo con brillo muy hialino y volcanitas oscuras.
- 5 m Areniscas de grano fino, limolíticas, maci-zas, moderadamente consolidadas, con fractura irregular a concoidea. Es probable que tengan afinidad tobácea. Su color es violeta pálido a blanquecino; las superfi-cies expuestas están teñidas por una pátina rojiza u ocrácea que penetra hacia el interior formando bandas concéntricas; abundan también las pátinas negras pro-ducidas por sales de manganeso y las dendritas del mismo color.
- 15 m Fangolitas de color blanco marfileño, algo delez-nables, con fractura fragmentosa,

macizas, sin laminación ni fisilidad, teñidas superficialmente por una pátina rojiza. Contienen numerosos cuerpos esferoidales, de 0,5 a 1 cm de diámetro, probablemente rodados de arcilla. El pasaje de estas rocas a las sobreyacentes es gradual, aunque rápido, con una zona de transición en la que alternan capas deleznales de las primeras con bancos más resistentes de las segundas.

Total 30 metros

Discordancia angular

Volcanitas triásicas

La facies de areniscas y conglomerados bien cementados, de colores rojizos, que componen la parte superior de este perfil, puede aflorar en otros lugares con potencia bastante mayor. Por ejemplo, en las lomas situadas a unos 4 km al sur de la laguna de Talcahuala, donde asoman con un espesor de alrededor de 40 metros. También en las lomas que se levantan al norte del casco de la estancia de igual nombre (inmediatamente al oeste del límite occidental de la Hoja), y en la ruta de Ramos Mexía a Comicó, a unos 5 km al sur del puesto de Carrillo.

Otros afloramientos de bancos arenosos se encuentran a lo largo del borde oriental de la lengua basáltica que se extiende desde el Rincón de Yaminué hasta Ramos Mexía, según puede apreciarse en el siguiente corte:

Perfil 2:

Localidad: Al oeste de la ruta a Yaminué, en las barrancas situadas al oeste y sudoeste del puesto de O. Mellao.

Formación Somún Curá (basaltos)

Discordancia erosiva

Grupo Neuquén

- 2 a 10 m Areniscas finas de color rojizo, rosado o castaño claro, macizas, no estratificadas. Pasan lateralmente a areniscas de grano mediano a fino, rosadas, con niveles conglomerádicos; los rodaditos, dispersos, angulosos a subredondeados, pertenecen a rocas volcánicas. Son depósitos friables, localmente carbonizados o cruzados por lentes y venas de calcedonia.
- 20 m Areniscas blanquecinas con tonalidades suaves rosadas y castañas, consistentes, bien estratificadas, dispuestas en bancos lajosos. A menudo presentan ondulitas y

estructura laminada paralela; hay también capas con laminación diagonal muy bien marcada, rasgo que se define más claramente en los bancos de arenisca intercalados en los niveles conglomerádicos. Estos últimos contienen rodados de 1 a 4 cm de diámetro, bien redondeados, pulidos, de cuarzo y volcanitas ácidas rojizas, castañas y negruzcas; los rodados se estratifican en superficies planas bien definidas, o bien se dispersan azarosamente en la matriz areniscosa maciza (pudingas).

10 m Alternancia de areniscas blancas o blanco grisáceas y arcillitas o limo-arcillitas amarillentas verdosas, en bancos de 20 a 50 cm de espesor, que pasan lateralmente a areniscas blancas o de color castaño pálido, macizas, consistentes, con rodaditos dispersos de volcanitas.

10 a 15 m Arcillitas blancas, sumamente deleznales, originadas probablemente por la alteración de tobas cineríticas. Carecen en general de estratificación, aunque ciertos niveles son ligeramente laminados; otros contienen pequeños rodados riolíticos y rosetas de yeso. En el faldeo abundan troncos silicificados de hasta 3 m de longitud.

Total 45 a 50 metros

Discordancia angular

Volcanitas triásicas

Otra área con afloramientos arenosos, y a menudo conglomerádicos, se extiende de este a oeste, por la parte media de la Hoja, entre las localidades de Nahuel Niyeu y Ramos Mexía, a ambos lados de la ruta nacional 23. Estos afloramientos forman lomas aisladas, de poca altura, separadas por amplias zonas bajas donde los bancos, semicubiertos por regolito, asoman esporádicamente a ras del suelo.

Entre los más notables de esta área se encuentran los situados a lo largo de la margen izquierda del arroyo Nahuel Niyeu, compuestos mayormente por conglomerados y areniscas conglomerádicas de color rosado a borra de vino o castaño claro, algo grisáceo, variando a amarillo ligeramente verdoso. Los rodados son exclusivamente de rocas volcánicas, con diámetros que oscilan entre 10 cm (y a veces algo más) y 2 a 4 centímetros. La estructura del depósito es del tipo matriz-sostén. La mezcla conglomerado-arenisca es bastante homogénea, la estratificación no resulta, en general, un rasgo bien definido y los cambios granulométricos son gradua-

les. La abundante matriz varía de una arena gruesa a una grava fina con clastos angulosos. Sólo como excepción se observan intercalaciones conglomerádicas bien definidas. Aun cuando los rodados de mayor tamaño suelen ser bien redondeados, el depósito revela escasa madurez textural. Es material friable, carente de cemento carbonático. La pila no supera los 10 m de espesor y descansa sobre el basamento cristalino precámbrico.

Al oeste de lo anterior, pocos metros antes del cruce del arroyo Yaminué, aparecen buenos afloramientos en las laderas de una loma mesetiforme situada inmediatamente al sur de la ruta y de la línea férrea. Se trata de una alternancia formada por conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas de colores rosados. Los rodados miden de 2 a 5 cm de diámetro y su tamaño decrece gradualmente hasta confundirse con la arena. La fracción mediana a gruesa de este depósito es oligomítica; los clastos pertenecen a volcanitas ácidas (ignimbritas y pórfidos riolíticos). La madurez textural es baja; el grado de redondeamiento de los clastos (mediano a bueno en los individuos mayores) decrece rápidamente con la granulometría y la fracción arena llega a ser angulosa. El cemento es en partes carbonático y en partes silíceo. Son muy notables las intercalaciones de ópalo o calcedonia, con textura laminar o pseudofluidal, formando capas delgadas paralelas a la estratificación; su espesor varía entre 0,5 y 3 cm y se suceden en intervalos de 15 a 20 cm, adoptando a menudo una disposición anastomosada. La base del depósito no está expuesta y su espesor es de unos 15 metros.

A partir de la margen oeste del arroyo, al sur del puesto de Huenul, y desde el lugar denominado La Angostura (corte erosivo labrado cerca del extremo norte de una de las lenguas basálticas) hasta las proximidades del desvío Falkner (ex estación del ferrocarril), aparece otra serie de afloramientos de bancos neocretácicos, descritos por Weber (1983 a) como una alternancia de conglomerados, areniscas y arcillitas de coloraciones rojizas, parduscas o gris amarillentas, cruzados a veces por concreciones silíceas en forma de placas diversamente orientadas. Según Panza y Sacomani (en Weber, 1983 a) el estudio al microscopio de las areniscas pardas de La Angostura indica que se trata de arenitas arcósicas con un 90 % de fracción clástica y un 10 % de matriz. Entre los clastos monominerales se reconocen granos de feldespato (40 %), cuarzo ígneo (32 %), clinopiroxeno (7%), minerales opacos (7 %) y vidrio desvitrificado (4%); los litoclastos corresponden a volcanitas y a vaques. La matriz es arcillosa.

Las lomas cercanas al desvío Falkner muestran capas de conglomerados con intercalaciones de bancos tobáceos constituidos, en un 80 %, por una mesostasis vitroclástica formada por finas trizas vítreas, frescas e incoloras, y por partículas mayores, no deformadas, reemplazadas parcialmente por analcima. Los granos cristalinos, pertenecientes a la fracción limo-arena fina, son en su mayor parte de cuarzo, acompañados por plagioclasa y feldespato potásico en menor cantidad. Hay litoclastos subredondeados de volcanitas. El espesor de estos depósitos no es mayor de 10 m y la base no está expuesta.

Las barrancas de los bajos próximos a Ramos Mexía (El Salitral y bajo de la Perdiz) muestran también bancos de areniscas y conglomerados rosados o rojizos, con clastos que en su mayor parte pertenecen a rocas volcánicas. El material ligante, determinado por Borelli (1971), consiste principalmente en ceolita (heulandita), acompañada por ópalo, calcedonia y arcillas.

En el sector noroccidental de la Hoja se encuentra otra área extensa, llana, compuesta por depósitos del Grupo Neuquén que afloran mayormente a ras del suelo, semicubiertos por su propio regolito. Pertenecen también a la facies arenosa conglomerádica, depositada aquí sobre las volcanitas triásicas. Los afloramientos más notables se hallan a unos 25 km al norte de Ramos Mexía, en las denominadas Lomas Blancas. Se trata de materiales sueltos, entre los que se destacan numerosos rodaditos de volcanitas ácidas, bien redondeados y pulidos, seguramente relictos de gravas fluviales, mezclados con fragmentos de madera silicificada. En todo este sector los contactos con el basamento son sumamente difusos. Otros pequeños asomos se destacan en el rincón noroeste de la Hoja, en la Loma de la Guanca, elevación compuesta por no más de 5 m de areniscas y conglomerados de color rosado pálido.

Hacia el este, en el bajo de Mansilla, aparecen depósitos similares en las lomas que rodean la parte más baja de la depresión. El más importante, adyacente al borde norte de la Hoja, está formado por areniscas gruesas, conglomerádicas, de color rosado blanquecino, inmaduras, microbrechosas, fuertemente cementadas.

En este mismo sector Weber (1983 a) ha observado depósitos limo-arcillosos, muy cubiertos, de color amarillento rojizo. Según Panza y Sacomani (en Weber, 1983 a) se trata de subesparitas oligoterrígenas. El 70 % del material consiste en clastos subangulosos a subredondeados de tamaño limo a arena mediana, compuestos por cuarzo, en menor

cantidad por plagioclasa y, raramente, por feldespato potásico y clinopiroxeno; los litoclastos son mayormente pastas de ignimbritas, tobas desvitrificadas, riolitas, pastas hialopiliticas con vidrio fresco y cuarzo policristalino; el 30 % restante es una matriz arcillosa-clorítica.

También sobre el borde norte de la Hoja, al noroeste del puesto de Etchepareborda, Weber (1983 a) señaló pequeños afloramientos formados por bancos arcillosos portadores de grandes huesos de dinosaurios. Una arenisca rojiza de este sector, de grano mediano a grueso, maciza y bien consolidada, fue clasificada por Panza y Sacomani (en Weber, 1983 a) como una vaque cuarzolítica, con mala selección y clastos angulosos a subredondeados. Los granos (75 %) consisten en cuarzo (35 %) y plagioclasa (12 %), además de ortosa, hornblenda, minerales opacos y vitroclastos; los litoclastos son de rocas volcánicas. La matriz (15 %) es arcilloso-sericítica, pigmentada por material férrico.

Otro grupo de afloramientos aparece cerca del borde sudoriental de la Hoja, en las proximidades de Valcheta. Están compuestos, según Núñez (1975), por areniscas gruesas, en parte conglomerádicas, de color gris o gris amarillento hasta rojizo. El cuarzo, componente clástico más abundante, se presenta en tres variedades: granos límpidos y subangulosos, granos lechosos y subredondeados, y cristales de hábito bipiramidal, numerosos, muy bien conservados, de 2 a 6 mm de diámetro; los granos de feldespato son menos abundantes y los fragmentos líticos corresponden a rocas volcánicas ácidas. El cemento es carbonático. Son depósitos inmaduros, con mala selección y evidencias de escaso transporte. Su espesor varía entre 10 y 20 metros.

Sobre las superficies de erosión de estos bancos se encuentran numerosos troncos petrificados, algunos de gran tamaño (8 a 12 m de longitud por 0,40 a 0,70 cm de diámetro), y fragmentos óseos de vertebrados, principalmente dientes, vértebras y huesos largos. De acuerdo con los estudios realizados por Pascual y Bondesio (en Núñez, 1975 y Núñez *et al.*, 1975) se trata de restos de grandes reptiles, entre los que destacan dientes de *Titanosaurus* (dinosaurios carnívoros) y un fragmento maxilar (área de inserción dental) perteneciente a un dinosaurio del Orden Ornithischia, sub-orden Ornithopoda.

- Facies limo-arcillosas (19a)

Las capas predominantemente limo-arcillosas, en general muy friables y de colores claros, pro-

pias de los ambientes lacustres del Grupo Neuquén o Estratos con Dinosaurios, descritas por Wichmann (1927 b y c) como Senoniano Lacustre, afloran notablemente en dos diferentes sectores de la Hoja, el sudoccidental, principalmente en la zona de Yaminué, y el noroccidental, a lo largo de las barrancas que miran hacia el bajo de Mansilla.

En el sector sudoccidental, los afloramientos más notables (Caminos, 1983) muestran las siguientes características:

Perfil 3:

Localidad: El Abra, pequeño cerro aislado, junto al camino a Yaminué, 30 km al sur de la ruta nacional 23.

Formación Somún Curá (basaltos)

Discordancia erosiva

Grupo Neuquén

0,5 a 1 m Tobas blancas, muy compactas, duras, recristalizadas por el efecto térmico del basalto sobrepuesto. Muestran un diaclasamiento columnar muy marcado, en prismas largos, subhexagonales, de 3 a 10 cm de diámetro.

1 a 2 m Limo-arcillitas friables, rosadas a rojizas, no estratificadas, probablemente tobáceas.

15 m Limo-arcillitas y limo-areniscas friables, probablemente también de origen tobáceo, de colores blanquecinos con ligeros tintes grisáceos, verdosos y amarillentos. No hay estratificación visible, excepto la marcada por dos bancos resistentes, cementados por carbonato, que sobresalen como cornisas. Hay varios niveles yesíferos. La parte inferior está compuesta por lutitas limosas, físciles, pardo-amarillentas, que conservan numerosos restos de plantas. Abundan también pequeños fragmentos de huesos y de madera silicificada.

Total 18 metros

Discordancia angular

Complejo Yaminué (basamento cristalino precámbrico)

Esta localidad fue descrita e ilustrada por Wichmann (1927 b: 17-18 y fig. 12; 1927 c: 293-294 y lám. XIV), quien halló además abundantes restos fósiles, principalmente dientes, vértebras y escamas de pe-

ces del género *Ceratodus*, placas de tortuga, dientes de cocodrilo, coprolitos, ostrácodos, gasterópodos, pelecípodos del género *Diplodon* y troncos silicificados (Wichmann, 1927 c, lám I, figs. 1 a 5, lám. II, fig. 7, y lám. V, figs. 24 a 28 y 31 a 34).

A unos 20 km al sur del punto anterior, en el Rincón de Yaminué, sobre las barrancas de la margen derecha del arroyo, pueden apreciarse cortes de este tipo:

Perfil 4:

Localidad: Rincón de Yaminué

Formación Talcahuala (depósitos pleistocenos)

Discordancia erosiva

Grupo Neuquén

- 25 m Arcilitas y limo-arcilitas de color amarillento verdoso pálido, muy deleznales, jabonosas al tacto cuando húmedas, sin estratificación ni fisilidad. En algunos niveles se definen capas arenosas con rodaditos de cuarzo y de volcanitas negruzcas. Entre estos últimos se destacan tres bancos más compactos que sobresalen como cornisas; están compuestos por areniscas de grano mediano a grueso, a veces finamente conglomerádicas; la cementación es carbonática y produce formas de erosión mamelonares. Los derrubios contienen madera silicificada.

Discordancia angular

Complejo Yaminué (basamento cristalino precámbrico)

Depósitos comparables afloran también al este de Yaminué, en el Rincón de Treneta, y al nordeste de lo anterior, sobre el camino de Valcheta al Rincón del Salado, al sur de la meseta de Yanca. Aunque no con igual abundancia, estos depósitos contienen fósiles similares a los registrados en el perfil 3.

Muchos afloramientos de esta facies no se encuentran en su posición original; en las grandes zonas de asentamientos de los rincones de Yaminué y Treneta, entre las acumulaciones caóticas producidas por la remoción en masa, asoman con frecuencia arcilitas limosas deleznales, a menudo yesíferas, de colores blanquecinos, rosados, amarillentos y verdosos. Es posible que la parte superior de estos depósitos corresponda ya a las capas de transición hacia el ambiente marino propio del Maastrichtiano, y aun del Daniano, dado que, entre los materiales de remoción próximos al manto basáltico que corona las mesetas, aparecen retazos aisla-

dos de areniscas carbonáticas portadoras de fósiles de esta edad.

En el sector noroccidental de la Hoja, los depósitos de la facies lacustre trazan una línea prácticamente continua de afloramientos que marginan el borde norte de la Antigua planicie aluvial disectada. Wichmann (1927 c: 392 y lám. XVIII) fue quien primero describió e ilustró, al norte de la loma de los Leones y de la loma del Zaino, los afloramientos de las barrancas que miran hacia los bajos de Cabeza de Potro y de Mansilla. Dicho autor observó allí arcillas y margas blanquecinas verdosas, con intercalaciones de areniscas arcillosas y margosas, de unos 20 m de espesor, portadoras de restos de gasterópodos, *Diplodon*, tortugas, coprolitos y dinosaurios (Wichmann 1927c: 392 y lám. V, figs. 29 y 30, y lám. X, figs. 62, 63, 65 y 69). Estas capas descansan sobre la facies arenosa conglomerádica y son cubiertas, claramente, por bancos marinos de edad daniana o por areniscas continentales pliocenas (Formación Río Negro).

En esta misma faja de afloramientos, en la parte baja de las barrancas que bordean el cañadón de Cabeza de Potro, Weber (1983 a) reseñó un perfil formado, de abajo hacia arriba, por caliza micrítica blanquecina (0,20-0,30 m), arcilita arenosa, muy bien estratificada, de colores amarillentos verdosos claros (6 m), areniscas y arcilitas blancas alternadas (3,70 m), arcilla tobífera con intercalaciones de capas de yeso (0,70 m), bancos de yeso entre capas de arcilita arenosa amarillo verdosa (2,50 m), arenisca fina, castaño amarillenta, maciza, con nódulos y dendritas de manganeso (1,75 m) y arcilita limosa, con intercalaciones yesíferas, manchas de manganeso y restos de caparazones de tortuga (2 m).

De acuerdo con el estudio petrográfico de Panza y Sacomani (en Weber, 1983 a) la arenisca fina castaño amarillenta es cuarzo feldespática y está compuesta por clastos de cuarzo (30 %), feldespato (15 %), tobas y volcanitas (5 %) y ostrácodos (5%), ligados por un cemento micrítico (40 %); los clastos son subredondeados a subangulosos, la textura es abierta y la selección buena. Las arcillas blanquecinas consisten en una matriz de clorita, arcillas y escasa sericita que aloja clastos muy pequeños de cuarzo, feldespato, moscovita, un probable piroxeno, minerales opacos y abundante analcima. La arenisca blanca es cuarzo feldespática fosilífera, formada por granos angulosos a subangulosos de cuarzo (30 %), plagioclasa (10 %) y volcanitas (3 %); los fósiles, en proporción elevada (25 %) y regularmente distribuidos, son carbonáticos, micríticos (ostrácodos) y for-

man parte del esqueleto de la roca; hay ejemplares enteros, que conservan incluso su estructura interna; el cemento (35 %) es calcáreo, mayormente subesparítico. La caliza blanquecina del nivel más bajo está formada casi exclusivamente por calcita micrítica asociada con escasa arcilla y muy pocos elementos terrígenos. Analizadas con rayos X (Roellig, en Weber, 1983 a) las arcillas verdes amarillentas claras, tan abundantes en estos depósitos, revelaron muy baja cristalinidad, estando constituidas por partes iguales de illita y montmorillonita, con algunas impurezas de yeso, cuarzo y feldespatos.

Como rocas características del nivel más bajo de la secuencia en este sector, Weber (1983 a) destacó la presencia de bancos de areniscas de color blanco muy puro. Una muestra estudiada al microscopio por Panza y Sacomani fue clasificada como una arenita cuarzolítica de grano grueso, con textura clástica abierta y selección moderada, formada por granos de cuarzo (45 %), feldespato, en su mayor parte plagioclasa (15 %), litoclastos (25 %) de tobas, riolitas, cuarzo policristalino y calcedonia fibroso-radiada; el cemento consiste en calcedonia fibroso-radiada desarrollada en dos generaciones; una película arcillosa clorítica cubre los clastos, por lo cual el agregado resulta friable a pesar del cemento silíceo. Otra muestra de arenisca blanca, depositada en bancos con estratificación entrecruzada, corresponde a una arenisca gruesa a sabulita con textura clástica cerrada y buena selección, aunque los clastos son subredondeados a angulosos. Contiene granos de cuarzo (30 %), plagioclasa (12 %), feldespato potásico (8 %) y numerosos litoclastos (30 %); el cemento es ópalo en costras coloformes, recristalizado a veces en calcedonia y sílice microcristalina.

Algunos bancos gruesos de arcillas blanquecinas verdosas y amarillentas contienen láminas de alrededor de 1 cm de espesor, pigmentadas por hierro, muy ricas en microfósiles. Están compuestas por calcita micrítica a subesparítica (40 %) a veces con abundante matriz arcillosa; los microfósiles (40 %) son ostrácodos micríticos no recristalizados, cuyas valvas, separadas aunque enteras, llegan a cubrir las superficies de estratificación en capas continuas; hay escasa cantidad de clastos terrígenos de tamaño limo a arena fina.

Los microfósiles hallados en las bardas que se extienden desde la loma de los Leones hacia el nordeste fueron clasificados (Rossi de García y Malumián, en Weber, 1983 a) como *Ilyocypris triebeli* Bertels, ostrácodo típico de ambientes palustres, asociado en algunos casos con ejemplares del género

Candona (posiblemente *C. huantraicoensis*) y *Walburgia? neocretacea* Bertels. Entre los megafósiles se reconocieron posibles restos de *Melania ameghiniana*.

En la parte media de la Hoja, entre Nahuel Niyeu y el borde sudeste de la vieja planicie aluvial, afloran algunos relictos aislados de las capas limo arcillosas lacustres, descansando, con contactos muy cubiertos, sobre los bancos arenoso conglomerádicos. Mejores asomos aparecen entre Nahuel Niyeu y Valcheta, en las bardas de una serie de lomas mesetiformes, alargadas (loma Partida, loma de la Calera, etc), que con rumbo nordeste cruzan la ruta nacional 23 poco al oeste del desvío Musters.

Se trata de depósitos eminentemente arcillosos, sumamente friables, de color castaño claro a blanquecino con tonos grisáceos, amarillentos y verdosos pálidos, de consistencia pulverulento jabonosa, con fuerte reacción al HCl. Contienen abundantes rosetas de yeso. Se apoyan sobre el basamento precámbrico y están cubiertos por un conglomerado pleistoceno, duro y compacto, que los protege de la erosión.

No se hallaron megafósiles en estas capas, pero el estudio micropaleontológico efectuado por Nánñez (en Caminos, 1983) reveló la presencia de ostrácodos (caparazones y valvas) y de caráfitas, en cantidad relativamente escasa y en estado de conservación moderado a bueno. Los ostrácodos fueron clasificados como *Ilyocypris triebeli* Bertels, y las caráfitas como *Tolypella grambasti* Mussacchio.

Edad y correlaciones

La edad del Grupo Neuquén se considera post albiana, posterior a la discordancia regional originada por los movimientos intrasenonianos, y pre-maastrichtiana, más precisamente, anterior a la sedimentación marina representada por las capas basales del Grupo Malargüe. Los depósitos registran tres episodios de acumulación, que se inician con tramos pelíticos; este proceso muestra además una tendencia francamente progradante, comprobada por la relación de traslapamiento de sus diferentes unidades sobre el subyacente, principalmente en el perímetro oriental de la cuenca (Cazau y Uliana, 1973; Digregorio, 1978; Digregorio y Uliana, 1980).

En la presente Hoja, los megafósiles indican una edad cretácica superior, senoniana, según ya lo expresara Wichmann (1927 b y c); es decir, la antigüedad que en sentido amplio se atribuye al Grupo Neu-

quén. Ahora bien, dado su situación geográfica relativamente alejada de los depocentros y el carácter transgresivo de la sedimentación, es probable que los depósitos acumulados en esta área correspondan a los términos más jóvenes de la secuencia. Serían en tal caso elementos pertenecientes al último ciclo de acumulación (Formación Río Colorado), correlativos de los miembros Bajo de la Carpa o Anacleto, más probablemente de este último. Su edad sería senoniana superior, posiblemente campaniana, con niveles que llegarían inclusive al Maastrichtiano inferior.

Esta última posibilidad parece apoyada por la microfaua hallada en algunos afloramientos de capas limo arcillosas lacustres del sector centro-septentrional de la Hoja (véase más arriba). Según Náñez (en Caminos, 1983), la presencia de *Ilyocypris triebeli*, acompañada a veces por *Tolypella grambasti*, como ocurre en Loma Partida, indica una edad maastrichtiana y señala un ambiente continental de aguas dulces a salobres. Se estaría así ante una facies de transición hacia los depósitos maastrichtianos, definitivamente marinos, que afloran en el sector nororiental de la Hoja y son descriptos más abajo con el nombre de Formación Arroyo Barbudo.

2.4. MESOZOICO-CENOZOICO

2.4.1. CRETÁCICO-PALEÓGENO

2.4.1.1. Maastrichtiano - Daniano

GRUPO MALARGÜE

Formación Arroyo Barbudo (20-21)

Antecedentes

Los depósitos marinos y continentales correspondientes al intervalo maastrichtiano-daniano, reconocidos por primera vez en el norte de la Patagonia por Doering (1882), fueron descriptos más tarde por von Ihering (1902) con el nombre de Rocanense. Esta denominación fue utilizada también por Wichmann (1918; 1927 b y c) y otros autores. Weaver (1927) propuso a su vez el nombre de Formación Roca (*Roca Formation*), denominación restringida luego a capas danianas de la secuencia. Gerth (1925) los denominó Estratos de Malargüe, y Groeber (1946), situándolos en la parte superior del ciclo Rio-grándico, los trató bajo el nombre de Malalhueyano. La sucesión sedimentaria fue objeto de numerosos estudios y de divisiones cronoestratigráficas que no

siempre fueron aceptadas en forma unánime. Digregorio y Uliana (1975) y Digregorio (1978) formalizaron las denominaciones anteriores con el nombre de Grupo Malargüe.

En la presente Hoja, los depósitos pertenecientes a este grupo, exclusivamente marinos, son descriptos como Formación Arroyo Barbudo (Lizuaín y Sepúlveda, 1978), dividiendo la secuencia en una parte inferior de edad maastrichtiana (Miembro Aguada Cecilio) y una parte superior de edad daniana (Miembro El Fuerte), según el criterio adoptado por Martínez *et al.* (1998) en la Hoja vecina (4166-II, San Antonio Oeste), donde estas capas alcanzan una distribución areal mucho mayor.

Miembro Aguada Cecilio (20)

Arcilitas, limo-arcilitas, areniscas finas, margas, calizas

El Miembro Aguada Cecilio corresponde al miembro inferior de la Formación Arroyo Barbudo, tal como ésta fuera definida originalmente por Lizuaín y Sepúlveda (1978), excepto el banco de lumachella que corona la parte superior del mismo. Incluye también los depósitos maastrichtianos que afloran al este de Valcheta, principalmente en los alrededores de Aguada Cecilio (cerro Amarillo), descriptos como Formación Aguada Cecilio (Bertels, 1969) y asignados a la Formación Roca por Núñez *et al.* (1975), Núñez y Rossi de García (1981), Spalletti *et al.* (1993) y otros autores.

Litología y distribución de los afloramientos

Dentro de esta Hoja, el Miembro Aguada Cecilio aflora en el sector oriental, en la depresión conocida como bajo de Valcheta, inmediatamente al norte de las lagunas de Tres Picos e Indio Muerto. Los afloramientos más extensos se encuentran al este y nordeste, fuera ya de la Hoja, en la parte occidental del Gran Bajo del Gualicho, a ambos lados del arroyo Barbudo.

Las facies arenoso-carbonáticas de este miembro, similares a las que, fuera de la Hoja, afloran en la zona de Aguada Cecilio, aparecen también en los alrededores de Valcheta y, más al sur, en las márgenes del arroyo Pajalta, no representados en el mapa por razones de escala. Spalletti *et al.* (1993) destacaron la presencia de porcentajes elevados de glauconita (10-15 %) en estos bancos.

En el bajo de Valcheta las capas descansan sobre metamorfitas del basamento cristalino y son cu-

biertas por depósitos holocenos. Forman allí una serie de lomas aterrazadas en cuyas laderas asoman las sedimentitas maastrichtianas, por lo general muy friables, con un espesor de 25 a 30 metros.

Según descripciones de Sepúlveda (1983) y observaciones propias, sus principales componentes son: arcilitas de colores claros, blanquecinos, verdes amarillentos o verdes azulados; limo-arcilitas y areniscas finas de tonos blanquecinos, con capas o lentes de anhidrita; margas calcáreas de color pardo claro amarillento, y calizas, no abundantes, de color pardo claro blanquecino, con restos de ostrácodos. La sucesión culmina con un banco de lumachella blanca amarillenta, de un metro de espesor, compuesta por restos de gasterópodos, bivalvos y cefalópodos, que marcaría, de acuerdo con Martínez *et al.* (1998), el comienzo del Miembro El Fuerte.

Algunos cortes de la secuencia arriba descrita muestran que el nivel inferior está formado por areniscas de grano mediano a grueso. Según Sepúlveda (1983) este miembro «representa una transgresión que comienza con rocas psefiticas en su parte inferior que corresponderían a depósitos de playa, que gradualmente dieron lugar a la depositación de rocas pelíticas, en un mar de aguas poco profundas».

Edad, correlaciones y ambiente de sedimentación

Las arcilitas de la zona de Indio Muerto y Tres Picos contienen abundantes foraminíferos, los que fueron estudiados por Malumíán (véase Sepúlveda, 1983); los bancos carbonáticos son portadores de ostrácodos y de moluscos del género *Gryphaea*. Al considerar la edad de la Formación Arroyo Barbu-do, Sepúlveda (1983) concluyó en que la depositación del miembro inferior se produjo durante el Maas-trichtiano, al menos en ciertos lugares del Gran Bajo del Gualicho, finalizando en el Daniano superior. Caminos realizó, con fines paleontológicos, un muestreo de los afloramientos del bajo de Valcheta, 5 km al oeste de la ruta de Valcheta a Choele-Choel, en la loma situada inmediatamente al noroeste de la laguna Indio Muerto. Las muestras fueron tomadas en la ladera sudeste de la loma, de abajo hacia arriba (muestras 1 a 8), hasta completar toda la sección expuesta en dicho lugar, que mide alrededor de 20 metros.

Los ostrácodos fueron investigados por Echevarría (1994) y los foraminíferos por Náñez (1994), quién agregó dos muestras coleccionadas por ella 5

km al nordeste del punto anterior, en afloramientos situados 2,5 km al oeste de la ruta (muestras LIR 1 y 2). La lista completa de los fósiles determinados puede hallarse en los informes respectivos. Lo siguiente es una síntesis de los resultados obtenidos en este estudio.

Ostrácodos (Echevarría, 1994):

Se clasificaron 54 especies y 6 quedaron indeterminadas, existiendo además individuos recristalizados, gastados o juveniles indeterminables.

Las especies que aparecen en mayor número de muestras son: *Munseyella huantraicoensis* (6), *Cytherura? jagualensis* (6), *Allenocytheridea lobulata* (5), *Bythocypris? sp.C* (5), *Hemicytherura rionegrensis* (5) y *Platicythereis? velata* (5) y las que presentan mayor cantidad de individuos: *Cophinia? alleniensis* (350), *Munseyella huantraicoensis* (275), *Hemicytherura rionegrensis* (105) y *Cytherura? jagualensis* (96).

Las especies determinadas han sido halladas en otras unidades de la cuenca, principalmente en las Formaciones Jagüel, Roca, Cerro El Fuerte, La Colonia y Huantraico, y de manera secundaria en las Formaciones Allen, Puesto Escobar y Agrio. Sobre esta base, se considera que las muestras estudiadas podrían tener una edad maastrichtiana.

Los sedimentos pertenecerían a un ambiente marino nerítico con posibles variaciones de salinidad, más acentuadas en el caso de las muestras 1 y 2.

Foraminíferos (Náñez, 1994):

La muestra LIR 2 contiene *Gavelinella? neuquense*, *Alabamina kaaschieteri* y *Gavelinella camachoi*, especies descritas para niveles maas-trichtianos de la Formación Jagüel. Contiene asimismo *Pseudopolymorphina? sp.* y *Glandulina acuminata*, halladas en niveles basales de la misma unidad. Otras especies, como *Angulogavelinella? sp.* y *Eoponidella sp.*, no han sido registradas previamente en el país, al menos en trabajos publicados. Las restantes, LIR 1 y 1 a 8, tienen como especie característica «*Pararotalia*» sp., cuya asignación genérica y específica se mantiene abierta por el momento. Dado la posición estratigráfica de LIR 1 inmediatamente por debajo de LIR 2, y el registro conjunto en la muestra 3 de «*Pararotalina*» sp. y *G. camachoi*, esta última hallada en niveles maas-trichtianos de la Formación Jagüel, se asignan las muestras LIR 1 y 1 a 8 también al Maas-trichtiano.

Las microfaunas de esta última serie de muestras presentan muy baja diversidad y, en 3 y 8, alto dominio de «*Pararotalia*» sp., características que indican un ambiente marino muy somero. En LIR 2, la asociación también tiene baja diversidad, aunque algo más alta que en las muestras anteriores, indicando condiciones marinas algo más normales y profundidad levemente mayor. La baja diversidad señala un ambiente de plataforma interna, somero, y la ausencia de organismos planctónicos escasa comunicación con el mar abierto. La ausencia de aglutinados y la existencia de miliólidos que se observa en prácticamente todas las muestras indica una salinidad mayor a la normal.

En términos más generales, la sedimentación del Miembro Aguada Cecilio correspondería con el primero de los dos episodios o subciclos de depositación ocurridos en la cuenca maastrichtiano-daniana, de acuerdo con las conclusiones de Bertels (1969) ratificadas por los estudios sedimentológicos más recientes de Spalletti *et al.* (1993). El segundo subciclo estaría marcado, según esta interpretación, por los depósitos danianos del Miembro El Fuerte.

Miembro El Fuerte (21)

Areniscas calcáreas medianas a gruesas, areniscas finas y limolitas, areniscas coquinoideas, coquinas, conglomeraos

Litología y distribución de los afloramientos

El Miembro El Fuerte comprende el resto de la secuencia marina, a partir de la lumachella que originalmente fuera incluida por Lizuain y Sepúlveda (1978) en la culminación del miembro inferior.

En la Hoja Valcheta, los afloramientos, pequeños y esporádicos, fueron señalados primeramente por Wichmann (1927 c), quien se refirió a los mismos con el nombre de Rocanense, y más tarde descritos por Caminos (1983) y Weber (1983 a), que los asimilaron a la Formación Roca. No se ha observado aquí una relación de contacto directo con el Miembro Aguada Cecilio, salvo en la base de la lumachella que aflora en el bajo de Valcheta. En lo demás del área los depósitos se apoyan directamente sobre los bancos continentales del Grupo Neuquén o sobre rocas más antiguas.

Los afloramientos del sector norte de la Hoja, restringidos al borde de la barranca de la antigua planicie aluvial, y excesivamente pequeños para ser mapeados en la presente escala, consisten en su mayor parte en areniscas calcáreas de colores cla-

ros, blanquecinos, en bancos de uno a dos metros de espesor, y en conglomerados polimícticos de color gris rosado, friables, con un 60 % de matriz arenosa y escaso cemento calcáreo (Weber, 1983 a). Las areniscas blanquecinas contienen abundantes ejemplares de *Odontogryphaea* sp., forma A, y *Exogyra callophylla* Ih., forma B (Levy y Blasco, en Weber, 1983 a). Relictos aislados de estos depósitos aparecen también en el extremo oriental de la planicie aluvial, y al nordeste de Nahuel Niyeu, donde fueron señalados por Wichmann (1927 c: 32, lám. XIX). Todos estos depósitos descansan en discordancia erosiva sobre el Grupo Neuquén.

Otros pequeños asomos aparecen dispersos a lo largo del margen austral de la Hoja. Los más notables se encuentran en el ángulo sudeste, en las cabeceras del arroyo Pajalta (Caminos, 1983), donde muestran las siguientes características litológicas:

Perfil 1:

Localidad: Portezuelo de Loma Partida, junto a la ruta provincial 410.

Formación Somún Curá (basalto)

Discordancia erosiva

Miembro El Fuerte

10-20 m Limolitas de color blanco o gris blanquecino, cenicientas, opalizadas en la parte superior, con inclusiones de fragmentos laminares de areniscas rosadas, apoyadas sobre areniscas finas y limolitas de color rosado ocráceo o rosado ladrillo suave, algo friables, macizas, con estratificación poco marcada y pequeños nódulos.

10 m Areniscas finas, limolíticas, de color castaño claro o terroso ceniciento, macizas.

30 m Coquinas arenosas de color gris rosado a castaño amarillento claro, en bancos bien estratificados de 5 a 20 cm de espesor.

Total 50 metros

Discordancia angular

Complejo Marifil (volcanitas jurásicas)

La totalidad del material fosilífero, obtenido en los niveles inferiores de esta secuencia, fue clasificado por la Dra. Levy como *Odontogryphaea rothi* (Ih.).

Otros afloramientos aparecen en las zonas de nacimiento de los arroyos Treneta y Yaminué. Los que se describen a continuación no se encuentran *in situ*, como es común en estos lugares, sino forman-

do parte de los deslizamientos por remoción en masa que marginan la meseta basáltica.

Perfil 2:

Localidad: Cabeceras del arroyo Treneta

Sin techo ni base visibles

Miembro El Fuerte

- 20 m Areniscas finas y limolitas de color blanco a rosado pálido, macizas, moderadamente coherentes, con fractura irregular.
- 10 m Areniscas coquinoideas de color blanco grisáceo a castaño claro. Alrededor del 90 % del depósito está compuesto por fragmentos de conchillas; el resto, por granos aislados de arena mediana a gruesa. Algunos bancos muestran estratificación entrecruzada.
- Total 30 metros

Perfil 3:

Localidad: Cabeceras del arroyo Yaminué

Formación Somún Curá (basalto)

Discordancia erosiva

Miembro El Fuerte

- 5 m Areniscas finas de color gris pálido a castaño claro macizas, algo friables, con estratificación pobre o ausente. En el contacto con el basalto están enrojecidas, o blanqueadas, y penetradas por venas de calcedonia negra.
- 20 m Areniscas de color gris amarillento a gris verdoso pálido, bien estratificadas, en bancos con estructura entrecruzada. Contienen abundantes conchillas y rodaditos de rocas volcánicas. Pueden compararse con las areniscas coquinoideas descritas en el perfil anterior.
- Total 25 metros

Discordancia erosiva

Grupo Neuquén

Arcilitas de color gris verdoso claro, algo yesíferas, deleznales, y areniscas finas, tobáceas, de igual color, con niveles conglomerádicos finos compuestos por rodaditos de volcanitas ácidas, bien redondeados y pulidos.

Es posible que este último perfil corresponda con alguno de los afloramientos localizados por Wichmann (1927 b, pág. 23-24) en el curso superior del

arroyo Yaminué, donde halló numerosos ejemplares de *Ostrea neuquena*, *Scaloria steinmanni*, *Rostellaria patagonensis*, *Exogyra callophylla*, *Chlamys salamanca*, *Gryphaea* sp. y otros fósiles.

Edad y ambiente de sedimentación

Las megafaunas contenidas en estos depósitos, mencionadas más arriba, indican una edad daniana.

La composición y estructura de los mismos permiten asimilarlos a la asociación de playa-*near shore*, distinguida por Spalletti *et al.* (1993) como característica de los depósitos danianos de la plataforma nordpatagónica.

2.5. CENOZOICO

2.5.1. PALEÓGENO - NEÓGENO

2.5.1.1. Eoceno superior - Oligoceno - Mioceno

Formación Somún Curá (22)

Basaltos olivínicos

Antecedentes

La meseta de Somún Curá está compuesta en su mayor parte por un manto de basalto que cubre una superficie de alrededor de 15.000 kilómetros cuadrados. Ardolino (1981) propuso denominar a esta unidad Formación Somún Curá. Wichmann (1919a,b), autor de las primeras observaciones, consideró a estas rocas como probables equivalentes de los Basaltos I y II, según el esquema estratigráfico presentado por Groeber en Neuquén y Mendoza; Pastore (en Wichmann, 1919b) describió las primeras muestras petrográficas. Feruglio (1949) volvió a referirse a su posición estratigráfica y Croce (1956, 1963) a sus rasgos litológicos. Stipanovic y Methol (1972) trataron estas rocas como basaltos neógenos; Núñez *et al.* (1975) como Formación Coyocho o Basalto II. Corbella (1984), Remesal (1984) y Remesal y Parica (1989) se ocuparon de sus rasgos petrológicos, químicos e isotópicos.

Litología y distribución de los afloramientos

En la Hoja Valcheta aparece sólo el borde septentrional de la meseta, constituido allí por una serie de lenguas o apófisis basálticas que se desprenden

del amplio manto efusivo situado más al sur. Estas apófisis se extienden, con rumbo norte y nordeste, desde el límite austral de la Hoja hasta su parte media; llegan a medir hasta 50-60 km de longitud y su ancho varía entre 5 y 15 kilómetros.

Los basaltos descansan comúnmente sobre los depósitos neocretácicos del Grupo Neuquén, con menos frecuencia sobre los bancos danianos del Grupo Malargüe y, en algunos lugares, directamente sobre las rocas volcánicas, graníticas y metamórficas del basamento precretácico.

Las apófisis inclinan ligeramente hacia el norte y nordeste y su potencia disminuye gradualmente en la misma dirección. Están formadas por coladas superpuestas, de 2 a 10 m de espesor cada una, firmemente soldadas, sin intercalaciones tobáceas o de otro tipo. Sobre el límite sur de la Hoja, en las cabezas de los arroyos Yaminué, Treneta, Salado y Valcheta, el manto de basalto, compuesto allí por 5 a 7 coladas, exhibe el máximo espesor: 30 a 40 metros. En los extremos de las apófisis no se observan más de dos o tres coladas y los espesores varían entre 5 y 15 metros.

En general, el perfil de cada colada muestra una parte inferior vesicular, una parte media maciza, y una parte superior muy vesicular y con superficie cordada.

El extremo de la apófisis más occidental, en el borde que mira hacia la salina de Talcahuala, presenta el siguiente perfil:

Formación Somún Curá

- 4 m Colada superior, compuesta por una zona basal con textura vesicular fina, una zona central maciza y una zona superior con textura vesicular gruesa. Las vesículas son esferoidales, elipsoidales o bien de formas irregulares; no se observan formas tabulares. Sobre el techo quedan remanentes de una estructura cordada bien desarrollada.
- 2 m Colada inferior, con una zona basal muy alterada, formada por basalto pardo amarillento que se desprende en lajas paralelas al piso o en grandes bochones esferoidales; puede atribuirse esta alteración a las aguas meteóricas que circulan por la base del manto. Sobre la zona alterada aparece el basalto fresco, vesicular, con estructura cordada en la superficie. En la zona vesicular aparecen también «pipas», así como aglomeraciones elipsoidales de pequeñas vesículas originadas probable-

mente por ruptura de «pipas» o por agrupaciones de burbujas.

Total 6 metros

Discordancia erosiva

Grupo Neuquén

Limo-arcilitas blancas, deleznales.

En el extremo de la apófisis situada al este de la anterior, la barda que mira hacia el norte, o sea hacia el bajo de Ramos Mexía (o Corral Chico), exhibe la sobreposición de tres coladas. La inferior, con base cubierta, es la más potente (7-8 m), la siguiente, algo más delgada (4-5 m), forma el borde superior de la barda, y la tercera (2-3 m), con superficie muy erosionada, aparece algunos metros al sur del borde, cubriendo parcialmente a la intermedia. Más al este, entre los desvíos de Falkner y Teniente Maza, la delgada apófisis cortada por la ruta nacional 23 en el paraje llamado La Angostura presenta un espesor total no mayor de cinco metros.

No se han observado intercalaciones tobáceas entre las coladas basálticas, a diferencia de otros lugares, fuera de esta Hoja, en los que se ha comprobado la presencia de bancos piroclásticos entre las lavas básicas (Núñez, 1975).

Petrografía

Los basaltos que componen la Formación Somún Curá son olivínicos, generalmente porosos aunque muy coherentes, de color gris negruzco y aspecto fresco. Presentan textura intersertal, en partes subofítica y raras veces porfírica. En la mayoría de las muestras estudiadas el principal, y a menudo el único mineral ferromagnético, es olivina, parcial o totalmente reemplazada por iddingsita. En algunos casos este mineral aparece asociado con clinopiroxeno, como en la apófisis que culmina en Ramos Mexía, donde el basalto contiene, además de olivina, augita y pigeonita (Borelli, 1971). Las rocas carentes de olivina son poco frecuentes; un ejemplo de esto es un basalto de La Angostura, cuyos únicos minerales félicos son pigeonita y lamprobolita (Weber, 1983 a). Uno de los basaltos descritos por Pastore (en Wichmann, 1919b), proveniente del sudoeste de Valcheta, contiene muy escasa olivina pero abundante augita diopsídica.

La composición de las plagioclasas varía entre labradorita y andesina cálcica; Pastore (en Wichmann, 1919b) registra un caso de generación tardía de andesina sódica. Los minerales opacos, en general muy abundantes, consisten en ilmenita, magnetita y pirita. No es raro el vidrio intersticial, englobando a veces agujas de apatita. Las amígdalas no son

frecuentes; cuando las hay, el relleno está compuesto por ceolitas, yeso, calcita, clorita o vidrio.

Rasgos químicos e isotópicos

De acuerdo con los estudios químicos e isotópicos efectuados al sur del área aquí considerada, los basaltos de la Formación Somún Curá son subalcalinos, y en general resultan asimilables al campo de las rocas basálticas subalcalinas a transicionales (Remesal, 1984; Corbella, 1984).

La composición del manto basáltico es uniforme; según indicó Corbella (1984). Se trataría de lavas de ascenso rápido, escasamente diferenciadas. Remesal y Parica (1989) señalaron que, en efecto, son rocas químicamente poco evolucionadas, aunque presentan relaciones isotópicas no habituales en magmas de este tipo, lo cual puede atribuirse, de acuerdo con evidencias petrográficas, a asimilación de material cortical durante el ascenso a la superficie.

Los productos magmáticamente más diferenciados, basaltos alcalinos, tobas, traquibasaltos y traquitas característicos de la Alta Sierra de Somún Curá, no aparecen en esta Hoja.

Edad

Los basaltos de la Formación Somún Curá son posteriores a los depósitos mastrichtiano-danianos del Macizo Nordpatagónico. Wichmann (1919a,b) estimó que la mayor parte de ellos correspondería muy probablemente a los Basaltos I y II, de edad miocena y pliocena, respectivamente. Feruglio (1949) los incluyó entre los basaltos patagónicos que coronan las mesetas más elevadas y cuya antigüedad, precuaternaria, correspondería a fases eruptivas pliocenas o quizás miocenas superiores.

Observaciones estratigráficas más precisas y dataciones radimétricas obtenidas en el centro y sur del manto efusivo, indicaron edades más antiguas: eoceno-oligocenas y oligoceno-miocenas (Flores, 1957; Nakayama *et al.*, 1979; Page, 1987). Mediante un histograma de frecuencias, Ardolino (1981) señaló un agrupamiento importante de edades isotópicas de basaltos de la Formación Somún Curá en el Oligoceno, con máximos alrededor de los 32 Ma y 26 Ma, o sea en el Oligoceno inferior y superior. Una edad aún más antigua, de 43 Ma, situaría en el Eoceno medio una de las efusiones basales de la secuencia.

Con un procedimiento semejante, Corbella (1984) llegó a conclusiones aproximadamente comparables,

mostrando un período de efusiones que se extiende desde los 43 a los 11 Ma e involucró, no sólo a los basaltos, sino también a las rocas más diferenciadas del complejo volcánico, no presentes en el área aquí considerada. El máximo de la actividad eruptiva quedó registrado entre los 33 y 25 millones de años.

En la Hoja Valcheta, la única datación radimétrica efectuada corresponde a un basalto extraído en el extremo de la apófisis cortada por la ruta nacional 23, en el lugar llamado La Angostura, situado a 7,5 km al oeste de Teniente Maza (Weber, 1983 a). El análisis de esta roca, efectuado en el INGEIS, proporcionó una edad K/Ar de 22 ± 3 Ma, próxima al límite Oligoceno-Mioceno.

Formación Gran Bajo del Gualicho (23)

Areniscas carbonáticas, areniscas tobáceas, coquinas, tobas, limo-arcilitas

Antecedentes

Lizuaín y Sepúlveda (1978) definieron la Formación Gran Bajo del Gualicho para referirse a las sedimentitas marinas, de edad eocena superior a miocena, que afloran en el sector nororiental del Macizo Nordpatagónico, al norte de las localidades de San Antonio Oeste y Valcheta. Estos depósitos corresponden a las secuencias marinas terciarias que en gran parte de la Patagonia recibieron, con sentido cronoestratigráfico y geográfico generalmente amplios, nombres tales como Formación Patagónica (Doering, 1882; Ameghino, 1896), Patagónico (Wichmann, 1924) y Patagónico (Feruglio, 1949); más tarde otros autores, con criterio litoestratigráfico, denominaron a estas rocas Formación Patagonia (Stipanovic y Methol, 1972; Núñez *et al.*, 1975; Riggi, 1978).

En la definición de Lizuaín y Sepúlveda (1978), la Formación Gran Bajo del Gualicho comprende además depósitos que pertenecerían inclusive al Entrerriense o Formación Entre Ríos (Rizzolo, 1968), que en el campo resultan difíciles de separar de los anteriores debido a sus semejanzas litológicas. Más recientemente, en la Hoja vecina oriental (4166-II, San Antonio Oeste) Martínez *et al.* (1998) también asimilaron a la Formación Gran Bajo del Gualicho los depósitos distinguidos por Sepúlveda (1983) como Formación Puerta del Diablo, considerando que estos últimos serían en realidad sedimentitas entrerrienses integrantes de la Formación Gran Bajo del Gualicho. En la presente Hoja se mantendrá el mismo criterio.

Los principales afloramientos de esta unidad se encuentran en el Gran Bajo del Gualicho (lugar del

perfil tipo) y en la salina del Gualicho, al este del área cubierta por esta Hoja; allí han sido objeto de perfiles y descripciones detalladas por parte de Lizuain (1983) y Sepúlveda (1983). Aparecen también en el bajo de Valcheta y aún más al oeste, dentro ya de esta Hoja, donde, ante las mismas dificultades de separación litológica, fueron descritos por Weber (1983 a) como Formación Patagonia-Entre Ríos. Núñez (1975) describió como Formación Patagonia los afloramientos próximos a la localidad de Valcheta.

Litología y distribución de los afloramientos

En la Hoja Valcheta los afloramientos de la Formación Gran Bajo del Gualicho aparecen sólo en el sector nororiental, principalmente en los faldeos del bajo de Valcheta, al este de la laguna Indio Muerto y al noroeste de la laguna Tres Picos. Allí descansan, en relación de discordancia erosiva, sobre la Formación Arroyo Barbudo. Al sur de lo anterior se hallan apoyados sobre el basamento metamórfico precámbrico, a 2,5 km al este de la ruta de Valcheta a Choele-Choel, tocando casi el borde sur del stock San Martín.

En líneas generales, la litología de estos depósitos consiste principalmente en areniscas tobáceas de colores claros, amarillentos blanquecinos o amarillentos verdosos grisáceos, areniscas tufáceas de colores similares, areniscas coquinoideas pardas amarillentas y arcilitas, en parte limosas, de colores verdosos amarillentos (Sepúlveda, 1983). Los bancos están en posición subhorizontal, y en el área del bajo de Valcheta su espesor difícilmente supera los 20 metros.

Al oeste y noroeste del bajo de Valcheta, otros afloramientos de esta unidad aparecen en el bajo del Salitral Negro y en las barrancas que marginan por el nordeste, este y sudeste los bordes de la Antigua planicie aluvial disectada. Wichmann (1927 c, pág. 392 y lám. XIX) destaca que, bajando de allí hacia Nahuel Niyeu, «los afloramientos en este paraje permiten observar con maravillosa claridad cómo el Patagónico cubre con transgresión discordante ya sea los Estratos con Dinosaurios, ya sea los restos del Rocaneano que se han conservado todavía.» En esta parte de la Hoja, los depósitos cuentan con observaciones de campo de Weber (1983 a) completadas con estudios petrográficos de J. Panza y L. Sacomani y determinaciones paleontológicas de R. Levy, G. Blasco y E. Rossi de García. Lo que sigue es una síntesis de los resultados obtenidos por los mencionados autores. En la zona que circunda el bajo del Salitral Negro los dos principales compo-

nentes de la secuencia son areniscas coquinoideas con estratificación entrecruzada, de unos dos metros de potencia, y tobas blancas, macizas, con un espesor de seis metros. Los colores oscilan entre blanco y gris blanquecino pasando a tonos rosado o castaño pálido. Los mayores espesores, medidos en las partes barrancosas, son de alrededor de 10 metros. Los contactos suelen estar muy cubiertos, lo cual dificulta mucho la determinación de los límites inferiores y superiores de esta unidad.

Las areniscas coquinoideas, clasificadas como microcoquinas, son rocas de grano fino a mediano, con moderada selección, compuestas en un 30 % por fragmentos de ostras. Contienen abundantes litoclastos de volcanitas y calizas. El cemento es microsubesparítico contaminado por arcillas. Las grandes ostras alojadas en estos bancos pertenecen a *Ostrea* sp. cf. y *O. ingens*. Las tobas asociadas presentan textura vitroclástica; las trizas de vidrio, generalmente frescas y no deformadas, componen el 40 % del total. Estas rocas exhiben impresiones de *Venericardia?* y de *Ammusium cossmani* (Ih.).

En las bardas del borde norte de la antigua planicie afloran también bancos de tobas blancas, de unos seis metros de espesor, portadoras de dientes de raya y de bivalvos determinados como *Martesia* sp. y *Lucina promaucana* Phil. Otros cortes de las mismas bardas muestran, de abajo hacia arriba, tobas muy finas, friables, areniscas tobáceas de grano fino, macizas, de color gris castaño, con cemento micrítico, y microsubesparitas parcialmente recristalizadas, gris blanquecinas, lajosas y bien consolidadas.

El material vitroclástico, formado por trizas muy angulosas y fragmentos de pumicitas, constituye el 30 % de las areniscas. Los restantes componentes son granos de cuarzo angulosos a subangulosos (12%), plagioclasa (6%), clinopiroxeno (2%) y litoclastos principalmente de basalto (10%); el material aglutinante es en su mayor parte calcáreo micrítico.

En las bardas del borde austral de la antigua planicie, al norte de Nahuel Niyeu, sobre depósitos limoarcillosos del Grupo Neuquén, el corte muestra, de abajo hacia arriba, unos 8 m de areniscas amarillentas a blanquecinas, con una delgada intercalación de limolitas, 4 m de tobas amarillentas y 3 m de tobas blancas muy nodulosas, cubiertas por bancos de la Formación Río Negro. En los niveles inferiores de estas bardas se hallaron restos de *Lahilla* (*Lahilla*) sp. cf. *angulata* Phil. y *Ostrea arborea*. Los fósiles hasta ahora mencionados (Weber 1983a), se consideran representativos del Patagoniano en general, y en particular del inferior.

Aunque no pueden diferenciarse con certeza del Patagoniano, los bancos que corresponderían al Entrerriano son areniscas grisáceas y amarillentas y arcilitas también amarillentas o verdosas. Cerca del límite norte de la Hoja, al noroeste del salitral Negro (5 km al norte del puesto de H. Rodríguez), afloran areniscas calcáreas de grano mediano a grueso, grisáceas, muy friables, con unos 3 m de espesor, con abundantes restos de *Ostrea madryna* Ih. y *Ostrea patagonica*, además de pequeños pectínidos. Por debajo de estos bancos aparecen unos 7 m de areniscas tobáceas, blanco grisáceas, algo amarillentas, de grano fino a mediano. Al oeste de lo anterior, en la zona de los puestos de O. Echepareborda y Vda. de Equiza y en el cerro de la Virgen son también muy frecuentes los restos de *Ostrea patagonica* y los bancos de areniscas amarillentas y tobas arenosas blancas que supuestamente pertenecerían a la Formación Entre Ríos.

En el borde sudeste de la antigua planicie, al nordeste de Nahuel Niyeu, debajo de la Formación Río Negro, afloran también bancos de areniscas de grano mediano a grueso, bien seleccionadas, con clastos angulosos a subredondeados. Se trata de arenitas lítico-cuarzosas constituidas por litoclastos entre los que se reconocen principalmente tobas ácidas (50 %), clastos de cuarzo (42 %) y feldespato (8%), el material ligante consiste en arcilla, ópalo y calcedonia. Estas rocas contienen paladares de raya y ejemplares de *Odontogryphaea* sp., *Ostrea* (*Saccostrea*) sp. y *Ammusium* sp.

Areniscas del mismo tipo aparecen también en el extremo de la apófisis que la planicie emite hacia el este. Los fósiles mencionados (Weber, 1983 a), indican una edad más joven que la que corresponde a la Formación Patagonia, pero, no apareciendo elementos típicos de la Formación Entre Ríos, la asignación de estas capas a esta última unidad es de carácter tentativo, sin que pueda establecerse con exactitud el límite entre ambas Formaciones.

Edad

La Formación Gran Bajo del Gualicho descansa en discordancia erosiva sobre la Formación Arroyo Barbudo, de edad maastrichtiano-daniana y es cubierta concordantemente por la Formación Río Negro de edad pliocena.

De acuerdo con estas relaciones estratigráficas y según las evidencias paleontológicas disponibles -véanse las listas de fósiles presentadas por Lizuain y Sepúlveda (1978), Lizuain (1983), Sepúlveda (1983)

y la discusión de este tema en Martínez *et al.* (1998)- se estima que el conjunto de sedimentos contenido en la Formación Gran Bajo del Gualicho representaría un lapso correspondiente al Eoceno tardío (?), Oligoceno y Mioceno.

2.5.2. NEÓGENO

2.5.2.1. Plioceno

Formación Río Negro (24)

Areniscas gris azuladas, areniscas tobáceas blanco amarillentas, calizas, tobas, limo-arcilitas, conglomerados finos

Antecedentes

Pertenece esta unidad a los depósitos continentales y marinos, de edad neógena tardía, que alcanzan una gran distribución areal en el norte de la Patagonia. Dichas rocas han sido tratadas bajo diferentes denominaciones: “*grés blues du Río Negro*” (d’Orbigny, 1842), “*Río Negro sandstone*” (Darwin, 1846), “*gres azulado del Río Negro*” (Doering, 1882), “*Arenisca del Río Negro*” (Roth, 1899), “*Rionegrense*” (Ameghino, 1898; Windhausen, 1931; Feruglio, 1949) y finalmente Formación Río Negro (Andreis, 1965).

Litología y distribución de los afloramientos

En la presente Hoja la Formación Río Negro aflora sólo en los sectores norte y nordeste, en las laderas orientales de los bajos de Valcheta y del Salitral Negro, y de allí hacia el oeste, marginando en forma casi constante los bordes de la Antigua planicie aluvial disectada.

Los afloramientos del ángulo nordeste y su continuación hacia el naciente, en la Hoja vecina, han sido descritos por Sepúlveda (1983). Este autor sintetizó la composición general de los depósitos indicando que se trata básicamente de areniscas de grano variado, con arcilitas y limolitas en menor proporción, y algunos lentes de tosca; los colores predominantes son gris azulado y pardo claro a rosado. Los bancos, en posición subhorizontal, descansan concordantemente sobre la Formación Gran Bajo del Gualicho.

Los asomos que marginan la antigua planicie aluvial fueron descritos por Weber (1983 a), quien distinguió en este sector facies continentales y marinas aparentemente interdigitadas. También allí la For-

mación Río Negro yace en concordancia sobre la Formación Gran Bajo del Gualicho, excepto en los afloramientos más occidentales, donde, por ausencia de esta última y del Grupo Malargüe, descansa en discordancia erosiva sobre el Grupo Neuquén.

El espesor de estos depósitos es de unos 3 a 4 m en los afloramientos más occidentales, alcanza unos 25 m en la parte central, en las inmediaciones del puesto de O. Etchepareborda, y disminuye nuevamente hacia el extremo oriental de la planicie. Se comprueban fuertes variaciones tanto en el espesor de los diferentes tipos litológicos que componen la secuencia como en su continuidad lateral.

Según indicó Weber (1983 a), el perfil general de la secuencia consta, de abajo hacia arriba, de tres elementos principales: tobas o limolitas tobáceas grisáceas, fragmentosas, areniscas friables con estructura entrecruzada, de color gris azulado o blanco amarillento, y conglomerados que pasan lateralmente a biolitas y areniscas compactas de coloración gris oscura. De las descripciones de Weber (1983 a), completadas con estudios petrográficos de J. Panza y L. Sacomani, resulta la siguiente síntesis.

Las tobas que caracterizan la parte inferior del perfil general, rocas de grano fino, fácilmente disgregables, están constituidas por abundante matriz y solamente 1-2 % de clastos angulosos de cuarzo y plagioclasa. Las areniscas de color gris amarillento, de grano fino, más macizas y consolidadas, que cubren a las tobas, fueron clasificadas como areniscas cuarzo-lítico-feldespáticas con cemento subesparítico. Presentan textura clástica abierta, buena selección y granos angulosos a subangulosos de cuarzo (40 %) y volcanitas ácidas (10 %). Las areniscas friables, de color gris azulado, muy características también de la parte media del perfil, son rocas de grano mediano a grueso, con selección moderada y clastos subangulosos; en orden de abundancia, los componentes monominerales son cuarzo, vidrio y plagioclasa; como elementos accesorios contienen hipersteno, biotita y agregados arcillosos; el abundante cemento es micrítico.

Otras areniscas, asociadas a veces con gravas, son de color gris claro y grano mediano a grueso; estas rocas clasificadas como areniscas volcánicas con cemento micrítico están constituidas por granos de cuarzo (20 %), trizas vítreas (15 %), plagioclasa (10 %) y litoclastos (25 %) de tobas o ignimbritas, basaltos, andesitas (?), pumicitas, mosaicos microgranosos cuarzo-feldespáticos, cuarzo policristalino y calcedonia fibroso-radiada; los elementos accesorios son clinopiroxeno, hornblenda y minerales opa-

cos. El material aglutinante es micrítico recristalizado en subesparita.

Las biolitas, que asociadas con conglomerados y areniscas componen la parte superior del perfil, son rocas de tonalidad gris blanquecina, bien consolidadas, que suelen contener intercalaciones de caliza de hasta tres metros de espesor. Poseen zonas con bandeo irregular y otras de aspecto clástico con fragmentos de material carbonáceo. Están silicificadas diferencialmente. El 60 % de estas rocas es material calcáreo micrítico, que a veces tiene un bandeo irregular dado por diferencias en la cantidad de arcillas y pigmentos férricos que acompañan a la calcita y por la abundancia de poros y elementos terrígenos. Estos últimos (10 %) son granos subangulosos a subredondeados de arena fina a muy fina. Los trozos fracturados de ópalo que contienen estas rocas las asemejan a brechas. Otras biolitas, de color castaño rosado, muestran formas mamelonares de origen probablemente algal. Estas rocas presentan una acentuada silicificación, principalmente en forma de ópalo y en menor proporción de calcedonia, controlada, en este último caso, por la estructura algal original.

En ciertos niveles las biolitas algáceas son reemplazadas por areniscas líticas, calcáreas, de grano mediano a grueso y color gris oscuro. La textura de estas rocas es clástica abierta, bien seleccionada, con clastos angulosos a subredondeados. Éstos consisten en granos de cuarzo (10 %), plagioclasa (5 %) y litoclastos (30 %) de riolitas, tobas, andesitas (?), basaltos, ignimbritas (?), limolitas y arenitas cuarzosas inmaduras; los elementos accesorios son pigeonita, hornblenda, minerales opacos y escasos granos de glauconita. El material ligante es micrítico pasando a subesparítico.

Los depósitos más gruesos asociados con estos bancos son conglomerados polimícticos con matriz de arenisca limosa, de color blanco amarillento, bien consolidados. El tamaño de los clastos varía de arena gruesa (fracción predominante) a grava mediana; la selección es mala. Los clastos, angulosos a subredondeados, son de volcanitas y sedimentitas, y en segundo término de cuarzo ígneo. En algunos casos la fracción grava, compuesta por volcanitas y tobas, constituye el 35 % del total; la matriz arenosa (45 %) está integrada por litoclastos (50 %), vitroclastos (25 %), cuarzo (13 %) y feldespatos (12%). El cemento es micrítico de tamaño subesparítico a esparítico.

Otras rocas que aparecen con cierta frecuencia dentro de esta sucesión son limolitas tobáceas con cemento micrítico y micritas oligoterrígenas de color castaño claro, de grano muy fino, macizas y bien

consolidadas. Estas últimas están compuestas en un 95 % por calcita micrítica, acompañada por muy escaso material arcilloso y aislados clastos de tamaño limo entre los que se reconocen granos de cuarzo, plagioclasa, volcanitas y algunas trizas vítreas.

Los escasos fósiles hallados en esta secuencia corresponden en su mayor parte a *Ostrea madryna* Ih., más algunos pocos ejemplares de *Ammusium* sp., *Ostrea (Saccostrea)* sp. y *Odontogryphaea* sp.

Edad

La antigüedad de estos depósitos ha sido objeto de diferentes opiniones, entre las que pueden mencionarse las siguientes: miocena inferior (Ameghino, 1898), miocena superior (Feruglio, 1927), pliocena (Roth, 1899; Windhausen, 1931; Feruglio, 1949) y pleistocena (Groeber, 1952). Estudios más recientes, basados en restos de mamíferos (Pascual, 1965; Pascual *et al.*, 1965), les asignaron una edad pliocena media a superior.

En la presente Hoja la Formación Río Negro descansa concordantemente sobre la Formación Gran Bajo del Gualicho y es cubierta, de igual manera, por los Rodados Patagónicos. Los fósiles hallados, pertenecientes a niveles marinos, no permiten una ubicación cronológica precisa. Empero, los restos de mamíferos descubiertos en lugares muy cercanos pueden tomarse como buenos elementos de referencia. Inmediatamente al norte del límite septentrional de la Hoja, en el bajo de Santa Rosa, la presencia de un *Megalonychidae* sitúa estos bancos en el Plioceno medio hasta posiblemente inferior (Scillato Yané *et al.*, 1976). Y hacia el este, en la zona de la salina del Gualicho, los restos de un *Mesotheridae* determinado por Pascual y Bondesio (en Lizuain, 1983) señalarían una edad pliocena inferior temprana.

2.5.3. NEÓGENO - CUATERNARIO

2.5.3.1. Plioceno-Pleistoceno inferior

RODADOS PATAGÓNICOS (25a, 25b)

Facies proximal. Formación Talcahuala (25a)

Areniscas, areniscas conglomerádicas, conglomerados, aglomerados, travertinos

Antecedentes

El término Rodados Patagónicos -en reemplazo de Formación Tehuelche (Doering, 1882) o Roda-

dos Tehuelches (Mercerat, 1893)- ha sido el nombre de uso más generalizado en la literatura geológica (fue utilizado ya por Wichmann en 1918) para referirse en forma amplia a los depósitos de edad pliocena a pleistocena que en esta región, así como en otras de la Patagonia extraandina, constituyen una cubierta relativamente delgada de gravas, arenas y conglomerados depositados sobre superficies de erosión, generalmente aterrizadas, formadas por sedimentos terciarios, cretácicos o rocas más antiguas.

Dentro de esta Hoja, Holmberg (en Holmberg y Methol, 1974) denominó Formación Talcahuala a una serie de bancos arenoso-conglomerádicos que se encuentra en el bajo del mismo nombre, a los cuales asignó al Mioceno por considerarlos más antiguos que los basaltos aflorantes en la misma zona, que en ese momento se atribuían al Plioceno. En un trabajo previo, Borelli (1971) había reconocido estos mismos afloramientos, y les dio una edad terciaria inferior.

Caminos (1983) describió y mapeó estos depósitos conservando el nombre propuesto por Holmberg, pero los reubicó, de acuerdo con argumentos que se expondrán más adelante, en el Pleistoceno inferior. En este trabajo se mantendrá la denominación de Formación Talcahuala, incorporando esta unidad al conjunto sedimentario conocido como Rodados Patagónicos.

Litología y distribución de los afloramientos

- Afloramientos de Talcahuala-Ramos Mexía

La localidad tipo para la definición de esta unidad (o al menos de su litofacies mejor expuesta) se encuentra próxima al límite occidental de la Hoja, entre Ramos Mexía y la estancia Talcahuala .

El corte natural más representativo puede observarse en las barrancas que forman el borde norte de la salina (o bajo) de Talcahuala, pocos metros al sur de la ruta nacional 23. En este lugar la secuencia descansa sobre los sedimentos cretácicos del Grupo Neuquén en posición horizontal, quizás con una inclinación muy leve hacia el norte, presentando un espesor de alrededor de 20 metros.

Se trata de una alternancia de areniscas y areniscas conglomerádicas que se repiten rítmicamente en bancos de 2 a 4 m de espesor. Individualmente, los estratos poseen estructura maciza; pocas veces se esboza un entrecruzamiento rudimentario en los bancos conglomerádicos, o una débil laminación o fisilidad en las areniscas finas. En algunos niveles

se destacan claramente estructuras de corte y relleno. Son depósitos moderadamente consolidados, a veces algo friables, con bancos de mayor consistencia formando cornisas. El color del conjunto varía de gris pálido a castaño claro.

Las areniscas poseen aspecto tobáceo, probablemente porque su matriz proviene de las piroclásticas deleznales del Grupo Neuquén; contienen rodaditos dispersos, angulosos, de volcanitas oscuras. Las areniscas conglomerádicas alojan rodados de 2 a 4 cm de diámetro, también angulosos, de volcanitas ácidas y de areniscas finas, procedentes estas últimas del Grupo Neuquén; no son raros los fragmentos de calcedonia. En algunos bancos los rodados de sedimentitas claras y volcanitas oscuras se encuentran en cantidades aproximadamente iguales; en otros aparecen sólo clastos de las primeras, formando verdaderas brechas oligomíticas. Ocasionalmente se observan guijarros bien redondeados de volcanitas, probablemente rodados de segundo ciclo desprendidos de los conglomerados cretácicos. La matriz, arenosa, es siempre abundante. La cementación es carbonática.

En los bancos próximos a la lengua basáltica occidental, los niveles inferiores contienen rodados de basalto vesicular similares a los de la lengua; algunos superan los 50 cm de diámetro, alcanzando la categoría de bloques; los niveles superiores también poseen clastos de basalto, aunque más pequeños. Los conglomerados no llegan a ponerse en contacto con el manto efusivo, pero la naturaleza de los rodados indica que éstos proceden del mismo.

Al sudoeste de la salina, en cambio, los bancos de la Formación Talcahuala tocan el borde de la apófisis de basalto. La superficie de la secuencia sedimentaria y la del manto efusivo se encuentran a la misma altura. Debajo del basalto y sobresaliendo del mismo afloran las areniscas y limo-arcilitas tobáceas, blanquecinas, del Grupo Neuquén; sobre ellas se asientan los bancos basales de Talcahuala, que se adosan lateralmente a los bordes desintegrados de las coladas. Se advierte allí una zona de contacto en la que se confunden las dos unidades: bloques de basalto de 2 a 3 m de diámetro, con matriz de arenisca conglomerádica, forman los bancos de Talcahuala yuxtapuestos al manto efusivo; el tamaño y la cantidad de rodados de basalto decrecen gradualmente al alejarse del contacto.

Las observaciones precedentes demuestran que la Formación Talcahuala es un depósito más joven que los basaltos de la Formación Somún Curá. En este sector de la Hoja, Talcahuala constituye el re-

lleno de las depresiones ubicadas entre las apófisis basálticas, que proveyeron los rodados y bloques de los depósitos gruesos adyacentes a los bordes de las mismas. En las partes centrales de estas subcuencas, en cambio, la composición de los depósitos indica que allí los principales contribuyentes fueron las volcanitas triásicas y las sedimentitas cretácicas. En ambos casos se trata de sedimentos inmaduros, propios de un medio no carente de energía pero sometidos a escaso transporte.

El estudio petrográfico realizado por Borelli (1971) lleva a conclusiones similares en cuanto a las fuentes de proveniencia. En la fracción conglomerádica de estos depósitos dicho autor distinguió clastos de rocas volcánicas, representados por riolitas, dacitas y basaltos macizos o amigdaloides, y clastos sedimentarios compuestos por calizas micríticas o bioesparíticas y areniscas cuarzo-líticas; destaca además la presencia, en los bancos basales, de parapsolitas esféricas a ovoidales de pocos milímetros hasta 5 cm de diámetro. En la fracción arenosa reconoció clastos monominerales de cuarzo, plagioclasa, piroxenos, minerales opacos, olivina y hornblenda, así como trizas vítreas ácidas, frescas, con sus formas angulosas bien conservadas, y clastos líticos, que son los de mayor importancia, compuestos por basaltos frescos y volcanitas ácidas alteradas. El cemento es calcáreo, esparítico y parcialmente micrítico.

Dentro de la misma zona, otros afloramientos bien expuestos están al nordeste de Ramos Mexía, principalmente en las barrancas del borde norte del bajo del Salitral, y al este de la misma localidad, en el bajo de la Perdiz, donde hay unos 6 m de areniscas y conglomerados de esta unidad. Fuera de las barrancas que marginan los bajos mencionados, la Formación Talcahuala no ofrece otros cortes naturales; asoma sólo esporádicamente, a ras del suelo, semicubierta por regolito.

• Afloramientos de Yaminué y Treneta

En el sector sur de la Hoja afloran depósitos que, si bien se encuentran desconectados de los descriptos previamente, por su litología y relaciones de campo el autor se inclina a asimilarlos a la Formación Talcahuala.

Las mejores exposiciones aparecen en el Rincón de Yaminué, sobre la margen derecha del arroyo, en las barrancas de las terrazas adosadas al borde de la meseta basáltica. Se describirán dos perfiles de esta localidad.

Perfil 1:

Formación Talcahuala

- 2 m Conglomerado oligomítico compuesto por rodados de basalto de 20 a 30 cm de diámetro con matriz de arenisca compacta de color gris a castaño claro. Determina un banco macizo, consistente, estratificado horizontalmente.
- 15 m Paquete integrado por tres subunidades estratificadas diagonalmente en capas que inclinan alrededor de 20° con respecto a la horizontal:
- 1c. Travertino, en partes muy poroso y con grueso bandeamiento; incluye rodados de basalto, muy dispersos, de 10 a 30 cm de diámetro.
- 1b. Areniscas de grano mediano a fino, medianamente coherentes, de color gris claro, con fina laminación en capitas más oscuras; alojan rodados de basalto, dispersos, de 4 a 5 cm de diámetro. Están cortadas por diques clásticos, subverticales, de 2 a 10 cm de espesor.
- 1a. Areniscas brechosas, formadas por clastos angulosos, densamente agrupados, de arcillitas blancas, tenaces, silicificadas (probablemente porcelanitas), con abundantes rodados de basalto en las capas inferiores.

Total 17 metros

Discordancia erosiva

Grupo Neuquén

Sobre la misma barranca, 1,5 km al norte:

Perfil 2:

Formación Talcahuala

- 10 m Aglomerado oligomítico formado por bloques de basalto vesicular de 25 a 80 cm de diámetro (hay individuos aislados de más de un metro), de color pardo violado oscuro, frescos, envueltos algunos por una corteza silíceas de 2 a 4 mm de espesor, o cruzados por grietas rellenas por el mismo material. La matriz es una arenisca gruesa, en partes conglomerádica, de color castaño claro, con rodaditos de basalto y de cuarzo; los más pequeños son angulosos; los mayores, redondeados. En general, el empaquetamiento del aglome-

rado es denso, aunque la relación bloques/matriz puede variar de un nivel a otro y a veces ésta se resuelve en lentes de arenisca pura. La cementación, carbonática, es muy fuerte; el depósito determina paredes verticales, cortadas por grietas profundas.

- 3 m Areniscas finas, de color castaño claro, moderadamente coherentes, macizas, con fina laminación diagonal localmente desarrollada. En algunos niveles se definen lentes conglomerádicas, de hasta 50 cm de espesor, con rodados de basaltos.

- 3 m Areniscas carbonáticas blanco grisáceas alternando con bancos travertínicos; numerosas vetas de calcita, paralelas, concordantes, cortan a las areniscas. Tanto los niveles arenosos como los travertínicos contienen rodados de basalto, algunos aislados, otros agrupados en lentes de 5 a 20 cm de espesor.

Total 16 metros

Discordancia erosiva

Grupo Neuquén

Fuera del Rincón de Yaminué, a unos 6 km al norte del punto anterior, donde el valle se ensancha, aparecen en el centro de la depresión, sobre la ruta a Ramos Mexía, afloramientos pequeños y aislados asimilables también a Talcahuala. Los bancos no miden allí más de 1,50 m de espesor y se apoyan sobre capas igualmente delgadas del Grupo Neuquén, o directamente sobre el basamento metamórfico. Además de rodados y bloques de basalto, contienen también clastos de esquisto de igual tamaño y rodados angulosos, más pequeños, de volcanitas ácidas y granitoides.

En el Rincón de Treneta, los depósitos de la Formación Talcahuala alcanzan pocos metros de espesor; forman los niveles superiores de las terrazas o lomas mesetiformes que se levantan, aisladas, en el centro del valle, o adosadas a los bordes de la meseta, en contacto con los depósitos de remoción en masa. La parte inferior de dichas lomas está constituida por sedimentitas friables cretácicas.

Facies distal (25b)

Conglomerados, areniscas, tosca

Los bancos de la Formación Talcahuala que afloran en las barrancas de los bajos de Talcahuala, el Sa-

litoral y la Perdiz, descritos precedentemente, se extienden hacia los sectores norte y nordeste de la Hoja, donde constituyen el techo de la Antigua planicie aluvial disectada. Allí han sido tratados como Formación Tehuelche (o Rodados Patagónicos) por Weber (1983 a) y Sepúlveda (1983) y asignados al Pleistoceno.

Sobre la superficie de la planicie la exposición de estos depósitos es muy pobre; los escasos cortes naturales se limitan a los bordes de la misma o a las paredes de algunos bajos aislados situados en su interior. Uno de los mejores afloramientos se encuentra a unos 20 km al norte de Ramos Mexía, en las laderas de un gran bajo subcircular cortado por la ruta a Villa Regina. Asoma en ese lugar una secuencia de 3 a 4 m de espesor, compuesta por bancos de arenas gruesas y de conglomerados que contienen rodados de pórfido y, en menor cantidad, de basalto vesicular. Hacia el este, en las partes centrales de la planicie, Weber (1983 a) describió conglomerados con rodados medianos a gruesos, redondeados aunque no esféricos, incluidos en una matriz arenosa y unidos por un cemento carbonático blanquecino, a veces rosado, que puede ser muy tenaz. Predominan los clastos de rocas oscuras, volcanitas ácidas, básicas, plutonitas, algunas metamorfitas y cuarzo. En general se trata de paraconglomerados; en pocos casos son ortoconglomerados.

Observaciones de este tipo pueden hacerse, ocasionalmente, en los bordes disectados del plateau, sobre las barrancas que miran hacia los terrenos bajos del sur, norte y este; los bancos consistentes que afloran en estos lugares no miden más de un metro o dos de espesor. En la superficie sólo asoman, a ras del suelo, franjas alargadas y discontinuas, compuestas por materiales sueltos, pocas veces cementados. Algunas pequeñas elevaciones, como el cerro Azul, sólo exponen, como en la mayor parte de la planicie, conglomerados y arenas sueltas entre las que se encuentran rodados de basalto, bien redondeados, algunos de gran tamaño (10 a 15 cm de diámetro), envueltos en una matriz pulverulenta color castaño blanquecino.

En el ángulo nordeste de la Hoja, estos depósitos constituyen también el nivel superior de la antigua planicie, aflorando sobre todo en las barrancas que bordean los bajos. Según Sepúlveda (1983) se trata de gravas de guijarros polimícticos con matriz areno-limosa, desagregada en la parte superior pero compactada en la inferior por cementación calcárea. El tamaño de los rodados oscila entre 8 y 12 cm, llegando en algunos casos hasta 35 centímetros. Son de volcanitas ácidas y básicas (basaltos y basan-

desitas); hay también clastos de cuarzo de veta, ópalo, calcedonia y, menos frecuentemente, de granitos y metamorfitas. Los espesores varían entre 6 y 8 m; en algunos lugares alcanzan a 15 metros.

En conclusión, los depósitos aquí tratados como Formación Talcahuala y asimilados a los Rodados Patagónicos demuestran constituir una cobertura sedimentaria, originalmente continua, compuesta por materiales provenientes de las áreas positivas situadas en el oeste y sur de la Hoja, formadas principalmente por volcanitas triásicas, sedimentitas cretácicas y basaltos terciarios. Se interpretan como facies proximales, representadas por los depósitos más gruesos e inmaduros, en gran parte fanglomerádicos, adyacentes a los bordes de la meseta de Somún Curá y a las apófisis que se desprenden del cuerpo principal del plateau basáltico.

Las facies relativamente distales, propias de una llanura aluvial, se extienden hacia el norte y nordeste, coronando la superficie del plateau sedimentario cretácico-terciario, actualmente disectado por la erosión pleistocena superior-holocena.

La superficie de sedimentación es un plano que inclina ligeramente al nordeste; en las zonas proximales los depósitos cubren a las volcanitas triásicas y los estratos cretácicos; en las áreas distales descansan sobre las sedimentitas terciarias, incluidos los sedimentos pliocenos de la Formación Río Negro, que en el norte y nordeste de la Hoja constituyen el principal yaciente.

Edad

De acuerdo con las evidencias composicionales, morfológicas y estratigráficas expuestas más arriba, se asigna a la Formación Talcahuala una edad pleistocena, probablemente inferior, mientras que los depósitos aluviales de la facies distal podrían haberse originado ya en el Plioceno superior.

2.5.4. CUATERNARIO

2.5.4.1. Holoceno

Formación Laguna Indio Muerto (26)

Aglomerados, conglomerados

Antecedentes

Sepúlveda (1983) propuso el nombre de Formación Indio Muerto para designar a las sedimentitas

que, en esta región, coronan las pequeñas terrazas situadas en los flancos de los grandes bajos sin salida de Valcheta, El Gualicho, Bolsa del Gualicho y Laguna Escondida.

Litología y distribución de los afloramientos

En la presente Hoja los depósitos de esta unidad determinan pequeños afloramientos precisamente en el área de la localidad tipo, la laguna Indio Muerto, donde conforman el nivel superior de las terrazas labradas en sedimentos de la Formación Arroyo Barbudo. Según Sepúlveda (1983) se trata de conglomerados y aglomerados polimícticos con matriz limo-arenosa, poco consolidados y mal estratificados. Los clastos provienen de la erosión de los Rodados Patagónicos y unidades infra-yacentes. Su espesor varía entre algunos decímetros y 4 a 6 metros.

Edad

De acuerdo con Sepúlveda (1983) se asigna a estos depósitos una antigüedad holocena.

Depósitos de cordones litorales (27)

Gravas, arenas

Las acumulaciones de este tipo fueron reconocidas por Sepúlveda (1983) en las costas orientales de las lagunas de Tres Picos e Indio Muerto. Consisten en gravas y arenas sueltas con escasos restos de valvas provenientes de las coquinas de la Formación Arroyo Barbudo. Se encuentran a mayor altura que el actual espejo de agua de las lagunas y están parcialmente destruidas por la erosión eólica.

Depósitos salinos (28)

Limos y arcillas salinos

Dentro de la Hoja los principales depósitos salinos se hallan entre los sedimentos de playa de las lagunas de Talcahuala y Carillo, próximas a su límite occidental, y en el bajo del Salitral Negro y las lagunas de Tres Picos e Indio Muerto, situadas en el sector nororiental. Son sedimentos finos, limo-arcillosos, ricos en cloruros y otras sales solubles. Los más importantes, incluso desde el punto de vista económico, por su contenido en sal gema, se encuentran en la laguna Tres Picos.

Depósitos aluviales y de bajos y lagunas temporarias (29)

Arenas, limos, arcillas, gravas

Formados por arenas gruesas a finas y, en menor cantidad, limos y gravas, estos depósitos constituyen el relleno de los cursos fluviales que nacen en los bordes de la meseta de Somún Curá: arroyos Comicó, Yaminué, Treneta, Salado, Nahuel Niyeu, Valcheta y Pajalta. Componen también el relleno de los pequeños bajos y de los cauces anastomosados actuales que surcan la superficie de ambas llanuras aluviales, la antigua y la moderna, particularmente esta última, como se observa en los cursos que desaguan en el bajo de Valcheta; en estos casos se trata de materiales más finos, principalmente arenas medianas a finas, limos y arcillas.

Depósitos de remoción en masa (30)

Aglomerados, gravas

Estos depósitos marginan los bordes de la meseta de Somún Curá en aquellos lugares en que el manto basáltico descansa sobre un sustrato sedimentario relativamente potente, compuesto por depósitos cretácicos y terciarios mayormente friables. En estas circunstancias se produce el deslizamiento gravitacional del sustrato y su cobertura volcánica, dando por resultado acumulaciones de aglomerados y gravas de estructura caótica.

Los mayores depósitos de este origen se encuentran en los Rincones de Yaminué y Treneta; acumulaciones de importancia se registran asimismo en los rincones del Salado, Chipauquil y Pajalta. Pueden aparecer también, aunque con menor volumen, a lo largo de algunas apófisis basálticas, cuando la presencia de un sustrato friable permite la remoción en masa, o bien en el interior de la planicie lávica, bordeando algunas depresiones sin salida, tales como los bajos Hondo y Méndez.

Depósitos coluviales y de cubiertas de pedimentos (31)

Arenas, gravas, limos, arcillas

Los materiales de índole coluvial constituyen delgadas carpetas formadas por detritos de variada composición depositados en los faldeos de las terrazas o en las laderas suaves de las lomas rocosas. Su granulometría oscila, según los lugares, de gravas y arenas gruesas a limos y arcillas.

Se los halla en algunos tramos de los valles fluviales del sector sur de la Hoja, o en las depresiones del centro y norte, en torno a los cursos que desaguan en los grandes bajos del nordeste.

3. ESTRUCTURA

Desde el punto de vista morfoestructural, la mayor parte de la región abarcada por la Hoja Valcheta forma parte de la porción nororiental del Macizo Nordpatagónico. En el extremo nordeste, la fractura regional salinas Trapalcó - laguna Curicó, de rumbo nornoroeste, limita el margen del Macizo con la cuenca del Colorado, la que, salvo por dicha estructura, carece de representación superficial.

En el área del Macizo, el basamento precámbrico de la región está constituido por dos pisos estructurales, de los cuales el Complejo Yaminué es el piso inferior sobre el que se depositó y deformó la secuencia supracrustal representada por las metamorfitas de bajo grado de la Formación Nahuel Niyeu.

El Complejo Yaminué evolucionó tectónicamente a través de dos episodios de deformación, D1 y D2. La fase D1 es el episodio tectónico principal y consta de una etapa temprana durante la cual una secuencia de psammitas y pelitas fue plegada isoclinalmente, metamorfozada en facies de anfíbolita epidótica a anfíbolita e intruida subconcordantemente por granitos leucocráticos; en esta etapa se generó una superficie S1. La etapa tardía de esta misma fase produjo cizallamiento progresivo en un rango de temperaturas correspondientes a la facies metamórfica de esquistos verdes: de este modo tuvo lugar la formación de protomilonitas y milonitas a partir de los gneises, esquistos y leucogranitos. El cizallamiento afectó primero a toda la masa rocosa, y luego se concentró en fajas; durante este último estado fueron intruidas granodioritas porfíroides, que muestran los efectos del cizallamiento concentrado en fajas. Los planos de cizallamiento presentan bajos ángulos de inclinación, llegando a ser subhorizontales. A esta etapa corresponde la formación de la superficie S2. Esta etapa tardía de la fase D1 culminó con la formación de corrimientos y cobijaduras (*thrusts* y *nappes*). La dirección de transporte tectónico fue, en promedio, hacia el noroeste.

El Complejo Yaminué constituye probablemente la zona frontal del sistema de cobijaduras tardío-D1, en el cual las direcciones de transporte tectónico describen un diseño en abanico cuya dirección promedio es NO-SE. La fase D2 produjo un plegamiento

abierto que no modificó la estructura interna del Complejo Yaminué, y se limitó a plegar las superficies S2 y los planos de corrimiento del sistema de cobijaduras. La configuración estructural del Complejo Yaminué fue adquirida en el episodio deformativo D1, durante el cual el complejo llegó a formar parte de una faja metamórfico-ígneas, cuya orientación en la región es aproximadamente NE-SO (Chernicoff, 1994; Chernicoff y Caminos, 1996a).

En la Formación Nahuel Niyeu se ha identificado la existencia de tres fases de plegamiento superpuesto; en su área tipo (Bloque La Horqueta, Chernicoff, 1994; Chernicoff y Caminos, 1996b) han sido descritas las fases D1, D2 y D3. La conspicua esquistosidad penetrativa, superficie S1 —paralela a la estratificación, superficie S0— es indicativa de la existencia de una fase de plegamiento inicial D1, isoclinal, cuya orientación no es posible determinar debido a la superposición de las dos fases siguientes de deformación. La esquistosidad S1 aparece tanto en los bancos de metagrauvaca como en los bancos de pizarra o filita; esta superficie S1 está generada por la cristalización de laminillas orientadas de moscovita y clorita en las metapelitas y en la matriz de las metagrauvas.

La segunda fase de deformación, D2, corresponde a un plegamiento asimétrico, apretado, y con vergencia al sudoeste. Como consecuencia del plegamiento D2 se desarrolló, sobre la superficie de esquistosidad S1 (y estratificación S0), una lineación L1 originada por la intersección de un clivaje, superficie S2, con las superficies S0/S1. El clivaje originado por la segunda fase de plegamiento, superficie S2, es observable en pliegues menores; desde el punto de vista geométrico esta superficie es un clivaje de plano axial, y su orientación es N333°/48°NE, consistente con la vergencia al sudoeste del plegamiento D2; la orientación del eje de este plegamiento es N134°/31°SE. La tercera fase de deformación, D3, corresponde a un plegamiento asimétrico con vergencia al oeste, sólo desarrollado en macroescala, y sin la generación de estructuras planares transpuestas a la superficie S2; la orientación del plano axial de este plegamiento es N-S/35°E con un eje N-S subhorizontal (Chernicoff, 1994; Chernicoff y Caminos, 1996b).

Se interpreta que el modo por el cual estos dos pisos estructurales fueron puestos en contacto es un corrimiento del Complejo Yaminué sobre la Formación Nahuel Niyeu. El Complejo Yaminué tuvo un desplazamiento relativo hacia el sudeste sobre la superficie de corrimiento con inclinación al noroes-

te. No se ha podido precisar el ángulo de inclinación de la superficie de corrimiento ni la cantidad de desplazamiento ocurrida sobre la misma.

Contemporáneamente al sobrecorrimiento del Complejo Yaminué, tuvo lugar una serie imbricada de corrimientos de la Formación Nahuel Niyeu sobre la Formación Sierra Grande. La edad de esta tectónica de corrimientos es postdevónica y preneopaleozoica (pre-Complejo Plutónico Navarrete), pudiendo haber ocurrido alrededor del límite devónico-carbonífero y ser, por lo tanto, correlacionable con la fase Chánica. Precediendo por escasa diferencia de tiempo a esta tectónica de corrimientos, a modo de fenómeno precursor que forma parte del mismo episodio de deformación contraccional, tuvieron lugar rotaciones y el basculamiento de bloques de basamento, que afectaron tanto al Complejo Yaminué como a la Formación Nahuel Niyeu e inclusive a la Formación Sierra Grande (Chernicoff y Caminos, 1996b).

La Formación Sierra Grande fue plegada intensamente durante la fase Chánica, en el deslinde entre el Devónico y el Carbonífero. Durante este episodio el basamento se comportó, regionalmente, en forma esencialmente rígida.

La actividad intrusiva gondwánica ocurrida en la región septentrional del Macizo Nordpatagónico ha sido vinculada con un arco magmático relacionado con un proceso de subducción, interpretación en la que está basada la hipótesis según la cual la Patagonia habría integrado una masa continental separada del continente de Gondwana al que se habría acrecionado a fines del Paleozoico o principios del Triásico mediante un evento colisional (Ramos, 1984; Ramos y Cortés, 1984).

Estudios paleomagnéticos en la Formación Sierra Grande (Rapalini y Vilas, 1991) permiten postular que a mediados del Silúrico la Patagonia podría haber estado separada del continente de Gondwana, encontrándose en el Devónico inferior en una posición muy cercana a dicho continente; ésto permitiría vincular el plegamiento al que fue afectada la Formación Sierra Grande a fines del Devónico con la posible acreción de la Patagonia.

Resulta difícil, sin embargo, la reconstrucción paleogeográfica de ese arco magmático debido a la distribución de los intrusivos en una extensa área del Macizo Nordpatagónico, característica que llevó a definir a estas plutonitas como parte de un «batolito disperso» (Llambías *et al.*, 1984) y también debido a la superposición de un plateau riolítico permo-jurásico (posiblemente vinculado a una etapa de disten-

sión postcolisional o bien a un episodio distensivo en etapa de prerift). En el sector nororiental del Macizo Nordpatagónico, en particular, el proceso de intrusión de las plutonitas gondwánicas fue controlado por planos estructurales de orientación predominantemente NE-SO, transversales a la probable orientación ONO-ESE del arco magmático, formando varios stocks e intrusiones menores; la dirección de debilidad estructural NE-SO ha tenido su origen probablemente en el evento tectonotermal proterozoico del basamento.

El campo de esfuerzos que predominó en el área hasta el pre-Jurásico fue de tipo compresivo; algunas estructuras de deformación encontradas fuera de la zona de estudio indican que el campo de esfuerzo compresivo prevaleciente en la etapa póstuma del ciclo gondwánico es procedente del sector NE (Ramos, 1975; Cortés, 1981b; Orchueta y Ploszkiewicz, 1984).

Con posterioridad, la región fue sometida a esfuerzos predominantemente traccionales y transtensionales; fueron reactivadas las principales direcciones de fracturamiento y se produjo un fracturamiento en las direcciones ENE-OSO o ONO-ESE, direcciones a lo largo de las cuales en algunos sectores del Macizo Nordpatagónico ocurrieron importantes fenómenos de transcurrencia (no identificados en la zona de estudio); otro fenómeno acaecido en esta etapa es el basculamiento de bloques, mejor representado en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico. La continuidad del régimen traccional en el Terciario está vinculada a la formación de un plateau basáltico olivínico en el Macizo Nordpatagónico.

4. GEOMORFOLOGÍA

El paisaje de la Hoja Valcheta tiene una historia muy compleja. En él se está exhumando un paisaje antiguo, representado por una peneplanicie labrada sobre el basamento pre-Jurásico. Dicho paisaje habría sido dislocado y sepultado durante el ciclo Patagónico; luego expuesto por erosión de su cubierta friable y finalmente moderadamente rejuvenecido debido a reducidos desplazamientos y/o cambios climáticos a fines del Terciario y principios del Cuaternario.

El paisaje actual resulta principalmente de inversión del relieve, desarrollada por erosión diferencial por el accionar de los procesos fluvial, eólico y de remoción en masa.

Con posterioridad a la cubierta mesozoica, antes citada, la gran actividad endógena y exógena correspondiente al ciclo Ándico hace que parte de esta cubierta sea protegida por coladas y gravas aluviales muy permeables. La continuación del ciclo erosivo, posterior al desarrollo de estas cubiertas resistentes, determina que los sectores no protegidos por ellas conformen la parte más deprimida del paisaje actual. De este modo es exhumada la peneplanicie y se generan los bajos de Valcheta, del salitral Negro, de la laguna Escondida, Mansilla y otros.

Las principales unidades geomórficas que integran el paisaje de la Hoja son:

- Planicie estructural lávica
- Peneplanicie exhumada de Río Negro
- Antiguo abanico aluvial de la loma de Los Leones
- Antigua planicie aluvial disectada
- Planicies estructurales por arrasamiento

Asociadas a estas unidades morfológicas hay una serie de rasgos o formas menores, no menos importantes, puesto que dan idea de los procesos que modelan actualmente el paisaje, ellas son:

- Bajos
- Formas asociadas a deslizamientos
- Pedimentos de flanco

PLANICIE ESTRUCTURAL LÁVICA

En el sur de la Hoja Valcheta se halla el paisaje correspondiente a la Planicie estructural lávica de la meseta de Somún Curá. Forma extensas digitaciones que caracterizan al extremo septentrional de la meseta. Estas angostas proyecciones basálticas que en algunos casos sobrepasan los 50 km de largo, han sido interpretadas como resultado del progresivo desmantelamiento de la meseta por erosión fluvial, a lo largo de los ejes de los cañadones, ampliados luego por deslizamientos rotacionales.

Otros opinan que este aspecto sumamente recortado del borde de la meseta es el resultado de una inversión del relieve, generada por el encauzamiento de coladas lávicas que avanzaron hacia el norte en valles de rumbo general norte-sur, elaborados en depósitos más o menos friables cretácico-terciarios. Al haber sido cubiertas por las lavas, las sedimentitas se habrían “fossilizado” parcialmente respecto de su posibilidad de erosionarse, produciéndose de este modo la inversión del relieve. Esta evolución genera el irregular borde septentrional de la meseta. Aún aceptando esta idea como la más vale-

dera, actualmente se está produciendo la destrucción del borde de la meseta a lo largo de cursos, como el arroyo Salado, cuyo valle es ampliado por deslizamientos multirotacionales en ambas márgenes. Estos deslizamientos no sólo migran hacia atrás, produciendo el retroceso del borde de la meseta y ampliando los valles, sino que acompañan la onda de erosión retrocedente fluvial, penetrando cada vez más hacia el interior de la meseta. Una vez que los cauces fluviales en su erosión vertical cortan las coladas, comienza la ampliación lateral de los valles por deslizamientos; como la incisión vertical va migrando aguas arriba, también lo hacen los deslizamientos.

PENEPLANICIE EXHUMADA DE RÍO NEGRO

Esta unidad geomorfológica tiene una considerable extensión en la mitad sur de la Hoja, donde asoma entre las digitaciones de la Planicie estructural lávica, y en el extremo noroccidental de la misma. Está representada por una superficie de erosión regional labrada sobre unidades de distinta litología y estructura que van del Proterozoico al Triásico.

El desmembramiento de la peneplanicie comienza en el Jurásico medio con el ciclo Patagónico, pero en el ámbito de la Hoja, probablemente en el Barremiano-Aptiano se produce la fragmentación en bloques y un desplazamiento diferencial vertical de éstos. Probablemente en forma contemporánea los bloques peneplanizados son cubiertos por las sedimentitas del Cretácico superior y Daniano. Más tarde, como consecuencia de cambios de nivel de base o de ascensos tectónicos, la cubierta protectora es erosionada, exhumándose la peneplanicie.

Finalmente el diastrofismo cenozoico volvió a afectar su disposición e influir en el ulterior proceso de disección de la misma. En la Hoja Valcheta la peneplanicie muestra un moderado grado de disección que da a la superficie de erosión exhumada un suave relieve integrado por lomadas de cimas redondeadas de reducido relieve relativo.

ANTIGUO ABANICO ALUVIAL DE LA LOMA DE LOS LEONES

Desde el centro oeste de la Hoja en dirección nordeste, se extiende un antiguo depósito fluvial de gran desarrollo, que a pesar de la erosión sufrida conserva en planta la forma de abanico. Tiene una suave pendiente regional hacia el nordeste (0,0035%),

descendiendo desde los 550 m en las proximidades de la estancia Cecchi hasta los 200 m en las cercanías del bajo del salitral Negro, aproximadamente a 100 km de distancia.

Su superficie se halla cubierta por arenas y gravas de los llamados Rodados Patagónicos. En imágenes satelitarias es posible inferir la presencia de un antiguo diseño distributivo; sobre él se ha superpuesto un diseño dendrítico, hoy también afuncional, que indica un episodio de rejuvenecimiento que afectó al depósito. Este diseño dendrítico ha aprovechado algunos de los antiguos brazos del primitivo diseño distributivo, constituyéndose así en un ejemplo de diseño de drenaje *palimpsest* relicto.

El desmembramiento erosivo de su superficie es bastante intenso. Comenzó con el rejuvenecimiento fluvial, antes citado, que labró innumerables cañadas sobre la superficie del depósito y continuó con el desarrollo de numerosos bajos. Los bajos mayores labrados sobre la planicie muestran un típico alargamiento probablemente coincidente con paleocauces del primitivo diseño distributivo. Hoy se puede decir que la planicie muestra un diseño multicuenal, centrípeto hacia los bajos alimentados por cursos efímeros.

La mayor parte de los márgenes de este recorrido plano aluvial son escarpas de erosión en retroceso, en las que además de las gravas fluviales asoman las sedimentitas cretácico-terciarias. La escarpa es afectada por acción erosiva hídrica y por remoción en masa, por lo que muestra un borde festoneado, a cuyo pie se observan gran cantidad de pequeños bajos. Estos últimos se hallan contenidos en una morfología deprimida que bordea la planicie y que es el resultado de inversión del relieve.

ANTIGUA PLANICIE ALUVIAL DISECTADA

En el extremo nordeste de la Hoja se observa una Antigua planicie aluvial disectada cubierta por arenas y gravas e incluida también en la estratigrafía de la Hoja en los Rodados Patagónicos. Aún con similitudes en la litología de su cubierta, estos dos planos aluviales agradacionales son genéticamente distintos. El Antiguo abanico aluvial de la loma de Los Leones es un depósito local cuyo ápice se halla en la zona de la sierra Colorada. Probablemente su génesis esté vinculada a reducidos desplazamientos verticales de ascenso cenozoicos que originaron un ciclo de rejuvenecimiento que produjo disección en el basamento y acumuló gran-

des “conoides” en la periferia del macizo. En cambio, la Antigua planicie aluvial disectada es una superficie de agradación primaria vinculada morfogenéticamente a la historia del río Negro, debida al englazamiento pleistoceno.

Las características morfológicas de estos dos planos aluviales antiguos son muy similares y por ello no insistiremos en su descripción. Remarcaremos sólo las diferencias, que están dadas en el caso de la Antigua planicie aluvial disectada, en su mayor grado de erosión, manifiesto por la presencia de profundas cañadas que descienden hacia grandes bajos, constituyendo el conjunto de depresiones alargadas coincidentes con la pendiente regional del plano agradacional. Las cabeceras de dos de estas grandes depresiones, como el bajo de la laguna Escondida y el Gran Bajo del Gualicho, se hallan dentro de la Hoja.

PLANICIES ESTRUCTURALES POR ARRASAMIENTO

Esta unidad geomorfológica se ubica al sur del Antiguo abanico de la loma de los Leones, en una faja de extensión reducida entre Nahuel Niyeu y el borde occidental de la Hoja y con mayor desarrollo se la ve al noroeste del citado abanico. Según González Díaz y Malagnino (1984), estas planicies derivan de la erosión de rocas sedimentarias, dispuestas horizontalmente o con muy leve inclinación, las que han sido denudadas hasta alcanzar el nivel de una capa resistente, la que pudo comportarse como un nivel de base local controlando la profundidad de la erosión del relieve por encima de él.

El paisaje se caracteriza por una morfología tabular de escaso relieve con un escalonamiento poco marcado hacia los bajos o cursos fluviales. Aisladas mesillas protegidas por litologías más resistentes interrumpen la monotonía del paisaje, y son residuos del arrasamiento.

Esta unidad morfológica coincide con los afloramientos del Grupo Neuquén compuesto por sedimentitas horizontales a subhorizontales de gran heterogeneidad, labradas en un ambiente semidesértico por cursos efímeros. Además, en estos ambientes el retroceso paralelo de las pendientes adquiere tanta importancia como la disección fluvial.

Estas planicies estructurales constituyen las partes más bajas del paisaje como resultado de la inversión del relieve ya citada. Estrechos planos de pedimentación se interponen como una zona de pasaje entre la morfología de las elevadas planicies aluvia-

les antiguas y estas Planicies estructurales por arrasamiento.

BAJOS

Los bajos son una forma común en estos paisajes patagónicos. Si bien tienen algunas diferencias en cuanto a su tamaño, forma y otros rasgos asociados (remoción en masa, pedimentación, piso limoso o salino, etc.), todos los cuales pueden describirse, el tema más interesante vinculado a ellos es su génesis. Sobre ella hay opiniones de varios autores (ver González Díaz y Malagnino, 1984). Las ideas que daremos a continuación no pretenden más que interpretar el origen de los bajos correspondientes a la Hoja Valcheta y no hacer una discusión general de los bajos patagónicos.

En el ámbito de esta Hoja se separaron los bajos de acuerdo a las características de los terrenos sobre los que se han desarrollado. Es así que se han dividido en cuatro grupos:

Bajos ubicados en el ambiente de las sedimentitas cretácico-terciarias.

Durante los períodos anaglaciales, el aumento de caudales y carga de los ríos patagónicos, que drenaban la zona occidental englazada, favoreció la erosión lateral y el ensanchamiento de los valles. La aluviación hacia el final del ciclo generó los amplios planos aluviales como el que se halla en el nordeste de la Hoja, vinculado al accionar del río Negro.

En la zona extraandina, condiciones climáticas más húmedas habrían favorecido la erosión y el desarrollo de amplios depósitos locales como el Abanico aluvial de la loma de los Leones. Luego, durante los períodos cataglaciales, de franco retroceso glaciario, las cargas de los ríos disminuyeron y ya no fueron necesarios los elevados gradientes que se requirieron para el transporte de ese material. Como consecuencia de ello, la acción erosiva lineal en el lecho de los ríos dio lugar a la profundización de sus cauces. Este rejuvenecimiento estático afectó a los colectores principales y luego se trasladó a toda la red fluvial. Los grandes aluviones pleistocenos se convierten entonces en afuncionales y sus mantos de gravas muy permeables quedaron protegiendo el paisaje que ellos cubren.

Los sectores con afloramientos cretácico-terciarios que constituían las áreas más elevadas, y que en muchos casos enmarcaban los aluviones pleistocenos, sufrieron entonces una rápida erosión

debido a su friabilidad y fueron convertidos en sectores deprimidos. Así, las redes fluviales pleistocenas que recorrían los grandes aluviones son desarticuladas y la red holocena es desplazada hacia los sectores deprimidos que bordean los aluviones antiguos. La nueva red fluvial no ha evolucionado lo suficiente como para integrarse totalmente, no pudiendo los cursos superar los escalones morfológicos resultado de la inversión del relieve y así muchos de ellos terminan en bajos como los de Valcheta, del salitral Negro, de la Salina, laguna Carrillo y otros menores.

Bajos desarrollados sobre los antiguos aluviones pleistocenos.

Pertenece a este grupo el bajo de la laguna Escondida y el Gran Bajo del Gualicho, cuyas cabezas se hallan en la Hoja. Tienen la particularidad de ser depresiones alargadas y alineadas siguiendo la pendiente original de los antiguos aluviones. Bajos de forma similar pero mucho más pequeños se desarrollan sobre el Antiguo abanico aluvial de la loma de los Leones.

Tomando la idea de González Díaz y Malagnino (1984), estos bajos se habrían generado principalmente por deflación, siguiendo el control ejercido por el hábito megalanastomoso original y relíctico de la planicie aluvial antigua. En ella los depósitos de gravas alternan con otros más finos dispuestos según canales alargados. Cuando las planicies aluviales se tornan afuncionales, la acción eólica actuando sobre las fajas de material más fino desarrolla el germen inicial de estas depresiones. Posteriormente ellas son ampliadas y remodeladas por el accionar conjunto de la meteorización, deflación, acción hídrica y remoción en masa.

Bajos en las planicies estructurales lávicas

En ellas podemos mencionar dos tipos de bajos, los menores y los mayores.

Bajos menores: algunos sectores de la Planicie estructural lávica se ven salpicados por pequeñas depresiones que se destacan en las imágenes satelitarias debido al color claro de sus pisos. La génesis de estos bajos podría explicarse teniendo en cuenta que la planicie lávica tiene el microrelieve primario característico de las lavas, en las que hay sectores deprimidos y otros más elevados. El escurrimiento superficial causado por las precipitaciones locales produce la concentración de aguas en esos sectores

más bajos, ésta desaparece luego por infiltración o por evaporación. Lo cierto es que la humectación y secado de estos sectores, inicialmente más deprimidos, favorece la meteorización sobre ellos. Esta meteorización inicial, ayudada por sublavado o deflación, termina originando los pequeños bajos, la mayoría de los cuales debe tener un sustrato compuesto por lavas.

Bajos mayores: como su nombre lo indica tienen un tamaño muy superior a los menores. En el área de la Hoja son buenos ejemplos el bajo Hondo, la laguna del Guanaco y la laguna de Méndez. Muestran una serie de rasgos que no poseen los primeros, como por ejemplo deslizamientos multirotacionales que facilitan su ampliación, pedimentos de flanco convergentes que bordean las partes más deprimidas, ampliación por coalescencia de bajos, etc. Todos estos rasgos indican que el sustrato sobre el que se desarrollan son las friables sedimentitas cretácicas; si en su etapa inicial existió la Planicie estructural lávica, actualmente ella ha sido eliminada por erosión.

El origen de estas depresiones ha sido tratado por distintos autores. Methol (1967) propuso el proceso de sublavado de las sedimentitas infrabasaltos y posterior hundimiento de la cubierta basáltica, mientras que González Díaz y Malagnino (1984) estimaron que son el resultado de la inversión de relieve asociado a ventanas lávicas convexas. Estos últimos tampoco descartan su origen a partir de ventanas lávicas cóncavas o como hundimiento de túneles de lava. Sea cual fuere el germen inicial de estas depresiones, todas ellas son remodeladas y ampliadas posteriormente como consecuencia de una combinación de procesos que comienzan con meteorización y continúan con deflación, acción hídrica y deslizamientos.

Bajos en la peneplanicie exhumada

En algunos sectores la superficie de la peneplanicie posee innumerables bajos pequeños. Estas depresiones generalmente coinciden con una antigua red de drenaje labrada sobre la superficie original. De la desarticulación de esa red hoy afuncional, resultó un diseño multicuenal. La antigua red tiene un marcado control estructural y probablemente los bajos se ubicaron sobre ella en concordancia con puntos de intersección de diaclasas o fracturas, sectores que por erosión diferencial se deprimieron más activamente. Hay además sobre el basamento algunos bajos mayores como la salina Grande, que se

halla en el contacto entre el basamento y la cubierta coluvial dispuesta distalmente respecto de deslizamientos que afectan a la Planicie estructural lávica. En este caso los cursos que drenan el sector elevado del paisaje, representado por la planicie lávica, no encuentran en el sector más deprimido del mismo, la peneplanicie, una red de drenaje integrada que permita la evacuación de caudales hacia los niveles de base locales. De este modo se generan algunos bajos mayores como la salina mencionada. En otros sectores, la peneplanicie es afectada por una onda de rejuvenecimiento que labra sobre ella una red fluvial que desagua los bajos.

FORMAS ASOCIADAS A DESLIZAMIENTOS

Si bien ya hemos mencionado en varias oportunidades a los deslizamientos y sus formas asociadas, resumiremos aquí brevemente algunas de sus características. En primer lugar los deslizamientos rotacionales o multirotacionales afectan, en el área de la Hoja, al irregular borde norte de la Planicie estructural lávica de Somún Curá, representado por una escarpa erosiva muy irregular. Este proceso es el más importante en la consumisión por erosión de la planicie. Los deslizamientos constituyen una orla que bordea a la escarpa erosiva configurando un paisaje escalonado. Un perfil esquemático de este paisaje permite observar, de arriba hacia abajo, la siguiente sucesión de formas:

- *Cara libre* de la escarpa de erosión, en la que afloran los basaltos de la planicie, por detrás de ella se generan grietas por la liberación de presión de confinamiento, en la cara libre, que separan losas posteriormente deslizadas.

- *Zona de terrazuelas*, ellas constituyen los escalones representados por bloques asentados al pie de la escarpa. La dureza de las lavas que coronan los bloques deslizados mantiene la integridad de estos, permitiendo el desarrollo del paisaje escalonado.

- *Zona distal o de flujos*, son sectores con pendientes elevadas, caracterizados por una gran deformación de la masa comprometida en los movimientos rotacionales previos, que toman la forma de flujos. Desaparece en este sector la integridad de las terrazuelas debido a la remodelación por acción subaérea de los rasgos primarios de deslizamientos.

- *Zona pedimentada*, se encuentra en la parte más baja y distal con respecto a la escarpa de erosión.

PEDIMENTOS DE FLANCO

Ubicados distalmente, pero siempre asociados a escalones morfológicos representados por bardas o escarpas erosivas, se hallan pequeñas planicies de erosión (pedimentos), suavemente inclinadas hacia bajos o cursos fluviales que actúan como niveles de base locales. Están desarrolladas sobre sedimentitas cretácico-terciarias muy friables y siempre tienen cubiertas de gravas y arenas, las que en el mapa geológico han sido denominadas como Formación Laguna Indio Muerto y Rodados Patagónicos. Estas superficies resultan de la erosión hídrica; son labradas por las aguas que provienen del escurrimiento de precipitaciones vertido por las elevadas pendientes que se encuentran al pie de las bardas (resaltos morfológicos) o por aguas que drenan de acuíferos.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Los primeros eventos geológicos registrados en la región abarcada por la Hoja Valcheta corresponden a la sedimentación de rocas arenoso - pelíticas, las que soportaron posteriormente una fuerte y compleja secuencia de deformación y reconstitución metamórfica, mientras que paralelamente se produjo la intrusión sincinemática de cuerpos de granitos. La edad proterozoica superior asignada a las rocas metamórficas así originadas es provisoria y sujeta a modificaciones, ya que se basa en escasas determinaciones de edades absolutas.

El otro componente de las unidades basamentales de la comarca está constituido por potentes secuencias sedimentarias también arenoso - pelíticas, con un suave metamorfismo regional sobreimpuesto. Aunque referidas al Proterozoico superior, algunas evidencias surgidas en unidades equivalentes de áreas vecinas sugieren que podrían haberse originado en el Eopaleozoico. Como el contacto entre ambas asociaciones metamórficas es tectónico, queda aún por dilucidar la verdadera relación entre ambas. De confirmarse su sincronidad, la misma pila sedimentaria habría sido afectada en forma diferencial quizás debido a distintos emplazamientos corticales; en cambio, si la secuencia leptometamórfica es posterior, las sedimentitas originales provendrían de la erosión de las de mayor grado metamórfico.

Las unidades con débil metamorfismo fueron intruidas en el Ordovícico por pequeños cuerpos

graníticos, que podrían ser los representantes en el Macizo Nordpatagónico del magmatismo oclóyico. Los movimientos que acompañaron al magmatismo provocaron el ascenso regional de la comarca y una fuerte denudación. Estos movimientos, u otros posteriores del ciclo Famatiniano, originaron la estructuración, en el Silúrico, de una cuenca de plataforma relativamente somera, que recibió el aporte de la erosión de las unidades del basamento. Los movimientos chánicos de fines del Devónico produjeron el plegamiento de esta cubierta sedimentaria.

A fines del Paleozoico comenzaron a manifestarse en la región los primeros exponentes del magmatismo gondwánico de filiación calcoalcalina, con la intrusión de granitoides del Complejo Plutónico Navarrete. El magmatismo continuó durante buena parte del Mesozoico, ya que a partir del Triásico se manifestó un extendido volcanismo ácido a mesosilícico que cubrió grandes extensiones del Macizo Nordpatagónico. En las etapas finales fue intruido localmente por granitoides y rocas filonianas. Esta actividad se ha vinculado con un magmatismo de arco relacionado con la hipótesis de la aloctonía de la Patagonia, acrecionada a Gondwana a fines del Paleozoico. El volcanismo ácido continuó en el sector oriental de Macizo durante el Jurásico inferior a medio, como parte de los eventos que acompañaron los movimientos distensivos que dieron lugar a la apertura del Atlántico.

Todo el conjunto rocoso anterior fue erosionado fuertemente y peneplanizado con antelación al Cretácico superior, momento en que se desarrollan depósitos continentales fluviales y de planicie de inundación, los que hacia el Campaniano cambian paulatinamente a ambientes lacustres y luego a transicionales con los medios progresivamente más relacionados con el mar, manifiestos a partir del Maastrichtiano con depósitos pelíticos relacionados con ambiente mareal y, luego de una brusca caída del nivel marino en la culminación del Cretácico, en el Daniano, con las sedimentitas de playa- *near shore* arenosas y carbonáticas.

Ya en el Cenozoico, a fines del Paleógeno tienen lugar grandes derrames de lavas básicas que llegan a la región abarcada por la Hoja inundando valles con pendiente hacia el norte. Casi sincrónicamente con estas efusiones, en la región oriental se manifiesta un nuevo período transgresivo, que perdura casi sin interrupciones hasta el Mioceno. Dicha región continúa siendo inundada por el mar en el

Plioceno, aunque cada vez más esporádicamente, intercalándose esos depósitos en areniscas continentales de régimen fluvial, que están marcando la tendencia creciente hacia la continentalización definitiva del área. Hacia el límite neógeno-cuaternario, en relación con los procesos glaciarios de la cordillera, extensos mantos psefíticos fluviales cubren el sector nororiental de la comarca, junto con el desarrollo de conoides aluviales en el sector occidental. En el resto del Pleistoceno y el Holoceno se generaron nuevos depósitos fluviales, de relleno de bajos y vinculados con la remoción en masa, muy importantes en la consumición del relieve mesetiforme de Somún Curá.

6. RECURSOS MINERALES

Los distintos tipos de depósitos minerales que se desarrollan en el área de la Hoja Valcheta conforman un ciclo metalogenético de filiación magmática calcoalcalina rica en volátiles. Se vinculan con una etapa de actividad ígnea que se extendió entre el Paleozoico superior y el Jurásico, relacionándose espacial y temporalmente con las intrusiones graníticas permo-jurásicas y el inmediato volcanismo ácido a mesosilícico del Triásico y Jurásico. Se asocian a plutonismo de epizona y a volcanismo (Vallés, 1978).

Los depósitos del distrito Valcheta se han formado por polipulsaciones mineralizadoras que originaron brechas y vetas complejas (Malvicini y Vallés, 1984).

En líneas generales, por la alta participación de rocas eruptivas, el basamento cristalino de la región es un elemento geológico de interés para la localización de mineralizaciones hidrotermales o pegmatíticas.

Los depósitos más importantes del área son los de tungsteno, ubicados principalmente al norte de Valcheta, dentro de los que se destaca la mina General San Martín.

Hay también manifestaciones de cobre que no revisten importancia económica, al igual que los depósitos de plomo.

En la zona existen vetas de fluorita y escasas mineralizaciones de manganeso.

La fluorita, baritina, caolín, bentonita, yeso y caliza constituyen, junto a algunos yacimientos de arcillas y diatomitas, los principales recursos dentro de los minerales industriales. La producción es importante a nivel nacional, no habiendo limitaciones con

respecto a sus reservas en la mayor parte de los casos.

Las rocas de aplicación están representadas por ignimbritas jurásicas que se explotan como piedra laja, localmente denominadas "pórfidos".

DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Los yacimientos metalíferos que se encuentran en la región corresponden a minerales de cobre, plomo, plata, cinc, wolframio y hierro. Estos yacimientos se hallan emplazados en el stock granítico San Martín-Lluncura, que ocupa una superficie de unas 5.000 ha; es probablemente pérmico e intruye metamorfitas asignadas al Precámbrico del Complejo Yaminué.

Según Navarro (1960), en el ciclo intrusivo existe una serie de etapas, dentro de las que se destaca el relleno de fracturas por filones de pórfiro granítico, pórfiro sienítico y aplita, producto de diferenciación magmática. En algunos sitios se observa que el pórfiro sienítico es portador de minerales de wolframio y sulfuros.

Todas las manifestaciones constituyen una bien definida provincia metalogenética caracterizada por minerales de wolframio, flúor, plomo y menores cantidades de cobre, manganeso y bismuto, de la que la región de Valcheta es sólo una parte menor (Navarro, 1960).

Cobre

Grupo San Patricio

Bajo este nombre se considera a una zona cuprífera de 6 a 8 km² de superficie, ubicada a unos 36 km al SO de Valcheta, por la ruta provincial 60, que está consolidada.

Este grupo incluye las manifestaciones San Patricio, Don Tomás, Doña Isabel y Doña Silvia, de las cuales las dos primeras son las más importantes.

Según Bernabó *et al.* (1984), el yacimiento podría vincularse con el intrusivo granítico pérmico. Forma un depósito de relleno de fisuras que presenta un aspecto de stockwork y que se dispone en forma discontinua e inconexa en las rocas graníticas, sobre una superficie de alrededor de 200 hectáreas.

La mineralización cupro-ferrífera se halla en un granito pérmico del Complejo Plutónico Navarrete, en forma de delgadas venas en diaclasas y finas frac-

turas; está constituida por malaquita, azurita, bornita, calcosina, hematita y crisocola, en escasa ganga de cuarzo.

Según Navarro (1960), las perforaciones realizadas en la región cuprífera muestran que pocos metros bajo la superficie está afectada por alteración hidrotermal bajo la forma de un agregado de cuarzo, clorita, sericita y algo de caolín. Existe además alteración propilítica en el granito, localizado en las proximidades de los depósitos minerales.

Se efectuaron labores superficiales, la mayor de las cuales, ubicada al norte, muestra una lente cupro-ferrífera de unos 6 m de longitud por 80 cm de potencia. Se ha extraído mineral con leyes de 6 al 8,5% de Cu.

Recientemente, ha surgido como novedad la presencia de tenores de oro interesantes hasta ahora desconocidos, lo que podría abrir una nueva investigación geológico-minera del área (Herrero, 1994, comunicación verbal).

Paula Cecilia

Este depósito, ubicado unos 20 km al sudeste de Ramos Mexía, se compone de vetas de una potencia máxima de 0,40 m, que rellenan fracturas que tienen rumbo principal NE-SO.

La roca de caja, muy alterada, corresponde a una roca ácida a mesosilícica del Complejo Plutónico-Volcánico Treneta, rojiza, dura, maciza y muy silicificada.

El rumbo aproximado de la veta principal es N30°E. La mineralización es bandeada y consiste en malaquita y en menor proporción azurita, asociadas con piritita y calcopiritita.

Beltramone (1976) observó una pátina de un mineral de una coloración verde limón, con una raya verde amarillenta; es posible que se trate de algún mineral de uranio, emplazado en la zona de oxidación.

Las labores, a la fecha inactivas, fueron de carácter exploratorio reduciéndose a zanjas abiertas a lo largo de la mineralización, con una longitud de 3 m por 1 m de ancho y una profundidad de 0,50 a 0,60 metros.

Oro y oro diseminado

Durante el año 1997 se han realizado pedimentos por oro y oro diseminado en la zona situada unos 20 km al este y sudeste de la mina de cobre San Patricio. Se carece de otros datos.

Plomo

Entre las minas de plomo presentes en la Hoja, se encuentran La Bonita, Ceferino Namuncurá, La Primera, Doble R, La India y San Lorenzo, siendo esta última la de mayor importancia.

San Lorenzo

Se encuentra a 1,8 km al sudoeste de Valcheta, sobre la margen izquierda del arroyo del mismo nombre, en ambiente de rocas metamórficas y volcánicas riolíticas jurásicas del Complejo Marifil extruidas después del emplazamiento de los granitoides pérmicos.

El yacimiento se presenta en forma típica de vetas que rellenan un sistema de grietas paralelas; se alojan en el contacto de un dique riolítico con tobas de igual composición, ambos pertenecientes al Complejo Volcánico Marifil del Jurásico inferior a medio. El rumbo sigue la dirección N45°O, inclinándose 75° a 85° al noreste.

Tiene dos vetas principales con una potencia de pocos decímetros hasta 1,20 m, paralelas y separadas unos 25 metros.

La mineralización está constituida por galena (en guías o bolsones), blenda, piritita y calcopiritita como minerales primarios. Como minerales secundarios hay cerusita, malaquita, azurita y pirolusita, entre otros. La ganga se compone de cuarzo manchado a veces por limonita, sericita, arcilla, caolín y clorita. En la superficie se observan restos de sombrero de hierro y manchas de malaquita (De Ferrán, 1983).

Las labores efectuadas en la veta I han sido un rajo de 1 a 1,80 m, un pozo de 20 m de profundidad y una galería transversal; por su parte en la veta II se hicieron un rajo de aproximadamente 47 m, varias trincheras perpendiculares a la veta y dos pozos de 8 y 16 metros. El estado de todas estas labores es de abandono, presentando derrumbes y pozos inundados.

La galena contiene una notable ley de plata que varía entre 220 y 4.246 g/t, que probablemente aparezca en forma de argentita finamente distribuida en aquel mineral.

Según Kittl (1929), existen 4.566 t de 60 % de Pb y 17.565 t de Pb, lo que daría un total de 4.495 t de plomo fino. Núñez (1975) señaló que la mina está abandonada hace años.

Navarro (1960) indicó que se encuentra prácticamente agotada.

Wolframio

En las cercanías de Valcheta se halla un importante distrito wolframífero, cuyas principales minas son General San Martín y Horizonte, y también Pachamama, La Sexta, Alicia, Valcheta y La Criolla.

El ambiente geológico está representado por rocas metamorizadas del basamento (esquistos y filitas) y rocas graníticas intrusivas, parcialmente cubiertas por depósitos producto de la meteorización in situ de la roca original y sedimentos aluviales de acarreo reciente.

La mineralización consiste en wolframita asociada a vetas de cuarzo en un stock granítico del Complejo Plutónico Navarrete, asignado al Pérmico. Este stock tiene una extensión de más de 10 km en sentido este-oeste e intruye metamorfitas precámbricas del Complejo Yaminué (De Ferrán, 1983).

El stock granítico está dividido en dos secciones semejantes, una austral y otra boreal, por una cuña de esquistos que señala la presencia de una falla de rumbo este-oeste. Según Navarro (1960) la sección austral contiene la mayor parte de las vetas wolframíferas y de fluorita.

Señaló De Ferrán (1983) que la mineralización se presenta como relleno de fracturas de enfriamiento dentro del granito.

El contacto del stock con los esquistos es apenas discernible salvo en el extremo sudoeste, desde la mina Horizonte a la mina General San Martín, donde un curso temporario ha puesto al descubierto el basamento metamórfico (Navarro, 1960).

De acuerdo a los datos proporcionados por la Compañía Minera Aluminé, empresa que explotaba este yacimiento, la reserva total de WO_3 (mineral medido, indicado e inferido) es superior a 3.000 t en las minas General San Martín y Horizonte.

En el mismo stock descripto se alojan otras minas de wolframio de menor importancia: La Perlita, Navarro, Zapata, Coyuyo I, Coyuyo II, Coyuyo III, La Tortuga, etc. Son vetas de cuarzo portadoras de hübnerita, scheelita y menores cantidades de pirita y calcopirita, de un espesor que oscila entre pocos centímetros y 0,80 m; encajan en granito con buzamientos que varían desde 60° al O hasta 57° al E, pasando por la vertical.

Navarro (1960) indicó que el laboreo se limita a pequeños destapes y si bien ninguna de ellas resulta económicamente explotable como unidad, en una operación conjunta podrían aportar un importante tonelaje de mineral, aunque de baja ley.

General San Martín (Gualicho)

Se sitúa a unos 25 km al nornordeste de Valcheta, en el bajo de Valcheta, localizándose en el extremo occidental del stock San Martín. Se accede a esta mina por la ruta provincial 4, que está asfaltada.

La roca de caja es el granito rosado, que a veces se torna verde por alteración hidrotermal. En el extremo OSO las vetas penetran en las rocas de caja de la Formación Nahuel Niyeu, pero la mineralización desaparece rápidamente (De Ferrán, 1983).

El depósito ha resultado del relleno de espacios abiertos a lo largo de un sencillo sistema de fracturas preminerales originadas por esfuerzos de tensión por el emplazamiento y solidificación del stock granítico.

Movimientos posteriores a la depositación hipogénica distorsionaron la continuidad de las vetas fallándolas repetidas veces. El laboreo superficial y, más aún, la exploración subterránea ha puesto en evidencia la intensidad de la tectónica posmineral (Navarro, 1960). Se destacan dos juegos, uno principal de rumbo N60°-70°O que buza al este con ángulo de 50° hasta la vertical, y otro de menor importancia, de rumbo N30°-40°E y buzamiento 70° al sudeste, con rechazo inverso.

La mina está constituida por dos vetas paralelas y subverticales, la veta sur y la veta central, de dirección N70°E constante a lo largo de más de 1.000 metros y separadas entre 20 y 30 metros. La potencia de las vetas varía desde 0,20 m hasta un máximo de 3 m, con un promedio de 0,80 metros. Algunas veces existe una veta norte que sale de la central como cola de caballo.

La estructura de las vetas varía entre bandeada simétrica y maciza, raramente brechosa. Todas las vetas muestran efectos de movimientos interminerales. Por su parte, las vetas de cuarzo tienen típica textura listada (*ribbon*). Los contactos con la roca de caja son netos; sólo raramente se ha observado jaboncillo con brecha fina incluida, indicando movimientos posminerales en líneas de menor resistencia.

Según De Ferrán (1983), estas vetas son interrumpidas por un juego secundario de fallas paralelas a 45° O que le dan un aspecto escalonado a la mineralización.

La mineralización, prácticamente restringida al relleno de fisura y de acuerdo a lo indicado por Navarro (1960), está constituida por hübnerita, galena,

calcopirita, scheelita, pirita, ferberita, blenda, bornita, cuprita, neodigenita, covelina, cuproscheelita y cuprotungstita en ganga de cuarzo, feldespato, fluorita, calcita, malaquita, azurita y sericita.

La roca de caja se halla relativamente piritizada y excepcionalmente hay algún gránulo de galena.

Algunas de las muestras estudiadas manifestaron cierta radiactividad. Según Navarro (1960) los ensayos microquímicos por uranio resultaron negativos por lo que se supuso la presencia de algún mineral de torio, posiblemente una torotungstita, producto de la alteración de la scheelita, o bien esta misma isotropizada por torio.

Los valores medios de la mineralización en las distintas vetas, en cuanto a leyes son 1,90%WO₃ (Veta Sur), 0,43%WO₃ (Veta Central) y 0,90%WO₃ (Veta Norte).

Se determinó un volumen total de 234.000 m³ que, con una densidad de 2,7, indica alrededor de 600.000 t de mineral con una ley media de 0,7% WO₃, considerando un espesor medio de 0,90 m (De Ferrán, 1983).

Las reservas estimadas por este último autor hasta una profundidad de 100 m son de más de 500.000 toneladas. Según datos de la Secretaría de Minería de la Nación (1994), las reservas (probables + posibles) son de 45.415 t con una ley media de 1,23% de WO₃, con una potencia media de 0,55 metros, y las prospectivas de aproximadamente 250.000 toneladas.

Las labores llevadas a cabo en la mina General San Martín por la empresa Geotécnica consisten en 1.540 m³ de destapes superficiales y la ejecución de dos piques separados 560 m y conectados por una galería perfectamente plana de 30 metros. En algunos sectores se desarrolló el nivel -60, con lo que se pudo determinar que la mineralización no sólo continúa sino que es más rica en profundidad (De Ferrán, 1983). Se llegó al nivel -90 pero sin que se desarrollara, aunque hubiese sido razonable hacer un tramo de unos 15 m para llegar a la veta. Además, se realizaron 1.652 m de galerías sobre veta en los niveles a 30 y 60 m de profundidad y 500 m de chimeneas y cortavetas.

Por su parte, en la mina Pachamama se efectuaron 700 m³ de destapes superficiales, un pique de 60 m de profundidad, 250 m de galerías direccionales y 50 m de chimeneas. Las reservas estimadas (probables + posibles) son 6.650 t con una ley media de 0,925% de WO₃ y una potencia media de 0,39 m y reservas prospectivas del orden de las 17.000 toneladas.

Horizonte

Esta veta está situada en el borde sudoeste del stock y a unos 1.500 m al sudeste de los afloramientos de la mina General San Martín.

La mineralización consiste en un filón de cuarzo de textura listada (*ribbon*). Éste se inicia como una delgada veta de cuarzo lechoso, aparentemente estéril, que se destaca claramente en la roca de caja (granito rosado pálido). La guía mantiene en todo su recorrido rumbo N30°E y se alarga hacia el contacto granito-esquisto por espacio de 200 m, con espesores de hasta 0,40 m y pobre mineralización, con algún cristal pequeño de hübnerita y sulfuros muy cerca del contacto. Pocos metros antes del contacto granito-esquisto, la veta tiende a ensancharse progresivamente y empieza a mostrar alguna metalización. Al alcanzar el contacto se ensancha hasta 1,90 m y conjuntamente, la metalización incrementa en tamaño y cantidad, desarrollando en la región media un “clavo” de alta ley caracterizado por cristales maclados de hübnerita de hasta 10 x 4 cm, cristales cúbicos de pirita de más de 2 cm de cara y cantidades menores de calcopirita, bornita, covelina y calcosina. La fluorita aparece en chispas aisladas y escasas. Esta lente mineralizada se extiende hacia el sudoeste por espacio de 70 m terminando en una delgada guía que curva hacia el sur dentro de los esquistos (Navarro, 1960).

En términos generales, la depositación se parece a la de la mina San Martín, aunque el tamaño desmesurado de los cristales y el corto espacio metalizado sugieren una depositación vertiginosa y desordenada.

Una falla de bajo ángulo de rumbo N30°E, visible en el frente occidental de la labor a cielo abierto, arrastra al granito sobre el esquisto, cambiando de rumbo en el extremo sur de la labor e incrementando el buzamiento desde 46° al SO hasta 60°. Navarro (1960) indicó que el cambio de rumbo coincide con el ahogamiento de la veta y es improbable que, fuera de esta coincidencia, tenga otra influencia económica sobre la misma.

Las labores realizadas consisten, según Valvano (1956), en un rajo sobre veta de unos 65 m de largo cuyo tramo central se había profundizado hasta unos 6 metros. En el piso se abrió un pequeño chiflón de aproximadamente 4 m de largo, que terminaba en una galería de unos 11 m de longitud (6 m al SO y 5 m al NE del chiflón).

Las leyes de cabeza del mineral procedente de la mina oscilaban entre 2,7 y 3,1% de WO₃ (Valvano, 1956).

El mineral medido en esta mina es de 3.300 toneladas, según Quartino *et al.* (1961).

DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Bentonita

El Cerro

Este depósito está a unos 7 km al SSO de la estación Teniente Maza del ferrocarril General Roca.

Es un manto de material bentonítico de 1 a 1,80 m de espesor, blanco, compacto, que es parte del Grupo Neuquén (Cretácico superior) con un encapado de 2 a 3 m constituido por suelo y un material bentonítico impuro que se descarta.

Tiene buen poder filtrante, pero posee impurezas de yeso. Angelelli *et al.* (1976) presentaron el siguiente análisis del material: 64,5% (SiO₂); 11,9% (Al₂O₃); 4,0% (Fe₂O₃); 1,6% (CaO); 2,4% (MgO); 0,1% (Na₂O) y 15,7% (pérdida a 900°C).

En la actualidad el yacimiento es explotado por la empresa Minera José Cholino e Hijos la que ha realizado una cantera semicircular de 12 m de avance por 45 m de frente.

La producción ha sido de 4.850 t desde el inicio de las actividades en el año 1998 hasta la actualidad, de las cuales fueron exportadas a Brasil 1.100 t en 1998 y 210 t en el año 1999, quedando un stock de 3.500 toneladas.

Caliza - Dolomía

Los afloramientos de rocas carbonáticas en la región son numerosos y ocupan una apreciable extensión, entre los 40°35' y 40°50' de latitud sur y los 66°00' y 66°15' de longitud oeste; corresponden a las sedimentitas marinas maastrichtiano-danianas de la Formación Arroyo Barbudo.

La región en la que se encuentran estos depósitos se mantuvo elevada y sometida a los procesos erosivos que la peneplanizaron hasta el Cretácico superior. La transgresión maastrichtiano-daniana determinó que, sobre las rocas metamórficas del basamento y el complejo volcánico jurásico se apoyen discordantemente las sedimentitas de la Formación Arroyo Barbudo constituida por arcilitas, margas, areniscas, calizas y dolomías. Los afloramientos de estas rocas son relictos dispersos ya que fueron afectados por intensa erosión durante fines del Terciario y Cuaternario.

Otros calcáreos de la región, como los de la Formación Puesto Piris, por su escaso tonelaje, y los de la Formación Gran Bajo del Gualicho, por su bajo tenor en calcio, no son económicamente explotables. Además contienen gran cantidad de impurezas (Núñez, 1975)

Calizas

Yacimiento del Lote 54 (Cantera Lucero)

Se halla situado a 9,5 km al SSE de Valcheta, por la ruta nacional 23 y a 7,5 km de la estación de carga del ferrocarril General Roca, en una zona de lomadas suaves.

Sobresalen relictos que forman mesillas constituidas en su base por un banco de unos 12 m de arcilitas claras, verdoso amarillentas, sin fósiles, y masas y concreciones de yeso blanco bien cristalizado, sobre las que se encuentra un banco de caliza de un espesor variable entre 1,50 y 2,90 m, con una potencia media de 2,30 metros.

El manto calcáreo está compuesto por una roca compacta, dura, homogénea y de grano fino, de textura a veces sacaroide. Es de color blanquecino amarillento y con tonalidades grisáceas debido a la presencia de diminutas dendritas de manganeso.

En la parte superior del horizonte se visualizan pequeñas lentes e inclusiones de sedimentos arenosos en matriz calcárea y brechas formadas por granos y trozos de cuarzo y volcanitas ácidas, cementados por un material calcáreo arenoso, de grano fino.

Con posterioridad a la formación del calcáreo, la circulación de aguas termales que disolvieron y redepusieron el carbonato de calcio dieron origen al relleno de grietas, poros y cavidades con cristales de calcita blanca supergénica y capitas de calcita y aragonita fibrosa. Vinculado a esta estructura, se ha producido un proceso de silicificación, en el que sílice microcristalina rellena grietas y fisuras hasta constituir verdaderas drusas.

El manto calcáreo está dividido en bloques de diversos tamaños, de pocos centímetros hasta más de 1 m de espesor.

El banco de caliza contiene impurezas entre las que se destaca la sílice, proveniente de las delgadas intercalaciones de material brechoso, arenoso y el cuarzo secundario que rellena cavidades. Además presenta óxidos de aluminio (entre 0,33 y 0,68%) y de hierro (0,13 y 0,25%), bióxido de manganeso (0,03 y 0,20%), fósforo (0,016 y 0,053%) y azufre (0,08 y 0,31%), según Ré (1959).

El mismo autor calculó la ley, potencia, volumen y tonelaje del horizonte calcáreo considerando una superficie de 18,5 ha y un espesor medio de 2 m, debido a los bordes digitados y estrangulaciones por la erosión de su relieve mesetiforme. Así determinó reservas aseguradas del orden de las 888.000 t de un mineral con leyes medias de 5,14% (insoluble); 47,32% (CaO); 4,63% (MgO); 84,46% (CaCO₃) y 9,78% (MgCO₃).

Las labores realizadas son cuatro frentes de cantera a cielo abierto, tres de ellos sobre el borde superior de los faldeos este y norte de la meseta, y otro en el sector noroeste. Ré (1959) señaló que todos los frentes de avance fueron ubicados en lugares donde el banco tiene buena potencia y leyes comerciales, con longitudes que varían entre los 15 y los 150 metros.

Cantera Sin Nombre

Se halla a 5,3 km al O-NO de Valcheta, por la ruta nacional 23 en dirección a Los Menucos y a 7 km de la estación Valcheta del ferrocarril General Roca, cubriendo una superficie de aproximadamente 10.200 m² con una potencia media de 2,20 metros.

Es un banco de caliza, de forma lenticular, que posee características texturales similares a la del depósito de la cantera Lucero. Fue trabajado en un solo frente de un espesor promedio de 2,50 metros.

Las reservas establecidas por Ré (1959) son del orden de las 53.856 t, habiéndose determinado las siguientes leyes medias: 10,16% (SiO₂); 83,03% (CaCO₃); 6,06% (MgCO₃); 0,57% (Al₂O₃); 0,20% (Fe₂O₃); 0,016% (P); 0,08% (S) y 0,03% (MnO₂).

El contenido de insoluble (sílice) aumenta hacia el techo del banco.

Dolomía

Cantera Gisella

Se trata de un depósito de dolomía ubicado a 11,5 km al E-NE de Valcheta; abarca una superficie de 66.000 m², con una longitud de aproximadamente 660 m y unos 100 m de ancho. Tiene buen acceso por la ruta nacional 23 y se encuentra a 9 km de la estación de embarque del ferrocarril General Roca.

La base del paquete sedimentario está formada por sedimentos dolomíticos arenosos con pasaje a

areniscas de grano mediano con pequeños rodados de cuarzo, portadores de fauna de pelecípodos y gasterópodos del Cretácico superior (Ré, 1959). Este mismo autor señaló que el banco dolomítico es microgranular, blanco con tonalidades amarillentas y grisáceas, y tiene escasas oquedades y dendritas de bióxido de manganeso. Muestra algunas intercalaciones arenosas y de dolomía más blanda, pliegues y también grietas y cavidades rellenas por yeso cristalino y azufre nativo.

Las reservas estimadas para este yacimiento son del orden de 7.000.000 de t (Secretaría de Minería de la Nación, 1994), cuyas leyes medias determinadas son 6,13% (SiO₂); 29,85% (CaO); 18,65% (MgO); 52,98% (CaCO₃); 39,02% (MgCO₃); 0,68% (Al₂O₃); 0,25% (Fe₂O₃); 0,20% (MnO₂); 0,016% (P) y 0,31 (S).

Angelelli *et al.* (1976) indicaron que el material se explotaba en dos frentes. El frente del extremo occidental fue trabajado en varios cortes pequeños, el más importante de los cuales tiene un desarrollo de 60 m de largo por 30 m de ancho. El frente oriental muestra una cantera de unos 65 m de largo con un avance de 15 a 20 m y 1,70 m de altura. Con posterioridad, aunque de excelente ley, las dolomías no fueron explotadas debido a la incidencia de los costos del flete ferroviario a los centros de consumo.

A la fecha, la cantera está en explotación.

Fluorita

Este mineral se encuentra relacionado con la intrusión granítica del Complejo Plutónico Navarrete, aunque también es común localizarlo asociado a los pórfiros cuarcíferos (riolitas), brechas y tobas del Complejo Plutónico-Volcánico Treneta, del Triásico medio-Jurásico inferior.

Los filones de fluorita se emplazan directamente en las rocas graníticas o bien en las pizarras y esquistos precámbricos vecinos. Los primeros son filones netos, potentes, a veces acompañados por un séquito de filones laterales paralelos, asociados con frecuencia con filones cuarzosos. En cambio, los últimos son más difusos, siguen las ondulaciones y plegamientos de las metamorfitas, se adelgazan y forman ojos, bolsones y venas irregulares; se puede considerar a las metamorfitas como esquistos inyectados en fluorita (Croce, 1952).

Malena es la mina más importante, existiendo otras manifestaciones como Eilir Evans Morgan, Chanquín, Puerto San Antonio y Mortadita.

Malena o Llum-Curá o Punta del Agua

Esta mina se encuentra a 25 km al NNE de la localidad de Valcheta y a unos 4 km de la mina General San Martín.

El yacimiento es del tipo relleno de fisuras y está encajado en el stock granítico. Consiste en una fractura principal que se ramifica lateralmente en una serie de venas subparalelas que probablemente se unan en profundidad.

En esa dirección el mineral es más puro y compacto y aumenta la regularidad y potencia de los filones.

La veta principal, de posición central, tiene una corrida de 145 m con rumbo N80°E y una inclinación de 80° N. Su potencia media es de 1,80 m, con tendencia a aumentar en profundidad, y muestra hábito bolsoneo con bolsones de alrededor de 5 m de ancho, 2 m de largo y 2 m de profundidad. Además se distinguen tres vetas secundarias de igual rumbo y buzamiento pero de menor espesor (Gelós y Hayase, 1969; Núñez, 1975).

La textura de las vetas es bandeada y en parte brechosa, incluyendo clastos de la roca granítica silicificada. Según Navarro (1960), las características texturales de la veta indican un proceso depositacional prolongado con variaciones físico-químicas menores que culminaron en un delicado bandeamiento del relleno, juntamente con una amplia banda brechada que incorpora trozos de fluorita de varias generaciones y caja. La textura brechosa caracteriza la zona de mayor potencia de la veta. El volumen de la brecha intermineral ha jugado un importante papel económico en la explotación de la mina, limitando el área productiva a apenas un tercio del total del volumen ocupado por el cuerpo mineral.

La mineralización principal consiste en fluorita de color predominante violeta y verde, maciza y granular. Además incluye cuarzo en venas o drusas o como calcedonia de relleno o intersticial; baritina en cristales prismáticos, de aspecto fibroso y en venillas formando masas compactas; yeso rellenando fisuras y grietas; fosfato de hierro y cobre, calcita, jaspe, galena, blenda y calcopirita (Gelós y Hayase, 1969; Núñez, 1975).

Una muestra seleccionada de mineral dio los siguientes resultados (Navarro, 1960): 82,27% (CaF₂); 10,97% (SiO₂); 6,40% (CaSO₄); 0,025% (FeO₂) y 0,27% (H₂O).

Croce (1952) indicó que al profundizar en el filón, el mineral se presenta salpicado por partículas de galena, calcopirita y calcosina, con tendencia a

un mayor enriquecimiento de estos minerales al avanzar hacia niveles más profundos.

La roca de caja muestra alteración sericítica, carbonática y silíceo hasta una distancia de 100 m de las vetas (Gelós y Hayase, 1969; Núñez, 1975).

En algunos sectores del filón, Croce (1952) observó venillas e impregnaciones de un mineral terroso y amarillo, en el que se distingue uranotilo; también pequeños núcleos de calcosina con aureola de malaquita y en filones cuarzosos colaterales, cristales de wolframita y multitud de venillas de scheelita. Posiblemente, en profundidad, algunos de estos filones fluoríticos tengan conexión con formaciones de mayor riqueza metalífera.

Según Gelós y Hayase (1969) a esta mina se le han asignado reservas de alrededor de 10.000 t de mineral positivo-probable con una ley de 65-70% de CaF₂. Croce (1952) calculó una existencia mínima de 12.000 t y más de 100.000 t en el resto del sistema.

Las labores efectuadas incluyen un rajo a cielo abierto a lo largo de toda la veta principal, de 7 m de ancho y 15 m de profundidad, y un pique que conecta a una galería de exploración realizada a nivel -30 metros. En las vetas secundarias se realizaron labores discontinuas a cielo abierto.

Rocas graníticas

Ardolino *et al.* (1988), en su estudio de materiales para construcción en el área del Macizo Nordpatagónico, hicieron un relevamiento de los granitos aflorantes. Dentro de éstos se encuentran los ubicados al SSO de la localidad de Nahuel Niyeu, al SO de Teniente Maza, al SSE de Ramos Mexía y en los alrededores de Valcheta.

Según indican los autores mencionados, las rocas graníticas de la región corresponden a las dos asociaciones magmáticas definidas para el área: el Complejo Plutónico Navarrete y el Complejo Plutónico-Volcánico Treneta. Integrante de este último es el Granito Flores que constituye el evento eruptivo póstumo del complejo y, por lo tanto, intruye a las rocas de ambas unidades.

En general se trata de asomos dispersos, parcialmente cubiertos por material proveniente de la meteorización de la misma roca o por sedimentos modernos, encontrándose los mejores afloramientos en aquellos sectores cortados por los cursos de agua.

Concluyeron que las rocas más aptas, para los fines de la prospección, corresponden al Granito Flo-

CUADRO-RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA VALCHETA

Nº indicio	Sustancia	Nombre	Localidad	Coordenadas		Hoja 1:100.000	Litología	Unidad cartográfica	Edad	Mineralogía	Labores mineras
				X	Y						
1	Cobre	Paula Cecilia	20 km al SE de Ramos Mexia	40°36'26"S	67°09'25"O	4166 - 09	Volcanitas riolíticas	Complejo Plutónico-Volcánico Treneta	Triásico medio-Jurásico inferior	MI, Az, Py, Cp	Exploratorias. Zanjas de 3 m de longitud, 1 m de ancho y 0,50-0,60 m de profundidad.
2	Bentonita	El Cerro	7 km al SO de Tte. Maza	40°31'17"S	66°50'09"O	4166 - 08	Sedimentitas	Grupo Neuquén	Cretácico superior	Ben	Cantera semicircular de 45 m de frente por 12 m de avance.
3	Rocas graníticas	Granito J. Flores	Nahuel Niyeu	40°38'19"S	66°44'03"O	4166-08	Granitos	Complejo Plutónico Volcánico Treneta	Triásico medio-Jurásico inferior		
4	Rocas graníticas	Granito R. Flores	Nahuel Niyeu	40°38'19"S	66°42'03"O	4166 - 08	Granitos	Complejo Plutónico Volcánico Treneta	Triásico medio-Jurásico inferior		
5	Cobre	Don Tomás (otras minas: Doña Cristina, Doña Margarita, Doña Silvia)	37 km al SO de Valcheta	40°45'59"S	66°30'11"O	4166 - 15	Granito	Complejo Plutónico Navarrete	Pérmico	MI, Az, escasa Cp	Trincheras de 1,5 a 2 m de ancho y 2 m de profundidad.
6	Cobre	San Patricio	36 km al SO de Valcheta	40°45'22"S	66°29'27"O	4166 - 15	Granito	Complejo Plutónico Navarrete	Pérmico	MI, Az, Cris, Cp, Bo, Cc, Py, Q.	Trinchera de 3 m de ancho, 5 m de longitud y 2,50 m de profundidad.
7	Plomo	La India (otras minas: Don Mario)	40 km al SO de Valcheta	40°46'22"S	66°29'05"O	4166 - 15	Metamorfitas	Fm. Nahuel Niyeu	Precámbrico superior	Ga, Bi, MI, Az	Rajo de 85m de longitud, 1,50 m de profundidad y 1,20 m de ancho. Pique de 10 a 12 metros.
8	Fluorita	Eilir Evans Morgan	24 km al SO de Valcheta	40°46'11"S	66°23'45"O	4166 - 15	Esquistos cuarzo biotíticos	Fm. Nahuel Niyeu	Precámbrico superior	Fl, Clid	Rajo de 235 m de longitud, 4 m de ancho y 5,50 m de profundidad. Dos piques de 2,50 m x 2,50 m x 4,50 m de profundidad y dos chiflones de 2,50 m y 12 metros.
9	Fluorita	Chanquín	12km al SO de Valcheta	40°40'41"S	66°19'42"O	4166 - 15	Pizarras y micacitas	Fm. Nahuel Niyeu	Precámbrico superior	Fl, Q, Py	Rajo de 49 m de largo y 7,50 m de ancho. Trincheras.
10	Caliza		5,3 km al ONO de Valcheta	40°40'23"S	66°12'51"O	4166 - 09	Sedimentitas marinas	Fm. Arroyo Barbudo	Maastrichtiano-Daniano		1 frente de 2,50 m de espesor promedio.
11	Plomo	San Lorenzo (otras minas: independencia, Doble R, Democracia, Elba, Los Guanacos, Los Pilquines, Los Ratones, Los Avestruces)	1,8 km al SE de Valcheta	40°40'50"S	66°11'30"O	4166 - 15	Contacto dique riolítico con tobas riolíticas	Complejo Volcánico Marfil	Jurásico inferior a medio	Ga, BI, Py, Cp, Cer, MI, Az, Pírol, Q	Veta I: Rajo de 1 a 1,80 m. Pozo de 20 m de profundidad y galerías transversales. Veta II: Rajo de 47 m; trincheras perpendiculares y 2 pozos de 8 y 16 metros.
12	Yeso		Salitral Tres Picos	40°16'55"S	66°11'19"O	4166 - 03	Sedimentitas	Fm. Gran Bajo del Gualicho	Oligoceno-Mioceno	Gyp	
13	Fluorita	Puerto San Antonio	2,5 km al SE de Est. Musters	40°38'35"S	66°10'17"O	4166 - 09	Dique riolítico	Complejo Volcánico Marfil	Jurásico inferior a medio	FL, Q, Ca	Rajos y 3 trincheras de 20 a 25 m de longitud, 2 m de ancho y 2,5 m de profundidad.
14	Cloruro de sodio - Sulfato de sodio	Salina Tres Picos	Bajo de Valcheta	40°22'23"S	66°09'29"O	4166 - 09	Sedimentos salinos	Depósitos holocenos	Holoceno	Cloruro de sodio - Sulfato de sodio, magnesio y calcio	Explotación a cielo abierto Cosecha.
15	Fluorita	Mortadita	8 km al SO de Valcheta	40°44'S	66°09'O	4166 - 15	Tobas y riolitas	Complejo Volcánico Marfil	Jurásico inferior a medio	Fl, Q	Destapes.
16	Cloruro de Sodio Sulfato de Sodio	San Eduardo	38 km al NNO de Valcheta	40°24'28"S	66°08'28"O	4166 - 9	Sedimentos salinos	Depósitos holocenos	Holoceno	Cloruro de sodio - Sulfato de sodio, magnesio y calcio	Explotación a cielo abierto. Cosecha.
17	Caliza	Cantera Lucero	9,5 km al SSE de Valcheta	40°46'01"S	66°08'18"O	4166 - 15	Sedimentitas marinas	Fm. Arroyo Barbudo	Maastrichtiano-Daniano		4 frentes de 15 a 150 m de longitud.
18	Plomo	Ceferino Namuncurá	Gran Bajo de Vacheta	40°25'50"S	66°07'45"O	4166 - 09	Metamorfitas	Fm. Nahuel Niyeu	Precámbrico superior		Trincheras de 15 m de longitud, 1 a 2 m ancho y 2,50 m de profundidad.
19	Rocas graníticas	stock San Martin	Alrededores de Valcheta	40°42'42"S	66°06'33"O	4166-09	Granitos	Complejo Plutónico Navarrete	Pérmico		

CUADRO-RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA VALCHETA

N° indicio	Sustancia	Nombre	Localidad	Coordenadas		Hoja 1:100.000	Litología	Unidad cartográfica	Edad	Mineralogía	Labores mineras
				X	Y						
20	Baritina Celestina		Laguna Tres Picos	40°23'58"S	66°06'30"O	4166-09	Areniscas	Fm. Arroyo Barbudo Mb. Aguada Cecilio	Cretácico superior	Bacacel	
21	Plomo	La Bonita	15 km al norte de Valcheta	40°32'15"S	66°06'30"O	4166-09	Rocas metamórficas	Fm. Nahuel Niyeu	Precámbrico superior	Ga, Cp, Ca,Q, MI	3 piques de 10,5 y 3 m de profundidad y 6 trincheras transversales.
22	Wolframio	General San Martín (otras minas: Floduardo)	Gran Bajo de Vacheta	40°29'25"S	66°05'30"O	4166-09	Granito	Complejo Plutónico Navarrete	Pérmico	Hbt, Ga, Cp, Sch, Py, Q, Bo, Bl, Fer, Cv, Cup, Feld, Fl, Ca, MI, Az.	1.540 m3 de destapes. 2 piques conectados por una galería de 30 metros. 1.652 m de galerías sobre veta en los niveles -30 y -60. 500 m de chimeneas, estocadas y cortavetas.
23	Wolframio	Pachamama (otras minas Alicia, La Sexta)	Gran Bajo de Vacheta	40°29'S	66°05'20"O	4166-09	Granito	Complejo Plutónico Navarrete	Pérmico	Hbt, Py, Cp, Bo, Cv, Cc,Fl.	700 m3 de destape, 1 pique de 60 m de profundidad. 250 m de galerías direccionales y 50 m de chimeneas.
24	Wolframio	Horizonte (otras minas: Alaska I, Alaska II, El Porvenir, La Criolla)	Gran Bajo de Vacheta	40°30'21"S	66°04'45"O	4166-09	Granito	Complejo Plutónico Navarrete	Pérmico	Hbt, Py, Cp, Bo, Cv, Cc,Fl, Q.	Rajo sobre veta de 65 m de largo y 6 m de profundidad. Chiflón de 4 m de largo y galería de 11 metros.
25	Dolomía	Cantera Gisella	11,5 km al ENE de Valcheta	40°41'28"S	66°03'16"O	4166-15	Sedimentitas marinas	Fm. Arroyo Barbudo	Maastrichiano-Daniano		Frente occidental: 60 m de largo y 30 m de ancho. Frente oriental: cantera de 65 de largo, 15-20 m de avance y 1,50 m de altura.
26	Fluorita	Malena	25 km al NNE de Valcheta	40°29'47"S	66°03'02"O	4166-09	Stock granítico	Complejo Plutónico Navarrete	Pérmico	Fl, Q, Ba, Gyp, Ca, ga, Bl, Cp, fosfato de hierro y cobre, jaspe	Rajo de 145 m de longitud, 7 m de ancho y 15 m de profundidad; 1 pique y 1 galería.
27	Yeso		Salitral Indio Muerto	40°24'13"S	66°02'36"O	4166-3	Sedimentitas	Fm. Gran Bajo del Gualicho	Oligoceno-Mioceno	Gyp	
28	Plomo	La Primera (otras minas: La Segunda)	30 km al N de Valcheta	40°38'30"S	66°00'50"O	4166-09	Esquistos arcillosos	Fm. Nahuel Niyeu	Precámbrico superior	Garg, Py, Q, Oxmn.	2 piques de 12 y 9,80 m. Socavón de 14 metros.

Abreviaturas: Az:Azurita; Ba: Baritina; Bacacel: Baricalcoelestina; Ben: Bentonita; Bl: Blenda; Bo: Bornita; Cl: Calcedonia; Ca: Calcita; Cp: Calcopirita; Cc: Calcosina; Cer: Cerusita; Cris: Crisocola; Cup: Cuprita; Cv: Covelina; Q: Cuarzo; Feld: Feldespato; Fer: Ferberita; Fl: Fluorita; Garg: Galena argentífera; HbT: Hübnerita; MI: Malaquita; Oxfe: Óxidos de hierro; Oxmn: Óxidos de manganeso; Py: Pirita; Piro: Piroclorita; Sch: Scheelita; Gyp: Yeso.

res. En este sentido se destaca el extenso afloramiento de granito ubicado a unos 15 km de Nahuel Niyeu y a 1.500 m del puesto de Raúl Flores, como también el granito que aflora aguas arriba del puesto de Jacinto Flores. El primero es un granito rosado pálido en superficie meteorizada, de grano grueso que se meteoriza en formas aborregadas, formando en muchos casos los típicos “tors”. El granito es fresco salvo donde las diaclasas se hacen muy densas, lo que aumenta considerablemente la alteración y por consiguiente la desagregabilidad de la roca. El segundo es un granito de grano grueso de color rosado, con tonos grisáceos.

En ambos casos, el variable grado de diaclasamiento determina que cuando el espaciado es conveniente, el tamaño de grano, el color, la frescura de la roca y la ausencia de una cubierta estéril señalan la posibilidad de extraer grandes bloques y que los afloramientos sean ideales para ser explotados como piedra de revestimiento.

Los granitos del stock San Martín, en los alrededores de Valcheta, son de color rosado, grano grueso, muy frescos y con una gran fracturación, aptos para la construcción, como piedra partida para subrasante de caminos y también como roca ornamental. Los afloramientos, muy extensos, están atravesados por la ruta provincial 308.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Curso medio del arroyo Yaminué

En las márgenes del arroyo Yaminué, en las inmediaciones del paraje homónimo, se halla la localidad tipo del Complejo Yaminué donde se observa la asociación gneis – esquistos – granito sincinemático y el plegamiento que la afecta.

Nacientes del arroyo Nahuel Niyeu

En el paraje La Horqueta, en las nacientes del arroyo Nahuel Niyeu, formado por la confluencia de los arroyos Salado y Treneta se presenta la localidad tipo de la Formación Nahuel Niyeu. Allí se visualiza la alternancia metagrauvaca – lutita pizarreña y los mesopliegues que la afectan.

Cabeceras del arroyo Salado

En las cabeceras del arroyo Salado, en las inmediaciones del puesto Alonso, se observa el contacto entre los depósitos conglomerádicos y arenosos de la Formación Sierra Grande con las filitas de la Formación Nahuel Niyeu, en relación de discordancia angular.

Inmediaciones del puesto Navarrete

En los alrededores del puesto Navarrete, situado a unos 12 km al sur de la localidad de Nahuel Niyeu, se encuentra la fase granodiorítica – tonalítica del Complejo Plutónico Navarrete, en su localidad tipo.

Ministro Ramos Mexía y La Angostura

En estas localidades se aprecian magníficos ejemplos de inversión de relieve, producido por la irrupción en paleovalles del Oligoceno elaborados sobre sedimentitas del Grupo Neuquen, de coladas de basaltos de la Formación Somún Curá, que fluyeron desde el cuerpo principal de la meseta homónima. La fácil erosión de las rocas sedimentarias cretácicas, en contraposición a la protección que generó la cubierta de lavas sobre los pisos de los valles, originó el paisaje actual.

Mina San Martín

La mina de wolframio San Martín está ubicada a 25 km al norte de Valcheta, en un stock de granito pérmico del Complejo Plutónico Navarrete. Consiste en vetas originadas por relleno de fracturas, que alojan la mineralización. A 4 km de la mina San Martín, un origen similar se determinó para la mina de fluorita Malena.

Teniente Maza

A unos 5 km al sudoeste de el ex apeadero Teniente Maza se explotan importantes depósitos de bentonitas del Grupo Neuquen, que abren interesantes perspectivas mineras para la región.

BIBLIOGRAFÍA

- AMEGHINO, F., 1896. Notas sobre cuestiones de Geología y Paleontología Argentinas. Instituto Geográfico Argentino. Boletín 17: 87–119. Buenos Aires.
- AMEGHINO, F., 1898. Sinopsis geológico-paleontológica. En Segundo Censo Nacional de la República Argentina, 1-3: 113-225, Suplemento (Ad. y Con.), julio de 1899: 1-13. Buenos Aires.
- AMEGHINO, F., 1906. Les formations sédimentaires du Cretacé superieur et du Tertiaire de Patagonie. Anales del Museo Nacional, Serie 3ª, 8. Buenos Aires.
- ANDREIS, R. R., 1965. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro (tramo General Conesa- Boca del río Negro). Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Geología, 36: 245-310. La Plata.
- ANGELELLI, V., I. SCHALAMUK y A. ARROSPIDE, 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia Comahue. Anales de la Dirección del Servicio Minero Nacional, 17. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, A., 1982. Geología de las adyacencias del arroyo Salado, Macizo Norpatagónico, provincia de Río Negro. Trabajo final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 84 p., (inédito). Buenos Aires.
- ARDOLINO, A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la meseta de Somún Curá. Actas del 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 7-23. Buenos Aires.
- ARDOLINO, A., M. FRANCHI, J. MENDÍA y P. ESPEJO, 1988. Materiales para construcción en el área del Macizo Norpatagónico. Provincias del Chubut y Río Negro. Departamento de Geología. Dirección Nacional de Geología y Minería. 89 p., (inédito). Buenos Aires.
- ARTABE, A. E., 1985 a. Estudio sistemático de la tafoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte 1. Sphenophyta, Filicophyta, Pteridospermophyta. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, 22 (1-2): 3-22. Buenos Aires.
- ARTABE, A. E., 1985 b. Estudio sistemático de la tafoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte 2. Cycadophyta, Ginkgophyta y Coniferophyta. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, 22 (3-4): 159-180. Buenos Aires.
- BARREDA, V., 1982. Geología de las cabeceras de los arroyos Valcheta y Paja Alta. Trabajo final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 77 p., (inédito). Buenos Aires.
- BELTRAMONE, C. A., 1976. Informe preliminar Proyecto 15AI "Chipauquil" - Sector 4166-I-Mosaico C2. Plan Patagonia Comahue. Los Alamitos, 14 p., (inédito). Río Negro.
- BERNABÓ, E., S. M. CALMELS y M. HORAK, 1984. Yacimientos metalíferos. En V. A. Ramos (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino, 3 (2): 583-610. Buenos Aires.
- BERTELS, A., 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (1): 41-54. Buenos Aires.
- BORELLI, E., 1971. Geología del arroyo Comicó y Ramos Mejía, Río Negro. Trabajo final de Licenciatura, (inédito). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- BRACACCINI, O., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. Petrotecnia, 10 (6).
- BRAITSCHE, O., 1965. Das paläozoikum von Sierra Grande (prov. de Río Negro, Argentina) und die altkaledonische faltung im ostlichen Andesvordland. Geologische Rundschau, 54 (2): 698-714.
- BUSTEROS, A., R. GIACOSA y H. LEMA, 1998. Hoja 4166-IV – Sierra Grande, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 241. Buenos Aires.
- CAGNONI, M. C., E. LINARES, H. A. OSTERA, C. A. PARICA y M. B. REMESAL, 1993. Caracterización geoquímica de los metasedimentos de la Formación Nahuel Niyeu: implicancias sobre la proveniencia y el marco tectónico. Actas del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 281-288. Buenos Aires.
- CAMINOS, R., 1983. Descripción geológica de las Hojas 39 g, Cerro Tapiluke y 39 h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.
- CAMINOS, R., J. CHERNICOFF y R. VARELA, 1994. Evolución tectónico-metamórfica y edad del Complejo Yaminué, basamento preandino norpatagónico, República Argentina. Actas del 7º Congreso Geológico Chileno, 2: 1301-1305.
- CAMINOS, R. y E. J. LLAMBÍAS, 1984. El Basamento Cristalino. En V. A. Ramos (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino, 1 (2): 37-63. Buenos Aires.

- CAMINOS, R., E. J. LLAMBÍAS, C. W. RAPELA and C. A. PARICA, 1988. Late Paleozoic - Early Triassic magmatic activity of Argentina and the significance of new Rb- Sr ages from northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 1 (2): 137- 145.
- CAMINOS, R. y C. A. PARICA, 1985. El significado de nuevas edades Rb-Sr de rocas ígneas de Patagonia septentrional. *Comunicaciones (Departamento de Geología, Universidad de Chile)*, 35: 41- 43. Santiago.
- CAZAU, L. B. y M. A. ULIANA, 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 3 : 131 – 163. Buenos Aires
- CHERNICOFF, C. J., 1994. Estructura del basamento cristalino del área Yaminué - Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. Tesis Doctoral, 165 p., (inérita). Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- CHERNICOFF, C. J. y R. CAMINOS, 1996 a. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(2):107 - 118. Buenos Aires.
- CHERNICOFF, C. J. y R. CAMINOS, 1996 b. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (3) : 202 - 212. Buenos Aires.
- CORBELLA, H., 1984. El vulcanismo de la altiplanicie de Somuncurá. En V.A. Ramos (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino*, 1 (10): 267-300. Buenos Aires,
- CORTÉS, J., 1981 a. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3) : 217 – 235. Buenos Aires.
- CORTÉS, J., 1981 b. Estratigrafía cenozoica y estructura al oeste de la península Valdés. Consideraciones tectónicas y paleogeográficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (4) : 424 – 445. Buenos Aires,
- CORTÉS, J. M., R. CAMINOS y H. A. LEANZA, 1984. La cobertura sedimentaria eopaleozoica. En V. A. Ramos (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino*, 1 (3): 65- 84. Buenos Aires.
- CROCE, R., 1952. Los afloramientos fluoríticos en las rocas cristalinas del bajo de Valcheta. Territorio del Río Negro. Com. Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, 1,10. Buenos Aires.
- CROCE, R., 1956. Formaciones características en las estructuras basales de la altiplanicie de Somún Curá en Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11 (3) : 158 – 201. Buenos Aires.
- CROCE, R., 1963. El Sistema del Somún Curá. Las Altas Sierras del Somún Curá y sus aledaños. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas*, 6 (7). Buenos Aires.
- DARWIN, CH., 1846. *Geological observations on South America. Being the third part of the Geology of the voyage of the Beagle, during the years 1832 to 1836.* Smith, Elder & Co. Londres.
- DE ALBA, E., 1964. Descripción geológica de la Hoja 41 j, Sierra Grande, provincia de Río Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 97. Buenos Aires.
- DE FERRÁN, A., 1983. El desarrollo de algunos recursos minerales en la provincia de Río Negro. Secretaría de Planeamiento. Dirección General de Minería e Hidrogeología. Instituto Tecnológico de Minería y Aguas Subterráneas, 49 p., (inédito). Río Negro
- DE FERRARIIS, C., 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. *Anales de las Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 121- 144. Buenos Aires.
- DIGREGORIO, J. H., 1972. Neuquén. *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias : 439 – 505. Córdoba.
- DIGREGORIO, J. H., 1978. Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas. *Relatorio del 7º Congreso Geológico Argentino*: 37 – 65. Buenos Aires.
- DIGREGORIO, J. H. y M. A. ULIANA, 1975. Plano geológico de la provincia del Neuquén. Escala 1:500.000. *Actas Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 2 (4) : 69 – 94. Buenos Aires.
- DIGREGORIO, J. H. y M. A. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. *Academia Nacional de Ciencias. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 2: 985 – 1032. Córdoba.
- DOERING, A., 1882. Informe oficial de la comisión científica agregada al estado Mayor General de la expedición al Río Negro (Patagonia), realizada en los meses de abril, mayo y junio de 1879 bajo las órdenes del Gral. Julio A. Roca. Entrega 3, 3ª parte: 299- 530. Buenos Aires.
- D'ORBIGNY, A., 1842. *Voyage dans l'Amérique méridionale. III, 3ª parte. Geologie.* París.
- ECHEVARRÍA, A. E., 1994. Informe micropaleontológico (ostrácodos) de las muestras de la Hoja 4166- I (38 i), enviadas por el Dr. Roberto Ca-

- minos. Dirección Nacional del Servicio Geológico, 11 p., (inédito). Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1927. Estudio geológico de la región pre y sub-andina en la latitud del Nahuel Huapí. Boletín de Informaciones Petroleras, 4: 111 – 119. Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1949-50. Descripción geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio, Dirección General de YPF, 1, 2 y 3. Buenos Aires.
- FLORES, M. A., 1957. Perfiles en el Chubutiano (2ª parte). YPF, (inédito). Buenos Aires.
- FOSSA MANCINI, E., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras, 15 (171): 31- 95. Buenos Aires.
- GAPAIS, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, 12:1144-1147.
- GELÓS, E. y K. HAYASE, 1969. El yacimiento de fluorita “La Malena” (provincia de Río Negro). Su mineralización. *Actas 4tas. Jornadas de Geología Argentina*, 1: 347-363. Buenos Aires.
- GERTH, E., 1925. Contribuciones a la Estratigrafía y Paleontología de los Andes Argentinos. I. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 9. Córdoba.
- GIACOSA, R., 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico- migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Norpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 3: 51- 54. Buenos Aires.
- GIACOSA, R., 1993. El ciclo eruptivo gondwánico en el área de Sierra Pailemán, Macizo Norpatagónico, Argentina. *Actas del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 113- 117. Buenos Aires.
- GIACOSA, R. 1994. Geología y petrología de las rocas pre-cretácicas del área arroyo Salado – arroyo Tembrao, sector oriental del Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia, 1, 200 p, (inédito). Comodoro Rivadavia.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. F. y E. MALAGNINO, 1984. Geomorfología. En V. A. Ramos (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino*, 1 (13): 347 - 364. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones a lo largo del meridiano 70. 1 Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1 (3): 177- 208. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1952. Mesozoico. Geografía de la República Argentina. 2, primera parte. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. Buenos Aires.
- GROEBER, P. y P. N. STIPANICIC, 1953. Triásico. En Groeber *et al.*, Mesozoico, en Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, 2 (1). Buenos Aires.
- HALPERN, M., M. UMPIERRE and E. LINARES, 1970. Radiometric ages of crystalline rocks from Southern South America as related to Gondwana and Andean Geologic provinces. *Actas Conferencia sobre Problemas de la Tierra Sólida*, 2: 345 – 356. Buenos Aires.
- HARRINGTON, H. 1962. Paleogeographic development of South America. *Bulletin American Association of Petroleum Geology*, 46 (10): 1773 – 1814. Tulsa.
- HERRERO DUCLOUX, A., 1939. Reconocimiento de la zona situada entre la vía férrea, el río Neuquén y el meridiano de Plaza Huincul. YPF, (inédito). Buenos Aires.
- HOLMBERG, E., 1968 a. Región Nahuel Niyeu. Zona 9. Campaña 1966-1967. Dirección Nacional de Geología y Minería, informe 464, (inédito). Buenos Aires.
- HOLMBERG, E., 1968 b. Geología de la región de Teniente Maza. Informe preliminar de apoyo geológico al Plan Geoquímico Minero de Valcheta, Río Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería, informe 468, (inédito). Buenos Aires.
- HOLMBERG, E. y E. J. METHOL, 1974. Geología de la región de Talcahuala, provincia de Río Negro. Servicio Nacional Minero Geológico, 1-12, (inédito). Buenos Aires.
- IHERING, H. von, 1902. On the Molluscan Fauna of the Patagonian Tertiary. *Proceeding American Phil. Society*, 41:132-137.
- KEIDEL, J., 1917. Ueber das patagonische Tafelland, das patagonische Geröll und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen in argentinischen Andengebiet und Litoral. *Zeitschr. Deutsch. Wiss. Ver.*, 3 (5- 6): 219- 245. Stuttgart.
- KEIDEL, J., 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del Territorio del Neuquén. Ministerio de Agricultura de la Nación. Publicación de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, 8. Buenos Aires.
- KITTL, E., 1929. El yacimiento plumbífero de Valcheta, territorio de Río Negro. *Revista Minera* 1. Buenos Aires.
- LABUDÍA, C. H., E. J. LLAMBÍAS, C. W. RAPELA y A. ARTABE, 1995. El Triásico de Los

- Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. Actas de la Reunión del Triásico del Cono Sur, 2: 17- 21.
- LAPIDO, O. R., A. LIZUAIN y E. NÚÑEZ, 1984. La cobertura sedimentaria mesozoica. En V.A.Ramos (Ed.): Geología y Recursos naturales de la provincia de Río Negro. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino, 1 (6) : 139– 162. Buenos Aires.
- LINARES, E., H. A. OSTERA y C. A. PARICA, 1990. Edades radimétricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y de Valcheta, provincia de Río Negro, República Argentina. Actas del 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 251- 253. Buenos Aires.
- LIZUAIN, A., 1974. Bosquejo geológico del Bajo de Pajalta, Río Negro. Trabajo final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito). Buenos Aires.
- LIZUAIN, A., 1983. Descripción geológica de la Hoja 39j, Salinas del Gualicho, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 195. Buenos Aires
- LIZUAIN, A. y E. SEPÚLVEDA, 1978. Geología del Gran Bajo del Gualicho (provincia de Río Negro). Actas del 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 407- 422. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS , E. J., R. CAMINOS y C. W. RAPELA, 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo Gondwánico. En V. A. Ramos (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino, 1 (4): 85- 117. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E. y C. W. RAPELA, 1985. Evolución magmática y relaciones de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40 (1-2) : 4 - 25. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E. y J. C. M. TURNER, 1989. Magmatismo. En: Correlación Geológica, 5 : 83 - 149. Programa Internacional de Correlación Geológica Proyecto 192, Desarrollo del Ordovícico de Latinoamérica. San Miguel de Tucumán.
- MALVICINI, L. y E. LLAMBÍAS, 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 2:185 – 202. Buenos Aires.
- MALVICINI, L. y J. VALLÉS, 1984. Metalogénesis. En V. A. Ramos (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino, 3 (2): 649-662. Buenos Aires.
- MARTÍNEZ, H., C. NÁÑEZ, A. LIZUAIN, C. DAL MOLÍN y A. TUREL, 1998. Hoja 4166-II – San Antonio Oeste, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino, 57 p.,(inédito). Buenos Aires.
- MERCERAT, A., 1893. Un viaje de exploración a la Patagonia austral. Instituto Geográfico Argentino. Boletín, 14:65 - 103, Buenos Aires.
- METHOL, E. J., 1967. Rasgos geomorfológicos de la meseta de Somuncura, Río Negro. Consideraciones acerca de los orígenes de los “pequeños bajos sin salida”. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22 (4): 295-311. Buenos Aires.
- METHOL, E. J. y F. SESANA, 1972. Notas sobre el hallazgo de ortocuarcitas conglomerádicas en la región septentrional del Macizo Norpatagónico. Servicio Nacional Minero Geológico, 1- 26, (inédito). Buenos Aires.
- NAKAYAMA, C., J. C. SCIUTTO, E. C. CASTRILLO y C. FERNÁNDEZ, 1979. Contribución al conocimiento geológico del sector nordeste de la provincia del Chubut. Actas del 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 657 – 670. Buenos Aires.
- NÁÑEZ, C., 1994. Informe micropaleontológico preliminar sobre muestras de la Hoja Valcheta, solicitadas por el Dr. R. Caminos. Dirección Nacional del Servicio Geológico, 4 p., (inédito). Buenos Aires.
- NAVARRO, H., 1960. Geología general y económica del Distrito Minero de Valcheta, Río Negro. Dirección General de Fabricaciones Militares, informe 222.: 63 p., (inédito). Buenos Aires.
- NÚÑEZ, E., 1975. Informe preliminar de la Hoja 39 i, Valcheta, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, informe 602: 1- 52, (inédito). Buenos Aires.
- NÚÑEZ, E., E. DE BACHMAN, I. RAVAZZOLI, A. BRITOS, M. FRANCHI, A. LIZUAIN y E. SEPÚLVEDA, 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 4: 247 - 266. Buenos Aires.
- NÚÑEZ, E. y E. ROSSI DE GARCÍA, 1981. Origen y edad de las calizas de Valcheta (Provincia de Río Negro). Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 2 : 173 - 182. Buenos Aires.
- ORCHUELA, I. A. y J. V. PLOSKIEWICZ, 1984. La Cuenca Neuquina. En V. A. Ramos (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino, 1 (7): 163-188. Buenos Aires.
- PAGE, R., 1987. Descripción geológica de la Hoja 43 g, Bajo de la Tierra Colorada, provincia del

- Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología, boletín 200:1-70. Buenos Aires.
- PANKHURST, R. J., R. CAMINOS y C. W. RAPELA, 1993. Problemas geocronológicos de los granitoides gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Norpatagónico. Actas del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 99- 104. Buenos Aires.
- PANKHURST, R. J., C. W. RAPELA, R. CAMINOS, E. LLAMBÍAS and C. PARICA, 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura Batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 5 (3- 4): 321- 325.
- PASCUAL, R., 1965. Un nuevo *Condylarthra* (Mammalia) de edad Casamayorensis de Paso de los Indios (Chubut, Argentina). *Ameghiniana*. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, 4 (2). Buenos Aires.
- PASCUAL, R., E. J. ORTEGA HINOJOSA, D. GONDAR y E. P. TONNI, 1965. Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*, 6: 165- 193. La Plata.
- PEARCE, J., N. B. W. HARRIS and A. G. TINGLE, 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4) : 956 - 983.
- QUARTINO, B., H. DE LA IGLESIA y U. ZUCOLILLO, 1961. Estudio preliminar para el desarrollo integral de la región Comahue. Anexo 3. Geología y Minería, 127 p., (inédito). Comisión Especial para el estudio del desarrollo de las zonas de influencia de los ríos Limay, Neuquén y Negro (Comahue). Senado de la Nación. Buenos Aires.
- RAMOS, V., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la mina Gonzalito, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (3): 274 – 285. Buenos Aires.
- RAMOS, V., 1984. Patagonia: ¿un continente paleozoico a la deriva?. Actas del 9º Congreso Geológico Argentino, 2:331-325. Buenos Aires.
- RAMOS, V. y J. M. CORTÉS, 1984. Estructura e interpretación tectónica. En V. A. Ramos (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro*. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino, 1 (12):317-346. Buenos Aires.
- RAPALINI, A. E. and J. F. VILAS, 1991. Preliminary paleomagnetic data from the Sierra Grande Formation; tectonic consequences of the first mid-Paleozoic paleopoles from Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(1-2):25-41.
- RAPELA, C. and R. CAMINOS, 1987. Geochemical characteristics of the Upper Paleozoic magmatism in the eastern sector of Northpatagonian Massif. *Revista Brasileira de Geociencias*, 17 (4): 535- 543.
- RE, N., 1959. Estudio de los calcáreos y dolomitas del Bajo de Valcheta y reconocimiento preliminar de la salina “El Gualicho”, provincia de Río Negro. Dirección General de Fabricaciones Militares, 34 p., (inédito). Buenos Aires.
- REMESAL, M., 1984. Rocas volcánicas del extremo nororiental de la meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. Actas del 9º Congreso Geológico Argentino, 2: 614- 628. Buenos Aires.
- REMESAL, M. y C. A. PARICA, 1989. Caracterización geoquímica e isotópica de basaltos de la meseta de Somuncurá. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1- 4): 353- 363. Buenos Aires.
- RIGGI, J. C., 1978. La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogenética en la estratigrafía de la Formación Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33 (2): 158- 171. Buenos Aires.
- RIZZOLO, E.J., 1968. Description d’une faune d’ostracodes du Danien d’Argentine (Gran Bajo del Gualicho). 3º Coloquio de Micropaleontología Africano: 603 – 621. El Cairo.
- ROLL, A., 1941. Über die Ortiz und Roca Schichten Oberen Kreide der Río Negro Serke (Nord Patagonien). *Neues Jahrbuch, Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, 85 (B): 144- 190.
- ROTH, S., 1899. Apuntes sobre la geología y paleontología de los territorios del Río Negro y Neuquén. *Revista del Museo de La Plata*, 9: 141- 197. La Plata.
- ROTH, S., 1908. Beitrage zur Gliederung der Sedimentablagerungen in Patagonien und der Pampas Region. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, B 13 d. 26. Stuttgart.
- SCILLATO YANE, G. J., M. A. ULIANA y R. PASCUAL, 1976. Un Megalonychidae (Edentata, Pilosa) del Plioceno de la Provincia de Río Negro (Argentina). Su importancia bioestratigráfica y paleobiogeográfica. Actas 6º Congreso Geológico Argentino, 1: 579 – 589. Buenos Aires.
- SECRETARÍA DE MINERÍA DE LA NACIÓN, 1994. Directorio de Oportunidades, 217 p. Ministerio de Economía, Obras y Servicios Públicos. Buenos Aires.
- SEPÚLVEDA, E. G., 1983. Descripción geológica de la Hoja 38 i, Gran Bajo del Gualicho, provin-

- cia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 194: 1- 61. Buenos Aires.
- SESANA, F.L., 1968. Consideraciones geológicas y petrográficas del plan Valcheta. Campaña 1966 y 1967, informe 464, (inédito). Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires.
- SESANA, F., 1974. Contribución al conocimiento de los afloramientos de calizas de Yaminué. Actas del 5º Congreso Geológico Argentino, 2: 293-304. Buenos Aires.
- SESANA, F., E. J. METHOL y G. HOLMBERG, 1970. Geología y petrografía de la región de Laguna Seca, Provincia de Río Negro. Plan Geológico Minero Valcheta, carpeta 745, (inédito). Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires.
- SPALLETTI, L. A., S. D. MATHEOS y J. C. MERODIO, 1993. Sedimentitas carbonáticas cretácico- terciarias de la plataforma norpatagónica. Actas del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 247- 257. Buenos Aires.
- STAPPENBECK, R., 1913. Investigaciones hidrogeológicas de los valles de Chapalcó y Quehué y de sus alrededores (Gobernación de La Pampa). Dirección General de Minería, Geología e Hidrología. Boletín 4, Serie B (Geología): 1- 55. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N., 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22 (2): 101- 133. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N. y E. LINARES, 1975. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina, años 1960 a 1974. Asociación Geológica Argentina. Serie B, 3. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N. y E. METHOL, 1972. Macizo de Somuncurá. En Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina: 81 – 599. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- STIPANICIC, P. N., F. RODRIGO, O. L. BAULÍES y C. G. MARTÍNEZ, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (2): 67-98. Buenos Aires.
- VALVANO, J., 1956. Reconocimiento expeditivo de los yacimientos de tungsteno de la zona de Valcheta. Dirección Nacional de Geología y Minería, (inédito). Buenos Aires.
- VALLÉS, J. M., 1978. Los yacimientos minerales ubicados al oeste de la mina Gonzalito, Depto. San Antonio y Valcheta. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33, 4: 325-344. Buenos Aires
- WEAVER, CH.E., 1927. The Roca Formation in Argentina. American Journal of Science, 5, 13 : 417 - 434.
- WEBER DE BACHMANN, E., 1983 a. Descripción geológica de la Hoja 38 h, Cabeza de Poto, provincia de Río Negro, (inédito). Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.
- WEBER DE BACHMANN, E., 1983 b. Descripción geológica de la Hoja 40 j, Cerro El Fuerte, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 196. Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1916. Las capas con dinosaurios en la costa sur del río Negro, frente a General Roca. Physis, 2 (11).
- WICHMANN, R., 1918. Estudios geológicos e hidrogeológicos en la región comprendida entre boca del río Negro, San Antonio y Choele- Choele. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 13 (3). Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1919 a. Sobre la constitución geológica del Territorio del Río Negro y la región vecina, especialmente de la parte oriental entre el río Negro y Valcheta. Primera Reunión Nacional de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, Sección 1, Geología, Geografía y Geofísica: 90-107. Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1919 b. Contribución a la geología de la región comprendida entre el río Negro y el arroyo Valcheta. Con una descripción petrográfica de las rocas eruptivas y metamórficas por el Dr. F. Pastore. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, 13 (4). Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1924. Nuevas observaciones geológicas en la parte oriental del Neuquén y en el Territorio de Río Negro. Publicación del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, 2 : 1 - 22. Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1926. Observaciones geológicas en la parte central y oriental del Territorio del Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Carpeta 39, (inédito). Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1927 a. Los Estratos con Dinosaurios y su techo en el este del Territorio del Neuquén. Publicación de la Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, 32: 1- 22. Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1927 b. Resultado de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y del Chubut, efectuado durante los meses de enero hasta junio del año 1923. Publicación de la Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, 33: 1- 59. Buenos Aires.

- cia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 194: 1- 61. Buenos Aires.
- SESANA, F.L., 1968. Consideraciones geológicas y petrográficas del plan Valcheta. Campaña 1966 y 1967, informe 464, (inédito). Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires.
- SESANA, F., 1974. Contribución al conocimiento de los afloramientos de calizas de Yaminué. Actas del 5º Congreso Geológico Argentino, 2: 293-304. Buenos Aires.
- SESANA, F., E. J. METHOL y G. HOLMBERG, 1970. Geología y petrografía de la región de Laguna Seca, Provincia de Río Negro. Plan Geológico Minero Valcheta, carpeta 745, (inédito). Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires.
- SPALLETTI, L. A., S. D. MATHEOS y J. C. MERODIO, 1993. Sedimentitas carbonáticas cretácico- terciarias de la plataforma norpatagónica. Actas del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 247- 257. Buenos Aires.
- STAPPENBECK, R., 1913. Investigaciones hidrogeológicas de los valles de Chapalcó y Quehué y de sus alrededores (Gobernación de La Pampa). Dirección General de Minería, Geología e Hidrología. Boletín 4, Serie B (Geología): 1- 55. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N., 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22 (2): 101- 133. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N. y E. LINARES, 1975. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina, años 1960 a 1974. Asociación Geológica Argentina. Serie B, 3. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N. y E. METHOL, 1972. Macizo de Somuncurá. En Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina: 81 – 599. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- STIPANICIC, P. N., F. RODRIGO, O. L. BAULÍES y C. G. MARTÍNEZ, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (2): 67-98. Buenos Aires.
- VALVANO, J., 1956. Reconocimiento expeditivo de los yacimientos de tungsteno de la zona de Valcheta. Dirección Nacional de Geología y Minería, (inédito). Buenos Aires.
- VALLÉS, J. M., 1978. Los yacimientos minerales ubicados al oeste de la mina Gonzalito, Depto. San Antonio y Valcheta. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33, 4: 325-344. Buenos Aires
- WEAVER, C.H.E., 1927. The Roca Formation in Argentina. American Journal of Science, 5, 13 : 417 - 434.
- WEBER DE BACHMANN, E., 1983 a. Descripción geológica de la Hoja 38 h, Cabeza de Potoro, provincia de Río Negro, (inédito). Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.
- WEBER DE BACHMANN, E., 1983 b. Descripción geológica de la Hoja 40 j, Cerro El Fuerte, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 196. Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1916. Las capas con dinosaurios en la costa sur del río Negro, frente a General Roca. Physis, 2 (11).
- WICHMANN, R., 1918. Estudios geológicos e hidrogeológicos en la región comprendida entre boca del río Negro, San Antonio y Choele- Choele. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 13 (3). Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1919 a. Sobre la constitución geológica del Territorio del Río Negro y la región vecina, especialmente de la parte oriental entre el río Negro y Valcheta. Primera Reunión Nacional de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, Sección 1, Geología, Geografía y Geofísica: 90-107. Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1919 b. Contribución a la geología de la región comprendida entre el río Negro y el arroyo Valcheta. Con una descripción petrográfica de las rocas eruptivas y metamórficas por el Dr. F. Pastore. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, 13 (4). Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1924. Nuevas observaciones geológicas en la parte oriental del Neuquén y en el Territorio de Río Negro. Publicación del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, 2 : 1 - 22. Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1926. Observaciones geológicas en la parte central y oriental del Territorio del Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Carpeta 39, (inédito). Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1927 a. Los Estratos con Dinosaurios y su techo en el este del Territorio del Neuquén. Publicación de la Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, 32: 1- 22. Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1927 b. Resultado de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y del Chubut, efectuado durante los meses de enero hasta junio del año 1923. Publicación de la Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, 33: 1- 59. Buenos Aires.