

LAS ROCAS ÍGNEAS GONDWÁNICAS

1. EL MAGMATISMO GONDWÁNICO DURANTE EL PALEOZOICO SUPERIOR-TRIÁSICO

Eduardo Jorge Llambías

INTRODUCCIÓN

En el período que se extiende entre el comienzo del Carbonífero y el Triásico inferior alto el magmatismo gondwánico evidencia su mayor actividad, adquiriendo durante el Pérmico-Triásico inferior un volumen inusitado, que lo hace destacable a nivel universal. Sus afloramientos corresponden a intrusiones superficiales, siendo frecuentes las asociaciones plutónico - volcánicas. Esto se debe a que en el límite Devónico-Carbonífero ya se habían exhumado los terrenos más profundos y los movimientos de ascenso cortical habían disminuido substancialmente. En diversas localidades donde las plutonitas gondwánicas se superponen a las del Proterozoico - Paleozoico inferior, cuyos afloramientos corresponden a niveles de intrusión más profundos, como en el borde noroccidental del Macizo Norpatagónico, su distinción es posible si se analizan los respectivos niveles de emplazamiento. Los granitoides más profundos están asociados a abundantes pegmatitas, siendo éstas más abundantes que las aplitas. En los más superficiales la relación es inversa, siéndolas aplitas más abundantes que las pegmatitas. Otra diferencia es que en los granitos superficiales el cuarzo tiende a ser subhedral a euhedral, mientras que en los más profundos es intersticial y forma agregados microcristalinos. También, los granitoides más profundos están afectados por deformación dúctil penetrativa, mientras que en los superficiales la deformación dúctil está concentrada en delgadas franjas. No obstante lo expresado, la distinción no es tan simple porque en el Paleozoico inferior hay granitoides relacionados a la etapa post-orogénica y de ascenso que sucede a la principal orogenia Famatiniana y por este motivo presentan niveles de emplazamiento no tan profundos.

En la región andina las rocas ígneas carboníferas gondwánicas se distinguen de las permo-triásicas por soportar en discordancia las sedimentitas del Carbonífero superior a Pérmico inferior. Esto significa que hubo movimientos de ascenso cortical que permitieron la exhumación de estos plutones, evidenciando una importante inestabilidad cortical durante el Carbonífero.

MAGMATISMO CARBONÍFERO

Rocas plutónicas carboníferas constituidas por plutones aislados, de composiciones intermedias, han sido reconocidas en la Cordillera Frontal y en las Sierras Pampeanas adyacentes a la Precordillera riojana. También en la Precordillera de San Juan y La Rioja se han descrito secuencias volcano-sedimentarias con esta edad. En el Bloque de San

Rafael las rocas tonalíticas del stock del Cerro de la Chilena (o Aguada de la Chilena) asignadas al Carbonífero inferior (Dessanti, 1956; Polanski, 1964) dieron edades K/Ar comprendidas entre 285 y 237 Ma (Polanski, 1966; Stipanovic, 1967; Toubes y Spikermann, 1976), de modo que se requieren estudios más detallados para confirmar su edad.

Las unidades magmáticas carboníferas fueron asignadas a la fase magmática Somuncúrica por Ramos y Ramos (1979) sobre la base de un análisis estadístico de las edades radiométricas K-Ar, aunque sin un análisis crítico de los datos utilizados. Esta denominación no se mantiene en el presente trabajo porque en el Macizo de Somuncura o Norpatagónico no se ha podido comprobar la presencia de unidades magmáticas carboníferas, aunque no se descarta su existencia, por lo que puede inducir a confusión. Cabe agregar que las edades obtenidas con posterioridad al trabajo de Ramos y Ramos, que indicaban un magmatismo carbonífero en La Esperanza y en Nahuel Niyeu (Caminos et al., 1988) fueron rectificadas recientemente, dando valores entre el Pérmico y el Jurásico (Pankhurst et al., 1992; 1993).

En la figura 1 y el cuadro 1 se resumen las características más importantes de los afloramientos de rocas ígneas de este ciclo magmático, cuya edad carbonífera no ofrece dudas. Predominan las composiciones intermedias entre tonalitas y granodioritas con características típicamente calcoalcalinas como en Tabaquito (Sato et al., 1990). Forman parte de un arco magmático de rumbo N-S implantado principalmente en la Cordillera Frontal y en el borde nordoccidental de la Precordillera, donde ambas unidades se adosan. Las monzonitas y granitos carboníferos de cerro Veladero se intruyeron en las metamorfitas de la sierra de Umango, borde occidental de las Sierras Pampeanas (Cingolani et al., 1993), a lo largo del contacto con la Precordillera. La similitud de este cuerpo con otros de la Precordillera y de la Cordillera Frontal indica que el arco magmático atravesaba distintos terrenos, los cuales ya habían adquirido en el Carbonífero una configuración similar a la actual. El hecho que muchos de los cuerpos plutónicos se encuentren casi en el límite de los terrenos mencionados comprueba la naturaleza de los contactos tectónicos entre ellos, los que fueron aprovechados por el magma para su ascenso.

Los grandes batolitos de las Sierras Pampeanas, compuestos principalmente por granitos del Devónico a Carbonífero inferior, no se consideran en esta síntesis por estar relacionados a una etapa post-orogénica, probablemente post-colisional. Ellos están asociados a las etapas finales de la orogénesis ordovícica, comúnmente denominada fase

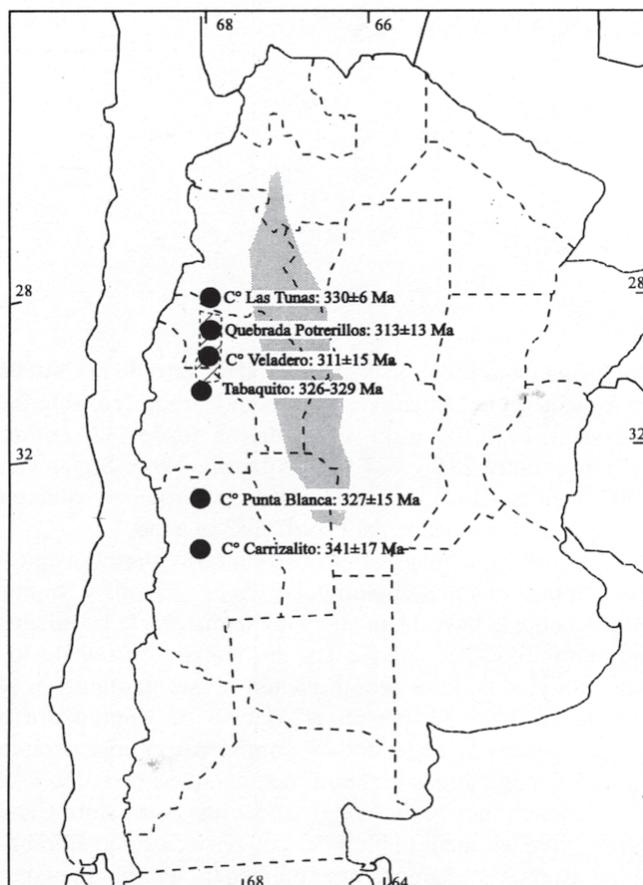


Figura 1. Distribución de las rocas ígneas gondwánicas carboníferas cuyas edades son confiables. Las secuencias sedimentarias con volcanismo asociado se muestran con rayado diagonal. En grisado se muestra la región donde afloran los granitoides del Devónico superior-Carbonífero inferior, posorogénicos respecto a la fase Oclóyica, y por lo tanto tardío famatinianos.

orogénica Oclóyica, que dio lugar a un importante ascenso cortical y extensión, marcando una transición a intraplaca. Este proceso se corresponde con la finalización del ciclo Famatiniano y por lo tanto dichos batolitos están más estrechamente relacionados a la culminación de este ciclo que al reinicio de la subducción en el Carbonífero inferior, localizada en una posición más occidental que la que tuvo durante la probable colisión ordovícica (Llambías y Caminos, 1987; Llambías et al., 1991). Al estar compuestos estos batolitos en su mayor parte por granitos no se los puede correlacionar con las series calcoalcalinas, porque éstas están caracterizadas por una gran variedad litológica que va desde dioritas hasta granitos y que en un diagrama QAP constituyen la serie calcoalcalina granodiorítica (Lameyre y Bowden, 1982). No obstante, durante la etapa post-colisional es posible el emplazamiento de plutones calcoalcalinos (Harris et al., 1994), aun a pesar del atascamiento de la subducción, de modo que no se puede descartar la presencia de algunos plutones aislados en Sierras Pampeanas con estas características.

Los cuerpos intrusivos del arco magmático carbonífero en la Cordillera Frontal probablemente son más numerosos

que los reconocidos hasta el presente. Esto puede ser explicado porque gran parte de ellos han quedado sepultados por las efusiones del Choiyoi, o no han sido debidamente identificados por su similitud con las granodioritas del ciclo Choiyoi.

Las secuencias volcano-sedimentarias de la Precordillera marcan la fuerte inestabilidad de la corteza, propia de las regiones orogénicas y favorable para el desarrollo de arcos magmáticos. Las discordancias intracarboníferas, como la del Río Blanco (Fauqué y Limarino, 1992), que permiten la distinción de dos eventos diferentes, pero espacialmente relacionados entre sí, sugieren una tectónica activa con cambios rápidos en el paisaje. Los componentes ígneos de estas cuencas sedimentarias, con composiciones predominantemente intermedias, no difieren en composición de los plutones mencionados más arriba. No obstante, se requieren estudios de mayor detalle para comprender qué relaciones guardan entre sí las asociaciones volcánicas con las plutónicas.

El marco tectónico de los cuerpos ígneos carboníferos se corresponde con una área de inestabilidad tectónica, pero sin un marcado engrosamiento cortical. En efecto, no se registra durante este período la exhumación de niveles corticales medianamente profundos, no habiendo sido suficiente la erosión para eliminar la cobertura volcano-sedimentaria. El modelo que se corresponde con esta tectónica es el de una subducción de litósfera oceánica simple por debajo del continente, con desarrollo de un arco magmático y de fases orogénicas episódicas. La importancia del arco se manifiesta por extenderse sobre distintos terrenos, resultantes de las colisiones famatinianas, y cuyas estructuras facilitaron el ascenso del magma.

MAGMATISMO PÉRMICO- TRIÁSICO INFERIOR: LA PROVINCIA MAGMÁTICA CHOIYOI

Durante el Pérmico y el Triásico inferior, entre los 280 y 240 Ma, la actividad magmática fue muy intensa. Sus afloramientos abarcan en Argentina una superficie que holgadamente supera los 200.000 km² (Figura 2). El desarrollo de esta provincia magmática tuvo lugar tanto a lo largo del cinturón orogénico ubicado en el borde occidental del continente de Gondwana como en el antepaís. El nivel de emplazamiento fue supracortical por el cual son frecuentes los complejos plutono-volcánicos. Las volcanitas de esta provincia fueron descritas en forma general como *Grupo Choiyoi*. Sin embargo, por la estrecha relación entre plutonitas y volcanitas el término Choiyoi también ha sido empleado para referirse a ambos conjuntos de rocas (véase la síntesis de Llambías et al., 1993). La denominación de provincia magmática Choiyoi substituye a la de provincia magmática Cuyana Norpatagónica de Rapela y Llambías (1985).

En el cinturón orogénico los afloramientos más importantes se encuentran en la Cordillera Frontal, en el Bloque de San Rafael y en los pequeños bloques aislados en la Cordillera Andina como los de Las Leñas-Valle Hermoso y Bardas Blancas en el sur de Mendoza y Cordillera del Viento y cerro Chachil en el centro y norte del Neuquén (Figura 2). En el antepaís los afloramientos más importantes se encuentran en

CUADRO 1. ROCAS ÍGNEAS DE EDAD CARBONÍFERA DEL CICLO GONDWÁNICO DE LA ARGENTINA

Localidad	Composición	Roca de caja	Edad	Método	Ubicación	Fuente
Cerro Veladero (Sierras Pampeanas)	Monzonita cuarzosa, monzodiorita, sienita cuarzosa, granito	Metamorfitas	311±15 Ri=0.7046	Rb/Sr	29° 10' 69° 45'	(1)
Cerro de Las Tunas (Precordillera)	Granito	Wackes, lutitas (Devónico ?)	330±6	K/Ar	28°20' 68° 45'	(2)
Quebrada Potrerillos (Precordillera Sierras Pampeanas)	Granodiorita, tonalita, granito	Esquistos micáceos, anfíbolitas (Precámbrico) wackes, lutitas (Ordovícico)	313±17	K/Ar	28° 30' 68° 30'	(2)
Tabaquito (Cordillera Frontal)	Granodiorita	Wackes y pelitas con bajo metamorfismo (Carbonífero inf.?)	326-329	Rb/Sr	29° 05' 69° 10'	(3)
Cerro Punta Blanca (Cordillera Frontal)	Granodiorita	Complejo metamórfico de la Cordillera Frontal	337±15	K/Ar	33° 35' 69° 30'	(4)
Cerro Carrizalito (Cordillera Frontal)	Granodiorita, tonalita, granito	Wackes, areniscas cuarcíferas, lutitas	341±17	K/Ar	34° 40' 69° 30'	(5)
Sierra de la Punilla (Precordillera)	Andesitas	Areniscas feldespáticas (F. Quebrada Larga)	Carbonífero superior	Flora	29° 10'	(6)
	Fase diastrófica Río Blanco (9)					
	Andesitas	Conglomerados, areniscas, lutitas (F. Punilla)	Carbonífero inferior	Flora	68° 50'	
Sierra de las Minitas (Precordillera)	Coladas de basaltos, andesitas y dacitas	Conglomerados, are- niscas cuarzo fel- despáticas, pelitas (F. Río del Peñón)	Carbonífero superior	Flora	28° 50'	(7)
	Fase diastrófica Río Blanco (9)					
	Pórfidos dioríticos y tonalíticos, lamprófidos	Wackes, pelitas, conglomerados, diamictitas (F. Jagüel)	Carbonífero inferior	Flora	68° 45'	
Cerro Chuscho Punta del Agua (Precordillera)	Andesitas, diabasas, piroxenitas	Areniscas, conglo- merados, pelitas (F. Guandacol), Granito Potrerillos.	Carbonífero inferior	Flora	28° 30' 68° 32'	(8)
(1) Cingolani et al. (1993); (2) Caminos (1972); (3) Sato et al. (1990); (4) Caminos et al. (1979); (5) Dessanti y Caminos (1967); (6) Caminos et al. (1993); (7) Fauqué et al. (1991); (8) Aceñolaza et al. (1971), (9) Fauqué y Limarino (1992).						

el Bloque del Chadileuvú y en el Macizo Norpatagónico. Los afloramientos aislados en Sierras Pampeanas como los de la sierra de La Huerta y cerro Varela (Cuadro 2) indican el desarrollo de núcleos magmáticos aislados al norte de los 37° S, marcando una fuerte diferencia entre la Patagonia y el sur de la provincia de La Pampa respecto al norte del país.

La provincia magmática Choiyoi abarca una extensa región que comprende tanto al cinturón orogénico como al antepaís (Figura 2), por lo que es conveniente describir cada ambiente por separado, aun a pesar que las características litológicas sean similares en ambos.

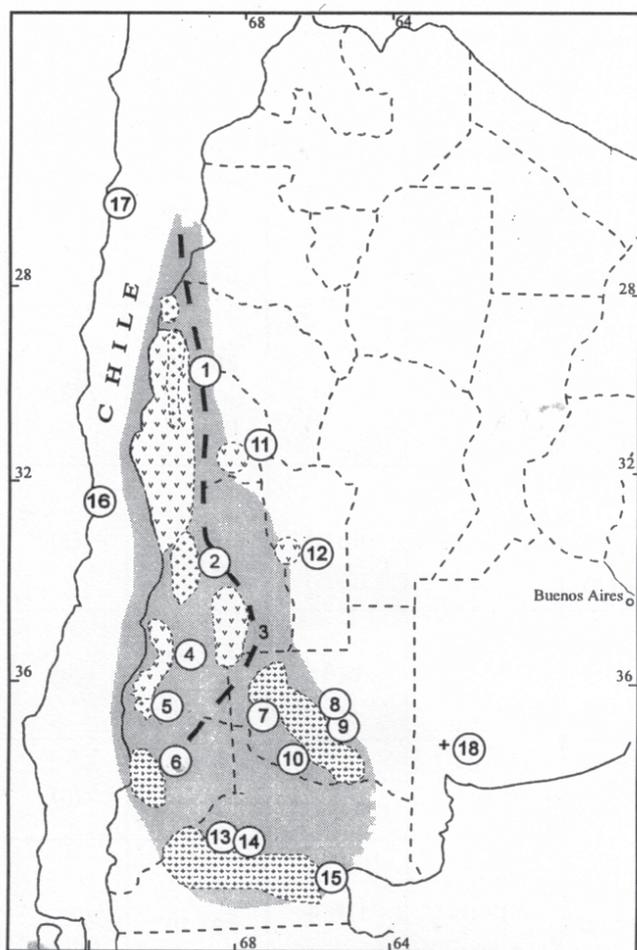


Figura 2. Distribución de las rocas ígneas del Pérmico-Triásico inferior. V= rocas volcánicas; += rocas plutónicas; V + V += volcanitas y plutonitas sin discriminar. La línea de guiones representa el límite de la extensión de la fase orogénica San Rafael, y delimita el cinturón orogénico gondwánico, al oeste, del antepaís. **Cordillera Frontal:** 1) Batolito de Colangüil; 2) Batolito de El Portillo; 3) Bloque de San Rafael; **Cordillera de los Andes:** 4) Bardas Blancas-Las Leñas; 5) Cordillera del Viento; 6) Cerro Chachil - Aluminé; **Bloque del Chadileuvú:** 7) Colón Mahuida; 8) Lihue Calel; 9) Sierra Chica; 10) Sierra de Choique Mahuida; 11) Marayes; 12) Sierra de Varela; **Macizo Norpatagónico:** 13) La Esperanza; 14) Los Menucos; 15) Sierra de Pailémán-Valcheta; **Cordillera de la Costa de Chile:** 16) Pichidangüi; 17) Chañaral; 18) López Lecube. En grisado se muestra la provincia magmática Choiyoi.

LA PROVINCIA MAGMÁTICA CHOIYOI EN EL CINTURÓN OROGÉNICO

Las rocas ígneas más antiguas de la provincia magmática Choiyoi en el cinturón orogénico se ubican inmediatamente después de la fase orogénica San Rafael, de amplia distribución en la Cordillera Frontal y en el Bloque de San Rafael. Esta relación se comprueba porque sobre la superficie de erosión elaborada durante dicha fase, se depositaron las volcanitas del Grupo Choiyoi, y varios plutones perforaron esa superficie, intruyendo la base de la secuencia volcánica (Figura 3b) (Llambías y Sato, 1990; Sato y Llambías, 1993). Esta superficie, que por su importancia y por su amplia extensión ha sido denominada superficie

San Rafael (Llambías et al., 1993), se encuentra en todo el ámbito de la Cordillera Frontal y el Bloque de San Rafael. Su distribución es, a grandes rasgos, coincidente con la de los afloramientos de las rocas ígneas eocarboníferas, lo cual significa que en esta región la evolución magmática tuvo una prolongada duración. Debido a la disminución de la resistencia de las rocas, causada por el incremento en el gradiente geotérmico, la deformación se concentró en esta región, actuando como una franja de desacople mecánico que impidió el progreso de los esfuerzos hacia el antepaís (Llambías y Sato, 1990). Por este motivo, al este del arco magmático, en la Precordillera Oriental, en las Sierras Pampeanas, y más al sur en el Bloque del Chadileuvú (Salfity y Gorustovich, 1983; Fernández Seveso et al., 1993; Melchor 1990) la fase orogénica San Rafael no es fácilmente identificable. En estos lugares, por el comportamiento rígido de la corteza, la deformación fue principalmente frágil, desarrollándose importantes fracturas. Por lo expuesto es posible establecer una estrecha relación espacial entre deformación y actividad magmática, siendo el calentamiento producido por dicha actividad el que favoreció la deformación y no ésta la que condicionó al ciclo ígneo (van der Molen y Paterson, 1979).

Cordillera Frontal

En la Cordillera Frontal es donde está mejor desarrollada la provincia Choiyoi. Aquí, tanto las plutonitas como las volcanitas son igualmente abundantes, habiéndose comprobado una estrecha relación entre los batolitos y los plateau volcánicos (Sato y Llambías, 1993). Las rocas de composiciones intermedias, granodioritas, andesitas y dacitas, corresponden a la parte más antigua de este evento, y son casi exclusivamente pérmicas (272 a 260 Ma), mientras que las rocas silíceas, granitos y riolitas, son propias de la parte superior y sus edades se extienden entre los 259 y los 247 Ma. La presencia de una sección inferior andesítica y una superior riolítica en el Grupo Choiyoi fue reconocida en distintas localidades por diversos autores (Caminos, 1965; Coira y Koukharsky, 1976; Cortés, 1985; Sato y Llambías, 1993). Debido a la regionalidad de esta distribución Llambías et al. (1993) subdividieron al Grupo Choiyoi en una sección inferior y una superior. La separación entre ambas no refleja una tectónica activa, ya que en muchas localidades se superponen en una aparente concordancia. Esto es explicable debido al progresivo enfriamiento de la corteza, por lo cual adquiere gradualmente una rigidez que dificulta su deformación. Sin embargo, el plano de separación entre ambas secciones es irregular y en algunas ocasiones muestra cierta angularidad, lo cual es explicable por tratarse de un evento volcánico con morfología propia. Debido a los estudios detallados en el batolito de Colangüil (Llambías y Sato, 1990; Sato et al., 1990; Sato y Llambías, 1993) se ha podido comprobar que entre las andesitas-granodioritas y las riolitas-granitos no hay una evolución continua (Figura 5a), implicando un importante cambio en las condiciones de formación del magma.

A pesar de la estrecha relación entre las volcanitas y las plutonitas, conviene describirlas en forma separada. Las volcanitas forman plateaux mientras que las plutonitas constituyen batolitos. Estos se encuentran en los bloques ascendidos (tectónica andina), conservando relictos de la secuencia volcánica

CUADRO 2. CARACTERÍSTICAS DE ALGUNOS AFLORAMIENTOS AISLADOS DEL EVENTO CHOIYOI

Unidad morfo-estructural	Localidad	Rocas	Composición	Edad (Ma)	Roca de caja
Cordillera de los Andes	Sierra de Chachil	Andesitas y dacitas, (riolitas) Espesor 870m	Alteración de tipo propilítica fuerte	Pre-Lias, post-granodioritas y granitos pérmicos (9)	En discordancia sobre las plutonitas y el basamento cristalino
		Granitos, granodioritas	Hornblenda, biotita, plag. zonal FK	281±4 (5)	Basamento cristalino
	Rahue Aluminé	Dioritas, granodioritas	plag. zonal, biotita, hornblenda	285±5 (11)	Basamento cristalino
	Cordillera del Viento (Huiganco)	Andesitas, dacitas, riolitas Espesor: 2000m	Alteración de tipo propilítica	Pre-Lias post-domos riolíticos y granitos (8)	En discordancia sobre las plutonitas y sedimentitas carboníferas
		Domos riolíticos, granitos, granodioritas	Cuarzo, FK pertítico, plag. sódica, hornblenda, biotita, enclaves máficos	Domos riolíticos: 260±10 (1). Granodioritas: 259±18 227±16(2)	Sedimentitas y tobas del Carbonífero superior (F. Huaraco)
	Bardas Blancas	Andesitas, dacitas: brechas, tobas, lavas, ignimbritas. Espesor centenares de m	Alteración propilítica, anfíbol, plag. zonal	Formación de la Sierra Azul. Pre-Llantenes (Pérmico ?) (3)	No aflora
Las Leñas-Valle Hermoso	Lavas, ignimbritas, brechas y domos riolíticos	Cuarzo, FK, plag. sódica, (biotita)	Pre-Lias	No aflora	
Bloque del Chadileuvú	Lihue Calel	ignimbritas riolíticas y (dacíticas) Espesor: >900 m	Plag. sódica, sanidina potásica, cuarzo, biotita, (fluorita)	238±5 (4)	Sin relación directa con el basamento. Posiblemente son depósitos de intracaldera
Sierras Australes	López Lecube	Sienitas cuarcíferas a granitos anfibólicos	FK pertítico, anfíbol, biotita, cuarzo	240±12 (10)	Sin relación visible con la caja
Sierras Pampeanas	Sierra de la Huerta	Centro volcánico riolítico	Alteración hidrotermal	246±8 256±8 (6)	Basamento cristalino
	Sierra de Varela	Riolitas y Tobas		Pérmico sup. Triásico (?) (7)	Basamento cristalino
(1) Llambías (1986); (2) J.I.C.A (1988); (3) Dessanti (1973); (4) Linares et al. (1980); (5) Sillitoe (1977); (6) Ramos et al. (1988); (7) Flores (1979); (8) Zöllner y Amos (1973); (9) Leanza (1985); (10) K-Ar sobre hornblenda, Cingolani y Varela (1972), (11) Rb-Sr, Varela et al. (1994)					

en la parte más alta, como sucede en el batolito de Colangüil. Por el contrario, en la fajas deprimidas predominan las volcánicas. Es así que por los problemas de exposición no se observan directamente las raíces plutónicas del plateau volcánico.

Asociación volcánica

Las volcánicas de la parte inferior del evento Choiyoi están constituidas principalmente por una secuencia de mantos andesíticos y dacíticos con lentes sedimentarias en la

base. La revisión de las mismas la efectuaron Llambías et al. (1993), a la cual remitimos al lector para mayores detalles.

La sección inferior del Grupo Choiyoi comienza con depósitos sedimentarios que rellenan las depresiones remanentes de la superficie San Rafael, y que no alcanzaron a ser niveladas por la erosión. Sus afloramientos se han reconocido en toda la Cordillera Frontal, desde el norte de San Juan hasta Mendoza. Está constituida por sedimentitas continentales depositadas en numerosos depocentros pequeños, no conectados entre sí, con litologías que varían desde conglomerados

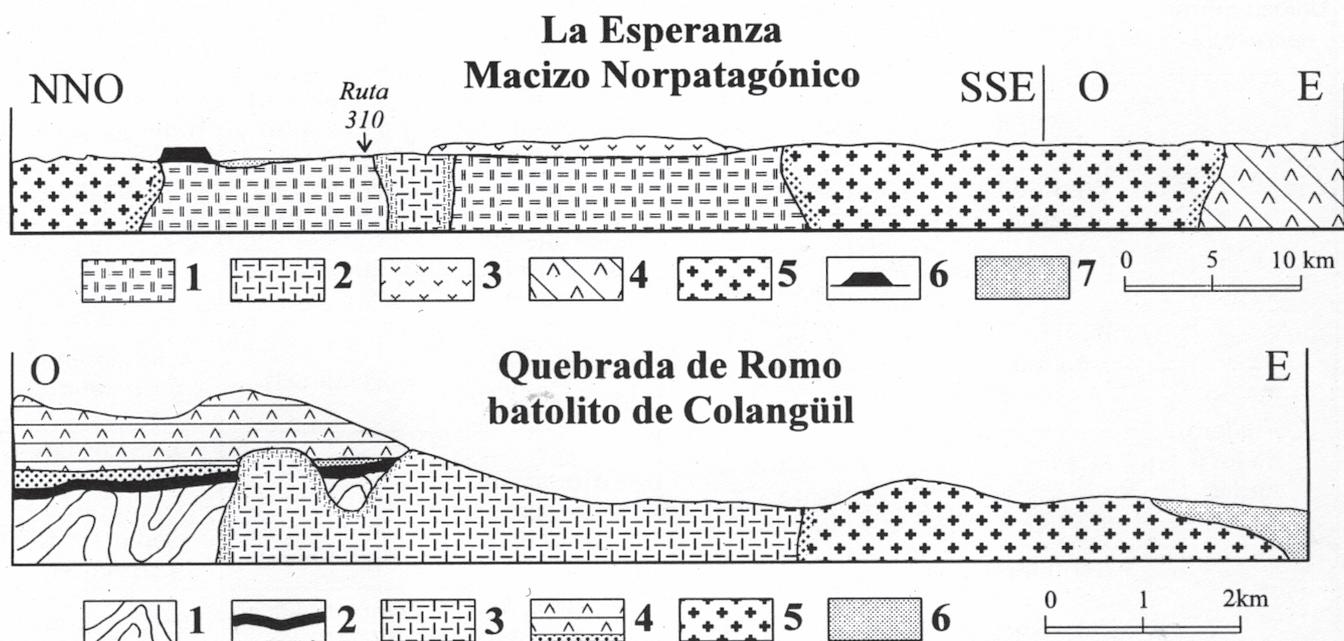


Figura 3. Perfiles geológicos que sintetizan las relaciones estratigráficas del magmatismo Choiyoi. **a)** Perfil en la región de La Esperanza NNO-SSE y O-E que ilustra las relaciones entre los complejos La Esperanza y Dos Lomas. Los espesores de las volcanitas están ligeramente exagerados. **Complejo La Esperanza:** 1) Granodiorita Prieto; 2) Granito Donosa; **Complejo Dos Lomas:** 3) Dacita Collinao; 4) Riolitas Las Pampas; 5) Granito Calvo; 6) Basaltos cenozoicos y 7) cubierta moderna. Las rastras que tienen menor tamaño en las unidades plutónicas indican el borde enfriado. Los diques fueron omitidos para claridad del dibujo. La dacita Collinao sobryace la granodiorita Prieto por medio de una superficie de erosión. **b)** Perfil en la quebrada de Romo en el batolito de Colangüil, según Llamblás et al. (1990), que esquematiza las relaciones entre las unidades plutónicas, el Grupo Choiyoi y la superficie San Rafael. La disminución del tamaño de la rastra indica la presencia de un borde enfriado. 1) Formación Cerro Agua Negra, plegada por la fase orogénica San Rafael; 2) superficie San Rafael; 3) plutón Romo de Granodiorita Las Piedritas; 4) Sedimentitas (en la base) y mantos andesíticos del Grupo Choiyoi, sección inferior; 5) plutón Conconta de Granito El Fierro y 6) cobertura moderna.

hasta depósitos finos de tipo lacustre. Los máximos espesores reconocidos no superan los 400 m siendo frecuentes 20-30 metros. En los conglomerados predominan los clastos de rocas volcánicas andesíticas a dacíticas y de sedimentitas neo-paleozoicas. También se encuentran, aunque en muy escasa proporción, clastos de riolitas, cuyas fuentes no se han identificado. Los abundantes clastos de andesitas-dacitas indican contemporaneidad con los centros volcánicos que comenzaban a desarrollarse. El aumento de la actividad volcánica se manifiesta por la intercalación en la parte superior de la secuencia sedimentaria de bancos de brechas y aglomerados volcánicos andesíticos-dacíticos, que pasan transicionalmente a una secuencia dominante de flujos ignimbríticos.

La intensidad del volcanismo fue de tal magnitud que sus depósitos anegaron la mayor parte del paisaje, coalesciendo los flujos ignimbríticos de distintos centros volcánicos. La creación de un relieve volcánico propio dio lugar a que entre las unidades extrusivas provenientes de diferentes centros efusivos haya relaciones de angularidad, cuya magnitud depende del ángulo de reposo de esas unidades.

Los flujos ignimbríticos andesítico-dacíticos forman extensos campos volcánicos cuyos espesores son variables entre unas pocas decenas de metros hasta 800 metros. Su permanente alteración de tipo propilítico (clorita, epidoto, albita, calcita)

dificulta las dataciones radimétricas, por lo que sus resultados deben ser analizados cuidadosamente.

Por lo tanto, deben emplearse métodos más precisos o hallarse relaciones estratigráficas que permitan acotar su edad. En el batolito de Colangüil la edad de los flujos andesíticos está acotada entre la formación de la superficie San Rafael (Pérmico inferior temprano) y la edad de las intrusiones graníticas, alrededor de los 258 Ma (Sato y Llamblás, 1993). Además, la afinidad geoquímica establecida por estos autores entre las granodioritas y las andesitas-dacitas, que permite inferir una evolución magmática común, acota la edad al Pérmico inferior y superior temprano.

Las volcanitas de la parte superior del Choiyoi son riolíticas a dacíticas, predominando en muchos casos leucoriotitas. Comúnmente son ignimbríticas que forman extensos plateaux.

En menor proporción se encuentran coladas dómicas, pequeños cuerpos intrusivos y diques. Se asientan sobre las andesitas o directamente sobre unidades más antiguas, infiriéndose un relieve irregular. Los espesores son variables, desde unos pocos centenares de metros hasta 1.700 m como los observados en la Cordillera del Tigre por Coira y Koukharsky (1976) y Cortés (1985). No se han reconocido todavía los centros volcánicos, con la excepción de Pata de Indio que puede corresponder a una caldera desmantelada (Sato y Llamblás, 1993).

CUADRO 3. CARACTERÍSTICAS DEL EVENTO CHOIYOI EN EL CINTURÓN OROGÉNICO DE LA CORDILLERA FRONTAL: MODELO DEL BATOLITO DE COLANGÜIL

Divisiones	Seris ígneas	Cuerpos ígneos	Rocas	Composición	Espesor, área %	Edad Ma	Marco tectónico
Choiyoi Sección superior (post-orogénico tardío)	Asociación silícica	Ignimbritas, lavas dómicas, diques, domos subvolcánicos, piroclastitas.	Riolitas, dacitas.	FK, cuarzo, plag. sódica, (fluorita)	Escaso desarrollo en Colangüil. Hasta 2000m en otras localidades	248±3 (1)	Transición subducción a intraplaca con fuerte herencia de arco magmático. Tectónica extensional de relajamiento
		Plutones elongados, enjambres de diques longitudinales, diques máficos, domos subvolcánicos	Granitos anfibólicos, granitos biotíticos, granitos con moscovita y cordierita. Enclaves máficos y metamórficos	FK perfitico, cuarzo, plag. sódica, magnetita, ilmenita, (fluorita). Granitoides tipo-A y tipo-S	60% de las plutonitas permo-triásicas	259 a 247 (1)	
Cambios en la fuente magmática o en el modo de generación del magma							
Choiyoi Sección inferior (post-orogénico temprano)	Asociación calco-alcalina	Ignimbritas, brechas, aglomerados, sedimentitas	Andesitas, dacitas. En la base pefitas a pelitas	Plag. cálcica, anfíbol, biotita, piroxeno	Volcanitas hasta 800m. Sedimentitas hasta 400 m	289±19 (1), 275±10 (2)	Arco magmático relacionado a etapa final de la subducción. Tectónica extensional de relajamiento que sucede a engrosamiento cortical
		No se reconoce la forma de los plutones por las intrusiones posteriores. Algunos son alargados	Granodioritas con hornblenda y biotita. Enclaves máficos	Plag. zonal, hornblenda, biotita, piroxeno, cuarzo, magnetita. Granitoides tipo-I	40% de las plutonitas permo-triásicas	272 a 260 (1)	
Fase orogénica San Rafael (Pérmico inferior temprano)							
(1) Sato y Llambías (1993); (2) Formación Portezuelo del Cenizo: Vilas y Valencio (1982)							

Junto con los granitos, forman parte de una asociación silícica post-orogénica tardía y sus características geológicas y geoquímicas no difieren de las de la asociación silícica de similar edad del antepaís.

Asociación plutónica

La mayor parte de los cuerpos plutónicos se encuentran en la Cordillera Frontal, donde constituyen plutones aislados y batolitos, como los de Colangüil en San Juan y El Portillo en Mendoza. En el Bloque de San Rafael las rocas plutónicas tienen escasa representación, predominando las volcánicas.

El batolito de Colangüil es el que ha sido estudiado y mapeado con más detalle (Llambías y Sato, 1990, 1995; Sato et al., 1990) y el único donde se han individualizado sus plutones, establecido su estratigrafía relativa y determinado

las relaciones con las volcanitas del Grupo Choiyoi. Por este motivo se lo toma como modelo para describir al evento Choiyoi en la Cordillera Frontal.

En el batolito de Colangüil las unidades plutónicas pérmicas están constituidas por 40% de granodioritas y 60% de granitos. En el Cuadro 3 se da un resumen de sus características principales. Las granodioritas contrastan composicionalmente con los granitos detectándose una ausencia de rocas con contenidos de sílice entre 67% y 72%. Esto, sumado a la discontinuidad de las tendencias evolutivas entre ambos grupos (Figura 4a) ha permitido inferir un cambio importante en la generación del magma, ya sea por diferencias en la fuente o por cambios en la naturaleza de la fusión. Cualquiera sea la causa, implicaría importantes cambios en la base de la litósfera. Las granodioritas tienen todos los atributos de las series calcoalcalinas, propias de los granitos tipo-I, y de arcos magmáticos (Figuras 5a y b).

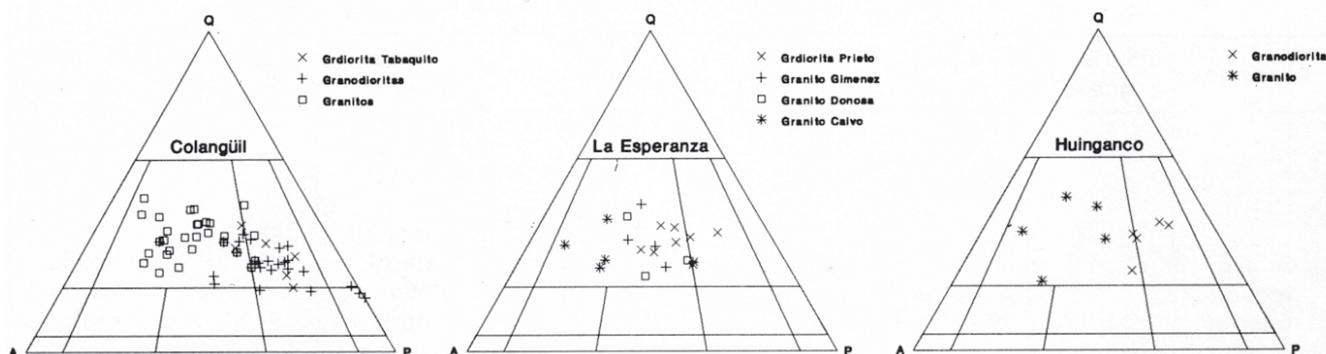


Figura 4. Diagramas QAP a) batolito de Colangüil, Cordillera Frontal; b) La Esperanza, Macizo Norpatagónico; c) Huinganco, Cordillera del Viento. Las rocas del segmento Lima del batolito de la Costa de Perú (Pitcher et al., 1985) se encuentran dentro del área delimitada por línea llena. En conjunto las rocas gondwánicas son más ricas en cuarzo que las del batolito de la Costa, y son muy raras las tonalitas y dioritas, que solo aparecen en Colangüil como facies máficas de borde.

Los granitos, en cambio, no muestran una tendencia definida, que en algunos casos se manifiesta con características de magmas hipersolvus tipo-A y en otras como magmas peraluminosos tipo-S. Por esta razón se pueden encontrar asociados, en el espacio y en el tiempo, plutones de granitos anfibólicos con plutones de granitos con moscovita y cordierita. También son frecuentes los granitos biotíticos con enclaves microgranulares máficos y metamórficos, siendo en el batolito de Colangüil los más extensos. En conjunto estos granitos no pueden ser atribuidos a series calco-alcalinas o toleíticas por no estar relacionados a rocas intermedias o básicas. Su característica más importante es la de un modesto enriquecimiento en elementos LIL y HFS. Tampoco se han reconocido granitos peralcalinos, propios de intraplaca. En realidad se trata de una asociación granítica independiente, con atributos propios, probablemente originados por la fusión de la base de la corteza, que se corresponden con un período post-orogénico tardío. Por esto pueden ser considerados transicionales entre arco magmático e intraplaca (Llambías y Sato, 1995).

Bloque de San Rafael

En el Bloque de San Rafael la actividad ígnea pérmico-triásica inferior fue muy intensa y constituye la mayor parte de los afloramientos de esta región. Predominan las volcanitas sobre las plutonitas, y al igual que en la Cordillera Frontal la sección inferior es de composición intermedia y la superior silícica (Cuadro 4). Las volcanitas de la cuenca Puesto Viejo se describen en forma separada por estar más relacionadas al desarrollo de las cuencas triásicas que a la provincia Choiyoi. No obstante, el volcanismo silícico continúa en ella, como se verá oportunamente. Llambías et al. (1993) efectuaron una síntesis de este magmatismo, al que remitimos al lector para mayores detalles.

Las volcanitas de la sección inferior atraviesan y se apoyan en discordancia sobre la Formación El Imperial (Carbonífero superior a Pérmico inferior). Son así post-orogénicas con respecto a la fase San Rafael, por lo cual son correlacionables con las volcanitas de similar composición en la Cordillera Frontal. Las rocas predominantes son andesitas y dacitas, que constituyen mantos de ignimbritas, de brechas y aglomerados, rocas piroclásticas y a las cuales están asociadas lentes sedimentarias. Conformaron grandes estrato-

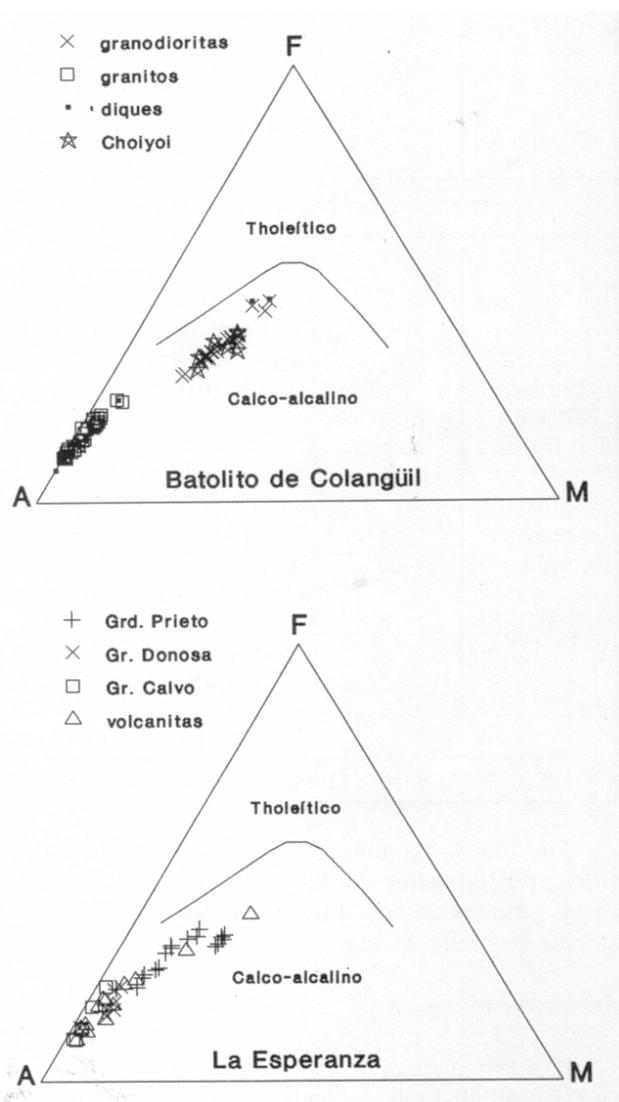


Figura 5. Diagramas AFM del batolito de Colangüil y de los complejos ígneos de La Esperanza. En Colangüil no hay continuidad evolutiva entre las granodioritas (y andesitas) y los granitos (y riolitas) indicando un origen independiente para los granitos. Véase explicación en el texto.

volcanes, con probables desarrollos de calderas (Meza, 1990). Son rocas subalcalinas, con contenidos moderados a altos de K_2O , metaaluminosas a débilmente peraluminosas (Figura

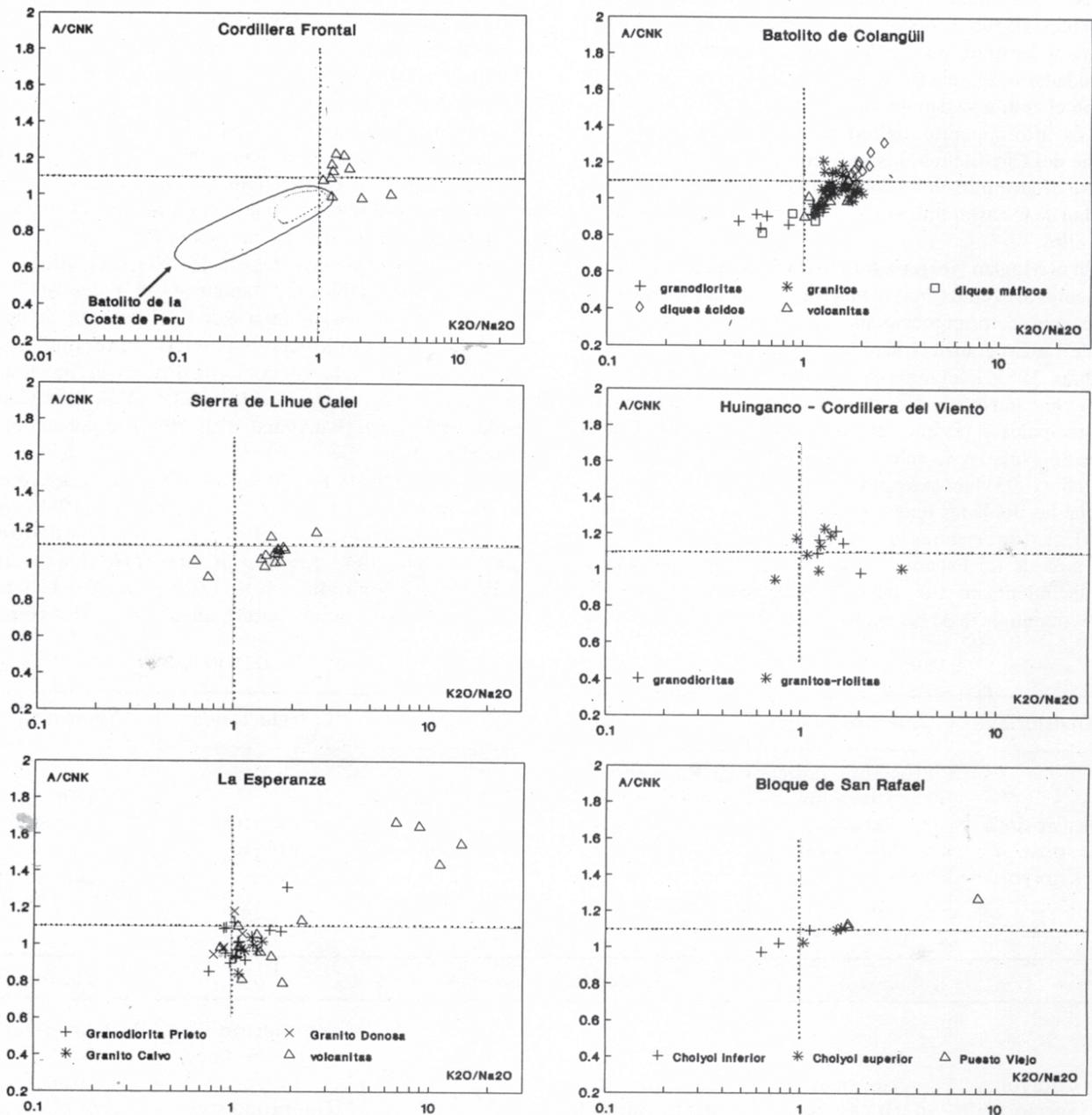


Figura 6. Diagramas A/CNK versus K_2O/Na_2O que indica la variación de la peraluminosidad con el contenido de potasio. El límite entre rocas peraluminosas y metaaluminosas es $A/CNK = 1$, como se estableció en el *Lachland fold belt* de Australia. En el diagrama superior izquierdo está indicado el campo correspondiente al batolito de la Costa de Perú según datos de Pitcher et al. (1985). Dentro de este campo con línea punteada se ha circunscrito el área de mayor frecuencia de muestras.

6), ricas en Ba y Sr y con una relación La/Yb entre 21 y 44 (Kleiman, 1993)

La sección superior se asienta en discordancia sobre la sección inferior y está compuesta principalmente por rocas silíceas. Forman extensos mantos de ignimbritas, con diversas texturas y espesores, brechas, aglomerados, escasas coladas y lacolitos. Un ejemplo de lacolito riolítico es el que aflora en la cuesta de Los Terneros, a muy pocos metros al sur del camino. La presencia de pequeños cuerpos graníticos, de netas características subvolcánicas, y de varios lacolitos, parecen indicar que las efusiones ignimbríticas están relacionadas con importantes calderas riolíticas (Salvarredi, com. pers., 1993).

Las riolitas, que son las rocas predominantes, son de baja y alta sílice. También son comunes las dacitas y en menor

proporción las andesitas. Son metaaluminosas a débilmente peraluminosas, con contenidos moderados a altos de K_2O . Están relativamente enriquecidas en elementos LIL y HFS y muestran una marcada anomalía en Eu. La relación La/Yb es de alrededor de 9 (Kleiman, 1993)

LA PROVINCIA MAGMÁTICA CHOIYOI EN EL ANTEPAÍS

El evento Choiyoi en el antepaís tiene amplia distribución en la parte noroccidental del Macizo Norpatagónico, en el Bloque del Chadileuvú, y en menor proporción y en forma aislada en Sierras Pampeanas. En esas regiones las fases

orogénicas gondwánicas no son evidentes, pero sí lo han sido las fases famatinianas, por lo que la corteza conservaba suficientes planos de debilidad para facilitar el ascenso del magma y permitir una tectónica de bloques de variable intensidad. Por ser una franja adosada al orógeno y transicional con el cratón se denomina antepaís.

Los afloramientos del Macizo Norpatagónico y del Bloque del Chadileuvú, los más importantes por su extensión, se describirán en forma separada. Debido a la discontinuidad de los afloramientos no se conoce qué relación hay entre ellos.

En el **Macizo Norpatagónico** los afloramientos correspondientes al evento Choiyoi han sido reconocidos principalmente en el sector noroccidental. Los estudios detallados del área de La Esperanza (Llambías y Rapela, 1984; Rapela y Llambías, 1985; Pankhurst et al., 1992) han permitido conocer la evolución magmática de esta época, cuyas características principales se resumen en el Cuadro 5 y en el perfil de la Figura 3a. Nuñez y Cucchi (1990), Dalla Salda et al. (1991) y Cucchi (1993) han extendido hacia la región de Chasicó y Mengué las unidades ígneas permo-triásicas.

Al igual que en otras localidades de la provincia Choiyoi, en el área de La Esperanza hay una definida tendencia al enriquecimiento en sílice hacia los términos más jóvenes y a una predominancia de las exposiciones de las rocas volcáni-

cas, lo que implica una fuerte disminución en la magnitud del ascenso y erosión hacia el final de este evento magmático. Entre las granodioritas y granitos del **Complejo plutónico La Esperanza** y las volcanitas y granitos del **Complejo Dos Lomas** se registró un leve ascenso y erosión de modo que los plutones del primer complejo fueron exhumados previamente al desarrollo del Complejo Dos Lomas, cuyas efusiones se derramaron sobre una superficie elaborada sobre esos plutones. Sin embargo, es probable que la magnitud de este ascenso no sea importante, porque las plutonitas exhumadas se emplazaron en niveles cercanos a la superficie.

Hacia el centro norte del Macizo Norpatagónico, en la región de Nahuel Niyeu, Caminos (1983) describió una evolución magmática similar a la de La Esperanza. Si bien la edad de la Granodiorita Navarrete (que podría ser correlacionada con la Granodiorita Prieto) es incierta, el Granito Flores (litológicamente similar al Granito Calvo) resultó ser jurásico (Pankhurst et al., 1993) adjudicándolo al evento Marifil.

En la región de Los Menucos las rocas, mayormente volcánicas, han sido descritas por Labudía et al. (1995) como **Grupo Los Menucos**, que incluye dos Formaciones: **Formación Vera** la inferior y **Formación Nahuel Hual** la superior. La Formación Vera está constituida por una asociación de volcanitas y sedimentitas estrechamente asociadas entre sí.

CUADRO 4. CARACTERÍSTICAS DEL MAGMATISMO PERMO-TRIÁSICO DEL BLOQUE DE SAN RAFAEL

Divisiones	Cuerpos ígneos	Composición	Edad (Ma)	Correlaciones	Tectónica
Volcanismo post-Choiyoi	Efusiones básicas alteradas: basaltos, andesitas	Piroxeno, (olivina ?), plagioclasa cálcica	Triásico inf. (fauna)(5) 230±10 236±10 232±4(6)	Formación Puesto Viejo	Rifting. Desarrollo de cuencas sedimentarias triásicas
	Ignimbritas riolíticas	Cuarzo, FK, biotita			
Discordancia erosiva					(Erosión)
Choiyoi Sección superior	Ignimbritas riolíticas y dacíticas, tobas, diques y lacolitos riolíticos.	Plagioclasa sódica zonal, cuarzo, biotita, (anfíbol)	Edades entre 272±5 y 192±9Ma (2,4)	Formaciones Agua de Los Burros, Quebrada del Pimiento, Cerro Carrizalito.	Post-orogénico tardío. Transición subducción a intraplaca (extensión)
Discordancia erosiva					(Erosión)
Choiyoi Sección inferior	Aglomerados y brechas andesíticas, ignimbritas dacíticas a riolíticas, sedimentitas, intrusiones pequeñas y diques en la base.	Plagioclasa zonal, anfíbol, biotita, cuarzo, alteración propilítica.	256±9(3) 276±13(1) 276±5(2)	Grupo Cochicó	Post-orogénico temprano. Relacionado al final de la subducción. (tectónica extensional)
Fase orogénica San Rafael (Pérmico inferior temprano)					
(1) Dessanti y Caminos (1967); (2) Linares et al. (1979) (3): Vilas y Valencio (1982) (4) Toubes y Spikermann (1979); (5) Bonaparte (1966); (6) Valencio et al. (1975)					

CUADRO 5. CARACTERÍSTICAS DEL MAGMATISMO PÉRMICO-TRIÁSICO INFERIOR EN EL SECTOR NOROCCIDENTAL DEL MACIZO NORPATAGÓNICO: MODELO DEL ÁREA DE LA ESPERANZA

Unidad ígnea	Litología	Cuerpos ígneos	Composición	Edad	Tectónica
Complejo plutónico Dos Lomas (Asociación silícica)	Granitos, riolitas dacitas, aplitas, pórfidos graníticos	Plutones subcirculares, domos y coladas dómicas, enjambres de diques silícicos, diques máficos, ignimbritas.	Cuarzo, FK pertítico, plag. sódica, biotita, (fluorita). Granitoides tipo-A	Granito Calvo: 239±4 Ma Ri=0,7072 dacitas: pre Granito Calvo Riolitas: pre-Granito Calvo y post-dacitas	Sin evidencias de tectónica posterior fuerte. Fallas de rumbo ENE con un desplazamiento mínimo de 2,5 km afectaron a ambos complejos y a las volcanitas de Los Menucos.
Ascenso y erosión. Exhumación de los plutones del Complejo La Esperanza					
Complejo plutónico La Esperanza (Asociación calco-alcalina)	Granitos biotíticos equigranulares, granitos biotíticos con megacristales de FK, granodioritas con megacristales de FK, granodioritas con biotita y anfíbol	Plutones sin formas reconocidas, escasos diques máficos.	Cuarzo, FK, plag. zonal, biotita, hornblenda, (piroxeno), enclaves microgranulares máficos y (metamórficos). Granitoides tipo-I	Granito Donosa 259±16 Ma Ri=0,7076 Granodiorita Prieto: 258±15 Ma Ri=0,7070	No se han reconocido fases tectónicas previas a ambos complejos magmáticos. Posible tectónica de bloques pre- y sin-magmática. Marcada herencia de estructuras del Paleozoico inferior.
Las Edades radimétricas (Rb/Sr) son según Pankhurst et al.(1992); Ri=87Sr/86Sr inicial					

Las volcanitas forman gruesos mantos de hasta unos 60 m de espesor, constituidos por flujos piroclásticos y brechosos dacíticos, ricos en anfíbol y biotita. Las sedimentitas, principalmente areniscas y pelitas, forman lentes de muy escasa extensión areal con espesores que no sobrepasan los 150 metros. Contienen delgadas intercalaciones de depósitos de caída y de flujos piroclásticos con espesores de órdenes decimétricos. Las sedimentitas, ampliamente conocidas por su flora fósil y por producir lajas de valor comercial, se acumularon en depresiones locales formadas por las acumulaciones volcánicas, relacionándose así a la evolución volcánica y no a la tectónica regional. La Formación Nahuel Hual es netamente volcánica y se apoya sobre la Formación Vera, tanto sobre las sedimentitas como las volcanitas. Está constituida por flujos piroclásticos riolíticos con biotita y anfíbol subordinado. Entre ambas unidades se aprecia una discordancia, propia de un relieve volcánico en evolución. Ambas formaciones están atravesadas por diques riolíticos con anfíbol y biotita subverticales. De acuerdo con la flora la edad es triásica superior (Stipanovic et al., 1968) o triásica media superior (Labudía et al., 1992). Artabe (1984) les asignó una edad comprendida en el lapso Scytiano superior a Anisiano medio. Dada la estrecha asociación temporal de las volcanitas con las sedimentitas, la antigüedad mencionada puede extrapolarse a la del evento volcánico, el cual ha sido recientemente datado por Rapela et al., (1996) en 222 ± 2 Ma, coincidiendo con la antigüedad asignada estratigráficamente.

Las volcanitas de Los Menucos probablemente son los remanentes de un caldera volcánica de tipo subsidente (*down sag*) de Walker, 1984) ya que los tipos litológicos (originados mayormente por flujos piroclásticos) se distribuyen en un

área definida, con suaves inclinaciones hacia el probable centro de la caldera. Mapas litológicos de mayor detalle podrán en un futuro dilucidar esta cuestión.

En el borde oriental del Macizo Norpatagónico, en el área de Pailemán, la actividad plutónica durante el Pérmico está documentada por granodioritas y granitos equigranulares, gris rosados (**Complejo plutónico Pailemán**, Giacosa, 1993), cuya edad (isócrona Rb-Sr roca total) dio 268 ± 3 Ma, con una relación inicial de 0,7098 (Greco et al., 1994), coincidente con una edad K-Ar de 270 ± 10 Ma (Halpern, en Stipanovic y Methol, 1972).

En el borde suroccidental del macizo, coincidente con la megacizalla de Gastre, la edad de las tonalitas-granodioritas foliadas de Sierra del Medio dio 269 ± 27 Ma (Rapela et al., 1992). Sin embargo, esta edad podría no corresponder a la edad de su formación, sino a un evento posterior. Las rocas de sierra del Medio, constituidas por granitoides foliados con características migmatíticas y relacionadas con abundantes pegmatitas e incipientes procesos de granitización (Llambías et al., 1984), representan una franja de corteza medianamente profunda. Su exhumación se habría producido al comienzo del ciclo Gondwánico, al igual que en otras localidades del Macizo Norpatagónico y del norte del país. Diques de volcanitas máficas, dilatantes, propios de corteza superficial, dieron una edad de 215 ± 10 Ma (Llambías et al., 1987). Estos diques son discordantes respecto de la foliación regional y además cortan, sin ser desplazados, a las fallas de rumbo del interior de la sierra del Medio, que a sus vez desplazan a diques riolíticos (Llambías et al., 1984). Estos eventos indican una intensa evolución geológica que consistió principalmente en

metasomatismo, deformación dúctil penetrativa y una posterior deformación frágil de tipo extensional. Alguno de ellos pudo haber sido responsable del posible rejuvenecimiento de la edad. Se debe agregar a esto que el sistema de megacizallas de Gastre, en cuyo interior está localizado el bloque de sierra del Medio, ha estado activo desde por lo menos los 215 Ma hasta el Pleistoceno superior (Llambías et al., 1987).

En el **Bloque del Chadileuvú** el evento Choiyoi está representado por facies extrusivas e intrusivas. Los cuerpos intrusivos son superficiales y sólo afloran sus cúpulas debido a la escasa actividad erosiva posterior a su intrusión.

Las volcanitas forman un plateau riolítico-ignimbrítico, con espesores muy variables, entre unas pocas decenas de metros y hasta más de 1000 m como en la sierra de Lihué Calel, donde se han reconocido unidades de enfriamiento de hasta 400 m de espesor. Las diferencias de espesor sólo son explicables por el anegamiento de un relieve muy abrupto, o por el apilamiento de flujos en el interior de una caldera. La primera alternativa no es sostenible por haber evidencias de un relieve relativamente plano durante las erupciones. En consecuencia, lo más probable es que las áreas con grandes espesores correspondan a los remanentes de calderas como en Lihué Calel, Sierra Chica, sierra de Choique Mahuida, cerro Las Piletas y Colón Mahuida. Dado que no se han reconocido fracturas anulares, las calderas podrían ser del tipo *down sag* de Walker (1984).

La composición del evento Choiyoi en el Bloque del Chadileuvú es predominantemente silícica. La mayoría de los plutones son leucograníticos y las rocas efusivas riolíticas. También se encuentran andesitas con anfíbol y biotita en afloramientos pequeños y aislados, desconociéndose su relación con las riolitas.

En Lihué Calel las riolitas son de alta sílice, con altos contenidos de K_2O , metaaluminosas a débilmente peraluminosas (Figura 6), con alta relación Rb/Sr y moderado enriquecimiento en elementos LIL y HFS. Tienen una relación La/Yb entre 2 y 22 y fuerte anomalía en Eu. Las características químicas tienen cierta similitud con la de las riolitas con topacio, típicas de ambientes extensionales, y son diferentes de las series calco-alcalinas de márgenes convergentes y de las peralcalinas, propias de intraplaca. Las riolitas de Sierra Chica son menos silícicas, predominando las coladas lávicas sobre las ignimbríticas. Son ricas en Ba con una relación La/Ba de 23, muy superior a las de las ignimbríticas riolíticas de Lihué Calel (0, 5-3). También la relación La/Yb = 33 es más alta y no poseen anomalía de Eu (Sruoga y Llambías, 1992).

Las rocas ígneas del Pérmico a Triásico inferior en el Bloque del Chadileuvú se distribuyen en una franja de orientación NO-SE, controlada probablemente por las estructuras del Paleozoico inferior (Tickyj y Llambías, 1994).

Al este del Bloque del Chadileuvú y al oeste de sierra de la Ventana aflora en López Lecube una sienita anfibólica cuarcífera, cuya edad K-Ar de 240 ± 12 Ma (Cingolani y Varela, 1972). Corresponde al afloramiento más oriental de la provincia magmática Choiyoi, y por ende al que más se interna dentro del cratón. En concordancia con esta posición presenta un carácter hipersolvus marcado y una tendencia alcalina, con típicas texturas agpaíticas, que la diferencia de las demás rocas del Choiyoi.

EVENTOS MAGMÁTICOS TRIÁSICOS

La finalización del evento Choiyoi no fue de tipo catastrófico, es decir instantánea, sino que disminuyó paulatinamente su actividad. En esta etapa transicional, el índice de explosividad volcánica se incrementó, aumentando la proporción de material piroclástico. Es así que en las cuencas sedimentarias triásicas es común la intercalación de niveles ricos en material volcánico fragmentario.

A partir del Triásico inferior alto, o Triásico medio, conjuntamente con la disminución del volcanismo silícico, la corteza adquirió un comportamiento rígido, inclusive en la región de lo que fue el cinturón orogénico. Las manifestaciones ígneas, así como los registros sedimentarios y tectónicos, indican un ambiente de intraplaca, con frecuentes fracturas verticales que posiblemente afectaron la litósfera. Por esto, asociado al volcanismo silícico agonizante aparecen rocas basálticas de origen profundo, si bien en escasa proporción. En los Andes de la Argentina no se han detectado conjuntos de rocas ígneas cuyas características geológicas correspondan a las de un arco magmático.

Los basaltos están espacialmente relacionados a las cuencas sedimentarias. Los afloramientos más importantes están en la subcuenca Potrerillos-Cacheuta, en las localidades de Uspallata y Paramillos. También se encuentran en la Formación Puesto Viejo, en el Bloque de San Rafael, y en la Formación Chihuido, triásica, al sur de Malargüe (Dessanti, 1973). Forman coladas y filones capa (Strelkov y Álvarez, 1984; Massabie, 1986). Comúnmente son rocas alteradas, por lo que las dataciones radimétricas pueden estar rejuvenecidas, rescatándose como posibles las edades triásicas de 235 y 240 Ma (véase Ramos, 1993).

Las características químicas, de acuerdo con la síntesis de Ramos, muestran que son basaltos toleíticos de intraplaca con leve tendencia alcalina. La relación La/Yb es baja (8 a 9) sugiriendo granate en la fuente. Las bajas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0, 7040) indican que son basaltos de origen profundo, sin participación cortical, que ascendieron hacia la superficie rápidamente a través de fracturas. El incremento térmico causado por este magmatismo en la corteza superior fue nulo, debido a su rápido escurrimiento, no modificando el gradiente térmico ni las características reológicas de la corteza.

MARCO TECTÓNICO

El evento magmático carbonífero en el borde occidental del continente de Gondwana ha sido reconocido en forma fehaciente en la faja orogénica (Figura 1). Así, estas manifestaciones ígneas, que son las primeras del ciclo gondwánico, están asociadas a una corteza inestable, como se infiere por: 1) el desarrollo de cuencas carboníferas afectadas por fases diastólicas de esta edad (Fauqué y Limarino, 1992), y 2) por el previo amalgamamiento de terrenos diferentes como Precordillera, Sierras Pampeanas, Cordillera Frontal y Famatina, que indican que antecede al Carbonífero una tectónica muy activa, que generó planos de debilidad que se reactivaron durante el Paleozoico superior-Triásico inferior y favorecieron el ascenso del magma. El carácter calcoalcalino de los intrusivos carboníferos, sumado a la inestabilidad de la corteza, evidencia la presencia de un margen continental activo,

con probable subducción de litósfera oceánica. El alto gradiente geotérmico de la región, que acompañaba el emplazamiento del arco magmático, y las intensas fracturaciones previas, hicieron que los esfuerzos desviatorios causados por la subducción fueran absorbidos por la deformación de esta región, no afectando al antepaís, que sólo admitía fracturación en bloques. En cuanto al origen de los esfuerzos causantes de esta fracturación, aún no se lo ha podido determinar, no estando necesariamente relacionados a la subducción.

Durante el Pérmico inferior temprano, el Aseliiano, tuvo lugar la fase orogénica San Rafael, de amplia repercusión en todo el cinturón orogénico. Durante esta época habría cesado el desplazamiento polar del continente Gondwana y la subducción se habría detenido (Kay et al., 1989; Llambías y Sato, 1990; Mpodozis y Kay, 1992). El magmatismo que sucede a esta fase orogénica es post-orogénico, y está asociado a una tectónica distensiva supracortical relacionada al desmoronamiento del orógeno (Llambías y Sato, 1990). Esta tectónica es diferente a la de un rift, que involucra a toda la litósfera, explicando así la subordinación de las rocas máficas respecto de las félsicas.

Las diferentes características tectónicas que prevalecieron durante la evolución de la provincia magmática Choiyoi se reflejaron en las características petrográficas y químicas de las rocas. Así, en las unidades ígneas más antiguas de esta provincia predominaron las rocas de composiciones intermedias con características calcoalcalinas, metaaluminosas y débilmente potásicas (Figuras 5 y 6), resultantes de la actividad final del arco magmático, donde la presencia de agua al generarse el magma era importante. A este grupo de rocas le sucedieron otras con composiciones predominantemente silíceas, débilmente peraluminosas a débilmente peralcalinas y potásicas, con características hipersolvus (granitos cuyo feldespato es pertita, volcanitas con sanidina, anfíbol, piroxeno y fluorita), y con evidencias de haberse formado en un medio pobre en agua. En consecuencia su génesis es independiente de las mesosilíceas. Estas rocas se distribuyen tanto en el cinturón orogénico como en el antepaís, apoyando las evidencias de un cambio en el régimen tectónico a partir del Pérmico inferior y que se prolonga hasta el Triásico.

Durante el Triásico medio y superior el régimen extensional se reactivó, como lo demuestran las cuencas sedimentarias de esta edad, cuyo origen se atribuye al desarrollo de rifts (Kokogian et al., 1993). Este tipo de extensión es diferente al descrito para el Pérmico. Posiblemente involucró a la litósfera y no está asociada a un simple proceso de relajación mecánica. A este tipo de extensión están relacionadas las volcanitas máficas de las cuencas de Puesto Viejo y Cacheuta. La participación de rocas piroclásticas ácidas en las cuencas indica que el volcanismo silíceo se encontraba en una fase predominantemente explosiva, que revela las dificultades del magma para extruirse, probablemente por aumento de su viscosidad a causa del progresivo enfriamiento de la corteza.

El marco tectónico del evento Choiyoi en las áreas no orogénicas del antepaís no es fácil de describir por no conocerse en detalle la evolución tectónica previa. En adición a esto se debe tener en cuenta que los diagramas de discriminación tectónica para granitos tienden a mostrar las características de la fuente (Arculus, 1987; Roberts y Clemens, 1993), dificultando la interpretación de los procesos tectónicos que imperaban durante el emplazamiento de dichos granitoides. El Bloque del Chadileuvú evidencia durante el ciclo gondwá-

nico cierta rigidez que dificulta el desarrollo de fases diastróficas. Por esto la Formación Carapacha, en parte pérmica inferior, está suavemente plegada (Melchor, 1990, com. verb. 1994). Por este motivo al evento Choiyoi no le podemos atribuir un carácter post-orogénico ni mucho menos orogénico, por lo cual resulta difícil asociar este magmatismo al de un arco magmático, cuya composición, además, no es propia de un arco. Tampoco el Bloque del Chadileuvú puede ser considerado como una área típicamente cratónica, porque hay evidencias del desarrollo de un orógeno con rumbo NO-SE que habría finalizado hacia el fin del Devónico (Tickyj y Llambías, 1994). La distribución de los cuerpos ígneos del Choiyoi siguiendo esta orientación sugiere una estrecha relación con estas estructuras, las que facilitaron el ascenso del magma. El origen del magma podría estar relacionado al desarrollo en la base de la corteza de subplacas máficas emplazadas durante el período que estuvo activa la subducción. Comúnmente las subplacas máficas tienen amplia extensión horizontal, pudiendo extenderse hacia el continente (véase la síntesis de Brocher, 1995), y así facilitar por un incremento térmico adicional la formación de rocas silíceas en esta región, que habrían ascendido aprovechando las estructuras preexistentes. De esta manera se explica la composición predominantemente silícea, las características hipersolvus de muchas suites y su alto contenido de potasio. De acuerdo con este modelo, estas rocas se habrían originado por fusión en la base de la corteza.

En cuanto al Macizo Norpatagónico en las áreas donde el evento Choiyoi está bien estudiado, la carencia de afloramientos impide conocer la historia previa. Excepto el pendant de sedimentitas descrito como Formación Llanquill por Llambías y Rapela (1984), los afloramientos del basamento son tan exiguos que dificulta el conocimiento de su evolución. Al oeste de La Esperanza, en la región de Meneú, las rocas del basamento afloran con mayor amplitud pero aún no se conoce en detalle su historia geológica y sus características de deformación como para elaborar un modelo. Por esto, es difícil describir el marco tectónico del evento Choiyoi en esta región.

Durante el Triásico medio y superior las condiciones tectónicas fueron propias de un ambiente de intraplaca, que se extendió a toda la Argentina, incluyendo al área correspondiente al cinturón orogénico del Paleozoico superior. Es característico de este período el desarrollo de cuencas sedimentarias continentales, relacionadas con rifts (Kokogian et al., 1993), volcanismo máfico y fracturación vertical profunda. En las regiones restantes predominaron los movimientos epirogénicos y el gradiente geotérmico fue bajo. Son pocos los autores que han propuesto una subducción triásica al norte de los 38° S. Vergara et al. (1991) admitieron la posibilidad en Pichidangui de un arco volcánico relacionado a subducción, pero analizaron, sin embargo, la posibilidad que se trate de un terreno alóctono de acuerdo a la tesis de Forsythe et al. (1987). Más al norte, Brown (1991) propuso una subducción permo-triásica que podría haber continuado hasta el presente. No obstante, en la Argentina ninguna característica geológica ni magmática evidencia una subducción activa, la cual, si existió, debió haber estado localizada mucho más al oeste, y su expresión geológica pudo haber sido erosionada durante la tectónica andina. Sin embargo, no existen dudas que durante este período el margen continental fue de tipo destructivo, de modo que pudo haber sido un margen de tipo transformante o una subducción con un vector oblicuo (Llambías y Sato, 1995).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, F.G., TOSELLI, A.J. y BERNASCONI, A., 1971. La Precordillera de Jagüe, La Rioja, Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 11(14): 257-290.
- ARCULUS, R.J., 1987. The significance of source versus process in the tectonic control of the magma genesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32: 1-12.
- ARTABE, A.E., 1984. Estudio de la flora triásica de Los Menucos (provincia de Río Negro) y sus vinculaciones con otras floras coetáneas. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales, La Plata, p. 144.
- BONAPARTE, J.F., 1966. Cronología de algunas formaciones triásicas argentinas, basadas en restos de tetrápodos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21(1): 20-38.
- BROCHER, T.M., 1995. Deep-crustal seismology of continental margins. *Reviews of Geophysics*, 33: 309-314.
- BROWN, M., 1991. Comparative geochemical interpretation of Permian-Triassic plutonic complexes of the Coastal Range and Altiplano, 25° 30' to 26° 30' S, northern Chile. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, pp. 157-177. Geological Society of America Special Paper 265, Boulder, Colorado.
- CAMINOS, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20: 351-392.
- CAMINOS, R., 1972. Perfil geológico de la Cordillera entre los 28° 00' y 28° 30' de latitud sur, provincia de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(1): 71-83.
- CAMINOS, R., 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Informe inédito, Buenos Aires.
- CAMINOS, R., CORDANI, U. y LINARES, E., 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza. Segundo Congreso Geológico Chileno, Actas 1(F): 43-61.
- CAMINOS, R., LLAMBÍAS, E.J., RAPELA, C.W. y PÁRICA, C.A., 1988. Late Paleozoic-Early Triassic magmatic activity of Argentina and the significance of new Rb-Sr ages from northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 137-145.
- CAMINOS, R., FAUQUÉ, L., CINGOLANI, C., VARELA, R. y MOREL, E., 1993. Estratigrafía y estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la sierra de La Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 31-41.
- CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1972. Examen geocronológico por el método Rb-Sr de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 349-371.
- CINGOLANI, C., VARELA, R., DALLA SALDA, L. y KAWASHITA, K., 1993. Los granitoides del Cerro Veladero, río de la Troya, provincia de La Rioja: estudio geocronológico e implicancias tectónicas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 75-80.
- COIRA, B. y KOUKHARSKY, M., 1976. Efusividad tardío 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.
- CORTÉS, J.M., 1985. Volcanitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de la Estancia Tambillos. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 89-108.
- CUCCHI, R.J., 1993. Geology and gondwanic magmatic sequences in western Somuncura Massif, Mengué-Palenqueny area, Río Negro province, Argentina. *Comptes Rendus 12 ICC-P, Volumen 2*: 191-202, Buenos Aires.
- DALLA SALDA, L., VARELA, R. y CINGOLANI, C.A., 1991. Los granitoides de Chasicó-Mengué, Macizo Nordpatagónico, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica* 46(3-4): 189-200.
- DESSANTI, R.N., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, cerro Diamante (Provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Geología y Minería. *Boletín* 85: 1-79.
- DESSANTI, R.N., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas (Mendoza). Servicio Nacional Minero Geológico, *Boletín* 139: 1-70.
- DESSANTI, R.N. y CAMINOS, R., 1967. Edades K/Ar y posición extratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina* 22 (02): 135-162.
- FAUQUÉ, L. y LIMARINO, C.O., 1992. El Carbonífero de Agua de Carlos (precordillera de La Rioja): su importancia tectónica y paleoambiental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46: 103-114.
- FAUQUÉ, L., CAMINOS, R., LIMARINO, C. y CARULLO, M., 1991. Relaciones estratigráficas del magmatismo Carbonífero en la Precordillera Riojana, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos: 552-556.
- FERNÁNDEZ SEVESO, F., PÉREZ, M.A., BRISSON, I.E. y ÁLVAREZ, L., 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo basin, Western Argentina. *Comptes Rendus 12 ICC-P, volumen 2*: 223-260.
- FLORES, M.A., 1979. Cuenca de San Luis. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, pp. 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- FORSYTHE, R.D., KENT, D.V., MPODOZIS, C. y DAVIDSON, J., 1987. Paleomagnetism of Permian and Triassic rocks, central Chilean Andes. En: MacKenzie, G.D. (Ed.): *Gondwana Six, Structure, Tectonic, and Geophysics*: 241-251, American Geophysical Union, Geophysical Monograph 40.
- GIACOSA, R., 1993. El ciclo eruptivo gondwánico en el área de sierra Pailémán, Macizo Nordpatagónico, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 113-119.
- GRECO, L.E., GREGORI, D.A., RAPELA, C.W., PANKHURST, R. y LABUDÍA, C.H., 1994. Peraluminous granites in the northeastern sector of the North Patagonian Massif. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas volumen 2: 1354-1359.
- HARRIS, N.B.W., KELLEY, S. y OKAY, A.I., 1994. Post-collision Magmatism and Tectonics in Northwest Anatolia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117: 241-252.
- J.I.C.A. (1988). Interim report on the northern Neuquen geothermal development project. Japan International Cooperation Agency. Ente provincial de Energía, 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., 1993. El volcanismo permotriásico del Bloque de San Rafael (provincia de Mendoza) y su potencial uranífero. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 284-293.
- KOKOGLIAN, D.A., FERNÁNDEZ SEVESO, F. y MOSQUERA, A., 1993. Las secuencias sedimentarias Triásicas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1: 65-78.
- LABUDÍA, C.H., ARTABE, A.E., MOREL, E., BJERG, E.A. y GREGORI, D.A., 1992. El género *Pleuromeia* cordata (*Lycophyta pleuromiaceae*) en sedimentitas triásicas de Coli Niyeu, provincia de Río Negro, Argentina. *Ameghiniana*, 29: 195-199.
- LABUDÍA, C.H., LLAMBÍAS, E.J., RAPELA, C.W., y ARTABE, A., 1995. El Triásico de Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. Acta 2A Reunión del Triásico del Cono Sur, Bahía Blanca: 17-21.
- LAMEYRE, J. y BOWDEN, P., 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.
- LEANZA, H.A., 1985. Descripción geológica de la Hoja 36b Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Informe inédito: 1-159.
- LINARES, E., MANAVELA, A. y PIÑEIRO, A., 1979. Geocronología de las rocas efusivas de las zonas de los yacimientos «Dr. Bauliés» y «Los Reyunos». Sierra Pintada de San Rafael, Mendoza, República Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 13-21.
- LINARES, E., LLAMBÍAS, E.J. y LATORRE, C.O., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35: 87-146.
- LLAMBÍAS, E.J., 1986. Los intrusivos Pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41: 22-32.
- LLAMBÍAS, E.J. y CAMINOS, R., 1987. El magmatismo Neopaleozoico de Argentina. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, pp. 253-279. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba.
- LLAMBÍAS, E.J. y RAPELA, C.W., 1984. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39: 220-243.
- 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. Tectónica y magmatismo en el límite Pérmico-Triásico de la Cordillera Frontal. Acta 2 Segunda Reunión del Triásico del Cono Sur, Bahía Blanca, : 22-26.
- 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., LLANO, J., ROSSA, N., CASTRO, C.E. y PUIGDOMENECH, H.H., 1984. Petrografía de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio, Departamento Cushamen, provincia de Chubut. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 554-567.
- LLAMBÍAS, E.J., LARA, R., PUIGDOMENECH, H.H. y CASTRO, C.E. (1987): Geología de los volcanes basálticos al oeste de Sierra del Medio, Chubut. I.D.E.M.S.A., San Juan, informe inédito.
- LLAMBÍAS, E.J., CAMINOS, R. y RAPELA, C.W., 1991. Magmatismo. En: Archangelsky, S. (Ed.): El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay, pp. 275-297. 12º Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico, Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E.J., KLEIMAN, L.E. y SALVARREDI, J.A., 1993. El magmatismo gondwánico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1: 53-64.
- MASSABIE, A.E., 1986. Filón capa Paramillos de Uspallata, su caracterización geológica y edad. Paramillos de Uspallata, Mendoza. Primeras Jornadas Geología de la Precordillera (San Juan, 1985), Actas 1: 325-330.
- MELCHOR, R.N., 1990. Sedimentitas plantíferas eopérmicas de la Formación Carapacha en las cercanías de Puelches, Provincia de La Pampa. Tercera Reunión de Sedimentología, Actas: 366-371.
- MEZA, J.C., 1990. Interpretación geológica y potencial uranífero de la prolongación sur de la cuenca pérmica oriental, Bloque de San Rafael, Mendoza, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas 2: 177-180.
- MPODOZIS, C. y KAY, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28° S to 31° S). Geological Society of America, Bulletin, 104: 999-1014.
- NÚÑEZ, E. y CUCCHI, R.J., 1990. Estratigrafía del sector noroccidental del Macizo Nordpatagónico en los alrededores de Mengué, provincia de Río Negro, República Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 125-128.
- PANKHURST, R.J., RAPELA, C.W., CAMINOS, R., LLAMBÍAS, E.J. y PÁRICA, C.A., 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura batholith, North Patagonian Massif. Journal of South American Earth Sciences, 5: 321-325.
- PANKHURST, R., CAMINOS, R. y RAPELA, C., 1993. Problemas geocronológicos de los granitoides Gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 99-104.
- PITCHER, W.S., ATHERTON, M.P., COBBING, E.J. y BECKINSALE, R.D., 1985. Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes. Blackie, J. Wiley & Sons, 328p., New York.
- POLANSKI, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 26c La Tosca, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 101: 1-86.
- POLANSKI, J., 1966. Edades de eruptivas suprapaleozoicas asociadas con el diastrófico variscico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 21: 5-19.
- RAMOS, E.D. y RAMOS, V.A., 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 771-786.
- RAMOS, V.A., 1993. El Magmatismo Triásico-Jurásico de intraplaca. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio, pp. 79-86. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza).
- RAMOS, V.A., MUNIZAGA, F. y MARÍN, G., 1988. Las riolitas neopaleozoicas de Sierra de La Huerta (provincia de San Juan): evidencia de una metalogénesis aurífera gondwánica en Sierras Pampeanas. Tercer Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 149-159.
- RAPELA, C.W. y LLAMBÍAS, E.J., 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40: 4-25.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J. y HARRISON, S.M., 1992. Triassic «Gondwana» granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83: 291-304.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., LLAMBÍAS, E.J., LABUDÍA, C. y ARTABE, A., 1996. «Gondwana» magmatism of Patagonia: Inner Cordilleran Calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. Third International Symposium on Andean Geodynamics. 791-794, Saint Malo.
- ROBERTS, M.P. y CLEMENS, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. Geology, 21: 825-828.
- SALFITY, J.A. y GORUSTOVICH, S., 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38(3-4): 4-25.
- SATO, A.M. y LLAMBÍAS, E.J., 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 156-165.
- SATO, A.M., LLAMBÍAS, E.J., SHAW, S. y CASTRO, C.E., 1990. El batolito de Colangüil: modelo de magmatismo Neopaleozoico de la provincia de San Juan. 11º Congreso Geológico Argentino, San Juan, Relatorio: 100-122.
- SILLITOE, R.H., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous and Miocene porphyry copper type mineralization in the Argentine Andes. Economic Geology, 72: 99-109.
- SRUOGA, P. y LLAMBÍAS, E.J., 1992. Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Lihue Calel, La Pampa province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 5: 141-152.
- STIPANICIC, P.N., 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22(2): 101-133.
- STIPANICIC, P.N. y METHOL, E., 1972. Macizo de Somun Cura. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp. 581-599. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- STIPANICIC, 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: 37-53.
- STRELKOV, E.E. y ÁLVAREZ, L.A., 1984. Análisis estratigráfico evolutivo de la cuenca triásica mendocina-sanjuanina. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 115-130.
- TICKYJ, H. y LLAMBÍAS, E.J., 1994. El gneis milonítico del cerro de Los Viejos, provincia de La Pampa. 7º Congreso Geológico Chileno, 2: 1239-1243.
- TOUBES, R.O. y SPIKERMANN, P.J., 1976. Algunas edades K/Ar para la sierra Pintada, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 31: 118-126.
- TOUBES, R.O. y SPIKERMANN, P.J., 1979. Nuevas edades K/Ar para la sierra Pintada, provincia de Mendoza. Nota Breve. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34: 73-79.
- VALENCIO, D.A., MENDÍA, J. y VILAS, J.F.A., 1975. Paleomagnetism and K/Ar ages of Triassic igneous rocks from the Ischigualasto-Ischichu basin and Puesto Viejo Formation, Argentina. Earth and Planetary Science Letters, 26: 319-330.
- VAN DER MOLEN, I. y PATERSON, M.S., 1979. Experimental deformation of partially-melted granit. Contribution to Mineralogy and Petrology, 70: 299-318.
- VARELA, R., TEIXEIRA, W., CINGOLANI, C. y DALLA SALDA, L., 1994. Edad rubidio-estroncio de granitoides de Aluminé-Rahue, Cordillera Nordpatagónica, Neuquén, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1254-1258.
- VERGARA, M., LÓPEZ-ESCOBAR, L., CANCINO, A. y LEVI, B., 1991. The Pichidangui Formation; some geochemical characteristics and tectonic implication of the MARÍNE volcanism in central Chile (31° 55' to 32° 20' S). En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): Andean magmatism and its tectonic setting, pp. 93-112. Geological Society of America Special Paper 265, Boulder, Colorado.
- VILAS, J.F.A. y VALENCIO, D.A., 1982. Implicancias geodinámicas de los resultados paleomagnéticos de formaciones asignadas al Paleozoico tardio-Mesozoico temprano del centro-oeste Argentino. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 743-758.
- WALKER, G.P.L., 1984. Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. Journal of Geophysical Research, 89 N B10: 8407-8416.
- ZÖLLNER, W. y AMOS, A.J., 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Bol 143: 1-91.