

EVOLUCIÓN TECTONO-MAGMÁTICA DURANTE EL PÉRMICO AL JURÁSICO TEMPRANO EN LA CORDILLERA DEL VIENTO (37°05'S - 37°15'S): NUEVAS EVIDENCIAS GEOLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS DEL INICIO DE LA CUENCA NEUQUINA

Eduardo J. LLAMBÍAS¹, Héctor A. LEANZA² y Osvaldo CARBONE³

¹ Centro de Investigaciones Geológicas - CONICET. Calle 1 - n° 644 - 1900 La Plata. E-mail: llambias@cig.museo.unlp.edu.ar

² Servicio Geológico Minero Argentino - CONICET. Av. Julio A. Roca 651 - Piso 10 - 1322 Buenos Aires.

E-mail: hleanz@secind.mecon.gov.ar

³ Petrobras Energía S.A. - Neuquén. E-mail: osvaldo.carbone@petrobras.com

RESUMEN

El extremo sur de la cordillera del Viento está constituido en mayor parte por las secuencias volcánicas que conforman el basamento de la cuenca Neuquina. Las rocas más antiguas corresponden a sedimentitas de la Formación Huaraco del Grupo Andacollo de edad carbonífera superior. Después de haber sido plegadas por la fase orogénica San Rafael en el Pérmico Temprano, estas sedimentitas fueron intruidas por plutones pérmicos de granodiorita y monzogranito junto con diques y domos de riolita. Las sedimentitas también fueron cubiertas en discordancia angular por ignimbritas riolíticas cogenéticas con los intrusivos. Se ha denominado a este conjunto de rocas ígneas como complejo volcánico-plutónico Huingancó, y por su edad pérmica se lo correlaciona con el Grupo Choiyoi, expuesto en las provincias geológicas de Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. El Complejo Huingancó fue intensamente erosionado en el Triásico Temprano a Medio, labrándose una superficie de erosión ondulada (discordancia huárpica) y exhumándose las cúpulas de los plutones pérmicos. Sobre esta superficie de erosión se depositó la Formación Cordillera del Viento (ex Choiyolitense de Groeber), compuesta por una secuencia mayormente volcánica, con composición andesítica a riolítica y espesores de hasta 1.300 metros. A continuación se depositó en discordancia la Formación Milla Michicó, constituida por basaltos, andesitas basálticas y escasas riolitas, dispuestos en mantos bien estratificados con un espesor de hasta 200 metros. Seguidamente se acumuló la Formación La Primavera de edad pliensbachiana, sobre una superficie irregular que se relaciona con la fase diastrófica Río Atuel. La Formación La Primavera, que es la unidad más antigua del Grupo Cuyo, está compuesta por sedimentitas marinas y lavas basálticas en la base e ignimbritas riolíticas en los niveles superiores. El espesor de esta unidad varía desde unos pocos metros hasta 400 metros. Esta última unidad es cubierta en aparente concordancia por la Formación Los Molles, constituida en la base por calizas que son cubiertas por pelitas negras y areniscas depositadas en un régimen turbidítico. En la base de esta unidad se intercalan lentes de lahares andesíticos y otros depósitos producidos por flujos hiperdensos.

La discordancia huárpica marca la transición entre la etapa de pos-orogénesis, durante la cual se desarrolló el Complejo Huingancó, y la etapa de *rifting* triásica, cuya fracturación permitió el rápido ascenso del magma desde la astenósfera. La finalización de la etapa de *rifting* se corresponde con la discordancia rioatuélica, que marca el comienzo de la ingresión marina cuyana. Las discordancias comprendidas entre la Huárpica y la Rioatuélica son de menor jerarquía y sólo representan cambios en la velocidad de apertura del *rift*.

Los atributos químicos de las volcanitas estudiadas corresponden a las series calcoalcalinas con moderado a alto contenido de Mg# y pobres en potasio. El enriquecimiento de elementos incompatibles es muy bajo, indicando que el grado de fusión fue moderado a alto y la contaminación con elementos corticales fue pobre. Por estas características se propone que las volcanitas triásicas formaron parte del arco volcánico correspondiente a los complejos de subducción-acreción triásicos situados en la cordillera de la Costa de Chile al sur de los 38° S. Durante el Jurásico Temprano el volcanismo migró hacia el oeste, pasando de la etapa de *rifting* a la etapa de extensión en retroarco, tiempo en el cual se produjo la extendida ingresión marina del Grupo Cuyo. El grado moderado a alto de fusión que originó el arco volcánico puede explicarse por la presencia de una anomalía geotérmica elevada que favoreció la ruptura de la litósfera en extensión e incrementó la magnitud del grado de fusión por descompresión. La disminución del gradiente geotérmico a partir del Pliensbachiano podría explicar la forma no lineal de la cuenca Neuquina en la provincia del Neuquén.

Palabras clave: *Precuyano, Choiyoi, Pérmico, Triásico, cordillera del Viento, cuenca Neuquina.*

ABSTRACT: *Tectono-magmatic evolution during the Permian to the Early Jurassic in the Cordillera del Viento (37°05'S - 37°15'S): new geological and geochemical evidences for the early stages of the Neuquén basin.*

The southern extremity of the Cordillera del Viento is mainly composed of volcanic sequences, which form the basement of the Neuquén basin. The oldest rocks are the sediments in the Huaraco Formation, Andacollo Group, of Upper Carboniferous age. After being folded by the San Rafael orogenic phase during the Lower Permian, these sediments were intruded by granodioritic and monzogranitic plutons along with dikes and domes of rhyolitic nature. They were then covered in angular unconformity by rhyolitic ignimbrites, which are co-

genetic with the intrusives. The resulting volcanic-plutonic complex is suggested to be correlative with the Permian Choiyoi Group exposed in the Cordillera Frontal and the Bloque de San Rafael geological provinces. This volcanic-plutonic complex was subjected to strong erosion during the Early to Middle Triassic. The development of an undulated erosion surface (Huarpican unconformity) resulted in the exposure of the cupolas of the plutons. This surface supports the Cordillera del Viento Formation (ex Groeber's Choiyoilitense), which consists of a volcanic sequence of andesitic to rhyolitic composition up to 1.300 meters thick. The next unit, the Milla Michicó Formation, was also deposited unconformably. This unit is composed of bedded flows of basalts, andesitic basalts and rhyolites with thickness up to 200 meters. The succession continued with the unconformable deposition of the La Primavera Formation, which is the oldest unit of the Cuyo Group. It is composed of marine sediments interbedded with basaltic flows at the base and rhyolitic ignimbrites in the upper levels. The thickness varies from a few meters up to 400 meters. The La Primavera Formation is covered in apparent conformity by the Los Molles Formation, which has limestones at the base and contains pelites with andesitic lahar intercalations deposited in a turbiditic regime.

Regionally, the Huarpican unconformity marks the transition between the post-orogenic stage when the Permian volcano-plutonic complex was formed, and the Triassic *rifting* stage when extension allowed magmas to ascend rapidly from sublithospheric levels. The unconformities that followed the Huarpican diastrophic phase are considered to be of minor hierarchy, and to only represent changes in the velocity of the *rift* opening. Chemically, the volcanic rocks belong to the calc-alkalines series, displaying moderate to high Mg# numbers and the less altered rocks are potassium-poor. The very low incompatible elements enrichments indicate that the mantle melting percentages were moderate to high and that crustal contamination was minimal. Taking these characteristics into account, Triassic volcanic rocks are proposed to have a volcanic arc associated with the subduction-related Triassic accretionary complexes found in the Chilean Cordillera de la Costa at these latitudes. During the Early Jurassic, this volcanic arc migrated westward as the region passed from a *rifting* to a back-arc extension stage, at the time in which the huge marine ingression of the Cuyo Group took place. The moderate to high amount of mantle melting that gave rise to the volcanic arc magmas can be explained by an anomalous high geothermal gradient. Cooling of the area affected by this gradient could explain the non-linear shape of the Neuquén basin at this latitude.

Keywords: *Precuyoano, Choiyoi, Permian, Triassic, Cordillera del Viento, Neuquén basin.*

INTRODUCCIÓN

Durante el lapso comprendido entre el Pérmico Temprano y el Jurásico Temprano la actividad magmática en el margen activo del continente de Gondwana entre los 35° y 39°S se caracterizó por su extraordinario volumen y persistencia en el tiempo. Por este motivo, en esta región las unidades estratigráficas correspondientes a este lapso están constituidas mayormente por rocas ígneas y en menor proporción por sedimentarias.

Durante este lapso, de aproximadamente 80 millones de años, finalizó la consolidación del continente de Gondwana, y comenzó su desmembramiento, dando lugar a la formación de Sudamérica. Los procesos tectónicos en el margen activo de Gondwana durante esta prolongada etapa variaron desde una intensa compresión en el Pérmico Temprano hasta un periodo de fuerte extensión durante el Triásico Medio y Jurásico. La compresión pérmica temprana es conocida como la fase orogénica San Rafael (Azcuay y Caminos 1987), a la cual sucedió un periodo de relajación de los esfuerzos, comúnmente denominado colapso orogénico, que se extendió hasta el Triásico Tem-

prano, anterior al propuesto por Tankard *et al.* (1995) para explicar el origen de los *riffts* triásicos. Durante este periodo se desarrolló la provincia volcánico-plutónica Choiyoi (Llambías y Sato 1995). En el Triásico comenzó una etapa de *rifting* que comprometió a todo el espesor de la litósfera, extendiéndose hasta el Jurásico Temprano. Durante este periodo comenzaron a configurarse extensos y numerosos grábenes y hemigrábenes (Charrier 1979; Uliana *et al.* 1989), cuyas fracturas profundas permitieron el ascenso del magma desde la astenósfera, generando un intenso volcanismo que rellenó con diversos grados y etapas esos depocentros. La transición entre el periodo de relajación que sucedió al engrosamiento producido por la fase orogénica San Rafael y la etapa de *rifting* puede ser visualizada en la superficie por una fuerte discordancia, que la hemos correlacionado con la discordancia huárpica propuesta por Azcuay y Caminos (1987, p. 243) para la Cordillera Frontal y Precordillera de Mendoza, quienes estimaron su edad entre 230 y 220 Ma. La transición entre los esfuerzos extensionales relacionados con el colapso orogénico y los esfuerzos extensionales que afectaron a la litósfera durante la etapa de *rifting* impli-

ca un cambio en el campo de los esfuerzos residentes en la litósfera. Ambas etapas se caracterizaron por una intensa actividad magmática, pero con propiedades diferentes: durante el colapso orogénico la actividad volcánica se desarrolló a partir de cámaras magmáticas superficiales, relacionadas con los grandes campos ignimbriticos silíceos de la provincia Choiyoi y la formación de batolitos, mientras que durante la etapa de *rifting* aparecen basaltos y rocas más silíceas poco evolucionadas, sugiriendo que el magma se originó en el manto. Si bien la evolución tectónica y petrológica de la provincia Choiyoi es bastante conocida (Coira y Koukharsky 1976; Kay *et al.* 1989; Llambías y Sato 1990; 1995; Mpodozis y Kay 1992; Kleiman 1993; Llambías *et al.* 2003), no sucede lo mismo con respecto a la evolución tectono-magmática de las volcanitas triásicas, lo cual dificulta la interpretación de las causas que produjeron el cambio en la ubicación de las fuentes magmáticas. Por tal motivo, el estudio geológico y petrológico de las volcanitas triásicas contribuye a comprender este cambio y a mejorar sustancialmente el entendimiento de los diversos procesos relacionados con la evolución del margen continental a esta latitud

entre el Pérmico y el Jurásico. En el extremo sur de la cordillera del Viento (Figs. 1 y 2) están expuestas todas las unidades pérmicas, triásicas y jurásicas, por lo cual es ésta, sin duda, una excelente región para obtener la información necesaria sobre la naturaleza de los cambios tectónicos y magmáticos acaecidos y así inferir los acontecimientos geológicos que tuvieron lugar durante esta transición. En este trabajo se discuten las causas por las cuales la actividad ígnea a pesar de haber sido continua durante este lapso, evidencia significativos cambios en la ubicación de las fuentes magmáticas. Nuestra conclusión preliminar es que las cámaras magmáticas que alimentaron las volcanitas e intrusiones pérmicas del complejo volcánico-plutónico Huingancó, integrante de la provincia Choiyoi pérmica, se enfriaron progresivamente, dando lugar a la invasión del magma proveniente posiblemente desde la astenósfera. Esta irrupción del magma mantélico fue favorecida por las fracturas profundas, formadas durante la etapa de *rifting*, por lo cual la litósfera adquirió suficiente permeabilidad para dejar pasar el magma. Todo este proceso se realizó en el margen activo del continente de Gondwana, posiblemente relacionado con la convergencia de la placa oceánica pacífi-

ca con este último y luego con el de Sudamérica. Durante el Pliensbachiano la actividad ígnea se extinguió en el centro de la cuenca Neuquina, continuando en el borde occidental durante todo el Jurásico.

ESTRATIGRAFÍA

El alzamiento de la cordillera del Viento es el resultado de la tectónica compresiva terciaria que permitió el ascenso de las unidades más antiguas del noroeste del Neuquén y sur de Mendoza. En el cuadro 1 se pre-

senta una síntesis de la estratigrafía de la región sur de la cordillera del Viento, comparándose los resultados obtenidos en este trabajo con los de previos investigadores. La figura 2 incluye un bosquejo geológico de esa región, mostrando la distribución de las diversas unidades geológicas desde el Grupo Andacollo *emend.* (Carbonífero Superior), la unidad más antigua aflorante, hasta el tramo inferior del Grupo Cuyo (Jurásico Temprano). En la figura 3 se muestra un perfil columnar que esquematiza la secuencia expuesta en la región.

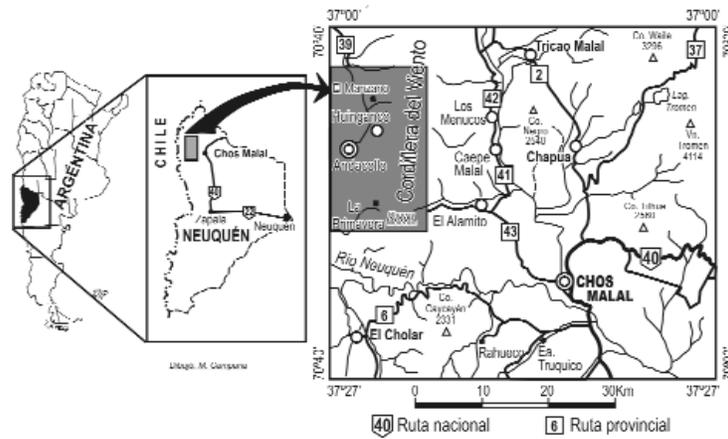


Figura 1: Mapa de ubicación de la región estudiada. El rectángulo gris corresponde al mapa geológico de la Fig. 2.

EDADES	Groeber (1946)	Zöllner y Amos (1973)	Digregorio (1972) (=Freytes, 1969)	Méndez <i>et al.</i> (1995)	Rovere <i>et al.</i> (2004)	Leanza <i>et al.</i> (2005)	Este trabajo						
	JURÁSICO	CUYANO INFERIOR (<i>pars</i>)	LIÁSICO TOBACEO	CUYANO INFERIOR (<i>pars</i>)	Fm. Los Molles	GRUPO CUYO (<i>pars</i>) Fm. La Primavera	GRUPO CUYO (<i>pars</i>) Fm. La Primavera	GRUPO CUYO (<i>pars</i>)	Fm. Los Molles				
Pliensbachiano												Fm. La Primavera	
Sinemuriano													Fm. La Primavera (Intrusiones Lineales de Euzkano y Guizenz Fleming 1995)
Hettangiano													Fase diastrófica Río Atuel
TRIÁSICO	Choyoiilitense (= Serie Porfirítica Supratráfica, 1929)	Serie Porfirítica	GRUPO CHOIYOI	Fm. Chacaicó	GRUPO CHOIYOI	GRUPO CHOIYOI	D3	Fm. Milla Michicó					
Superior												Fm. Milla Michicó	
Medio												Fm. Cordillera del Viento	
	BASAMENTO CRISTALINO	Granitos y Granodioritas	GRANITOS DE HUINGANCÓ	Complejo Eruptivo Gondwánico (= Volcanitas Choiyoi)	Dacita Sofia	Granodioritas pos-fase orogénica San Rafael intruidas en el Grupo Andacollo	D1	Fm. Cordillera del Viento					
Inferior												Fase diastrófica Huárpica	
PÉRMICO				Fm. La Premia	Granito Huingancó			Fm. La Premia					
				Fm. Huaraco	Fm. Huaraco			Granito Huingancó					
CARBONÍFERO		SERIE ANDACOLLO	GRUPO ANDACOLLO	Fm. Arroyo del Torreón	Fm. Arroyo del Torreón			Fm. Huaraco					
		Tobas Superiores	Tobas Superiores					Fm. Arroyo del Torreón					
		Fm. Huaraco	Fm. Huaraco										
		Tobas Inferiores	Tobas Inferiores										

CUADRO 1: Correlación de unidades neopaleozoicas y mesozoicas en la cordillera del Viento, según autores previos en comparación con la propuesta en este trabajo.

GRUPO ANDACOLLO (DIGREGORIO 1972, *emend.*)

Zöllner y Amos (1955) describieron las rocas aflorantes en el faldeo occidental de la cordillera del Viento como "Serie Andacollo", dividiéndola en tres unidades en relaciones mutuas de discordancia, a saber: "Tobas Inferiores", Formación Huaraco y "Tobas Superiores". Merced al hallazgo de invertebrados marinos (braquiópodos) y

plantas fósiles de la flora de *Rhacopteris*, Amos (1972) asignó la unidad intermedia al Carbonífero superior. Las otras unidades, en las que nunca se encontraron fósiles, fueron atribuidas con reparos al Carbonífero, pudiendo alcanzar la inferior el Devónico y la superior los términos basales del Pérmico. Digregorio (1972) y Digregorio y Uliana (1980) reunieron a estas tres unidades dentro del Grupo Andacollo, en tanto que Méndez *et al.* (1995) renombraron a las

Tobas Inferiores y a las Tobas Superiores como Formaciones Arroyo del Torreón y La Premia, respectivamente.

Esta terminología fue la que Rovere *et al.* (2004) adoptaron en la Hoja Andacollo, aunque dejaron de utilizar el nombre de Grupo Andacollo, en atención a que sus unidades constitutivas están separadas por discordancias. En este trabajo se mantienen las Formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco como integrantes del Grupo Andacollo, pero con carácter enmendado, ya que se propone asignar la Formación La Premia (= Tobas Superiores) al complejo volcánico-plutónico Huigancó por evidencias tectono-magmáticas que se explican más adelante. La Formación Arroyo del Torreón está integrada por tobas y coladas riolíticas en los niveles inferiores, aun no estudiadas en detalle, que pasan hacia arriba a areniscas cuarzosas y a sedimentitas marinas peléticas. El espesor estimado por Zöllner y Amos (1973) es de unos 1.500 metros. Por su parte, la Formación Huaraco constituye una unidad sedimentaria de aproximadamente 700 m de espesor, compuesta principalmente por lutitas y limolitas verde oscuro a negro, con intercalaciones de bancos de areniscas con fósiles marinos (braquiópodos) y restos de plantas. Sobre la base de estos hallazgos, Zöllner y Amos (1955, 1973), Amos (1972) y Archangelsky y Arrendo (1966), adjudicaron esta unidad al Carbonífero superior.

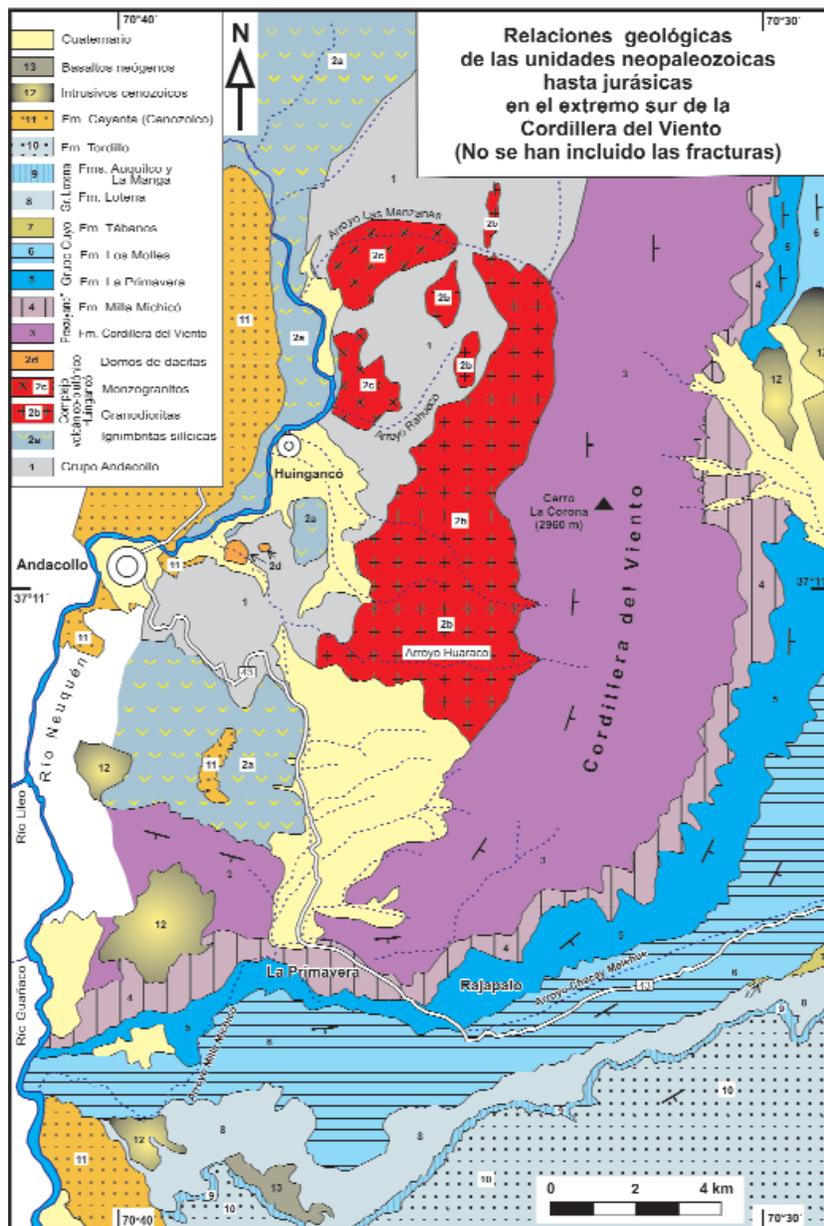
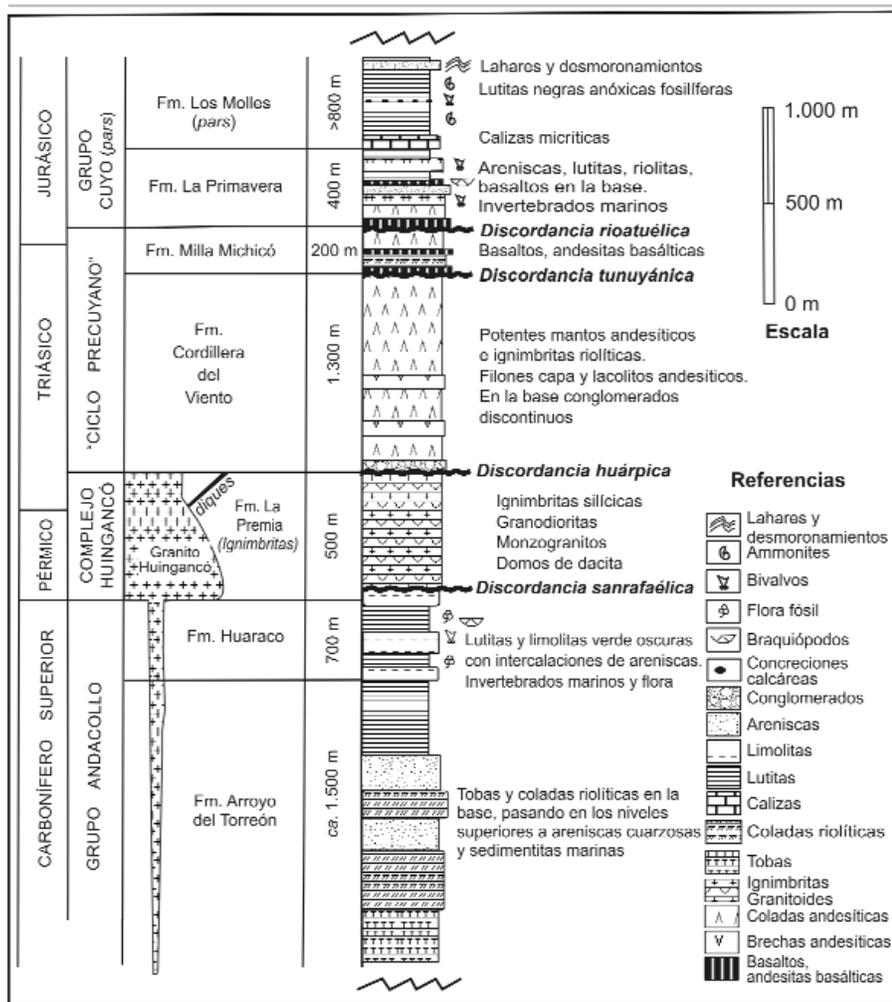


Figura 2: Distribución de las formaciones geológicas del extremo sur de la cordillera del Viento, Neuquén, con énfasis en el periodo comprendido entre el Carbonífero Tardío y el Jurásico Temprano.

COMPLEJO VOLCÁNICO- PLUTÓNICO HUIGANCÓ *nom. nov.*

Se propone la denominación del epígrafe para identificar unidades ígneas extrusivas e intrusivas aflorantes en las inmediaciones de Huigancó y Andacollo, en la vertiente occidental de la cordillera del Viento. Las unidades extrusivas fueron descritas en su momento como Formación La Premia (Méndez *et al.* 1995) y las intrusivas como Granito Huigancó (Digregorio 1972). De esta manera, se interpreta que el complejo de referencia está integrado por un ciclo ígneo cuyos afloramientos corresponden a la transición entre las intrusiones y las extrusiones. Es de destacar que en superficie se manifiestan solamente las cúpulas de los plutones, estando asimismo posiblemente



Los espesores asignados son los máximos

Figura 3: Perfil columnar de la secuencia expuesta en el extremo sur de la cordillera del Viento.

expuestas las raíces de aparatos volcánicos complejos. Las volcanitas extrusivas apoyan en discordancia angular sobre el Grupo Andacollo, en tanto que los intrusivos se emplazan cortando las estructuras plegadas del mismo. Por su parte, el límite superior del Complejo está dado por la extensa superficie de erosión que lo separa de la Formación Cordillera del Viento, conocida como discordancia huárpica (Fig. 4).

La edad del complejo plutónico-volcánico Huingancó, queda claramente acotada entre el Pérmico inferior hasta el Triásico inferior por el hecho de estar comprendido entre el Grupo Andacollo (Carbonífero Superior) y la Formación Cordillera del Viento (Triásico Superior). Tal asignación cronológica resulta compatible como para establecer la correlación de este Complejo con el Grupo Choiyoi (*sensu* Rolleri y Criado Roque 1970)

del Bloque de San Rafael y de la Cordillera Frontal, que se extiende entre las mismas edades.

a) Formación La Premio (Méndez *et al.* 1995) Está constituida por un conjunto de unos 500 m de espesor compuesto por mantos masivos de ignimbritas silíceas intensamente soldadas gris verdosas a negras. Está expuesta sobre la margen izquierda del río Neuquén, aguas arriba de la quebrada del arroyo Huemules, donde aparece frecuentemente cortada por diques de riolita - pórfido riolítico (Fig. 5a), probablemente relacionados con la intrusión de los cuerpos de monzogranito del Granito Huingancó. Según lo puntualizaron Zöllner y Amos (1955; 1973), la Formación La Premio se asienta en discordancia angular sobre las sedimentitas de la Formación Huaraco. Se

estima que esta discordancia es el resultado de la acción producida por la fase orogénica San Rafael. A su vez, en algunas localidades al norte de Huingancó estas ignimbritas riolíticas están cubiertas por las brechas andesíticas de la Formación Cordillera del Viento. En consecuencia, por estas evidencias se propone incluir también en esta unidad a los "Pórfidos Cuarzóferos Superiores" que Zöllner y Amos (1973) cartearon al norte del arroyo Chenque Malal. Estos autores adjudicaron con reservas esta unidad al Carbonífero, consignando que su edad no puede fijarse con certeza ante la ausencia de fósiles. En este trabajo, por su posición en secuencia y relaciones estratigráficas, se la asigna al Pérmico pudiendo alcanzar eventualmente el Triásico Temprano.

b) Granito Huingancó (Digregorio 1972)

Esta unidad, bien expuesta en las vecindades de Huingancó donde abarca una superficie de unos 24 km², está integrada por plutones de granodiorita y de monzogranito a los que se asocian domos subvolcánicos riolíticos (Digregorio 1972, Zöllner y Amos 1955, 1973, Llambías 1986). Las granodioritas están compuestas por plagioclasa, feldspato potásico, anfíbol, biotita y cuarzo. Contienen abundantes inclusiones microgranulares máficas y se encuentran atravesadas por diques máficos integrados por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, escasa biotita, apatita acicular y mineral opaco. Sin embargo, estos diques no afectan a la Formación Cordillera del Viento, por lo cual se los relaciona con la intrusión de la granodiorita. También contienen inclusiones metamórficas de pocos centímetros, revelando la presencia de un substrato metamórfico no expuesto. Los afloramientos del plutón de monzogranito se encuentran entre los arroyos Rahue Co y Las Manzanas y tienen una extensión de 1,5 km². Los monzogranitos intruyen al Grupo Andacollo, previamente deformado, con contacto neto y contienen pendantes de esta unidad. Conforman un cuerpo leucocrático con escasa biotita y muscovita, el cual está atravesado por delgados diques sin-magmáticos aplíticos, con núcleos pegmatíticos. Por la abundancia de estos cuerpos, se infiere que los afloramientos corresponden a una cúpula rica en volátiles de un plutón de

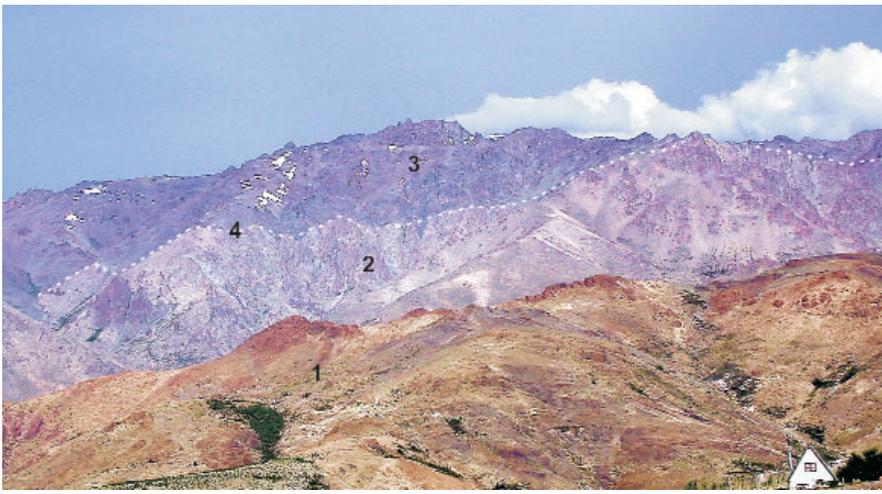


Figura 4: Panorama del flanco occidental de la cordillera del Viento visto desde Andacollo. 1, Grupo Andacollo (Carbonífero Superior); 2, granodioritas y granitos del complejo volcánico-plutónico Huigancó (Pérmico); 3, Formación Cordillera del Viento (Triásico Superior); 4, superficie de erosión elaborada durante la fase diastrófica Huárpica (Triásico Temprano a Medio).



mayor extensión. No se observaron contactos con la granodiorita, por lo cual no se conoce la edad relativa. Los domos de riolita se encuentran en las vecindades de la planta de concentración minera en los arroyos Huaraco y El Torreón e intruyen a la Formación Huaraco (Llambías 1986). Su composición es leucocrática, con escasa biotita, estimada en 4 % de la composición de los fenocristales, que representan el 40 % de la roca. La pasta es esferulítica por desvitrificación.

Los cuerpos plutónicos del Granito Huigancó están cubiertos en discordancia por las volcanitas de la Formación Cordillera del Viento, cuya edad, adjudicada al Triásico Superior por Groeber (1946), limita su edad más joven. Se conocen, además, algunas da-

Figura 5: a) Diques de riolita del complejo volcánico-plutónico Huigancó cortando las ignimbritas riolíticas del mismo complejo. Faldeo occidental de la cordillera del Viento en el arroyo Chenque Malal, al norte de Huigancó. b) Conglomerado apoyado en discordancia sobre una granodiorita pérmica (no visible en la fotografía) del complejo volcánico-plutónico Huigancó, arroyo Huaraco. c) Basaltos de la Formación Milla Michicó (MM) apoyados sobre una superficie meteorizada elaborada en andesitas basálticas de la Formación Cordillera del Viento (CV). Pocos kilómetros al este de La Primavera. d) Sección media superior de la Formación La Primavera, al norte de la estación de bombeo del gasoducto. Ignimbrita (Ign) riolítica con marcada laminación interna intercalada entre areniscas y pelitas que incluyen valvas de moluscos marinos. El martillo en el centro del círculo da la escala. e) Perfil que se encuentra por encima de la fotografía c. Se observa la discordancia rioatúlica entre las Formaciones Milla Michicó (MM) y La Primavera (LP). Esta última pasa hacia arriba a la Formación Los Molles (LM). f) Base de la Formación Los Molles, caracterizada por bancos de caliza con estratificación planar.

taciones K-Ar de la unidad, que arrojaron para un domo riolítico valores de 260 ± 10 Ma (Llambías 1986) y para plutones de granodiorita de 287 ± 9 Ma (Suárez y De la Cruz 1997). Por su parte, en el norte de la cordillera del Viento se obtuvieron edades de 259 ± 18 Ma (JICA, 1992). Estas edades radimétricas permiten adjudicar el Granito Huingancó al Pérmico.

Ciclo Precuyano (*sensu* Gulisano *et al.* 1984)

En la unidad del epígrafe, discutida por Riccardi y Stipanovic (2002), se agrupa a las Formaciones Cordillera del Viento y Milla Michicó, las cuales ocupan el intervalo estratigráfico comprendido entre el complejo volcánico-plutónico Huingancó y la Formación La Primavera que, en la comarca estudiada, constituye la unidad basal del Grupo Cuyo. Así interpretado, el ciclo precuyano queda comprendido entre las discordancias huárpica y rioatuélica.

a) Formación Cordillera del Viento (Leanza *et al.* 2005) (=Choiyoilitense *sensu* Groeber 1946) Esta unidad consiste en un potente conjunto de mantos de brechas y lavas andesíticas con escasas intercalaciones de ignimbritas riolíticas previamente agrupadas en el "Choiyoilitense" establecido por Groeber (1946) en reemplazo de su "Serie Porfírica Supratríaica" (Groeber 1929). Tal temperamento se adoptó siguiendo el criterio recomendado en el Léxico de Estratigrafía del Triásico (Stipanovic y Marsicano 2002), según el cual el concepto de "Choiyoilitense" (*sensu* Groeber 1946) fue variando con el tiempo, utilizándose actualmente el Grupo Choiyoi en el sentido de Rolleri y Criado Roque (1970). Según esta concepción, el Grupo Choiyoi incluye a las masas ígneas del Pérmico a Triásico inferior de la Cordillera Frontal, Bloque de San Rafael y provincia de La Pampa (véase Llambías 1999; Llambías y Stipanovic 2002), y así es ampliamente utilizado en la actualidad. Cabe mencionar aquí que entre ambos términos de Choiyoi hay una profunda diferencia geotectónica. El Choiyoi *sensu* Rolleri y Criado Roque (1970) es pos-orogénico respecto a la fase orogénica San Rafael (Pérmico Temprano), mientras que el Choiyoi *sensu* Groeber (1946), ahora considerado como For-

mación Cordillera del Viento para evitar esa confusión, se depositó sobre una extensa superficie de erosión labrada sobre el Complejo Huingancó (Fig. 4), estando relacionado al régimen tectónico extensional generador de numerosos *riffs* y precursor del desmembramiento de Gondwana y del inicio del ciclo Andino.

Zöllner y Amos (1955, 1973) describieron con cierto detalle por primera vez esta unidad, cuyo espesor rectificado por Leanza *et al.* (2005), alcanza los 1.300 m, destacando la abundancia de brechas andesíticas y reconociendo los conglomerados y fanglomerados que se apoyan sobre las granodioritas pérmicas (Fig. 5b). Se interpreta que esta fuerte discontinuidad es la que pone de manifiesto en la comarca la discordancia huárpica (Figs. 3 y 4), resultante de un periodo de erosión relacionado a ascenso cortical. La Formación Cordillera del Viento está constituida en su mayor parte por mantos andesíticos a basálticos, escasos filones capa/lacolitos e ignimbritas riolíticas. En su base se encuentran delgados mantos discontinuos de conglomerados y areniscas. Los depósitos basales de conglomerados y areniscas gruesas arcólicas son de carácter lenticular y exhiben espesores variables, alcanzando hasta 15 m de espesor en las cabeceras del arroyo Huaraco. Los clastos son bien redondeados y alcanzan hasta 20 cm de diámetro. Estas características, sumadas a la ausencia de clastos de la granodiorita infrayacente, sugieren que se depositaron en un relieve moderadamente ondulado. Los clastos dominantes consisten en un *chert* gris blanquecino, a los que se asocian en menor proporción agregados de cuarzo de origen hidrotermal, areniscas con piritita y volcanitas afáníticas silíceas, similares a las del Grupo Andacollo en las localidades donde éste fue intruido por los domos riolíticos del Complejo Huingancó.

Los conglomerados de la base pasan abruptamente hacia mantos de lavas basáltico-andesíticas y brechas andesíticas, que constituyen una secuencia monótona y espesa. Las brechas andesíticas están constituidas por clastos y matriz de igual composición. Tienen el aspecto de flujos hiperdensos y pueden ser interpretadas como flujos de bloques y cenizas, posiblemente por el colapso de domos. Estos depósitos alternan

con brechas polimícticas, con clastos de andesitas con diferentes texturas y, en las nacientes del arroyo Huaraco, algunas brechas contienen clastos de granodiorita. Estas últimas también tienen las características de flujos densos, pero por su variada composición podrían corresponder a depósitos de tipo lahar o depósitos de bloques y cenizas. Entre las brechas andesíticas se intercalan lavas de similar composición, con fenocristales de plagioclasa (10 mm de longitud), mantos de ignimbritas silíceas con *flammas* muy achatadas, casi laminares, que indican un fuerte soldamiento. Entre estos mantos se intercalan cuerpos lenticulares intrusivos de andesitas con fenocristales de plagioclasa (andesina) tabulares de hasta un centímetro de largo. Probablemente corresponden a pequeños lacolitos o filones capa. La intensa alteración de las andesitas y basaltos en clorita, calcita, epidoto y albita impide la identificación de los minerales ferromagnéticos y de la textura de la pasta.

Una de las características de la Formación Cordillera del Viento es el contraste composicional, evidenciado por la alternancia de mantos basáltico-andesíticos con ignimbritas riolíticas. Este tipo de asociación puede ser considerado como de tipo bimodal, y lo diferencia en composición de los mantos ignimbriticos de la Formación La Premio del Complejo Huingancó.

La edad de la Formación Cordillera del Viento está acotada hacia abajo por la discordancia Huárpica, que la separa del Complejo Huingancó, Pérmico, y hacia arriba por la Formación Milla Michicó, cuya edad, si bien no se conoce, se encuentra debajo de la Formación La Primavera de edad pliensbachiana. Groeber (1946) asignó la Formación Cordillera del Viento al Triásico Medio a Superior, edad que se mantiene en este trabajo.

b) Formación Milla Michicó (Freytes 1969, en Digregorio 1972)

Esta unidad, que incluye parte de los "Porfidos Cuaríferos Superiores" de Zöllner y Amos (1973), fue descrita por primera vez por Freytes (en Digregorio 1972). La misma contornea el flanco oriental de la cordillera del Viento desde el arroyo Tocuyo, hasta alcanzar su extremidad austral, en el área de los cerros Bayo y Bigú, y en el curso inferior

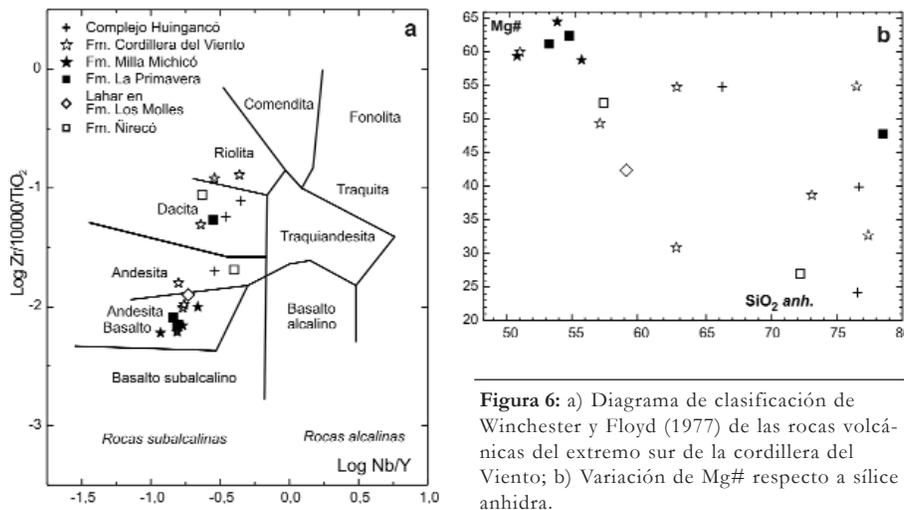


Figura 6: a) Diagrama de clasificación de Winchester y Floyd (1977) de las rocas volcánicas del extremo sur de la cordillera del Viento; b) Variación de Mg# respecto a sílice anhidra.

del arroyo Milla Michicó. La misma se dispone en discordancia sobre los característicos mantos andesíticos morados meteorizados de la Formación Cordillera del Viento (Fig. 5c), y está cubierta de la misma manera por los elementos basales de la transgresión marina del Jurásico Inferior adjudicada en esta comarca a la Formación La Primavera (Fig. 5e). Esta interpretación coincide con aquella brindada en su momento por Digregorio y Uliana (1980, p. 995), de modo que la misma resulta equiparable con las unidades clásicamente incluidas en el ciclo precuyano (Gulisano 1981, Gulisano *et al.* 1984, Gulisano y Damborenea 1993).

En el sur de la cordillera del Viento, la Formación Milla Michicó, cuyos mantos fuertemente estratificados (Fig. 5e) y de composición mayormente basáltica la hacen diferenciable y cartable regionalmente, está constituida por lavas basálticas a basalto-andesíticas, compactas a vesiculares, oscuras, microporíficas con pastas compuestas por tablillas esqueléticas de plagioclasa (andesina), con marcada orientación por flujo, y clinopiroxeno entre las tablillas conformando una textura intergranular. Los escasos y pequeños (< 1,5 mm) fenocristales están constituidos por tablillas de plagioclasa no zonal (andesina) y clinopiroxeno. La alteración es pronunciada, excepto en la muestra CLL38, lo cual permite clasificarla químicamente como basalto (Fig. 6a) y cuya característica principal es la de tener abundante clinopiroxeno. Entre los mantos de lavas se intercalan escasas y delgadas lentes brechosas con clastos y matriz ígnea de igual com-

posición. La abundancia de lavas y la amplia extensión lateral de las mismas permite inferir que esta unidad corresponde a la coalescencia de varios escudos volcánicos, los cuales posiblemente formaron un plateau cuya dimensión regional no se ha podido estimar.

Si bien no se dispone de dataciones radimétricas ni fósiles, la Formación Milla Michicó, teniendo en cuenta que está limitada en base y techo por las mismas discordancias regionales entre las cuales se desarrolla la Formación Lapa, fue correlacionada por Leanza *et al.* (2005) con esta última. Por tal razón, le atribuyeron una edad triásica superior, aunque por estar cubierta en discordancia por la Formación La Primavera que comienza en el Pliensbachiano, los citados autores no descartaron que pueda alcanzar términos iniciales del Jurásico.

GRUPO CUYO *pars* (Groeber 1946, *nom. subst.* Digregorio y Uliana 1975)

En el extremo sur de la cordillera del Viento, el Grupo Cuyo está integrado por las Formaciones La Primavera, Los Molles y Tábanos (Fig. 2). No obstante, para los fines de la presente contribución se procederá a describir solamente sus términos basales, integrados por la Formación La Primavera y la parte inferior de la Formación Los Molles hasta sus niveles con lahares andesíticos (límite Toarciano/Aaleniano). La Formación La Primavera representa la primera transgresión marina de procedencia pacífica en la región y se asienta en dis-

cordancia sobre la Formación Milla Michicó (Fig. 5e). Se interpreta que esta discordancia, que denominamos rioatuelica, corresponde a la fase diastrófica Río Atuel en el sentido de Stipanovic (1969), quien modifica su previa ubicación en el Triásico Superior (Stipanovic *et al.* 1968).

a) Formación La Primavera (Suárez y De la Cruz 1997)

Esta unidad consiste en una sucesión volcánoclastica con niveles de fósiles marinos que incluye además intercalaciones de basaltos tabulares, concordantes con la estratificación. Estos depósitos, cuyo espesor ronda los 400 m, tienen amplio desarrollo en la región de las cabeceras del arroyo Chacay Melehue, donde se sobreponen en discordancia (Fig. 5e) a la Formación Milla Michicó y son cubiertos en concordancia por la Formación Los Molles. En su momento, Zöllner y Amos (1973), la describieron como "Serie del Cerro Bigú" o "Liásico Tobáceo", en tanto que Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) la identificaron como "Unnamed Unit". Su localidad tipo se encuentra en el faldeo austral del cerro La Primavera, sobre del camino que conduce de Chos Malal a Andacollo, aunque los mejores afloramientos están expuestos inmediatamente al noreste de la estación de bombeo de Rajapalo, justo en el *divortium* determinado por la extremidad austral de la cordillera del Viento.

Es una unidad volcano-sedimentaria (Fig. 5d) de espesor variable que se acomoda a una superficie ondulada. La composición de las volcanitas es bimodal. En la base y sección media son frecuentes las barras marinas conglomerádicas con intercalaciones de lavas de basalto olivínico microvesiculares, mientras que en la parte superior predominan las dacitas y riolitas relacionadas con un volcanismo explosivo. Los bancos más gruesos (2 a 4 m) están compuestos por ignimbritas con laminación interna pronunciada y por otros depósitos piroclásticos explosivos que se formaron probablemente por oleadas piroclásticas.

Los basaltos están constituidos por microfenocristales (< 2 mm) de olivina, totalmente alterados en serpentina, y plagioclasa (labradorita), con hábito tabular corto, no zonal (< 2 mm). La pasta consiste en tabli-

CUADRO 2: Análisis químicos de las rocas ígneas del Pérmico a Jurásico Temprano del extremos sur de la Cordillera del Viento, Neuquén

	Complejo Huigancó					Formación Cordillera del Viento					Fm. Milla Michicó			Fm. La Primavera			Lahar*	Fm. Ñireco	
	CLL32	CLL31	CLL30	CLL39	CLL14	CLL9	CLL10	CLL12	CLL13	CLL15	Pi-1	CLL37	CLL38	CLL33	CLL34	CLL35	CLL40	Ñ1	Ñ2
SiO ₂	63,21	75,19	72,58	53,50	51,45	60,09	74,53	70,31	74,62	47,69	49,56	46,16	48,69	50,19	48,58	74,03	49,08	51,97	70,66
TiO ₂	0,58	0,06	0,20	1,08	1,49	0,96	0,16	0,68	0,14	1,36	0,78	1,32	1,33	1,14	1,24	0,21	0,73	1,47	0,29
Al ₂ O ₃	15,53	13,65	14,56	16,83	15,78	16,49	12,45	13,00	11,91	16,70	17,84	14,54	16,64	16,62	16,56	12,21	16,58	16,21	13,90
Fe ₂ O ₃	4,83	1,23	1,30	10,39	9,31	7,51	2,12	3,46	1,97	10,64	7,95	10,01	10,80	8,66	9,48	1,85	11,68	8,96	3,36
MnO	0,08	0,06	0,02	0,13	0,13	0,19	0,03	0,06	0,03	0,19	0,12	0,12	0,20	0,14	0,11	0,03	0,14	0,25	0,06
MgO	2,51	0,17	0,37	5,40	3,89	1,44	1,11	0,94	0,41	6,95	6,18	6,14	6,77	6,17	6,41	0,73	3,69	4,23	0,53
CaO	4,33	0,33	1,21	2,33	4,01	4,65	0,18	1,64	0,67	9,10	10,93	7,01	9,39	7,16	7,70	1,50	4,94	3,53	1,33
Na ₂ O	2,72	3,87	3,41	1,85	4,62	5,39	3,55	6,88	4,57	2,97	1,93	5,05	3,02	3,95	3,53	3,46	4,05	5,01	4,93
K ₂ O	3,41	4,46	3,49	0,57	3,86	0,59	4,63	0,64	3,54	0,82	0,22	0,58	0,74	1,24	1,91	2,93	0,34	2,73	3,46
P ₂ O ₅	0,11	0,07	0,04	0,10	0,30	0,25	0,03	0,16	0,04	0,18	0,16	0,21	0,16	0,16	0,20	0,06	0,16	0,51	0,07
LOI	1,89	0,91	2,53	6,94	4,41	1,77	1,36	1,58	1,49	2,71	3,27	7,95	1,48	3,40	4,08	2,73	8,07	3,98	0,71
TOTAL	99,21	99,99	99,72	99,11	99,26	99,32	100,15	99,34	99,36	99,31	98,93	99,09	99,22	98,83	99,79	99,72	99,47	98,86	99,29
Elementos traza, ppm																			
Cs	6,1	5,1	10,7	13,5	4,4	1,4	3,2	0,6	1,8	6,6	7,7	9	3,4	7,6	6,1	7,4	1,8	12,9	1,2
Rb	172	200	142	38	137	28	136	14	96	33	3	35	51	44	46	85	15	114	123
Ba	481	406	842	187	743	115	534	73	369	108	98	68	112	289	539	877	117	2.640	534
Th	16,5	10,1	16	1,25	2,95	1,41	13,8	5,29	13,2	0,77	3,36	0,91	0,7	1,8	0,68	8,52	4,31	3,29	11,3
U	3,94	2,44	3,53	0,42	0,92	0,39	3,06	1,47	3,04	0,18	0,99	0,22	0,22	0,47	0,23	1,95	1,15	1,04	2,84
Nb	8,1	12,8	6,4	3,7	4,8	4,0	7,5	10,0	7,2	3,1	3,3	3,9	3	3,3	3,7	6,8	3,3	14,2	9,8
Sr	208	45	106	129	118	406	38	61	29	324	448	66	292	572	455	121	121	745	119
Hf	3,8	2,2	3,6	3	4,1	4,1	5,5	8,7	5,5	2,3	2,2	2,5	2,2	2,3	2,6	3,5	2,6	6,7	6,9
Zr	117	47	116	104	155	150	189	338	182	84	78	91	80	80	101	110	92	302	254
Y	28,1	28,6	18,4	22	27	26	27	44	16	19	17	23,2	25,8	21,5	25,4	24,1	17,7	35,3	42,2
V	103	< 5	16	128	172	83	< 5	27	< 5	253	170	219	284	212	241	18	167	181	7
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	28	< 20	< 20	< 20	< 20	105	48	160	110	120	110	< 20	< 20	187	27
Co	30	32	10	23	19	23	18	15	14	35	29	57	36	31	38	11	16	28	2
Ni	< 20	< 20	< 20	30	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	31	45	80	40	50	80	< 20	< 20	105	< 20
Ga	17	16	14	17	15	19	13	15	12	18	17	17	19	18	16	13	18	18	18
Tl	0,71	0,91	1,41	0,15	1,57	0,19	1,38	0,16	0,94	0,32	< 0,05	0,21	0,42	0,31	0,44	0,63	0,11	1,08	0,35
Pb	15	22	8	< 5	12	29	19	< 5	8	< 5	6	< 5	< 5	< 5	< 5	19	6	18	< 5
Sc	16	4	5	20	28	17	6	11	5	38	27	33	41	31	29	7	15	23	11
Tierras raras, ppm																			
La	27,10	12,00	39,90	9,17	9,74	12,14	18,64	23,25	12,25	6,92	12,58	8,67	6,91	11,00	8,04	24,80	15,00	32,51	32,85
Ce	60,2	27,5	72,4	22,7	27,3	30,0	38,5	59,9	28,5	17,8	29,1	21,1	17,4	25,7	20,9	49,9	33,5	72,2	69,3
Pr	7,15	3,22	7,11	3,23	3,69	3,91	4,42	7,23	3,21	2,28	3,30	2,90	2,51	3,49	2,99	5,61	4,22	8,85	8,35
Nd	26,7	13,2	22,00	14,4	18,1	18,5	18,5	31,3	13,2	11,2	14,7	12,8	11,7	15,3	13,4	20,1	16,6	35,2	31,5
Sm	5,61	3,27	3,65	3,61	5,09	4,91	4,64	7,77	3,10	3,24	3,54	3,34	3,36	3,70	3,58	4,14	3,46	7,23	6,79
Eu	1,06	0,35	0,80	1,27	1,57	1,39	0,68	1,97	0,46	1,17	1,08	1,13	1,30	1,35	1,35	0,92	0,89	2,14	1,46
Gd	5,13	3,38	3,21	3,73	5,38	4,94	4,35	7,45	2,86	3,62	3,27	3,60	3,74	3,80	4,05	4,04	3,25	7,17	7,06
Tb	0,80	0,68	0,48	0,61	0,94	0,84	0,80	1,39	0,49	0,63	0,54	0,62	0,66	0,62	0,69	0,64	0,48	1,11	1,19
Dy	4,73	4,46	2,81	3,69	5,41	4,69	4,75	8,01	2,80	3,87	3,05	3,85	4,18	3,73	4,20	3,76	2,78	5,82	6,63
Ho	0,91	0,86	0,55	0,71	1,09	0,97	0,97	1,65	0,58	0,79	0,61	0,76	0,84	0,70	0,83	0,74	0,55	1,15	1,35
Er	2,63	2,56	1,79	2,06	3,24	2,85	3,05	5,31	2,04	2,46	1,81	2,27	2,38	2,01	2,45	2,26	1,63	3,37	4,18
Tm	0,403	0,448	0,293	0,299	0,461	0,408	0,460	0,806	0,332	0,360	0,273	0,348	0,358	0,312	0,367	0,373	0,262	0,484	0,633
Yb	2,55	2,92	1,99	1,86	2,88	2,60	2,90	5,09	2,21	2,15	1,63	2,17	2,30	1,92	2,31	2,43	1,69	3,04	4,05
Lu	0,358	0,409	0,312	0,274	0,415	0,372	0,431	0,766	0,351	0,311	0,239	0,309	0,324	0,266	0,336	0,364	0,232	0,476	0,625
La/Yb _n ⁽¹⁾	7,18	2,78	13,55	3,33	2,28	3,15	4,35	3,09	3,75	2,17	5,22	2,70	2,03	3,87	2,35	6,90	6,00	7,23	5,49
La/Sm _n ⁽¹⁾	3,04	2,31	6,88	1,60	1,20	1,56	2,53	1,88	2,48	1,34	2,24	1,63	1,29	1,87	1,41	3,77	2,73	2,83	3,05
La/Nb	3,35	0,94	6,23	2,48	3,02	2,49	2,34	1,71	2,02	2,27	3,83	2,22	2,30	3,33	2,17	3,65	4,55	2,29	3,34
La/Th	1,64	1,19	2,49	7,34	8,59	1,35	4,40	0,93	3,30	8,97	3,74	9,53	9,87	6,11	11,82	2,91	3,48	9,89	2,90
Mg#	54,8	24,2	39,9	54,8	49,4	30,9	55,1	38,7	32,7	60,0	64,5	58,8	59,4	62,4	61,2	47,8	42,4	52,4	27,0

* Lahar intercalado en la Fm. Los Molles. Mg# = Mg/Mg + Fe²⁺ (se asume una relación Fe³⁺/Fe²⁺ = 0,15.(1) Normalización a condrito según Taylor y McLennan (1985).

llas esqueléticas de plagioclasa (andesina) y clinopiroxeno intersticial. La alteración es fuerte, con formación de abundante calcita. El elevado contenido de LOI (Cuadro 2) impide la identificación precisa de estas rocas, pero por las características petrográficas, pueden ser clasificadas como fenobasaltos.

Las dacitas y riolitas contienen fenoclastos de plagioclasa (oligoclasa) y cuarzo. Si bien la alteración de la pasta es muy fuerte, se pueden reconocer restos de vitroclastos fragmentados. No se han reconocido minerales ferromagnésicos, posiblemente debido a la alteración.

Entre los fósiles marinos más significativos hallados en esta unidad, según Damborenea y Manceñido (en Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995), figuran entre los bivalvos *Weyla (Lynaea) unca* (Philippi), *Weyla bodenbenderi* (Behrendsen), *Plicatula (Harpax) rapa* Bayle & Coquand, *Frenquelliella tapiai* (Lambert), *Myophorella* sp., *Ctenosteron* sp., *Kohymonectes coloradoensis* (Weaver) y *Posidonotis cancellata* (Leanza), a los que se asocian algunos braquiópodos como *Rhynchonelloidea burckhardtii* Manceñido y *R. cuyana* Manceñido, así como pequeños gasterópodos y corales. Esta asociación de invertebrados marinos denota la presencia de aguas someras en el segmento de near-shore. Sobre la base de los invertebrados marinos Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) asignaron esta unidad al Pliensbachiano y Toarciano Inferior.

b) Formación Los Molles (Weaver 1931)

En la comarca de Chacay Melehue, la Formación Los Molles se encuentra comprendida entre las Formaciones La Primavera y Tábanos (véase Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995), o bien cuando esta última falta, por los conglomerados basales de origen fluvial de la Formación Lotena, que conforma contacto discordante con relleno de valles incididos (Leanza *et al.* 2005). Está compuesta por más de 800 m de lutitas negras anóxicas depositadas mayormente bajo un mecanismo de acumulación turbidítico. En forma subordinada se intercalan niveles conglomerádicos, calizas micríticas y nódulos calcáreos. Pocos kilómetros al este de La Primavera en la base de la Formación Los Molles se observan calizas finamente estratificadas (Fig. 5f) hasta ahora no reportadas

en esta comarca. En los niveles de pelitas negras de la mitad inferior de la unidad, Llambías y Leanza (2005) identificaron intercalaciones de lahares andesíticos, en el tramo asignado al límite Toarciano/Aale-niano.

La edad de la Formación Los Molles basada en el contenido de ammonites en el área depocentral de Chacay Melehue, se extiende desde el Toarciano al Calloviano inferior (Riccardi 1993, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995).

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS

Se efectuaron 17 análisis químicos de muestras representativas de las unidades estratigráficas del extremo sur de la cordillera del Viento, comprendidas entre el Pérmico y el Jurásico Temprano. Tres muestras corresponden al Complejo Huingancó; siete a la Formación Cordillera del Viento; tres a la Formación Milla Michicó; tres a la Formación La Primavera y una al lahar intercalado en la Formación Los Molles. Además, con fines comparativos se agregaron dos muestras de la Formación Ñireco (Leanza *et al.* 2005) de la sierra de Chacacó, que se correlacionan con la Formación Cordillera del Viento. Los análisis químicos fueron realizados en ACTLAB; los elementos mayoritarios, Sc, V y Cr por fusión de la muestra y medidos por inducción por plasma de argón (fusión-ICP) y los restantes elementos por fusión cuantificados en un espectrómetro de masa (fusión MS). Los resultados de los análisis se presentan en el cuadro 2.

Las rocas con composiciones intermedias poseen elevados valores de pérdida por calcinación (LOI) resultante de la intensa alteración de estas rocas. Por esto, consideramos que el diagrama de Winchester y Floyd (1977), basado en elementos inmóviles (Fig. 6a), refleja con mayor precisión la clasificación de las rocas que la propuesta por Le Maitre (2002). Las muestras analizadas se encuentran en el campo subalcalino y definen un conjunto composicional que incluye basaltos, andesitas basálticas y andesitas por un lado y dacitas y riolitas por el otro (Fig. 6a), coexistiendo ambos extremos en las Formaciones Cordillera del Viento y La Pri-

mavera.

El moderado a alto Mg# ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$; se asume $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,15$) de las rocas basálticas de la Formación Milla Michicó y de la base de la Formación La Primavera, entre 58,8 y 64,5 (Fig. 6b) y los moderados contenidos de Cr (48-160 ppm) y Ni (40-80 ppm) son típicos de magmas poco evolucionados, con una impronta del manto muy fuerte. El bajo contenido de Rb, Zr, Th, U, Y y de otros elementos incompatibles de estas muestras indica que el grado de fusión fue moderado a alto y que la contaminación con materiales de la corteza fue bajo. Asimismo, el contenido de potasio es aparentemente bajo, tal cual lo revela el basalto piroxénico CLL38, cuya alteración es mínima, en coincidencia con un contenido LOI aceptable (Cuadro 2).

En la figura 7a se pueden visualizar los diagramas expandidos de los elementos traza de cada una de las unidades estratigráficas analizadas. En el diagrama de la Formación Cordillera del Viento se incluyen, además, dos muestras de la Formación Ñireco, de las comarcas de la sierras de Chacacó y Chachil. La similitud en el contenido de los elementos traza en estas dos unidades, que también se observa en las tierras raras (Fig. 7b), así como sus similares relaciones estratigráficas, sustentan la correlación entre ambas unidades.

La Formación Cordillera del Viento, que representa la primera unidad eruptiva que sucede a la discordancia huárpica (Cuadro 1), es la que posee el mayor enriquecimiento en los elementos traza. No obstante, la similitud en el diseño de los diagramas de estos elementos en las unidades eruptivas estudiadas permite inferir un origen común del magma. En todas ellas se observa una manifiesta depresión en Nb y Ti, lo cual es una característica de las series calco-alcalinas, sin que tampoco se presenten enriquecimientos en otros elementos incompatibles, como Zr, Hf e Y, que permitan presumir una transición hacia el campo de la alcalinidad o peralcalinidad. La relación La/Nb (Cuadro 2) de los basaltos y andesitas analizadas está comprendida entre 2,17 y 4,55 y de acuerdo con Gill (1981, p. 139), corresponden al grupo de la andesitas orogénicas, aunque cuatro muestras tienen relaciones entre 2,17 y 2,30, relativamente cercanas a

las muestras N-Morb. La relación La/Th muestra mayor dispersión y está comprendida entre 3,48 y 11,82, en concordancia con la relación anterior.

El comportamiento de las tierras raras (Fig. 7b) muestra una moderada pendiente en las tierras raras livianas y horizontalidad en las pesadas, característica que es frecuente en rocas calco-alcalinas de los Andes. La ausencia de depresión de Eu en las muestras con composiciones intermedias y una débil depresión en las más silíceas, en particular en la Formación La Primavera, podría reflejar una pobre diferenciación del magma en la corteza o una cristalización en un medio oxidante. El bajo contenido de Th y U podría indicar que el magma no se contaminó con rocas de la corteza superior. Es posible que no se hayan desarrollado cámaras magmáticas en los niveles superiores de la corteza, lo cual hubiera favorecido los procesos de contaminación y de cristalización fraccionada. El contenido de tierras raras de las muestras del complejo volcánico-plutónico Huingancó, Pérmico, presenta una débil diferencia respecto a las unidades triásicas a jurásicas, en particular con las Formaciones Milla Michicó y La Primavera. Poseen mayor depresión de Eu y un enriquecimiento levemente mayor de las tierras raras livianas. Estas diferencias disminuyen si se las compara con la Formación Cordillera del Viento, que por su comportamiento geoquímico parece ser transicional entre ambos grupos de unidades.

En los diagramas discriminitorios de los basaltos basados en elementos traza (no incluidos entre las figuras), las muestras de las Formaciones Milla Michicó y La Primavera (CLL33 y 34) grafican en el campo de los basaltos de arcos volcánicos y tholeitas de intraplaca (Meschede 1986) y de los basaltos calco-alcalinos ($Hf/Th < 3,0$; Wood 1980). El resto de las muestras grafica en los mismos campos pero con mayor dispersión, indicando una cierta homogeneidad química.

En el diagrama utilizado por Whalen *et al.* (1987) para separar los granitoides tipo-I y -S (Fig. 8a), propios de arcos magmáticos, de los tipo-A o anorogénicos, la casi mayoría de las muestras analizadas caen en el campo de los granitoides de arco magmático, con excepción de las dos muestras de la For-

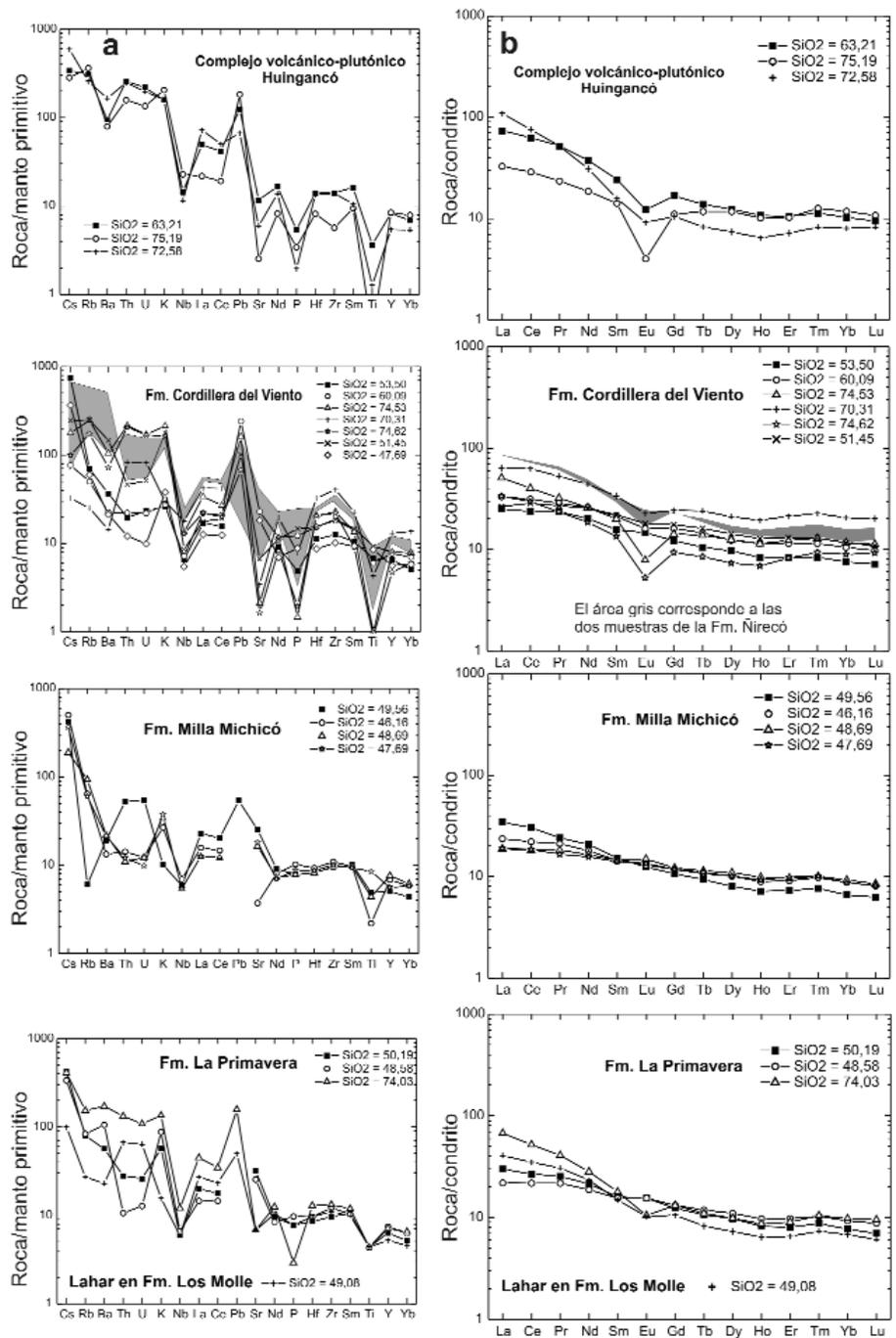


Figura 7: a: Diagramas extendidos de los elementos traza normalizados al manto primitivo, b: elementos de tierras raras normalizados a condrito, ambos según datos de Taylor y McLennan (1985). Las dos muestras de la Formación Nireco se incluyeron en el diagrama de la Formación Cordillera del Viento porque consideramos que son geológicamente correlacionables. La interrupción del diagrama de elementos traza de las Formaciones Milla Michicó y La Primavera se debe a que los contenidos de Pb se encuentran debajo del límite de detección.

mación Nireco que se encuentran en transición hacia el campo peralcalino. Estas mismas características de arco se observan en el diagrama de la figura 8b, utilizado por Pearce *et al.* (1984) para caracterizar los am-

bientes tectónicos de los granitoides.

Debido a las características calco-alcalinas de las muestras triásicas del extremo sur de la cordillera del Viento, se graficaron dos diagramas extendidos de elementos traza y

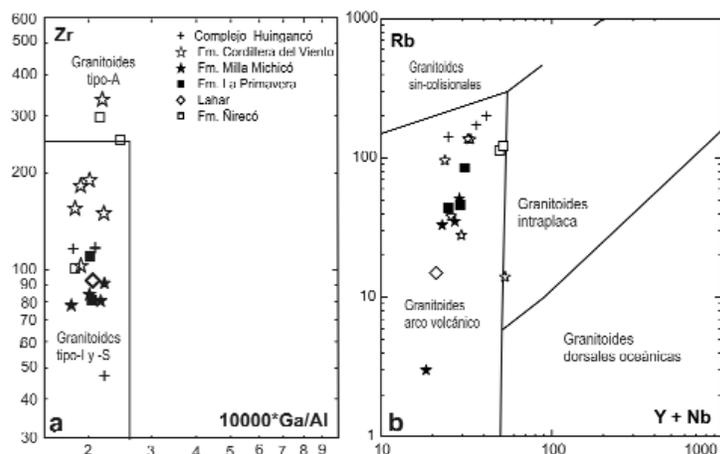


Figura 8: a) Diagramas discriminatorios de ambientes tectónicos. a) según Whalen *et al.* (1987). b) según Pearce *et al.* (1984). En los dos últimos diagramas las muestras grafican en los campos de arco volcánico.

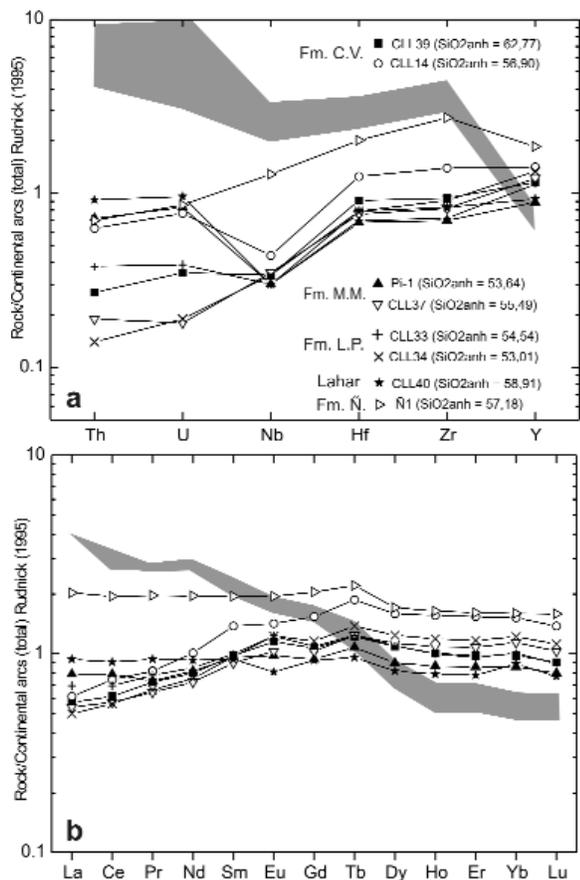


Figura 9: Diagramas expandidos de elementos traza a y tierras raras b, normalizados al promedio de arco continental total dado por Rudnick (1995). El objeto de este diagrama es mostrar la similitud de las rocas estudiadas con el promedio de un arco volcánico continental. En gris se dan las andesitas del Grupo Choyoi de Cerro Centinela, La Pampa (Llambías *et al.* 2003), cuyas características corresponden a una serie transicional entre calco-alcalina y alcalina, que contrasta con las muestras de este trabajo por su diferente diseño. C.V. = Formación Cordillera del Viento; M.M. = Formación Milla Michicó; L.P. = Formación La Primavera; Lahar = Lahar andesítico intercalado en los niveles inferiores de la Formación Los Molles; Ñ. = Formación Nirecó, de la sierra de Chacaicó, que se correlaciona con la Formación Cordillera del Viento.

tierras raras (Figs. 9a, b) normalizados con los valores del arco continental total resumidos por Rudnick y Fountain (1995, Tabla 8) con el objeto de comparar la composición de las muestras analizadas con el promedio del arco continental. Solamente se utilizaron las muestras con composiciones

intermedias, a fin de evitar los cambios causados por diferenciación magmática. Con fines comparativos se incluyeron en estos diagramas el área abarcada por la composición de las rocas con tendencia alcalina, de naturaleza shoshonítica, del cerro Centinela (36°42'S, 67°20'O), provincia de La Pampa

(Llambías *et al.* 2003), que se formaron durante la época Choyoi (Pérmico) en el antepaís adyacente a la zona de subducción. Las volcanitas triásicas y jurásicas tempranas de la cordillera del Viento muestran una marcada similitud en el contenido de los elementos de tierras raras y trazas respecto a la composición del arco continental total. El diagrama de elementos traza (Fig. 9a) muestra que la composición de las volcanitas triásicas es similar a la del promedio del arco continental, excepto la muestra Ñ1 de la sierra de Chacaicó que difiere del arco continental. Asimismo, las tierras raras livianas (Fig. 9b) están deprimidas en un factor <0,5, mientras que las pesadas están enriquecidas en un factor similar. También en este diagrama se observa la desviación de la muestra Ñ1, que presenta un factor de enriquecimiento cercano a dos.

Las diferencias con un ambiente de antepaís como el del cerro Centinela son notorias, y se caracterizan por mostrar en esta unidad un mayor enriquecimiento de los elementos de largo radio iónico y elevada valencia. Estas diferencias, junto con las características calco-alcalinas y la depresión de los elementos de alta valencia, indican que las muestras triásicas a jurásicas de cordillera del Viento no muestran ninguna tendencia hacia la alcalinidad o peralcalinidad, aun a pesar de encontrarse en una ambiente relacionado con el desarrollo de *riffs*. De esta manera se confirma la hipótesis que las rocas volcánicas del ciclo precuycano y de la Formación La Primavera forman parte de un arco volcánico.

DISCUSIÓN

La evolución geológica desde el Pérmico hasta la ingresión marina del Grupo Cuyo en el extremo sur de la cordillera del Viento presenta varias facetas tectono-magmáticas cuya interpretación se discute en este capítulo. Una síntesis de los acontecimientos más importantes se muestra en el cuadro 3.

Significado de las discordancias

En el basamento de la cuenca Neuquina expuesto en la cordillera del Viento, el complejo volcánico-plutónico Huingancó es la única unidad ígnea constituida por plutoni-

CUADRO 3: Esquema evolutivo del extremo sur de la cordillera del Viento, Neuquén. Solamente se han señalado las discordancias de mayor jerarquía.

Edad	Estructuras	Ambiente tectónico	Procesos	Visualización de los procesos	
Toarciense	Finaliza la etapa de <i>rifting</i> . Comienza un periodo de subsidencia regional	Expansión del área de subsidencia en el trasarco	La actividad ignea declina hasta desaparecer. Sólo se registran lahares andesíticos en la base de esta formación. Comienza la subsidencia generalizada de la cuenca Neuquina	Fm. Los Molles	Ciclo Andino
Pliensbachiano	Fases finales de la etapa de <i>rifting</i> .	Comienza a migrar hacia el oeste la actividad ignea	Comienza la ingesión del mar Cuyano. La actividad volcánica todavía continúa y tiene composición contrastada: basaltos-andesitas y dacitas-riolitas	Fm. La Primavera	
Discordancia rioatuelica				Comienza la ingesión del mar Cuyano	
Triásico Tardío a Jurásico Temprano	Continúa la etapa de <i>rifting</i>	Desarrollo del arco magmático	Enfriamiento de las cámaras magmáticas superficiales. El magma proviene del manto y la composición dominante es basáltico-andesítica. Se forman volcanes en escudo	Fm. Milla Michicó	
Triásico Medio ? a Triásico Tardío	Comienza la etapa de <i>rifting</i> cuyas estructuras incrementan la permeabilidad de la litosfera favoreciendo el ascenso del magma desde el manto		Desarrollo de <i>rifts</i> acompañados por una intensa actividad magmática. Parte del magma que llega a la superficie proviene de cámaras magmáticas superficiales y parte proviene del manto. Composición magmática contrastada: andesitas-basaltos y dacitas-riolitas	Fm. Cordillera del Viento	
Discordancia huárpica				Exhumación de los plutones pérmicos	Ciclo Gondwánico
Triásico Temprano a Triásico Medio	Fase diastrófica Huárpica caracterizada por ascenso cortical. Finaliza el colapso orogénico	Etapa precursora del arco magmático	Abovedamiento previo a la etapa de <i>rifting</i> . Se desarrolla la superficie de erosión Huárpica, con extensión regional, ambos procesos ponen al descubierto las cúpulas de los plutones pérmicos del Complejo Huingancó	Superficie de erosión moderadamente ondulada	
Pérmico Temprano hasta Triásico Temprano	Descompresión por colapso orogénico	Magmatismo pos-orogénico	Extensión por relajación de la compresión, que afecta los niveles corticales superiores. Formación de batolitos e intrusiones equivalentes	Desarrollo del Complejo Huingancó y del Grupo Choiyoi en general	
Discordancia sanrafaelica				Deformación del Grupo Andacollo	Ciclo Gondwánico
Pérmico Temprano	Fase orogénica San Rafael	Fin subducción en Cordillera Frontal y Bloque San Rafael	Compresión con engrosamiento cortical. Ascenso de la corteza y desarrollo de la superficie de erosión San Rafael, con distribución regional (Bloque San Rafael, Cordillera Frontal)	Superficie de erosión. Deformación del Grupo Andacollo	

tas y volcanitas. Soporta discordancia huárpica mediante - a la Formación Cordillera del Viento, la cual se depositó sobre una superficie erosiva ondulada. La citada discordancia es el resultado de la fase diastrófica huárpica (Azcuy y Caminos 1987) e implica el ascenso moderado de la corteza, que favoreció la intensa denudación responsable de labrar la superficie erosiva y de exhumar las cúpulas de los plutones. La discordancia huárpica se observa en varias localidades separadas por grandes distancias, como por ejemplo a los 39° S en la sierra de Chachil (Leanza 1992), a los 35°30' S en la sierra del Chihuido, Malargüe (Llambías *et al.* 2005), en el Bloque de San Rafael (González Díaz 1972), y en la Cordillera Frontal de San Juan (Álvarez *et al.* 1995). Por esta razón, se le atribuye un importante desarrollo regional, que le confiere un significado destacable en la evolución geológica de esta región. Asimismo, esta discordancia representa la finalización del colapso orogénico que sucedió a la fase orogénica San Rafael, como es el relacionado con la evolución del Grupo Choiyoi (Llambías y Sato 1995, Llambías 1999) y el comienzo de la etapa de *rifting* que implica una extensión

litosférica que controla el desarrollo de los grábenes y hemigrábenes (Charrier 1979, Uliana *et al.* 1989) de la cuenca Neuquina y el rápido ascenso del magma desde la astenósfera. En consecuencia, se considera que la fase diastrófica huárpica representa un cambio importante en la arquitectura tectono-magmática del margen activo de Gondwana. Ramos y Kay (1991) y Ramos (1999) postularon que en la Cordillera Frontal de Mendoza la etapa de *rifting* podría haber comenzado con anterioridad, durante la fase silícica tardía del Grupo Choiyoi. Sin embargo, en la cordillera del Viento la extensa superficie de erosión que separa el Complejo Huingancó de la Formación Cordillera del Viento (Fig. 4) indicaría una marcada discontinuidad en el desarrollo de las estructuras extensionales. Esta extensa superficie de erosión, también desarrollada en el Bloque de San Rafael y en la Cordillera Frontal, es la que pone un techo al Grupo Choiyoi y en consecuencia, las unidades volcánicas silícicas por encima de ella no pertenecen a este grupo, porque forman parte de una unidad estratigráfica diferente, más joven y que, como ya se ha mencionado, se asienta en discordancia (Llambías y

Stipanovic 2002).

La discordancia entre las Formaciones Cordillera del Viento y Milla Michicó es poco evidente en los afloramientos del extremo sur de la cordillera del Viento y se manifiesta porque Milla Michicó se apoya sobre una superficie meteorizada (Fig. 5c), producto de un periodo de erosión o de no deposición. Asimismo, entre ambas unidades se observa un brusco cambio en la composición de las rocas: mientras que la Formación Cordillera del Viento es andesítica a riolítica, la Formación Milla Michicó es basáltica. Teniendo en cuenta que en la cuenca Cuyana tuvo lugar una fase diastrófica conocida como tunuyánica, acaecida en la base del Triásico Tardío (Stipanovic y Ricciardi 2002), podría interpretarse a la misma como producto de dicho episodio, al cual Leanza *et al.* (2005) identificaron como discordancia d2.

La discordancia entre las Formaciones La Primavera y Milla Michicó, se manifiesta por un fuerte contraste litológico debido a la aparición de rocas clásticas con restos de invertebrados marinos. Esta discordancia puede ser interpretada como el producto de la fase diastrófica Río Atuel (*sensu* Stipanovic

1969), también conocida como intralíásica (Gulisano *et al.* 1984; Gulisano 1993) y que Leanza *et al.* (2005), identificaron como d3. En la cordillera del Viento las discordancias tunuyánica y rioatúelica habrían sido causadas por movimientos extensionales. Probablemente deben su origen a cambios en la velocidad de apertura de los *riffts* y, en consecuencia, son más evidentes en los márgenes de los depocentros, como es el caso de la región estudiada, que en el centro de los mismos, donde sólo se aprecian cambios litológicos debidos a diferencias en el volumen/composición de la actividad magmática, o a modificaciones en la tasa de sedimentación.

Análisis de los atributos químicos

Las características petrográficas y químicas de las rocas ígneas estudiadas indican una filiación calco-alcalina. Este atributo se mantiene en todas las unidades, aunque en ellas se registran leves diferencias en la composición. En contraposición con lo que se podría esperar, las mayores diferencias en composición no se observan entre las dos unidades inmediatamente separadas por la discordancia Huárpica, sino entre el Complejo Huingancó y las Formaciones Milla Michicó y La Primavera. La Formación Cordillera del Viento tiene una composición intermedia entre ambos grupos, como si la misma no hubiera sido afectada por la fase diastrófica huárpica. Es difícil interpretar esta característica con los escasos datos que actualmente se poseen, pero es probable que la evolución magmática en el interior de la corteza no haya sido mayormente afectada por los movimientos de esta fase. Por ello, entre la finalización del Complejo Huingancó y el comienzo del ciclo precuyano, cuando comenzó la etapa de *riffting*, no se observan cambios bruscos en la composición. La intercalación de complejos ignimbíticos ácidos en la Formación Cordillera del Viento indica que con posterioridad a la discordancia huárpica todavía había cámaras magmáticas residentes en la corteza. Por esto, algunas de las muestras de esta unidad (CLL10, CLL13) exhiben, al igual que las muestras del Complejo Huingancó (CLL 30), depresión de Eu (Fig. 7b) y enriquecimientos de Ba, Th, U y K (Fig. 7a), caracte-

rísticas que pueden ser interpretados por un proceso de diferenciación magmática en cámaras residentes en la corteza. Sin embargo, a partir de la fase diastrófica huárpica las cámaras magmáticas de la corteza gradualmente se fueron extinguiendo mientras que el desarrollo de las fracturas extensionales profundas favorecía el ascenso del magma desde la astenósfera. De esta manera, las volcanitas de la Formación Cordillera del Viento no solo se formaron a partir de magmas provenientes de cámaras magmáticas superficiales sino también de la astenósfera y ya para la época de las Formaciones Milla Michicó y La Primavera, el mayor volumen de magma provenía de la astenósfera. Además, la ausencia de contaminación con material cortical de las unidades andesíticas y basálticas pos-huárpicas sugiere el rápido ascenso del magma hasta la superficie y un moderado a alto grado de fusión, que implica un gradiente geotérmico alto asociado a descompresión.

Migración de la actividad magmática hacia el oeste

Durante el Jurásico Temprano la actividad magmática disminuyó drásticamente en el interior de la cuenca Neuquina, como se comprueba en los afloramientos del extremo sur de la cordillera del Viento y en otras regiones como las sierras de Chacaió y Chachil, a la latitud de 39° S. Los aislados lahares andesíticos intercalados en la Formación Los Molles del Grupo Cuyo en Chacay Melehue (Llambías y Leanza 2005), representan uno de los últimos vestigios de dicha actividad. No obstante, al oeste de esta región, a lo largo de una faja coincidente con el actual límite entre Chile y Argentina, se desarrollaba entre el Pliensbachiano y el Kimmerdigiano una potente sucesión volcano-sedimentaria de más de 2.450 m de espesor, representada por la Formación Nacientes del Biobío, con características químicas tholeíticas con afinidad de arco de islas (Suárez y Emparán 1997, p. 19). El florecimiento de la actividad magmática durante el Jurásico en esta región y su disminución en la cordillera del Viento y otras regiones del centro de la cuenca Neuquina permiten inferir que la actividad volcánica habría migrado hacia el oeste durante el Ju-

rásico Temprano, probablemente durante el lapso correspondiente al pase de la Formación La Primavera a la Formación Los Molles. Esta migración de la actividad magmática también coincidiría con la transición entre la etapa de *riffting* durante el Triásico y el Jurásico pre-Pliensbachiano y el reemplazo por una subsidencia de mayor amplitud que permitió el ingreso del mar cuyano, relacionada a un ambiente de tras-arco, aunque localmente modelada por la herencia de las estructuras creadas en la etapa de *riffting* (Vergani *et al.* 1995; Legarreta y Uliana 1999). El diacronismo del Grupo Cuyo, comprendido entre el Hettangiano a los 34° S y el Pliensbachiano a los 39° S y su transición hacia el oeste a secuencias volcano-sedimentarias, así como la morfología de los depocentros, han inducido a varios autores (Digregorio *et al.* 1984, Zambrano 1987, Vergani *et al.* 1995) a proponer una dorsal o arco volcánico, que limitaba la ingresión marina cuyana. La existencia de esta dorsal durante el Jurásico en el borde occidental de la cuenca Neuquina presupone una barrera para el ingreso del mar (Vicente 2005), la cual podría haber favorecido en el tras-arco la sedimentación continental. Sin embargo, esto no es así y la magnitud de los depósitos continentales y evaporíticos de la cuenca Neuquina están subordinados a los marinos. Como lo señala Vicente (2005), la segmentación de dicho arco volcánico durante el Pliensbachiano Temprano permitió el ingreso del mar en el trasarco. Según este autor, el estrecho o la escotadura por el cual penetró el mar se encuentra aproximadamente a los 34°30'S, siguiendo aproximadamente el valle del río Atuel. Esta escotadura es coincidente con la prolongación de las estructuras neopaleozoicas de dirección NO del centro de La Pampa (Tickyj *et al.* 1997) y también con los únicos afloramientos de Triásico marino (Riccardi *et al.* 1997), sugiriendo que para esta época dicha estructura controlaba un engolfamiento en el mar triásico (subcuenca del Atuel).

Posibles procesos relacionados con el margen continental Triásico y Jurásico Temprano

Las rocas volcánicas del extremo sur de la cordillera del Viento son contemporáneas

con la etapa triásica de los complejos de acreción-subducción de la cordillera de la Costa de Chile al sur de la latitud de los 38° S, los cuales evolucionaron desde el Devónico Tardío hasta el Triásico Tardío a Jurásico Temprano (Hervé 1988, Fang *et al.* 1998, Martin *et al.* 1999, Duhart *et al.* 2001, Hervé y Fanning 2001, Thomson y Hervé 2002). Sin embargo, aún no se ha identificado el arco magmático correspondiente a los complejos de acreción-subducción triásicos (Duhart *et al.* 2001, Hervé y Fanning 2001), faltando uno de los componentes más importantes de un complejo de subducción. Por ello, las volcanitas triásicas hasta jurásicas tempranas de la cordillera del Viento podrían ser consideradas como parte del respectivo arco magmático triásico, desarrollado en concomitancia con un proceso de convergencia oblicua, como el propuesto por Forsythe *et al.* (1987) y Martin *et al.* (1999) para el Triásico a Jurásico Temprano. La región estudiada (37°05'-37°15' S) se encuentra a una latitud intermedia entre la formación de los complejos de acreción triásicos a jurásicos tempranos de la cordillera de la Costa de Chile al sur de los 38° S, y el desarrollo de depocentros extensionales de intraarco al norte de los 35°30' S (Belmar *et al.* 2002, Willner *et al.* 2005). Por esto, consideramos posible la correlación con los complejos de subducción triásicos.

Si se tiene en cuenta que las volcanitas y plutonitas pérmicas del Complejo Huingancó de la cordillera del Viento también están relacionadas con la existencia de un arco magmático neopaleozoico (Kay *et al.* 1989, Llambías y Sato 1990, Mpodozis y Kay 1992), se puede concluir que los procesos de convergencia de placas fueron prácticamente continuos desde fines del Devónico hasta más allá del Jurásico Temprano. Asimismo, nuestra propuesta de la migración de la actividad magmática triásica hacia el oeste durante el Jurásico Temprano implica que la subducción nunca se habría interrumpido entre el ciclo gondwánico (Neopaleozoico) y el Andino (Meso-Cenozoico), con excepción del lapso Pérmico a Triásico Temprano que habría cesado al norte de los 37°S (Ribba *et al.* 1988, Kay *et al.* 1989, Llambías y Sato 1990, Mpodozis y Kay 1992).

La discordancia huárpica marca un cambio

importante en la configuración tectónica del basamento de la cuenca Neuquina y de otras regiones como la Cordillera Frontal y el Bloque de San Rafael. Si bien no se conocen las causas de este cambio, probablemente esté relacionado con una posible reactivación y/o cambio en el ángulo de incidencia de la subducción. Como hemos señalado en párrafos anteriores, a partir de esta discordancia comienza la etapa con predominio de extensión litosférica, evidenciada por la formación de grábenes y hemigrábenes, que luego se continúan con la subsidencia de mayor amplitud en el trasarco y el desarrollo de un arco magmático hacia el oeste, elementos que consideramos como característicos de los comienzos de la fase andina del margen continental activo de Gondwana - Sudamérica.

Origen del magma

Por último, quedan por hacer algunas consideraciones acerca de las causas de la intensa actividad volcánica durante la etapa de *rifting*, en especial en el centro y norte del Neuquén. En los afloramientos de la cordillera del Viento, es clara la supremacía de las rocas volcánicas respecto a las rocas clásticas, característica que también se extiende a la sierra de Chacaicó (Leanza 1992, Leanza *et al.* 2005, Franzese *et al.* 2006) y a algunos depósitos de relleno de *synrift* del subsuelo, donde predominan las volcanitas sobre los depósitos clásticos, estando estos últimos constituidos mayormente por elementos de origen volcánico (Pángaro *et al.* 2002). Si comparamos la composición relativa de los rellenos de la cuenca Neuquina con las unidades equivalentes del sur de Mendoza, se observa una relación inversa, sugiriendo que la actividad volcánica en este sector de la cuenca fue menos intensa que en Neuquén. No es fácil dar una explicación acerca de este contraste en la composición de los rellenos de los *riffts* que, además, debería incluir una explicación de las causas que promovieron la intensidad de la actividad volcánica en Neuquén.

De acuerdo con lo analizado en párrafos anteriores, el escenario tectónico dominante entre el Triásico Medio y el Jurásico Temprano podría estar relacionado con la convergencia oblicua entre el océano Pacífico y

Gondwana - Sudamérica, con fallas de rumbo paralelas al margen continental y el desarrollo de regiones transtensivas. Las fallas de rumbo invocadas por Rapalini (1988) para explicar la rotación del bloque del Chachil podrían apoyar este último modelo. Nuevos cálculos, asumiendo una edad triásica tardía de las volcanitas medidas, dan un ángulo de rotación horaria de $83,4 \pm 13,1^\circ$ y la casi exclusiva polaridad reversa de ellas acota su edad al Carniano (A. Rapalini, com. pers. 2006). Si bien no se conoce la edad de la rotación, no se puede descartar que pudiera ser triásica tardía a jurásica temprana. Tanto la rotación como su posible edad concuerdan con la hipótesis postulada sobre la convergencia oblicua de las placas durante el lapso Pérmico Tardío - Jurásico Temprano a esta latitud.

A pesar de la impronta calco-alcalina de las muestras estudiadas, los basaltos y andesitas posteriores a la discordancia huárpica, en particular los de la Formación Milla Michicó, poseen una composición química poco evolucionada, sugiriendo un origen mantélico del magma con grado de fusión moderado a alto. La energía necesaria para ello implica la existencia de una región con elevado gradiente geotérmico, estrechamente relacionado con actividad magmática y que, además, favoreció la fracturación en extensión, promoviendo una rápida descompresión por disminución del espesor de la litósfera que, a su vez, aumentó el grado de fusión en la fuente magmática. La manifestación geológica de esta anomalía térmica comienza con una etapa de abovedamiento de la corteza que favoreció la erosión y la consecuente exhumación de las cúpulas de los plutones pérmicos del Complejo Huingancó. Esta etapa fue sucedida por fracturación en extensión, característica de los sistemas de *riffts* activos en otras regiones del planeta (Corti *et al.* 2003, Ziegler y Cloething 2004).

Otro argumento que apoya el aumento del gradiente geotérmico en la cuenca Neuquina, consiste en que la existencia de un proceso de *rifting* desvinculado de actividad magmática es poco probable debido a la insuficiencia de los esfuerzos necesarios para causar la ruptura de una litósfera con espesores moderados (Buck 2004). Por ello, es necesario contar con un gradiente geo-

térmico alto que favorezca la actividad magmática, adelgace la litósfera y disminuya la resistencia a la ruptura de las rocas, promoviendo la fracturación y el aumento de la permeabilidad de la litósfera, como sucedió en la cordillera del Viento y posiblemente en todo el centro de la cuenca en Neuquén. Por esto, la primera etapa del proceso de *rifting* corresponde al abovedamiento del basamento de la cuenca Neuquina, que se visualiza en el terreno en la discordancia huárpica. Durante la etapa subsiguiente de extensión, los procesos de descompresión causados por la disminución del espesor de la litósfera también habrían contribuido a aumentar el grado de fusión en el manto sub-litosférico.

La distribución de los grábenes en el sector neuquino de la cuenca abarca un área no lineal y que es descripta como el engolfamiento de la cuenca, donde también los depocentros tienen un relleno mayormente volcánico. Por esto, se presume que la anomalía geotérmica ocupaba un área similar, no lineal, tipo pluma térmica. De acuerdo con este razonamiento, no se puede descartar que al régimen extensional relacionado con la subducción oblicua, se haya superpuesto una pluma térmica, incrementando el gradiente geotérmico.

La progresiva disminución del gradiente geotérmico explica la declinación de la actividad magmática, cuyo pico máximo correspondió al ciclo precuyano en el sector neuquino de la cuenca. Asimismo, la forma no lineal de la cuenca en Neuquén podría deberse, entre otros factores posibles, al enfriamiento mencionado.

CONCLUSIONES

1) La discordancia huárpica (Triásico Temprano a Medio) separa la Formación Cordillera del Viento (Triásico Medio a Superior) del Complejo volcánico-plutónico Huigancó, integrante del ciclo ígneo Choiyoi (Pérmico a Triásico Inferior). Esta discordancia tiene distribución regional y está asociada a una extensa superficie de erosión, cuyo desarrollo favoreció la exhumación de las cúpulas de los plutones pérmicos del Complejo Huigancó. En nuestra opinión esta discordancia marca la transición entre los ciclos tectónicos Gondwá-

nico y Andino.

2) La discordancia que separa las Formaciones Cordillera del Viento y Milla Michicó, ambas integrantes del ciclo precuyano, son de menor jerarquía y se deben a cambios en las velocidades de apertura de los rifts, resaltándose en los márgenes de los depocentros, mientras que en el interior de los mismos se manifiestan como cambios litológicos.

3) La discordancia que separa el ciclo precuyano del Grupo Cuyo implica un cambio en la morfología de los depocentros, los cuales pasan de un sistema de rifts a una subsidencia generalizada (Vergani *et al.* 1995, Legarreta y Uliana 1999) que permitió la ingresión del mar cuyano. A este cambio lo hemos correlacionado con la discordancia rio-atuética, resultante de la fase diastrófica Río Atuel *sensu* Stipanovic (1969), nominada previamente como "intraalásica".

4) Las series volcánicas pérmicas hasta jurásicas tempranas del extremo sur de la cordillera del Viento son calco-alcalinas, con moderado a alto contenido de Mg#, y tienen la impronta de un arco volcánico. Las rocas ígneas pre-huárpicas provinieron de cámaras magmáticas instaladas en la corteza, mientras que las pos-huárpicas, compuestas por magmas poco evolucionados, ascendieron desde la astenósfera. En la Formación Cordillera del Viento coexisten ignimbritas silíceas originadas en cámaras magmáticas superficiales y andesitas provenientes de la astenósfera.

5) Durante del Jurásico Temprano la actividad volcánica migró hacia el oeste, en coincidencia con la subsidencia generalizada que dio inicio a la cuenca Neuquina, en un ambiente de tipo trasarco.

6) La elevada relación volcanitas/sedimentitas de los rifts triásicos de Neuquén contrasta con la baja relación de los mismos en el sur de Mendoza, indicando que en Neuquén el gradiente geotérmico era para este tiempo mayor que en el sur de Mendoza. Es probable que al régimen extensional relacionado con la convergencia de placas oblicua se haya superpuesto en el área de Neuquén una pluma térmica, la cual facilitó la fracturación en extensión.

7) No se descarta que la forma no-lineal del engolfamiento de la cuenca Neuquina pueda ser explicada por la disminución del gra-

diente geotérmico (subsidencia térmica) con el tiempo, aunque todavía es necesario comprender su interrelación con los esfuerzos regionales.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. Víctor A. Ramos (UBA) por los interesantes comentarios vertidos sobre el borrador de este trabajo; al Dr. Eugenio Aragón (UNLP) por sus comentarios sobre las características químicas de las rocas y ambiente tectónico y al Lic. Carlos Arregui (PESA) por sus comentarios sobre la estratigrafía de la región. Extendemos este agradecimiento al Lic. Rafael González (SEGEMAR) por su valiosa colaboración durante los trabajos de campo. Agradecemos especialmente a los árbitros de este trabajo S. Kay y C. Mpodozis, quienes aportaron valiosas críticas e ideas que mejoraron sustancialmente el manuscrito. Nuestro reconocimiento a Mario Schiuma, Apache Corporation Argentina, por el análisis químico de las dos muestras de Ñireco. Este trabajo fue financiado con subsidio del CONICET (PIP 2095 y PIP 5222), por el SEGEMAR y por Petrobras.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A.J. 1972. Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina. Simposio Internacional, Sistema Carbónico-Pérmico América do Sul. Anales de la Academia Brasileira de Ciencias, 44 (Supl.): 27-36. Río de Janeiro.
- Alvarez, P.P., Benoit, S.V. y Ottone, E.G. 1995. Las Formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la Alta Cordillera Principal de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50(1-4): 123-142.
- Archangelsky, S. y Arrondo, O.G. 1966. Elementos florísticos del Pérmico argentino. II. Rhacopteris chubutiana n. sp. de la Formación Nueva Lubecka, provincia de Chubut, con notas sobre las especies argentinas del género Rhacopteris. Revista del Museo de la Plata (nueva serie), Sección Paleontología 5: 1-16. La Plata.
- Azcuy, C.L. y Caminos, R. 1987. Diastrofismo. En Archangelsky, S. (ed.) El Sistema Carbonífero en la República Argentina, 239-251. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

- Belmar, M., Morata, D., Munizaga, F., Pérez de Arce, C., Morales, S. y Carrillo, F. J. 2002. Significance of K-Ar dating of very low grade metamorphism in Triassic-Jurassic pelites from the Coastal Range of central Chile. *Clay Minerals* 39: 151-162.
- Buck, W.R. 2004. Consequences of asthenospheric variability on continental rifting. En Karner, G. D., Taylor, B. D., Driscoll, N. W. y Kohlstedt, D. L. (eds.) *Rheology and Deformation of the Lithosphere at continental margins* Columbia University Press, 1-30, Nueva York.
- Charrier, R. 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina. Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* 26: 1-37, Santiago.
- Coira, B.L. y Koukharsky, M. 1976. Efusividad tardía hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona arroyo Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. Primer Congreso Geológico Chileno, Actas 2(F): 105-124, Santiago.
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Inocenti, F., Manetti, P. y Sokoutis, D. 2003. Analogue modeling of continental extension: a review focused on the relations between the pattern of deformation and the presence of magma. *Earth Science Reviews* 63: 169-247.
- De la Cruz, R. y Suárez, M. 1997. El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile; Formación Nacientes del Bío Bío (38°-39°). *Revista Geológica de Chile* 24(1): 3-24, Santiago.
- Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 439-505, Córdoba.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1975. Plano Geológico de la provincia del Neuquén, escala 1:500.000. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 69-93, Buenos Aires.
- Digregorio J.H. y Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En J.C.M. Turner (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032, Córdoba
- Digregorio, R.E., Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Minniti, S.A. 1984. Esquema de la evolución geodinámica de la cuenca neuquina y sus implicancias paleogeográficas. 9° Congreso Geológico Argentino, S. C. de Bariloche, Actas 2: 147-162.
- Duhart, P., McDonough, M., Muñoz, J., Martín, M. y Villeneuve, M. 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39° 30' - 42° S): geocronología K-Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile* 28(2): 179-208.
- Fang, Z., Boicot, A., Covacevich, W. y Hervé, F. 1998. Discovery of late Triassic fossils in the Chonos metamorphic complex, southern Chile. *Revista Geológica de Chile* 25(2): 165-173.
- Forsythe, R.D., Kent, D.V., Mpodozis, M. y Davidson, J. 1987. Paleomagnetism of Permian and Triassic rocks, central Chilean Andes. En McKenzie (ed.) *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. American Geophysical Union, *Geophysics Monography Series*, 40: 241-252.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E. y Gómez Pérez, I. 2006. Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocenter, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 163: 1-15, London.
- Freytes, E. 1969. Estratigrafía y relaciones de contacto de los afloramientos del Grupo Choiyoi (Serie Porfírica) en el sur de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de La Pampa. YPF (informe inédito), Buenos Aires.
- Gill, J. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer Verlag, 390 p., Berlin.
- González Díaz, E.F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 27d, San Rafael, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 132, 127 p., Buenos Aires.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58, 110 p., Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1(3): 177-208, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. 1993. Ciclo Precuyano. En Riccardi, A.C. y Damborenea, S. E. (eds.) *Léxico estratigráfico de la Argentina*, 9: Jurásico, Asociación Geológica Argentina, Serie B 21: 334-335.
- Gulisano, C.A. y Damborenea, S.E. 1993. Formación Milla Michicó. En Riccardi, A.C. y Damborenea, S.E. (eds.) *Léxico estratigráfico de la Argentina*, 9: Jurásico, Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21: 271-272.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. Asociación Geológica Argentina, Serie E, 2: 1-111, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259. Buenos Aires.
- Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes* 11: 183-188, Santiago.
- Hervé, F. y Fanning, C.M. 2001. Late Triassic detrital zircons in meta-turbidites of the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. *Revista Geológica de Chile* 28(1): 91-104.
- JICA (Japan International Cooperation Agency) 1992. Interim report on the northern Neuquén geothermal development project. Japan International Cooperation Agency, Tokio y Ente Provincial de Energía de la Provincia del Neuquén (informe inédito), Neuquén.
- Kay, S. M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology* 17: 324-328.
- Kleiman, L.E. 1993. El volcanismo permo-triásico y triásico del Bloque de San Rafael (Provincia de Mendoza): su potencial uranífero. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 284-293.
- Leanza, H.A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermármicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45(3-4): 272-299.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O. 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaicó durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Versión CD ROM, Mar del Plata.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina

- (Triásico superior-Terciario inferior). En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 221-243, Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán.
- Legarreta, L y Uliana M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 1. Facies Sedimentarias. En R. Caminos (ed.) Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (16): 399-432, Buenos Aires.
- Le Maitre, R.W. (Editor) 2002. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Llambías, E.J. 1986. Intrusivos pérmicos del sur de la cordillera del Viento, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41(1-2): 22-32.
- Llambías, E.J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas 1. El magmatismo Gondwánico durante el Paleozoico Superior - Triásico. En R. Caminos (ed.) Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (14): 349-376, Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Leanza, H.A. 2005. Depósitos laháricos en la Formación Los Molles en Chacay Melehue, Neuquén: evidencia de volcanismo jurásico en la cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(3): 552-558.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M. 1990. El batolito de Colangüil (29-31°S), Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile 17: 99-108.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50(1-4): 111-131.
- Llambías, E.J. y Stipanovic, P.N. 2002. Grupo Choiyoi. En Léxico Estratigráfico de la Argentina, 8: Triásico, Asociación Geológica Argentina, Serie B, 26: 89-91.
- Llambías, E.J., Quenardelle, S. y Montenegro, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. Journal of South American Earth Sciences, 16: 243-257.
- Llambías, E.J., Sato, A.M. y Basei, M.A.S. 2005. El basamento prejurásico medio en el anticlinal Chihuido Malargüe: evolución magmática y tectónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(3): 567-578.
- Martin, M.W., Kato, T.T., Rodríguez, C., Godoy, E., Duhart, P., McDonough, M. y Campos, A. 1999. Evolution of the late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south central Chile (38°-41°S): constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. Tectonics 18 (4): 582-605.
- Méndez, V., Zanettini J.C.M. y Zappettini, E.O. 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional de Servicio Geológico, Anales 23, 190 p., Buenos Aires.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology 56: 55-69.
- Mpodzis, C. y Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordillera batholiths (28°S to 31°S). Geological Society of America, Bulletin 104: 999-1014.
- Pángaro, F., Corbera, R., Carbone, O. y Hinterwimmer, G. 2002. Los Reservorios del "Pre-cuyano". En Schiuma, M., Hinterwimmer, G. y Vergani, G. (eds.) Rocas reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina, 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 229-254, Mar del Plata.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25: 956-983.
- Ramos, V.A. 1999. Rasgos estructurales del Territorio Argentino 1. Evolución Tectónica de la Argentina. En R. Caminos (ed.) Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(24): 715-784. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En Harmon, R. S. y Rapela, C. W. (eds.) Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91, Boulder.
- Rapalini, A.E. 1988. Interpretación del área del cerro Chachil (provincia del Neuquén) como un bloque cortical rotado a partir de datos paleomagnéticos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43(4): 445-461.
- Ribba, L., Mpodzis, C., Hervé, F., Nasi, C. y Moscoso, R. 1988. El basamento del valle del Tránsito, Cordillera de Vallenar: eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los Andes Chileno/Argentinos. Revista Geológica de Chile 15(2): 129-149.
- Riccardi, A.C. 1993. Formación Los Molles. En Riccardi, A.C. y Damborenea, S. E. (eds.) Léxico estratigráfico de la Argentina, 9: Jurásico, Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21: 239-243, Buenos Aires.
- Riccardi, A.C. y Stipanovic, P.N. 2002. Fase diastrófica Río Atuel. En Léxico Estratigráfico de la Argentina. 8: Triásico, Asociación Geológica Argentina, Serie B, 26: 245.
- Riccardi, A. C., Damborenea, S. E., Manceñido, M.O., Scasso, R., Lanés, S. e Iglesia Llanos, M.P. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero en la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(3): 400-403.
- Rolleri, E.O. y Criado Roque, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 1-60.
- Rovere, E.I., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H.A., Hugo, C. A., Folguera, A., Escosteguy, L. y Geuna, S. 2004. Hoja Geológica 3772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 250.000. Servicio Geológico Minero Argentino Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 298, 104 p., Buenos Aires.
- Rudnick, R.L. y Fountain, D.M. 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. Reviews of Geophysics 33: 267-309.
- Stipanovic, P.N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico Argentino a partir del esquema de Groeber. Revista de la Asociación Geológica Argentina 24(4): 367-388.
- Stipanovic, P.N. y Marsicano, C. 2002. Léxico Estratigráfico de la Argentina, 8: Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 26, 370 p., Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martínez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23(2): 67-98.
- Suárez, M. y De la Cruz, R. 1997. Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 266-270.

- Suárez, M. y Emparán, C. 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Bío Bío, escala 1: 250.000, Carta Geológica de Chile, 71, 105 p., Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Tankard, A.J., Uliana, M.A., Welsink, H.J., Ramos, V.A., Turic, M., Franca, A.B., Milani, E. J., de Brito Neves, B. B., Eyles, N., Skarmeta, J., Santa Ana, H., Wiens, F., Cirbián, M., López Paulsen, O., Germs, G., De Wit, M., Machacha, T. y McG. Miller, R. 1995. Tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana. En Tankard, A. J., Suárez, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 5-52.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Publication, 312 p., Oxford.
- Thomson, S.N. y Hervé, F. 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). *Revista Geológica de Chile* 29(2): 255-271.
- Tickýj, H., Dimieri, L. V., Llambías, E. J. y Sato, A. M. 1997. Cerro Los Viejos (38° 28' S - 64° 260 'O): cizallamiento dúctil en el sudeste de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(3): 311-321.
- Uliana, M., Biddle, K. y Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-613, Tulsa.
- Vergani, G.D., Tankard, A., Belotti, H.J. y Welsink, H. J. 1995. Tectonic evolution and Paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. En Tankard, A.J., Suárez, R. y Welsink, H. J. (Eds.): *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- Vicente, J.C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 221-250.
- Weaver, Ch. 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina*. Memoir University of Washington 1: 1-469, Seattle.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. y Chappel, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Willner, A. P., Thompson, S. N., Kröner, A., Wartho, J., Wijbrans, J. R. y Hervé, F. 2005. Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Paleozoic paired metamorphic belt in north-central Chile (34°-35°30'S). *Journal of Petrology* 46 (9): 1835-1858.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contaminations of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Zambrano, J.J. 1987. Las cuencas sedimentarias de América del Sur durante el Jurásico y Cretácico: su relación con la actividad magmática y tectónica. En Volkheimer, W. (ed.) *Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, 1-48, Mendoza.
- Ziegler, P. A. y Cloething, S. 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth Science Reviews* 64: 1-50.
- Zöllner, W. y Amos, A. J. 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 10(2): 127-135, Buenos Aires.
- Zöllner, W. y Amos, A. J. 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén. *Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín* 143: 91 p., Buenos Aires.

Recibido: 14 de agosto, 2006

Aceptado: 29 de septiembre, 2006