

2 El magmatismo del Paleozoico Inferior en el Sudoeste de Gondwana

C.W. RAPELA¹; B. COIRA²; A. TOSELLI³ y J. SAAVEDRA⁴

2.1 Introducción

El magmatismo del Paleozoico Inferior mejor desarrollado de América del Sur aflora en Argentina, con prolongaciones en Bolivia y extensiones más reducidas en el norte de Chile y el sudoeste de Perú. Sus características pueden considerarse representativas de la evolución eo-paleozoica en el sudoeste del supercontinente de Gondwana. Afloramientos de rocas magmáticas y metamórficas de esta edad se encuentran en extensas regiones geológicas del centro y noroeste de Argentina (Figura 1). A partir de aproximadamente los 33°S, los afloramientos son mucho más saltuarios, encontrándose los sin embargo en las áreas basamentales de la Patagonia y hasta en perforaciones en el Estrecho de Magallanes (Lesta *et al.*, 1980). Esta distribución sugiere una llamativa continuidad del substrato basamental del sector centro-austral del continente, el que estaría conformado principalmente por los productos de orogenias eopaleozoicas. El basamento de gran parte de los Andes centrales y del sur lo conforman rocas paleozoicas, que en mayor o menor medida dejan su impronta composicional y/o control estructural sobre el magmatismo andino Meso-Cenozoico asociado a la subducción pacífica.

Dentro de las clásicas comarcas geológico-morfoestructurales reconocidas en la geología argentina, son varias las que incluyen extensos sectores de rocas ígneo-metamórficas del Paleozoico Inferior y medio (Figura 1). Las comarcas del noroeste: Sierras Pampeanas, Cordillera Oriental, Sistema del Famatina, Puna y Precordillera y el Macizo Norpatagónico en la Patagonia, son las que poseen las áreas mejor expuestas y también mejor estudiadas. La revisión de la evolución cronológica y composicional del magmatismo del Paleozoico Inferior que intenta este trabajo está en consecuencia focalizado de preferencia en las mismas.

2.2 Ciclos magmáticos y fases diastólicas del Paleozoico Inferior

Se utiliza aquí una sistemática cronológica del magmatismo Paleozoico, utilizada ampliamente en la literatura geológica de Argentina. Se reconocen así tres ciclos magmáticos principales: Ciclo Pampeano, Ciclo Famatiniano y Ciclo Gondwánico, definidos originalmente los dos primeros por Aceñolaza y Toselli (1973) y el más joven por Llambías *et al.* (1984). En este trabajo se emplean los siguientes límites cronológicos, que serán seguramente modificados a la luz de nuevos y más precisos estudios geocronológicos:

Ciclo Pampeano: 580-540 Ma (Precámbrico superior-Cámbrico medio)

Ciclo Famatiniano: 530-360 Ma (Cámbrico medio Devónico superior)

Ciclo Gondwánico: 320-160 Ma (Carbónico-Jurásico medio)

Los productos de los ciclos Pampeano y Famatiniano aparecen en terrenos polimetamórficos complejos afectando a secciones de la corteza inferior, media y superior o intruídos en sedimentitas eopaleozoicas, generalmente de plataforma estable. La relación volumétrica de rocas aflorantes plutonitas/vulcanitas es mayor que uno en ambos ciclos aunque el volumen del magmatismo Famatiniano es mucho mayor que el del Pampeano. Sus características composicionales son diferentes, evidencia que es usada en este trabajo para inferir distintas etapas de la evolución del supercontinente.

Los ciclos Pampeano-Famatiniano en conjunto se diferencian claramente del ciclo Gondwánico. A partir del Carbonífero, el eje de la actividad magmática entre 24° y 38° L.S. se desplaza hacia el oeste, localizándose muy cercana al eje de los Andes modernos y también sobre el borde actual del continente (Figura 1). Esta migración del eje del magmatismo define el estadio de mayor extensión areal del supercontinente de Gondwana, entre el Carbonífero inferior y el Jurásico inferior-medio, cuando se inicia su desmembramiento. Son sus características la abundancia de rocas volcánicas, especialmente ácidas, y emplazamientos superficiales en secciones supracorticales. En la Patagonia, el magmatismo Gondwánico se superpone a los eventos Pampeanos y Famatinianos del Paleozoico Inferior.

La relación temporal entre los ciclos magmáticos mencionados y las principales fases diastólicas reconocidas para el Paleozoico (Salfity *et al.*, 1984; Moya y Salfity, 1982) se muestran en la Figura 2.

¹ Centro de Investigaciones Geológicas, U.N.L.P., Calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina.

² Universidad Nacional de Jujuy, Casilla de Correo 258, 4600 S.S. de Jujuy, Argentina.

³ Instituto Superior de Correlación Geológica, Facultad de Ciencias Naturales, U.N.T., Casilla de Correo 91, Miguel Lillo 205, 4000 San Miguel de Tucumán, Argentina.

⁴ Instituto de Recursos Naturales (CSIC), Cordel de Merinas 40-52, 37071 Salamanca, España.

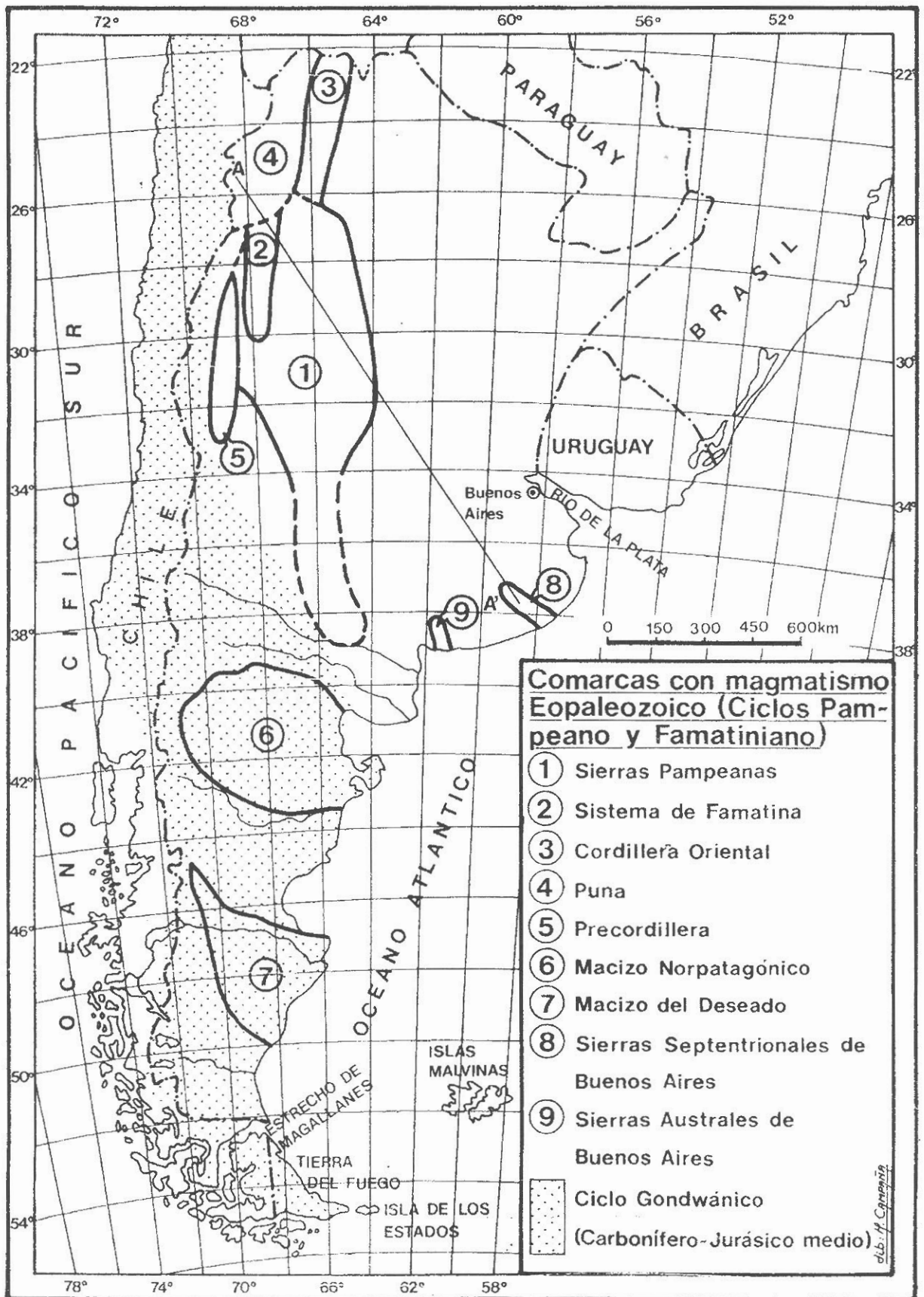


Figura 1. Principales comarcas con afloramientos de rocas magmáticas del Paleozoico Inferior en Argentina (Modificado del Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 1980). El perfil A-A' (ver Figura 34) muestra la probable situación geotectónica de las rocas consideradas, durante el Ordovícico inferior.

CICLOS MAGMATICOS Y FASES DIASTROFICAS DEL PALEOZOICO

Sistemas-Series	Fases Diastróficas	Geocronometría (Ma)	Ciclos Magmáticos
PERMIANO SUP INF	— SAN RAFAEL		GONDWANICO
	— ATACAMA	— 290	
CARBONIFERO SUP MED INF	— SOMUNCURA		
	— CHANICA	— 355	
DEVONICO SUP MED INF	— GUANDACOL	— 410	FAMATINIANO
		— 438	
ORDOVICIANO SUP Ashgilliano Caradociano Llandeiliiano Llanvirniano INF Arenigiano Tremadociano	OCLOYICA	— 446	
		— 455	
		— 470	
		— 490	
CAMBRICO SUP MED INF	IRUYICA	— 510	PAMPEANO
	— TILCARICA	— 570	
PRECAMBRIICO SUPERIOR			

Figura 2. Ciclos magmáticos (Aceñolaza y Toselli, 1973; Llambías *et al.*, 1984) y fases diastróficas (Salfity *et al.*, 1984) paleozoicos. La sistemática geocronométrica corresponde a Cowie y Basset (1989).

2.3 Geocronología y relaciones estratigráficas

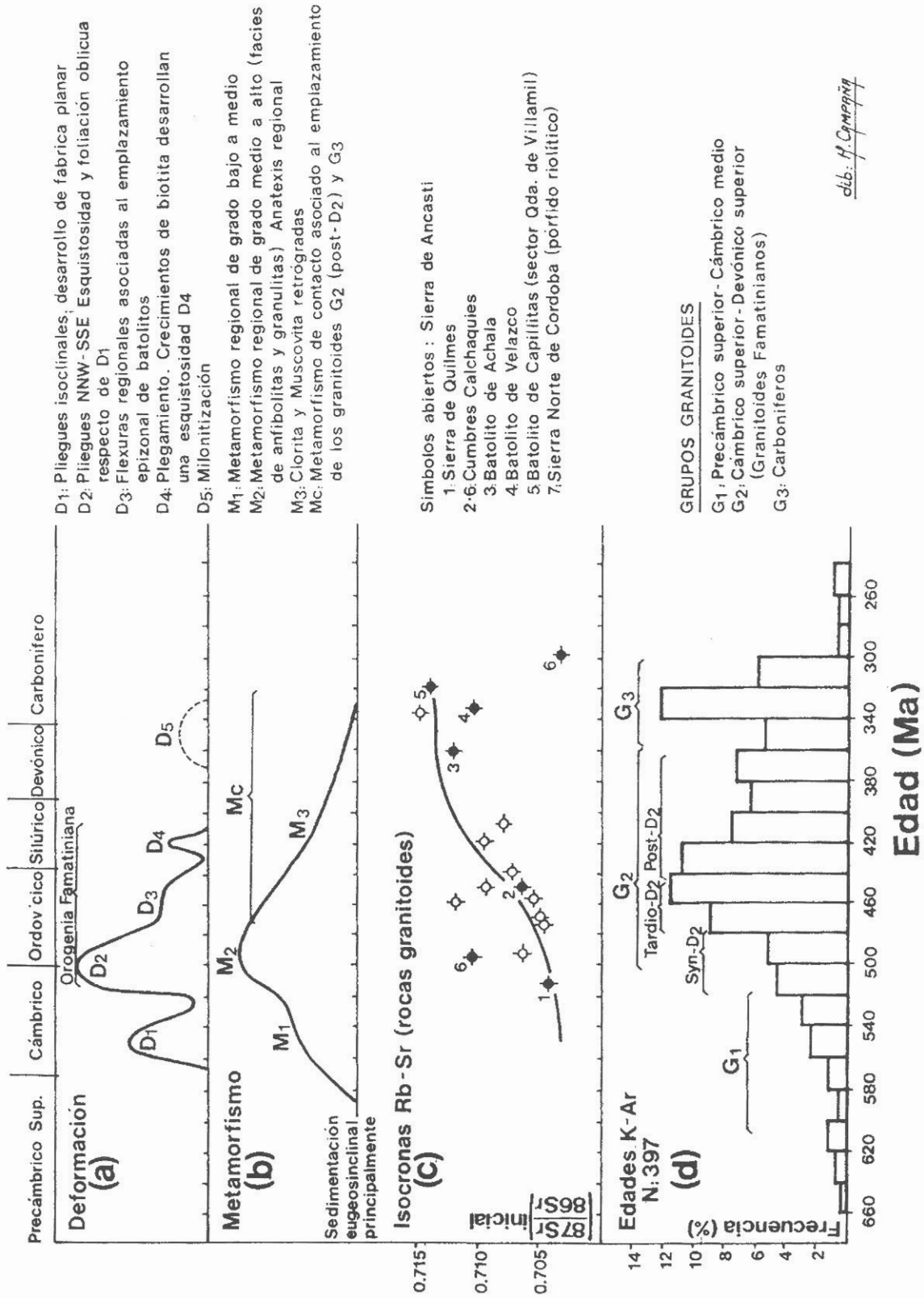
2.3.1 Sierras Pampeanas (SP)

Las primeras dataciones geocronológicas Pb-a, U-Pb y K-Ar de los granitoides de Sierras Pampeanas confirmaron su edad Paleozoica (Linares, 1959, 1968; Kittl, 1965; Linares y Latorre, 1969). Estos datos corroboraron conclusiones previas basadas en criterios y comparaciones geológicas que indicaban que el principal episodio de emplazamiento granítico había ocurrido durante la "Orogenia

Caledónica" (p.ej. Pastore, 1932, Frenguelli, 1937). Quedó claro entonces, que la historia geológica de las áreas basamentales del noroeste argentino tuvieron un desarrollo ígneo-metamórfico en su mayor parte más joven e independiente de los cratones precámbricos brasileros.

Aunque la edad paleozoica de los granitoides de las Sierras Pampeanas y el Sistema del Famatina ha sido confirmada en muchos estudios, la edad del primer evento metamórfico en el basamento del noroeste es todavía materia de debate. En el sur de las SP, dataciones K-Ar en anfibolitas (Linares y Cordani, 1976) e isocronas Rb-Sr de referencia en esquistos y gneises (Cingolani y Varela,

SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES



D1: Pliegues isoclinales, desarrollo de fábrica planar respecto de D1

D2: Pliegues NNW-SSE Esquistosidad y foliación oblicua

D3: Flexuras regionales asociadas al emplazamiento epizonal de batolitos

D4: Plegamiento. Crecimientos de biotita desarrollan una esquistosidad D4

D5: Milonitización

M1: Metamorfismo regional de grado bajo a medio

M2: Metamorfismo regional de grado medio a alto (facies de anfibolitas y granulitas) Anatexis regional

M3: Clorita y Muscovita retrógradas

Mc: Metamorfismo de contacto asociado al emplazamiento de los granitoides G2 (post-D2) y G3

Simbolos abiertos : Sierra de Ancasti

1: Sierra de Quilmes

2-6: Cumbres Calchaquies

3: Batolito de Achala

4: Batolito de Velazco

5: Batolito de Capillitas (sector Qda. de Villamil)

7: Sierra Norte de Cordoba (porfido riolitico)

GRUPOS GRANITOIDES

G1: Precámbrico superior- Cámbrico medio

G2: Cámbrico superior- Devónico superior (Granitoides Famatinianos)

G3: Carboníferos

di. H. Campopiano

Figura 3. Relación entre metamorfismo, deformación y plutonismo en las Sierras Pampeanas Orientales. (a) Deformación y (b) metamorfismo, modificado de Rapela, (1976a), Rapela *et al.*, (1990) y Willner y Miller (1982); (c) Geocronología Rb-Sr (Rapela *et al.*, 1982, 1991b, 1991c; Knüver y Miller, 1982; Miller *et al.*, 1991); (d) Edades K-Ar (González *et al.*, 1985).

SISTEMA DE FAMATINA

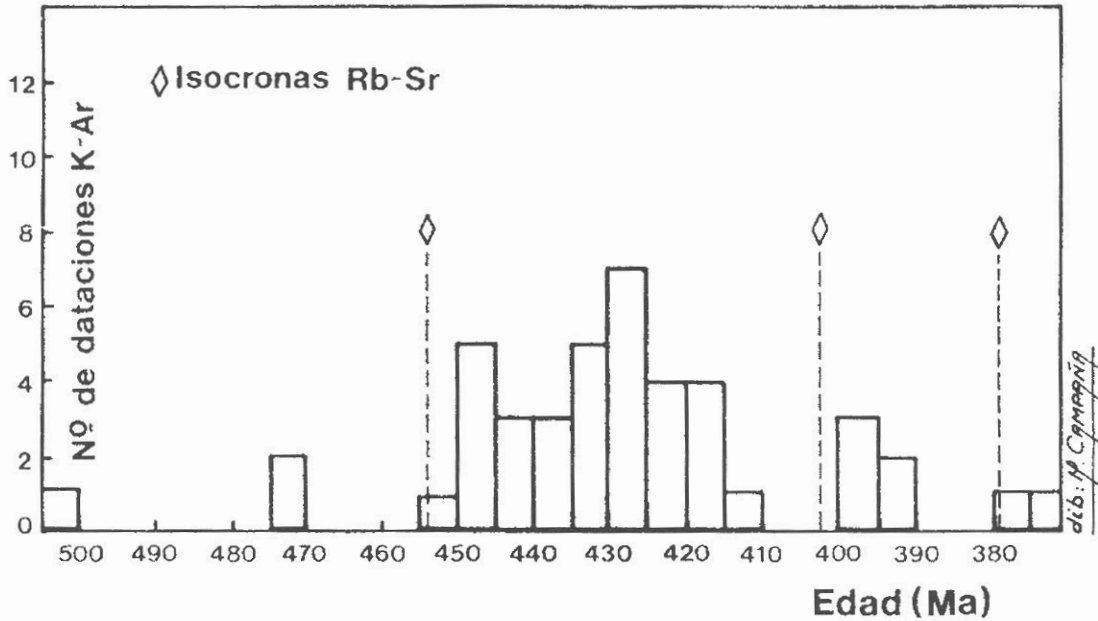


Figura 4. Histograma de frecuencias de edades K-Ar tomadas de Linares y González, (1990) e isocronas Rb-Sr (Toselli, inéditos; Pérez y Kawashita, 1991) del Sistema de Famatina.

1975), sugieren una edad Precámbrica superior para el evento metamórfico más temprano. Por otro lado, en las SP del norte, dataciones precisas Rb-Sr y U-Pb en circones y monacitas de esquistos y gneises de las Sierras de Aconquija y Ancasti (Bachmann *et al.*, 1986) y K-Ar en filitas de la Sierra de San Javier y el Valle del Río Chormoro (Adams *et al.*, 1990), indican que el primer evento metamórfico ocurrió entre los 540 y 570 Ma. Similar conclusión fue obtenida para la edad de la foliación de biotita asociada a la deformación S_1 en la Sierra de Fiambalá (550 Ma., Grissom *et al.*, 1991). No obstante, todavía no bien confirmadas dataciones U-Pb en circones de rocas metamórficas de la Formación Puncoviscana (Lork *et al.*, 1989), la Sierra de Fiambalá (Grissom *et al.*, 1991) y la Sierra de Quilmes (Heaman y Rapela, datos inéditos) muestran una llamativa coincidencia en torno a los 1800 Ma. Es probable que este componente antiguo en los circones este apuntando a la edad del basamento de la cual se derivan las rocas metasedimentarias del noroeste argentino.

En los granitoides de las SP se han realizado una relativamente elevada cantidad de determinaciones geocronológicas por el método K-Ar (ver recopilaciones de González *et al.*, 1985; Linares y González, 1990). En la Figura 3d se muestran histogramas de frecuencia de dichos datos e isocronas Rb-Sr en roca total de unidades granitoides de distintos sectores de las SP (Rapela *et al.*, 1982, 1991b, 1991c; Knüver y Miller, 1982; Willner, 1983; Llambías *et al.*, 1991; Miller *et al.*, 1991). Si se descartan edades K-Ar más jóvenes de 300 Ma que no son interpretadas como edades de cristalización, no quedan dudas respecto de la parte principal de la historia magmática y metamórfica de

las SP ocurrió entre el bien reconocido evento Cámbrico a los 540-570 Ma (Ciclo Pampeano) y la intrusión de diapiros graníticos en el Carbonífero inferior (≈ 320 Ma, ver Figura 3).

Dentro del rango mencionado de edades, los picos de actividad magmática principal aparecen en el Ordovícico y en el Devónico Superior-Carbonífero inferior (Figura 3).

Parece prematuro realizar una sobreinterpretación de estos datos, que tienen en muchos casos errores de $\pm 15-20$ Ma. y provienen de estudios de reconocimiento geocronológico y no de detallados estudios petrológicos. Es probable, no obstante, que dataciones puntuales de granitoides asociados a la deformación más penetrativa de las Sierras Pampeanas (D_2 , Figura 3a) puedan al menos acotar con mayor precisión ese evento mayor. En ese sentido, las recientes dataciones por el método U-Pb de la gabronorita de Fiambalá (515 Ma., Grissom *et al.*, 1991) y el Granito Cafayate (507 ± 13 Ma isocrona Rb-Sr, Miller *et al.*, 1991) asociados a la deformación D_2 , indican una edad cámbrica superior-ordovícica inferior (fase Irúyica?) para ese evento. La edad del vulcanismo riolítico en la Sierra Norte de Córdoba, en las Sierras Pampeanas más orientales (494 ± 11 Ma.; Rapela *et al.*, 1991b) corroboraría la regionalidad del evento tectotérmico D_2-M_2 .

2.3.2 Sistema de Famatina

El análisis de los datos geocronológicos existentes en rocas granitoides, principalmente K-Ar (Linares y González, 1990), proyectados en un histograma de frecuencias (Figura 4), muestra una marcada acumulación de

CORDILLERA ORIENTAL Y PUNA

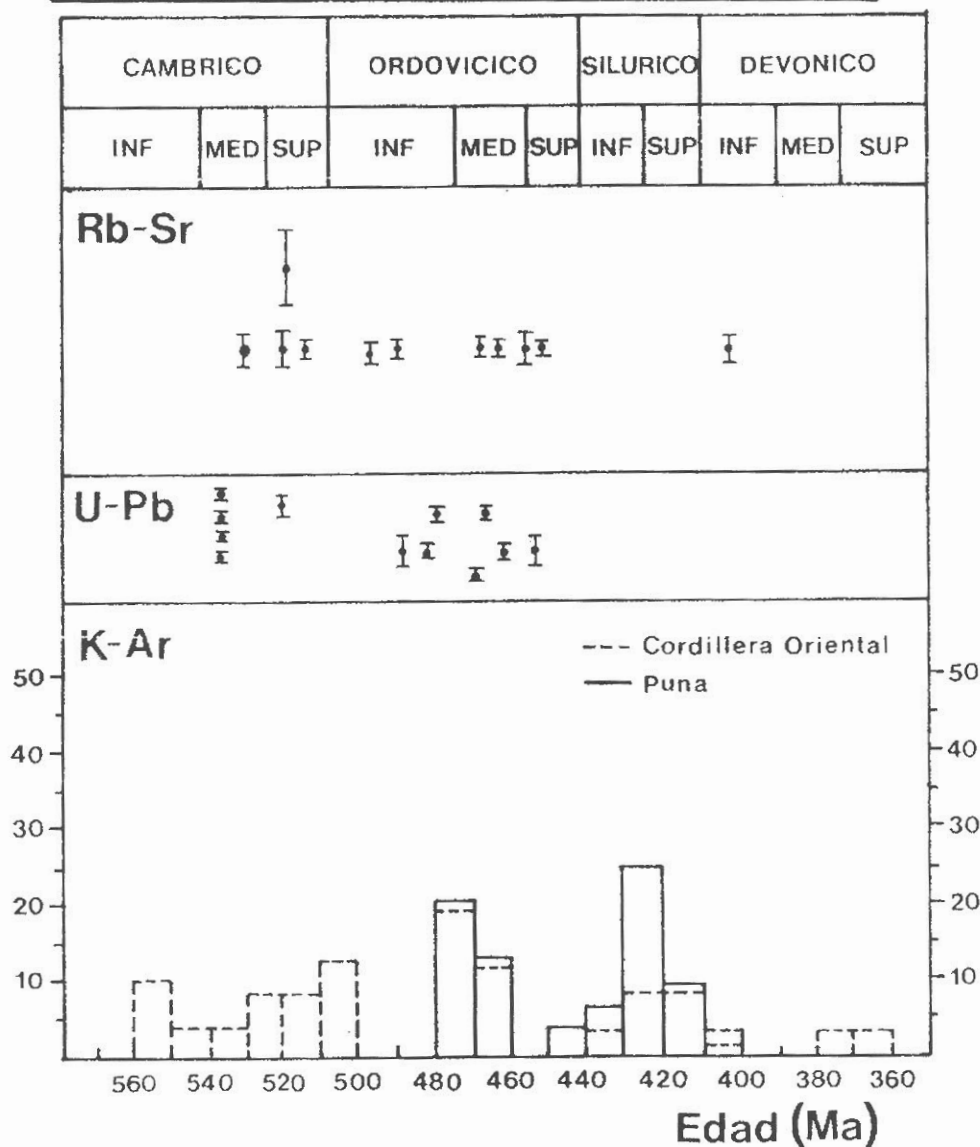


Figura 5. Edades K-Ar en la Puna y Cordillera Oriental (Linares y González, 1990). Isocronas Rb-Sr y edades U-Pb en zircones de rocas granitoides de la Cordillera Oriental (Bachmann *et al.*, 1986, 1987; Lork *et al.*, 1989, 1991; Cordani *et al.*, 1990).

datos en el intervalo 460-410 Ma. (Ordovícico-Silúrico) y otro grupo menos notable entre 400 y 390 Ma. (Devónico). A estos se suman datos aislados correspondientes al Cámbrico, Ordovícico y Devónico. Estas determinaciones estarían señalando que en el Sistema de Famatina estarían predominando netamente los granitoides de edad equivalente al grupo G₂ de Sierras Pampeanas (Figura 3), conjunto al cual se denomina colectivamente Granitoides Famatinianos. Dentro de este grupo a su vez, el volumen mayor de actividad plutónica sería post-D₂, es decir posterior a la penetrativa fase D₂ de las Sierras Pampeanas y la Cordillera Oriental. En el sentido de fase tectónica, estas edades parecen corresponderse mejor, en sentido amplio, con las Fases Guandacol y Oclóyica de edades Ilanvirnianas y ashgillianas (Salfity *et al.*, 1984).

Recientes determinaciones Rb-Sr y K-Ar focalizadas en la Sierra de Paimán, confirman la presencia de un evento importante entre los 459-437 Ma. correlacionado a la Fase Oclóyica, pero también un evento leucogranítico datado 379 ± 15 Ma. asignado a la Fase Chánica (Pérez y Kawashita, 1991).

Una característica importante del Sistema del Famatina es la presencia de un volcanismo Ordovícico sincrónico con la depositación de sedimentitas marinas poco profundas conteniendo braquiópodos y trilobites eo-Ordovícicos (Formaciones Portezuelo de las Minutas y Las Planchadas, Arenigiano; Formación Suri-Los Molles, Llanvirniano inferior; Turner, 1967; Maisonave, 1973; Aceñolaza, 1982; Lavandaio, 1973; De Alba, 1979a; Aceñolaza y Toselli, 1977; Toselli *et al.*, en prensa). La edad estratigráfica de

este vulcanismo (Arenigiano-Llanvirniano) parece algo mayor que la del pico de edades radimétricas 455-410 Ma. de la Figura 4, cualquiera sea la escala radimétrica reciente que se utilice. Es claro, no obstante, que este vulcanismo también es posterior al evento D₂ de Sierras Pampeanas, o la Fase Irúyica de la Cordillera Oriental.

2.3.3 Cordillera Oriental

En facies turbidíticas y depósitos carbonáticos de plataforma de la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior) se encuentra intercalado un vulcanismo ultrabásico hasta mesosilíceo, que constituye probablemente el registro de magmatismo Paleozoico más antiguo de Argentina (Chayle y Coira, 1987; Manca *et al.*, 1987, 1989; Omarini y Alonso, 1987).

Las relaciones geológicas muestran además inequívocamente la presencia de un plutonismo Cámbrico asignable al ciclo Pampeano en la Cordillera Oriental. Los plutones de Cañaní y Santa Rosa de Tastil intruyen a la Formación Puncoviscana que, en parte, tiene trazas fósiles del Cámbrico Inferior (Aceñolaza *et al.*, 1975; Aceñolaza y Toselli, 1981; Aceñolaza y Durand, 1984, 1986), y son cubiertos en discordancia por el el Grupo Mesón, del Cámbrico Medio Superior. En la Formación Santa Rosita (Cámbrico superior-Tremadociano inferior) se encuentran intercaladas volcánicas que podrían considerarse como los eventos volcánicos iniciales del Ciclo Famatiniano.

La Figura 5 muestra una recopilación de las edades radimétricas en los cuerpos graníticos de la Cordillera Oriental. En la misma se han omitido aquellas rectificadas posteriormente por los mismos autores, las que son incompatibles con la evidencia geológica (p.ej. plutones datados como precámbricos que intruyen a formaciones cámbricas) y aquellas con errores analíticos muy altos, superiores a los ± 100 Ma. La evidencia radimétrica confirma claramente la existencia de un plutonismo Cámbrico en la Cordillera Oriental, que se atribuye aquí al Ciclo Pampeano, en el sentido de Aceñolaza y Toselli (1976). Especialmente las edades U-Pb en zircones, la más precisa de las tres metodologías empleadas, indica asimismo la existencia de un grupo de plutones con edades ordovícicas (Ciclo Famatiniano). Las edades post-ordovícicas son muy escasas (todas edades K-Ar) y precisamente en granitos sometidos a procesos retrógrados posteriores. Esto marca una diferencia importante con las Sierras Pampeanas, en donde existe un importante y voluminoso plutonismo post-Ordovícico hasta Carbónico Inferior (ver Figura 3).

El plutonismo Pampeano del Cámbrico medio es posterior a la primera deformación y al metamorfismo regional, sincinemático y de grado muy débil en la región (Figura 3, ver Willner, 1990). La edad Cámbrica inferior a media para el primer plegamiento está fundada en la presencia citada de niveles del Cámbrico Inferior de la Formación Puncoviscana y la edad del primer metamorfismo (sincinemático) regional en el rango 537-544 Ma. (método K-Ar, Adams *et al.*, 1990). Isocronas Rb-Sr en

rocas de la misma formación dieron edades de 538 ± 23 Ma y 520 ± 14 Ma (Cordani *et al.*, 1990). La edad de este primer evento en la Cordillera Oriental es correlacionable a la del primer evento en rocas metamórficas de grado medio en la Sierra de Fiambalá (540-550 Ma, Grissom *et al.*, 1991) pero más joven que la edad del primer evento en metamorfitas de bajo grado de las Sierras Pampeanas de Tucumán (565-568 Ma, método K-Ar, Adams *et al.*, 1990).

Los pequeños plutones de la Sierra de Cachi (La Paya y análogos) y su aureola de contacto sufrieron una segunda deformación, con rotación de nódulos cordieríticos, fracturación de feldespatos, mientras que en La Angostura aparecen granitos con xenolitos y minerales orientados por flujo, sin cataclasis (Willner y Miller, 1986; Willner *et al.*, 1987; Willner, 1990). La edad ordovícica s.l. de estos plutones sugiere una edad similar o ligeramente más antigua para la segunda deformación, la que podría correlacionarse con el penetrativo evento D₂ del norte de las Sierras Pampeanas (Figura 3).

2.3.4 Puna

Hasta el momento se han encontrado muy pocas evidencias del ciclo Pampeano en la Puna. La excepción la constituyen cuerpos granitoides en el sector noroccidental mencionados por Halpern y Latorre (1973), que necesitan de una mayor confirmación geocronológica. Por el contrario, vulcanismo Ordovícico asignable al ciclo Famatiniano ha sido reconocido en numerosos sectores. Los registros más antiguos han sido hallados en el borde nororiental de la Puna, al pie del cerro Huáncar (Coira, en prep.), dentro de secuencias marinas de plataforma clástica asignadas al Tremadociano (Fm. Susques, Nullo, 1988). Estas volcánicas son correlacionables con las que se encuentran en la Formación Santa Rosita en la Cordillera Oriental.

Durante el Arenigiano-Llanvirniano el vulcanismo alcanzó su mayor magnitud distribuyéndose en la Puna septentrional a lo largo de dos fajas denominadas oriental y occidental respectivamente. En ambas, los complejos vulcaníticos se encuentran intercalados en secuencias turbidíticas de edad arenigiana-llanvirniana (Breitkreutz, 1986; Coira y Barber, 1987, 1989; Coira y Nullo, 1987, 1989; Coira *et al.*, 1987; Koukharsky *et al.*, 1987). Cuerpos intrusivos de edad ordovícica (471-428 Ma., ver Figura 5) se emplazan con rumbo submeridiano en la faja volcánica oriental, en la Sierra de Cobres, Tanques, Tajamar, Acazoque, prolongándose hacia el sur en las Cumbres de Luracatao, y luego en transición a las Sierras Pampeanas Occidentales. En la faja occidental también se encuentran cuerpos granitoides con edades entre 502 y 425 Ma (Mpodozis *et al.*, 1983; Damm *et al.*, 1986; Palma *et al.*, 1986), como los de Sierra de Almeida-Cordón de Lila (Chile), Archibarca, Arita, Antofalla, Chivinar y Chuquilaqui.

El Batolito de San Nicolás, en la costa del Perú, emplazado en dos eventos a los 425 y los 394-398 Ma (dataciones U-Pb en circones, Mukasa y Henry, 1990) sugiere que

el magmatismo representado por la faja occidental de la Puna se continuó también saltuariamente sobre el cratón de Arequipa.

En la Figura 5 se muestra una recopilación de las edades radiométricas de la Puna. Puede distinguirse un pulso en los 480-470 Ma coincidente con la fase Guandacólica (Figura 2), el que estaría representado por la culminación del volcanismo sinsedimentario arenigiano-llanvirniano registrado tanto en la región occidental como oriental de la Puna, así como por la intrusión de granitoides y un segundo pulso a los 430-420 Ma, más joven? o en correspondencia con la fase Oclóyica. Este episodio registra un importante evento deformante el que plegó y metamorizó a las secuencias ordovícicas.

2.3.5 Precordillera

Las rocas máficas y ultramáficas que se disponen en afloramientos saltuarios en el borde occidental de la Precordillera han sido asignadas mayoritariamente al Ordovícico en base a relaciones estratigráficas (ver Kay *et al.*, 1984 para una revisión exhaustiva de esta literatura). Los afloramientos basálticos de estas rocas con mejor control fosilífero son los de Rodeo, Calingasta, río Bonete y Sierra del Tigre. En la primera de estas localidades los basaltos intruyen depósitos flyschoides de edad Caradociana en tanto que en la segunda, se intercalan con lutitas, calizas finas y cherts bandeados de edad Caradociana (Quartino *et al.*, 1971).

2.3.6 Los Macizos Patagónicos

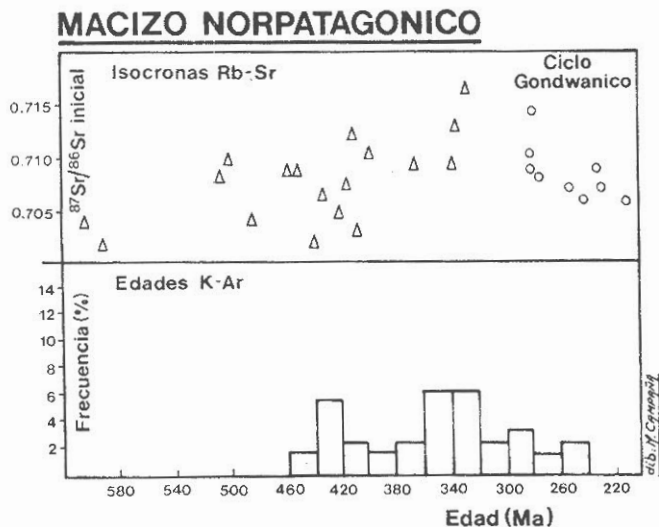


Figura 6. Edades K-Ar y Rb-Sr en el Macizo Norpatagónico. Recopilación según Dalla Salda *et al.*, 1990, con datos adicionales Rb-Sr de Hernández *et al.* (1989) y Pankhurst y Rapela (inéditos)

Al sur de las Sierras de San Luis, la más austral de las Sierras Pampeanas, éstas desaparecen como expresión orográfica. Sin embargo, más al sur, ya en transición al ambiente patagónico en la Provincia de la Pampa, se encuentran afloramientos muy reducidos de rocas ígneas y metamórficas (ver Figuras 1 y 6) cuyas edades fueron determinadas por los métodos Rb-Sr y K-Ar (Linares *et al.*, 1980). En base a este estudio se considera a esta región como la prolongación austral del basamento ígneo-metamórfico de las Sierras Pampeanas, reconociéndose los siguientes ciclos eruptivos (Linares *et al.*, 1980):

- 530-500 Ma (Cámbrico medio a superior).
- 430-400 Ma (Silúrico a Devónico inferior).
- 350-300 Ma (Carbónico).
- 270-240 Ma (Pérmico).
- 236-210 Ma (Triásico).

En los tres primeros ciclos están representadas rocas eruptivas intrusivas mientras que en los dos últimos existe coexistencia de éstas con efusivas ácidas. Todos ellos intruyen un basamento compuesto de anfibolitas, esquitos, gneises e intrusivas dioríticas en el que fueron determinadas edades precámbricas entre 850 y 650 Ma (Linares *et al.*, 1980).

En la Patagonia, el Macizo Norpatagónico es la región que muestra mayor superficie de afloramientos y donde mejor se ha documentado radiométricamente la presencia del Paleozoico Inferior. Recientemente, Varela *et al.* (1991) han presentado nuevos datos del oeste del Macizo, en tanto que Dalla Salda *et al.* (1991) han revisado los datos existentes hasta dicho año, los cuales se muestran en la Figura 6.

Las metamorfitas en las que se alojan los cuerpos paleozoicos han producido edades precámbricas en varios sectores del Macizo. En el área andina 714 ± 10 Ma (isocrona Rb-Sr, Párica, 1986); en el área pre-andina 1190 ± 16 Ma y 615 ± 26 Ma (isocronas Rb-Sr, Linares *et al.*, 1988) y en el este del Macizo 850 ± 50 Ma y 600 ± 25 Ma (isocronas Rb-Sr; Linares *et al.*, 1990). Para las migmatitas y rocas de mezcla del oeste del Macizo Norpatagónico, que fueron mapeadas dentro de la Formación Mamil Choique, existe una buena concordancia entre las determinaciones por el método Rb-Sr de Linares *et al.* (1988) y Varela *et al.* (1991), que asignan edades de 480 ± 10 y 489 ± 27 Ma respectivamente a ese conjunto. A ese respecto, se ha argumentado en base a la edad y relaciones estructurales similares, que la migmatización regional del Ordovícico inferior del Macizo es correlacionable con el evento D₂-M₂ de las Sierras Pampeanas (Varela *et al.*, 1991). Cuerpos posttectónicos de tonalitas de hornblenda y biotita con edades K-Ar entre 316 y 353 Ma y una monzonita alcalina (330 ± 9 Ma) culminarían la historia temprana del Macizo (Varela *et al.*, 1991). Por otro lado, cuando se comparan la distribución de edad de rocas granitoides en el Macizo Norpatagónico y en las Sierras Pampeanas (Figuras 2 y 5) resalta la evidencia de que estas últimas carecen del importante magmatismo del Ciclo Gondwánico Carbónico Superior-Jurásico que caracteri-

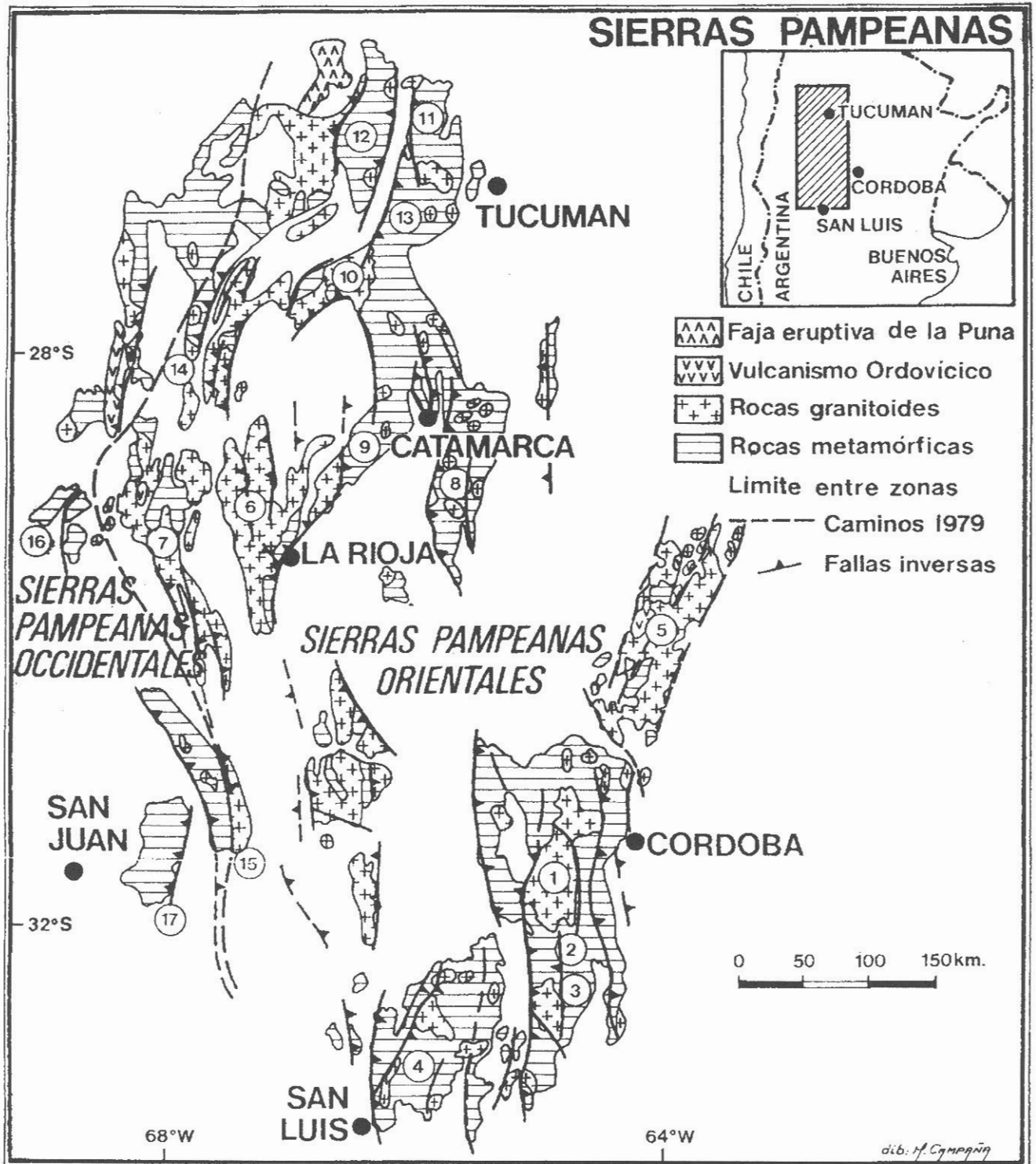


Figura 7. Mapa geológico general de las Sierras Pampeanas. 1, Batolito de Achala; 2, Sierras de Córdoba; 3 Batolito de Alpa Corral; 4, Sierras de San Luis; 5, Sierras del Norte de Córdoba; 6, Sierra de Velasco; 7, Sistema de Famatina; 8, Sierra de Ancastí; 9, Sierra de Ambato; 10, Batolito de Capillitas; 11, Cumbres Calchaquies; 12, Sierra de Quilmes; 13, Sierra de Aconquija; 14, Sierra de Fiambalá; 15, Sierra de Valle Fértil; 16, Sierras de Toro Negro y Cuminchango; 17 Sierra de Pié de Palo.

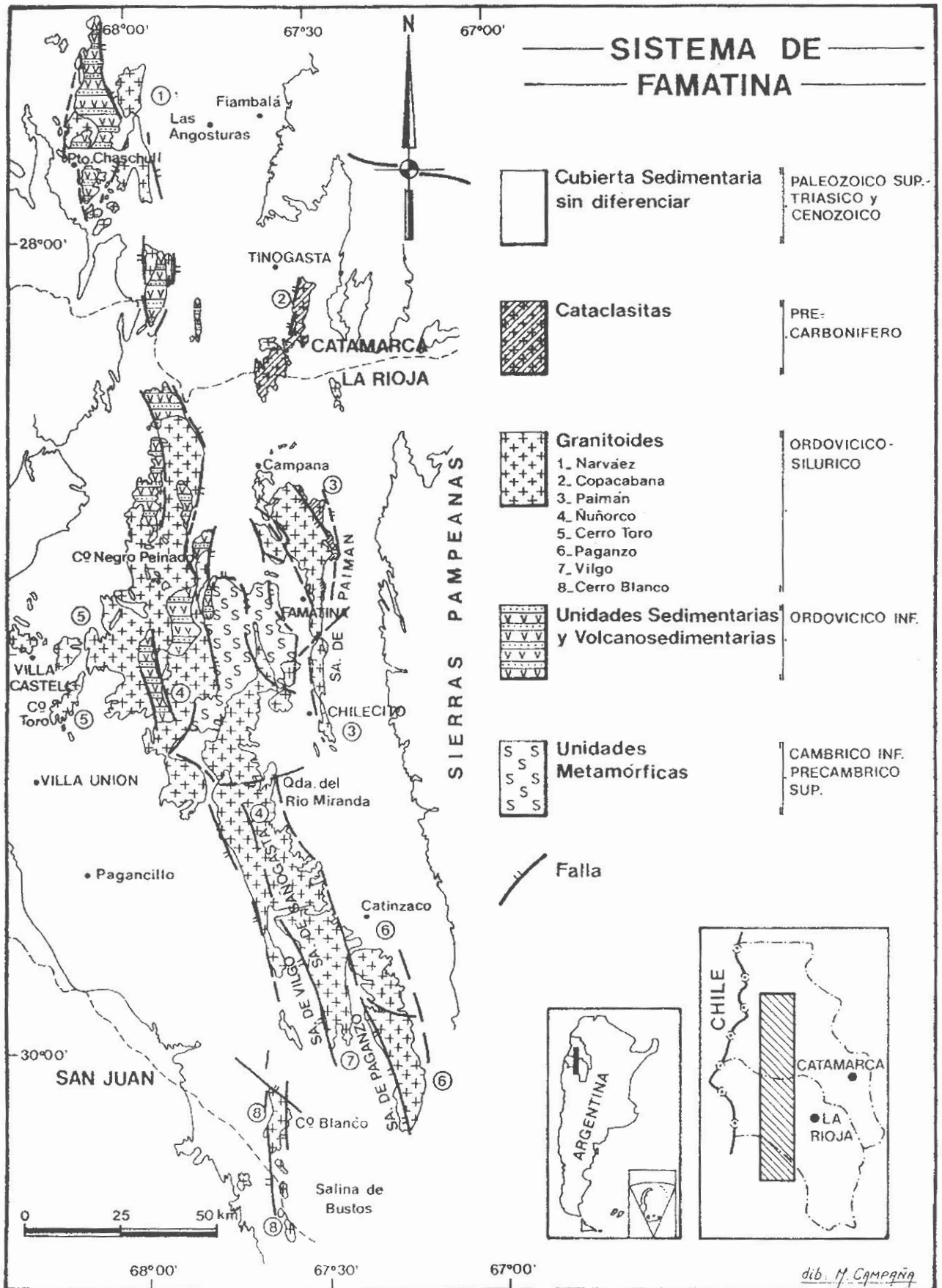


Figura 8. Mapa geológico pre-Mesozoico del Sistema de Famatina con ubicación de las principales unidades granitoides y volcanosedimentarias discutidas en el texto.

Gondwánico Carbónico Superior-Jurásico que caracterizan al Macizo y a la provincia de la Pampa.

El área oriental del Macizo, sobre la costa Atlántica es el único sector en donde se puede establecer un control estratigráfico (aunque limitado por la escasez de afloramientos) sobre la edad de las rocas granitoides. En dicho sector la formación ferrífera Sierra Grande de edad Silúrico superior-Devónico inferior se encuentra en discordancia sobre granitos del Paleozoico Inferior (Granito Punta Sierra) y es intruída a su vez por granitoides del Paleozoico Superior (Granodiorita Sierra Grande: De Alba, 1964). El Granito Punta Sierra produjo una edad K-Ar de 435 ± 20 Ma (Weber, 1983), en tanto que una isocrona Rb-Sr dio una edad de 463 ± 23 Ma (Hernández *et al.*, 1989). Los mismos autores reportan isocronas Rb-Sr de tonalitas asociadas a este granito de 613 ± 68 Ma y de una granodiorita en las inmediaciones de Sierra Grande (505 ± 15 Ma) que indicarían también edades Precámbricas y Cámbrico-Ordovícicas en el basamento de la secuencia sedimentaria. Las similitudes litológicas del Granito Punta Sierra (granito porfiróide de dos micas) con los granitoides de La Pampa sugieren una neta afinidad con el plutonismo de similar litología y edad de las Sierras Pampeanas (Caminos y Llambías, 1984).

En el sur de la Patagonia, principalmente en el Macizo del Deseado (Figura 1), se vuelven a encontrar afloramientos de rocas metamórficas y plutónicas atribuidas al Paleozoico Inferior (Lesta *et al.*, 1980; De Giusto *et al.*, 1980; De Barrio *et al.*, inédito). Aquí los afloramientos son mucho más pobres, aislados entre sí, con escaso o nulo control estratigráfico y/o radiométrico. En el sector centro-oriental del Macizo del Deseado metamorfitas (filitas, esquistos, metacuarcitas, anfibolitas y migmatitas) y plutonitas (tonalitas y escasos granitos leucocráticos), aparecen en afloramientos aislados como basamento de secuencias sedimentarias Carbónico-Triásicas (De Giusto *et al.*, 1980). En este sector, una datación radiométrica K-Ar en anfibolitas arrojó una edad de 540 ± 20 Ma. (Pezzuchi, 1978), en tanto que una edad Rb-Sr aislada de 406 ± 10 fue obtenida sobre granitoides leucocráticos (Chebli *et al.*, 1975). La asignación provisional de estos afloramientos a los ciclos Pampeano y Famatiniano del noroeste argentino (De Barrio *et al.*, inédito) deberá confirmarse en futuros estudios.

2.3.7 Las Sierras Australes y Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires

Las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires o cinturón de Tandilia, son parte del Cratón del Río de La Plata, que comprende además al Uruguay, sur del Brasil y la extensión oriental del cratón del Kalahari en Africa (Dalla Salda *et al.*, 1988). Están compuestas de un basamento Precámbrico de rocas plutónicas y metamórficas con edades entre 2100 y 900 Ma., al que cubre en discordancia una secuencia de sedimentitas de plataforma

(Iñiguez *et al.*, 1989). La secuencia de plataforma la integran varias formaciones de rocas carbonáticas, cuarcíticas y pelíticas de edad Precámbrica superior hasta Cámbrico superior-Ordovícico inferior. En la más joven de estas unidades (Formación Balcarce, Iñiguez *et al.*, 1989) se encuentra intruído en rocas pelíticas un filón capa de diabasa, que constituye la única evidencia detectada de magmatismo del Paleozoico Inferior en el cinturón de Tandilia (Rapela *et al.*, 1974). Sobre este cuerpo de composición basáltica se realizaron cuatro determinaciones K-Ar que dieron edades de 498 ± 25 ; 495 ± 20 ; 492 ± 20 y 450 ± 15 Ma, que sugieren una edad de intrusión Ordovícica inferior (Rapela *et al.*, 1974). Esta edad es llamativamente coincidente con el pico de actividad plutónica en las Sierras Pampeanas correspondiente al evento D_2-M_2 (ver Figura 3).

En las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (Figura 1) se encuentra desarrollada la Cuenca Paleozoica de Ventania, de edad ordovícica?-pérmica (Andreis *et al.*, 1989). Los reducidos afloramientos del substrato de esta cuenca han sido objeto de varios estudios geocronológicos, los más recientes por el método Rb-Sr a cargo de Cingolani y Varela (1973), Varela y Cingolani (1976) y Varela *et al.* (1990), los que reconocieron cuatro períodos magmáticos:

- 655-605 Ma (diabasas y riolitas, basamento de la cuenca).

- 575 Ma (Granito Aguas Blancas, basamento de la cuenca).

- 487 ± 15 Ma (Granito Cerros Colorados).

- 348 ± 21 Ma y 317 ± 14 Ma. (Riolitas La Mascota-La Hermita).

- 230 ± 12 Ma y 227 ± 32 Ma. (Sienita de López Lecube).

Además, numerosos datos Rb-Sr y K-Ar de la secuencia metaclástica de la cuenca se encuentran dentro del intervalo 221 ± 6 y 282 ± 3 Ma (Varela y Cingolani, 1976; Cingolani, 1985; Varela *et al.*, 1985; Buggisch, 1987).

Los tres últimos eventos habrían estado probablemente asociados a la evolución estructural de la cuenca (Andreis *et al.*, 1989), aunque parecieran estar desconectados con los eventos de máxima sedimentación (Ramos, 1984). Una interpretación diferente de estas edades fue presentada recientemente por Von Gosen *et al.* (1990), que consideran a los tres últimos eventos no relacionados a intrusión sintectónica o actividad magmática. Las edades post-precámbricas serían el resultado de la apertura de los sistemas Rb/Sr y K/Ar debido a la deformación, calentamiento y flujo de fluidos producidos durante el plegamiento de la secuencia durante el Permo-Triásico (von Gosen *et al.*, 1990). Las Sierras Australes de Buenos Aires, serían en consecuencia la única comarca en donde existirían dudas acerca de la presencia de magmatismo del Paleozoico Inferior.

Los granitos Cerro Colorado y Aguas Blancas son de composición leucomonzogranítica (Figura 12), y por su composición química han sido vinculados a un ambiente anorogénico (Grecco, 1990).

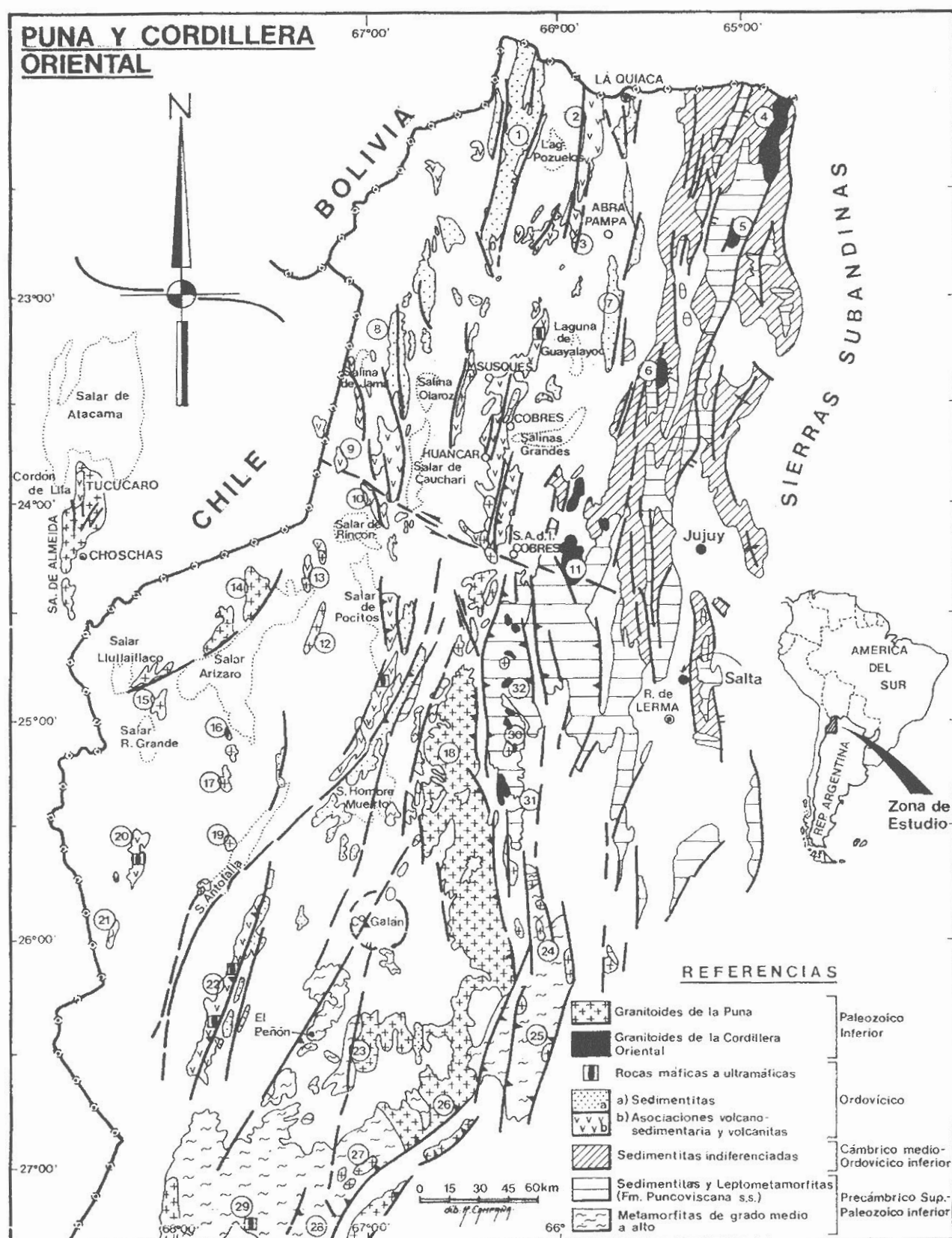


Figura 9. Mapa geológico pre-Mesozoico de la Puna y la Cordillera Oriental con ubicación de las principales localidades discutidas en el texto: 1- Sierra de la Rinconada, 2- Cordón de Escaya, 3- Sierra de Cochínoca, 4- Cañani, 5- Tipayoc, 6- Cerro Fundición, 7- Sierra de Aguilar, 8- Sierra de Olaroz, 9- Huaitiquina, 10- Sierra de Guayaos, 11- Santa Rosa de Tastil, 12- Sierra de Macon, 13- Cerro Chivinar, 14- Sierra de Taca-Taca, 15- Chuculaqui, 16- Arita, 17- Archibarca, 18- Cumbres del Luracatao, 19- Antofalla, 20- Qda. Honda, 21- Cerro Plegado -Campo Negro, 22- Sierra de Calalaste, 23- Sierra de Laguna Blanca, 24 - Sierra del Cajón, 25- Sierra de Quilmes, 26- Sierra de Chango Real, 27- Sierra de Altohuasi, 28- Sierra de Fiambalá, 29- Mesada de los Zárate, 30- Sierra la Cachi, 31- La Angostura, 32- Aguas Calientes.

2.4 Marco geológico y unidades magmáticas eo-paleozoicas

2.4.1 Sierras Pampeanas

Las Sierras Pampeanas (SP) del noroeste y centro de Argentina ha sido objeto de numerosos estudios geológicos, petrográficos, geoquímicos y petrológicos, cuya revisión en detalle está fuera del alcance de éste trabajo. Se remite al lector interesado en dicha información a obras anteriores de síntesis e investigación general: Caminos, (1979); Lucero Michaut, (1979); Gordillo y Lencinas, (1979); Linares *et al.* (1980); Aceñolaza *et al.* (1988); Rapela *et al.* (1990); Toselli y Rossi de Toselli (1990).

Las SP consisten en una serie de bloques montañosos con orientación principal norte-sur, y separados entre sí por valles tectónicos (Figura 3). Esta morfología actual es el resultado del levantamiento a lo largo de fallas inversas generadas por la orogenia andina durante el Terciario Superior. Los límites de este dominio estructural característico de las SP, son casi coincidentes con el segmento entre los 28°, 33° S en que la placa de Nazca tiene una inclinación subhorizontal (Barazangui e Isacks, 1976; Jordan y Allmendinger, 1986). Efectivamente estos bloques limitados por fallas que llegan hasta alturas que superan los 6.000 m como en el Sistema del Famatina, desaparecen a los 33° S, siendo las Sierras de San Luis su extremo meridional (Figura 7). Al sur de las mismas y hasta el río Colorado que marca el límite con la Patagonia (Figura 1), solo se encuentran asomos rocosos que no superan los 90-100 m que se considera corresponden a la prolongación austral de las SP (Linares *et al.*, 1980).

La unidad fundamental de las SP es un basamento integrado por rocas polimetamórficas, cuerpos granitoides emplazados a distintos niveles y afloramientos subordinados de rocas ultrabásicas y vulcanitas e hipabisales ácidas. Este basamento se encuentra cubierto parcialmente por rocas sedimentarias continentales de edad carbónica, pérmica, triásica, cretácica y terciaria (Caminos, 1979) e intruido en sectores puntuales por vulcanitas de edad terciaria asociadas a la zona de subducción subhorizontal (Kay y Gordillo, 1990; Kay, 1991).

Caminos (1979) fue el primero en reconocer dos zonas o fajas litológicamente distintas dentro de las SP (Figura 7). La Faja Occidental o Sierras Pampeanas Occidentales (SPOC) está caracterizada por la ausencia de cuerpos batolíticos mayores, abundante rocas básicas, ultrabásicas y secuencias metacarbonáticas, con paragénesis metamórficas indicativas de condiciones de presión más altas que en el este de las SP.

En la Faja Oriental o Sierras Pampeanas Orientales (SPOR), se encuentran alojados numerosos cuerpos graníticos, desde plutones pequeños hasta cuerpos batolíticos mayores. Este plutonismo ácido predomina netamente sobre los cuerpos básicos y ultrabásicos, ausentes éstos en muchos sectores. El basamento metamórfico en el cual se emplaza el complejo plutónico se compone principalmente

de filitas, esquistos bandeados y gneises de clara procedencia eugeosinclinal (metagrauvas y metapelitas). Los mármoles y anfibolitas se encuentran subordinados. El grado metamórfico varía desde facies de esquistos verdes a anfibolitas y en algunos casos hasta granulitas. La Sierra Norte de Córdoba, que es el sector más oriental de la SPOR (Figura 7) muestra además por encima del basamento de rocas metamórficas y granitoides, un conjunto de vulcanitas ácidas (riolitas y dacitas), pórfidos graníticos y piroclastitas ácidas (Lucero Michaut, 1979; Bonalumi, 1988). Este conjunto volcánico-hipabisal difiere en composición y yacencia de las vulcanitas intercaladas en sedimentos marinos del Ordovícico inferior que afloran en la Puna y el norte del Sistema del Famatina (Figuras 7 y 8).

2.4.4.1 Las rocas granitoides

En las Sierras Pampeanas se encuentra el desarrollo más completo, volumétrico y cronológico, de las rocas granitoides paleozoicas. Las relaciones de intrusión respecto de los eventos deformativos registrados en las rocas metamórficas permiten aquí realizar una sistemática de las rocas granitoides, no siempre posible en otras áreas geológicas. La Figura 3 muestra la correlación entre la historia tectónica y los eventos ígneos del sector septentrional (Sierra de Quilmes) y el sector central (Sierra de Ancasti) de las SP.

Utilizando un criterio cronológico, Rapela *et al.* (1990) reconocieron tres grupos principales de granitoides en las SPOR (Figura 7). En este trabajo se extiende esa clasificación, modificada ligeramente, a los granitoides del sur de las SP, el Sistema de Famatina y la Cordillera Oriental:

G₁: Granitoides Precámbrico-Cámbrico medio (Granitoides Pampeanos).

G₂: Granitoides Cámbrico superior-Devónicos (Granitoides Famatianos).

G₃: Granitoides Carboníferos.

El grupo G₂ es factible de ser subdividido en base a las relaciones temporales con el segundo y mayor episodio metamórfico tectónico ocurrido durante el Ordovícico temprano (M₂ y D₂, ver Figura 3). Durante ese evento el grado metamórfico alcanzó el máximo, llegando a facies de granulitas y anatexis de metagrauvas y metapelitas en algunos sectores. Es útil en consecuencia subdividir al grupo al grupo G₂ en sin-D₂, tardío-D₂ y post-D₂, esquema que fue utilizado para describir las relaciones de campo de estos granitoides (González Bonorino, 1950; Rapela *et al.*, 1982).

G₁ (Granitoides Precámbrico tardío-Cámbrico medio)

Pertencen a este grupo cuerpos pequeños de tonalitas, dioritas gabros y hornblenditas principalmente cámbricos, emplazados en el complejo metamórfico en relación al primer episodio tecto-térmico (D₁ y M₁), por ejemplo en la Sierra de Ancasti (Schalamuk *et al.*, 1983; Lottner, 1986; Lottner y Miller, 1986). Relictos de este evento G₁ se

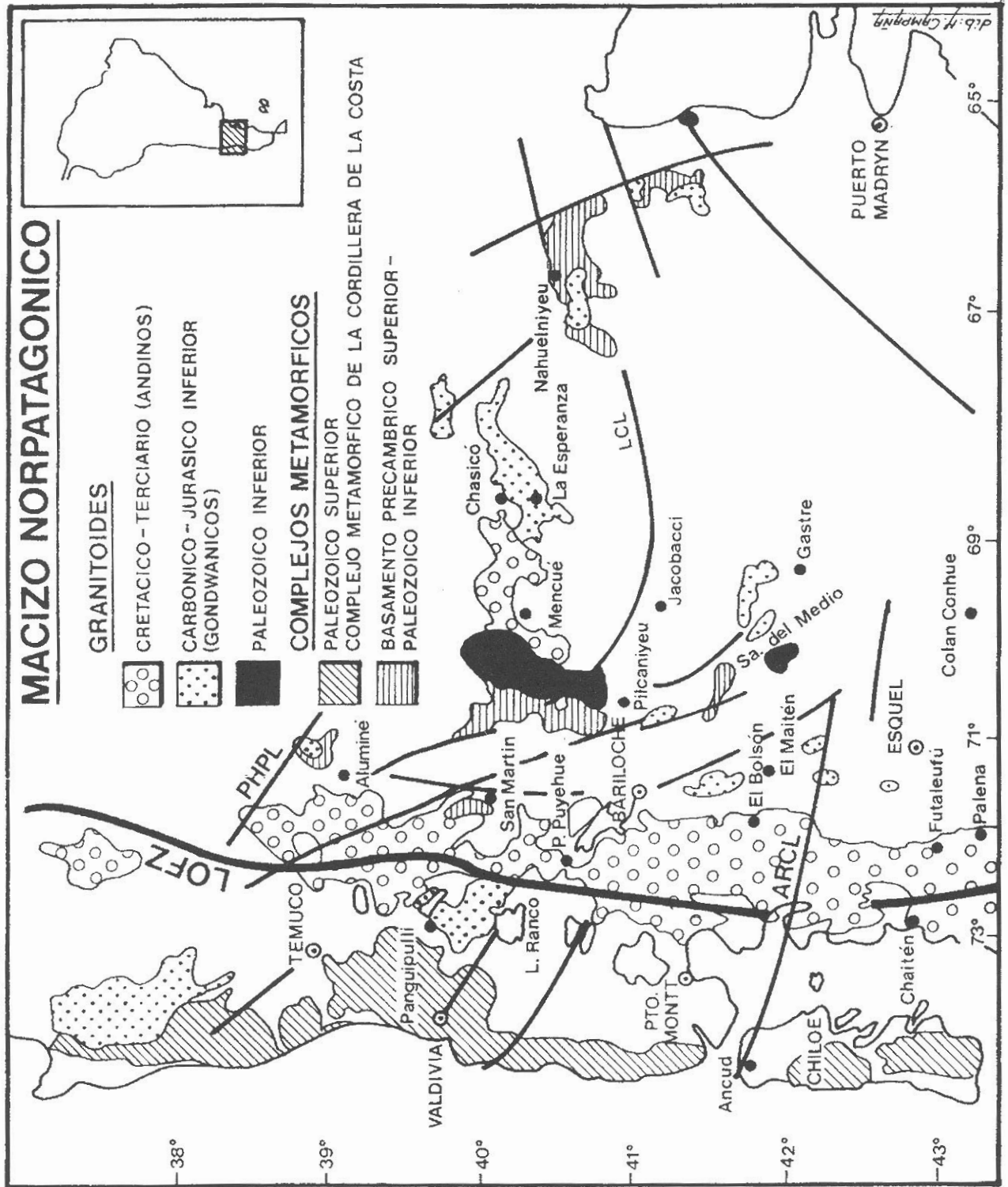


Figura 10. Mapa geológico simplificado del Macizo Norpatagónico (Cingolani *et al.*, 1991). Se han omitido las unidades volcánicas post-paleozoicas

encuentran dispersos en muchos sectores de las SP como en la Sierra de Fiambalá (Tonalita La Puntilla, Grissom *et al.*, 1991b) y en la Sierra de Quilmes (noritas anfibolitizadas, Toselli *et al.*, 1978). Algunos de los plutones tonalíticos y trondhjémíticos epizonales de la Cordillera Oriental, emplazados postectónicamente (post-D₁?) en las monótonas secuencias flyschoides de la Formación Puncoviscana han producido edades del Cámbrico medio y tardío (Bachmann *et al.*, 1987; Gallisky *et al.*, 1990).

G₂ Granitoides Cámbrico superior-Devónicos

Este grupo, volumétricamente el más abundante en las SP, el Sistema de Famatina y posiblemente también la Cordillera Oriental, se emplazó durante los eventos deformacionales y metamórficos definidos como Orogenia Famatiniana (Aceñolaza y Toselli, 1976) (Figura 3). Por extensión se habla aquí de granitoides famatinianos, aún en aquellos sectores como el Macizo Norpatagónico, en los que las relaciones con las fases deformativas del complejo metamórfico encajante no pueden establecerse con claridad. La composición y características de campo de los granitoides famatinianos en las SP y el Sistema de Famatina dependen de su relación de emplazamiento respecto del plegamiento más penetrativo (D₂, Figura 3), Rapela *et al.* (1990).

Granitoides Sin-D₂

Son cuerpos en general pequeños y concordantes, con típica forma lenticular (p.ej., Tonalita Tolombón, Sierra de Quilmes, Rapela, 1976b; Granitoides de La Pampa-Unquillo, Sierra de Ancasti, Kntver y Miller, 1982; Leucogranodioritas de la Sierra de San Luis, Llambías *et al.*, 1991). Tienen comúnmente una foliación orientada paralelamente a las estructuras D₂. Los contactos con la roca de caja son netos y los cuerpos de mayor tamaño están acompañados por gran número de cuerpos sateliticos menores, de idéntica relaciones con la caja (Llambías *et al.*, 1991). Aunque la mayoría son tonalitas y granodioritas de dos micas o biotíticas, su composición modal puede llegar hasta granítica s.s. (Figura 11).

Granitoides Tardi-D₂

En las Sierras Pampeanas este grupo varía en tamaño desde plutones relativamente homogéneos (p.ej. Granodiorita Cuchiyaco, Rapela, 1976b; Granito El Alto, Reissinger, 1983; Granito Loma Pelada, Saavedra *et al.*, 1984, 1985) hasta batolitos pequeños y polifásicos con zonación asimétrica (Granito Cafayate, Rapela y Shaw, 1979; Granito La Tapera, López de Luchi, 1987). Algunos muestran en parte una estructura concordante con la estructura regional, pero en la mayoría de los casos los contactos son netos, truncando la estructura regional y desarrollando aureolas de contacto.

La característica composicional saliente de los granitoides Tardi-D₂ es la peraluminosidad, aún en los extremos tonalíticos y trondhjémíticos (Rapela *et al.*, 1990). Granitos de dos micas con epidoto magmático y granate desarrollado en las facies graníticas diferenciados son muy comunes en el norte de las SP (Saavedra *et al.*, 1987). Se observa una gran variación composicional desde tonalitas y trondhjemitas hasta granitos, aunque estos últimos y las granodioritas parecieran predominar (Figura 11). Asociado a este grupo de granitoides o a sus ocasionales diferenciados filonianos (pegmatitas turmaliníferas en algunos sectores), no se ha observado ninguna mineralización económica importante.

Granitoides Post-D₂

Este grupo varía en tamaño desde pequeños plutones a grandes batolitos (p.ej. el Batolito de Achala, Rapela *et al.*, 1982, 1991c, Lira y Kirschbaum, 1990). En todos los casos estos cuerpos desarrollan aureolas de contacto en las rocas de caja. La composición granítica es dominante dentro de este grupo (Figura 11), las granodioritas están subordinadas y las tonalitas están ausentes o en muy escasa proporción.

Los grandes batolitos post-D₂ se considera son cuerpos complejos que han sido emplazados en diferentes episodios (Rapela *et al.*, 1982). Una característica común a estos cuerpos es la abundancia de facies porfiroides determinada por megacristales de microclino. La facies más abundante suelen ser monzogranitos porfiroides con megacristales de microclino y biotita ± muscovita. Esta facies puede pasar gradualmente a otra con menor abundancia de megacristales, y a su vez ambas ser intruídas por monzo-leucogranitos muscovíticos y monzogranitos de grano fino (Lira y Kirschbaum, op.cit.). Apatita, circón, monacita, rutilo, sillimanita y cordierita son minerales accesorios comunes. En las Sierras de Córdoba y San Luis, las pegmatitas mineralizadas (Li, Be, Nb, Ta) y mineralizaciones de U y W (Cuney *et al.*, 1989) se considera están relacionados a los cuerpos post-D₂.

G₃ Granitoides Carbónicos

La actividad plutónica en las SP culmina con la intrusión epizonal de plutones pequeños, a veces subcirculares, de granitos con megacristales de feldespatos alcalinos y biotita ± hornblenda (p.ej. Granito Cerro Amarillo, Rapela, 1976b; Granito Sauce Guacho, Reissinger, 1983; Granito Los Ratones, Grissom *et al.*, 1991). En algunos casos la composición varía desde cuarzo-monzodioritas hasta granitos y en otros es exclusivamente granítica (Figura 11). Aplitas y pegmatitas se asocian comúnmente a los plutones, y en algunos casos también pórfidos cuarcíferos y riolitas (Grissom *et al.*, 1991). Mineralizaciones de elementos del grupo de las Tierras Raras, U, W y Sn han sido descriptas o reportadas en relación a estos granitos (Lira y Ripley, 1990; Grissom *et al.*, 1991).

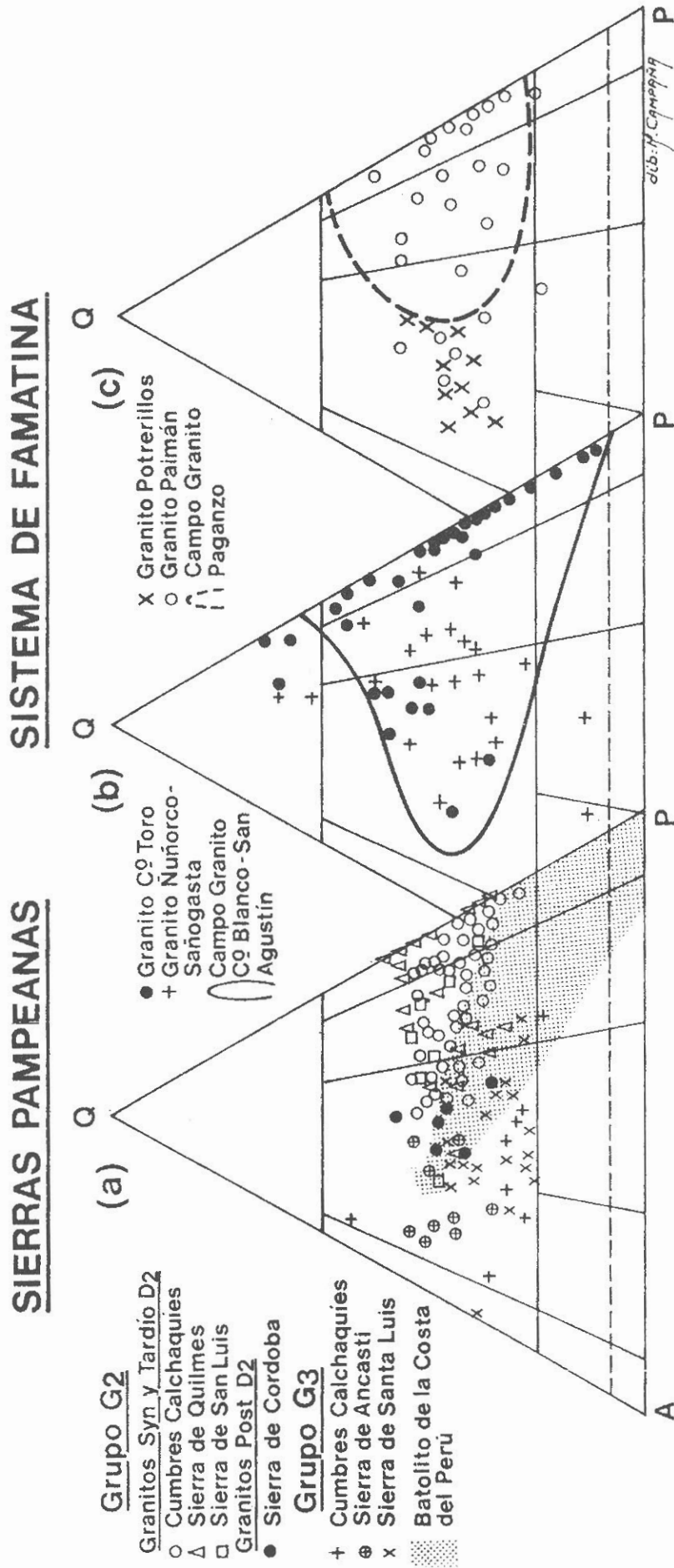


Figura 11. Diagrama modal QAP de Streckeisen. (a): plutones representativos de las Sierras Pampeanas Orientales; datos modales de Toselli *et al.*, (1983, 1987); Rapela, (1976b); López de Luchi, (1987); el campo sombreado muestra la composición de los típicos batolitos calcoalcalinos cordilleranos (ej. Batolito de la Costa del Perú o el batolito Cretácico-Terciario de la Patagonia (Figura 10); (b) y (c) Sistema de Famatina; datos modales de Toselli (inéditos) y del Granito de Potrerillos de Pérez y Kawashita (1991).

2.4.1.2 *Las rocas básicas y ultrabásicas*

Las rocas ultrabásicas de las Sierras Pampeanas forman hileras de cuerpos de dimensiones variables alojados saltuariamente en los complejos metamórficos, en dos fajas principales, denominadas occidental y central respectivamente (Villar, 1985). La síntesis geológica y litológica que sigue fue extraída de la misma autora.

La Faja Occidental aflora intruyendo las metamorfitas de las Sierras Pampeanas Occidentales (Figura 7 : Sierras de Fiambalá, Cuminchango, Toro Negro, Maz, Pie de Palo y Valle Fértil). Los afloramientos de rocas ultrabásicas de Salar de Pocitos, Cordón de Calalaste y Cordillera de San Buenaventura en la Puna, pueden considerarse la extensión septentrional de esta Faja.

El plutonismo básico y ultrabásico de la Sierra de Fiambalá fue estudiado recientemente por Grissom *et al.* (1991) y Grissom (1991). Allí se encuentra un complejo norítico estratificado intruído en rocas granulíticas y una faja ultrabásica interpretada como cumulática compuesta de dunitas, harzburgitas, lherzolitas y serpentinitas. En las Sierras de Cuminchango, Toro Negro, Maz y Pié de Palo los cuerpos presentan formas lenticulares, emplazándose en metamorfitas de mediano a alto grado. La litología se compone de serpentinitas, harzburgitas, clino y orto piroxenitas, wehrlitas y hornblenditas. Una abundante mineralización primaria se asocia a estas rocas, entre las que cabe mencionar magnetita, cromita, espinelos, pentlandita, pirrotina, calcopirita, ilmenita y oro nativo, cubanita, millerita entre otros, además de productos de alteración de los mismos. En la Sierra de Valle Fértil, situada en el límite entre las SPOC y las SPOR (Figura 7), se encuentran cuerpos ultramáficos diferenciados constituidos por noritas, harzburgitas y perknitas, emplazados en gneises y anfibolitas que siguen el rumbo general NNW-SSE de la Sierra (Mirré, 1971).

La Faja Oriental (denominada Central por Villar, 1985), situada en el sector oriental de las Sierras Pampeanas Orientales (Figura 7) aflora en las Sierras del Norte de Córdoba y Santiago del Estero, en las Sierras de Córdoba y en las Sierras de San Luis. En la Faja Oriental no se ha demostrado hasta el momento sincronidad, ni relaciones genéticas mutuas entre los afloramientos de las sierras mencionadas más arriba, como parece haberlo en la Faja Occidental. En las Sierras de Córdoba, existen varias corridas de cuerpos, con rumbo general N-S a NNW-SSE, alojados en rocas de alto grado metamórfico. La litología varía según el sector considerado desde broncinitas harzburgíticas, harzburgitas hasta lherzolitas y serpentinitas principalmente. Fueron explotados como roca de aplicación, por cromita y también vermiculita y talco. En las Sierras de San Luis (Figura 7), existen complejos ultramáficos zonales emplazados en un basamento metamórfico en facies de esquistos verdes y anfibolitas. En los cuerpos se observa una predominancia de gabros hornblendíferos sobre noritas, piroxenitas y diferenciados ultrabásicos. El cuerpo de Las Águilas estudiado por Sabalúa *et al.* (1981) es tal vez el más importante; allí se describen facies de

dunitas, harzburgitas, broncinitas, noritas, anortositas, anfibolitas y granulitas charnokíticas. La mineralización relacionada al mismo se compone principalmente de pirrotina, pentlandita, bravoita, calcopirita, pirita, platino y cromita.

2.4.1.3 *Las rocas volcánicas*

En el sector oriental de las Sierras Pampeanas Orientales, en la Sierras del Norte de Córdoba (Figura 7), sur de la provincia de Santiago del Estero (Sierras de Sumampa y Ambargasta) y en la Sierra de Guasayán se encuentran lavas, piroclastitas y rocas hipabisales (pórfitos) sobre el basamento de granitoides y metamorfitas (Lucero Michaut, 1979). Estas rocas suelen presentarse intensamente modificadas (argilitizadas - silicificadas). Al microscopio las volcanitas alteradas permiten reconocer la textura porfírica original, identificándose en las dacitas fenocristales de plagioclasa y biotita desferrizada en una pasta intensa e irregularmente silicificada, mientras que las riolitas exhiben cristales de ortosa y fémcicos totalmente reemplazados y escasos. En el caso de los pórfitos riolíticos las pastas son granudas, finas cuarzo-feldespáticas con evidencia de silicificación secundaria. Las tobas dacíticas a riolíticas muestran total desnaturalización del material vítreo, fundamentalmente silicificación del mismo.

2.4.2 *Sistema de Famatina*

El sistema de Famatina constituye una extensa comarca ubicada entre las Sierras Pampeanas Occidentales (SPOC) y las Orientales (SPOR), que hacia el norte pasa en forma gradual al ambiente de la Puna (Figura 1). Está constituido por rocas metamórficas e intrusivas del Precámbrico superior-Paleozoico Inferior, sobre las que se asientan sedimentitas marinas y continentales, junto a vulcanitas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. Se diferencia de las Pampeanas por la presencia de sedimentitas marinas y secuencias vulcano-sedimentarias de edad Ordovícica, que lo emparentan a su vez con el ambiente geológico de la Puna. Lo distinguen de esta última la abundancia de rocas granitoides, característica que a su vez lo asocia con las Sierras Pampeanas. Parece claro que el Sistema de Famatina representa una región de transición entre dos ambientes, a la vez que ilustra diferencias en la historia del levantamiento de las distintas comarcas.

2.4.2.1 *Volcanismo del Sistema de Famatina*

Registros del volcanismo ordovícico sincrónico con la depositación de sedimentitas marinas conteniendo braquiópodos y trilobites de edad eo-arenigiana, típicos de aguas poco profundas, han sido reconocidos en el sector norte y centro del sistema de Famatina. Cobran particular desarrollo en la Sierra de Las Planchadas-Chaschuil y en los flancos de la Sierra de Famatina (Figura 8).

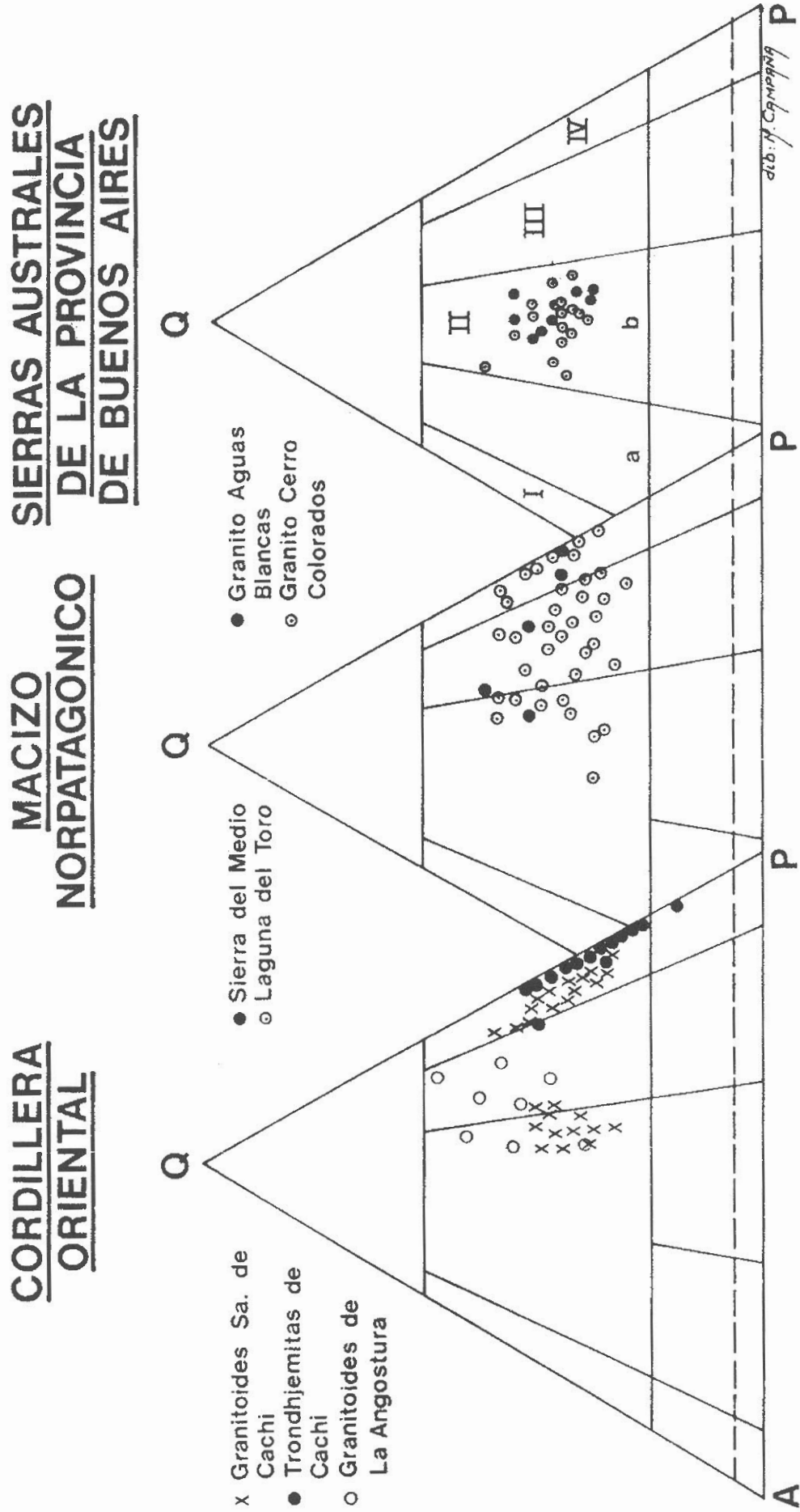


Figura 12. Diagramas modales QAP de Streckeisen; Cordillera Oriental (Gallisky et al., 1990; Cisterna, 1986; Friedrich, inédito), Macizo Norpatagónico (Llambías y Caminos, 1986; Rapela et al., 1991a); Sierras Australes de Buenos Aires (Grecco, 1990).

Sus representantes son fundamentalmente de composición dacítica a riolítica y de naturaleza piroclástica y lávica. Se reconocen con carácter subordinado niveles basálticos e intrusiones riolíticas.

Las rocas piroclásticas constituyen junto a las coladas andesítico-dacíticas los grupos litológicos más abundantes. Dentro de las piroclásticas, las lapillitas, tobas lapillíticas y brechas piroclásticas son dominantes sobre las tobas finas y cineritas. Su composición principal es dacítica. Las vulcanitas andesítico-dacíticas son rocas porfíricas fuertemente modificadas, con fenocristales de plagioclasa y pseudomorfos cloríticos de biotita, piroxeno y/o anfíbol. La presencia de piedmontita, pumpellita y prehnita es distintivo de ellas e indicador del metamorfismo de muy bajo grado o alteración hidrotermal que las ha afectado.

Las coladas basálticas, menos frecuentes, muestran serpentinización de sus fémcicos, así como reemplazo a anfíbol y epidoto. Agregados cloríticos reemplazan a los fenocristales y microlitas de plagioclasa. Los niveles riolíticos son los de menor representación. Son porfiritas con fenocristales de cuarzo reabsorvidos, plagioclasa alterada a sericita y epidoto y ocasionales fémcicos transformados a clorita, opacos y/o calcita, titanita, en una matriz de cuarzo, feldespato, clorita y opacos. En ocasiones muestran texturas granofíricas.

2.4.2.2 Granitoides del Sistema de Famatina

Las rocas granitoides aflorantes, han sido reconocidas desde el borde austral de la Cordillera de San Buenaventura, hasta el Cerro Blanco (Figura 8). Entre los principales trabajos relativos a los intrusivos del Famatina merecen citarse los trabajos de Penck (1920); De Alba (1972, 1979b; Turner, (1958, 1962 a y b, 1967); Aceñolaza (1978); Rossi de Toselli *et al.* (1987, 1991); Toselli *et al.* (1988a y b); Cisterna (1989); Durand *et al.* (1990a y b).

A los fines de la descripción general, se los ha dividido en cinco grupos principales, que de norte a sur se describen a continuación (ver Figura 8 para ubicación geográfica).

Granitoides de la Sierra de Narváz

Se extienden hacia el norte de la sierra homónima y al este de la Sierra de Las Planchadas, configurando afloramientos aislados que van desde Piedra Parada al Cerro La Palca y Chaschuil. En general, se los encuentra emplazados epizonalmente en las vulcanitas y sedimentitas ordovícicas de la Formación Las Planchadas, que aparecen como enclaves poco abundantes en algunos sectores. Sedimentos carbónicos cubren a los granitos en algunos sectores, permitiendo establecer edades de intrusión comprendidas entre el Ordovícico (Aceñolaza, 1978) y el Carbónico. Modalmente son granitos y granodioritas, con transiciones a tonalitas, con variedades biotíticas y hornbléndico-biotíticas; epidoto y apatita son los accesorios más comunes.

Granitoides de la Sierras de Copacabana-Paimán-Paganzo

Estas sierras muestran una alineación NNW-SSE, a lo largo de los contrafuertes orientales del Sistema (Figura 8). En la Sierra de Paimán, las rocas de caja son metamorfitas de grado bajo (Fm. La Aguadita), con trazas fósiles que indican una edad precámbrica (Aceñolaza, inédito). El contacto con los granitoides es tectónico, pero grandes roof-pendants dentro del granito, con fenómenos de metamorfismo de contacto y venas de mineralización de wolframio, indican que esta ha sido la roca de caja, así como su nivel de emplazamiento epizonal. Por el contrario, en la Sierra de Paganzo en el sector austral del Sistema, las rocas de caja son gneises con muscovita-cordierita-sillimanita-feldespato potásico, que también aparecen como roof-pendants, indicando un emplazamiento más profundo (Saal, 1988). El diagrama modal QAP (Figura 11c) muestra composiciones en las sierras de Paganzo y Paimán que varían desde tonalitas a monzogranitos. En la primera de ellas el orden de abundancia sería primero monzogranitos biotíticos y de dos micas y en segundo lugar granodioritas y tonalitas biotítico-hornbléndicas (Saal, 1988). Las variaciones de un tipo litológico a otro son transicionales, con fases deformadas y fenómenos de mezcla de magmas, con presencia de abundantes enclaves ígneos máficos. Las texturas porfiroides con microclino peritítico son comunes en las Sierras de Copacabana y Paimán en cambio las facies equigranulares son dominantes en la Sierra de Paganzo (Saal, 1988).

En la Sierra de Paimán se ha reconocido además un evento granítico más joven e intrusivo sobre los anteriores

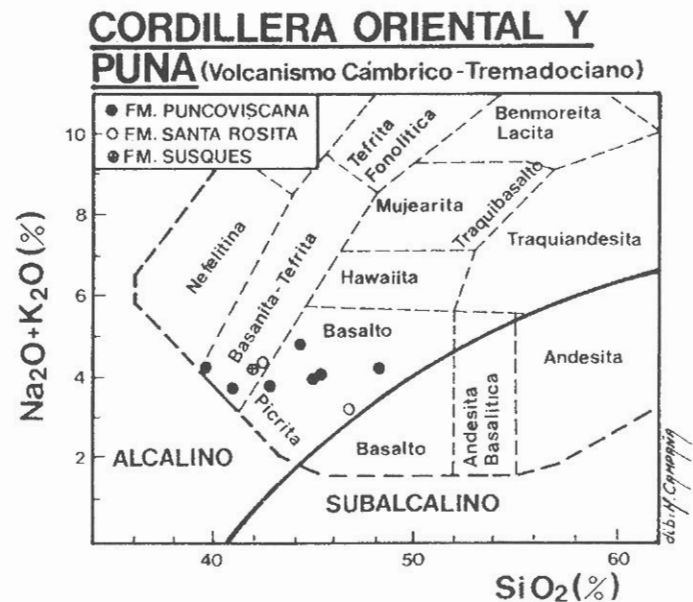


Figura 13. Diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\%$ vs $\text{SiO}_2\%$ mostrando la ubicación de las volcanitas de la Fm. Puncoviscana y Fm. Santa Rosita (Cordillera Oriental) y de la Fm. Susques (Puna) en el campo alcalino.

CORDILLERA ORIENTAL (VOLCANISMO EN LAS FORMACIONES PUNCOVISCANA Y LIZOITE)

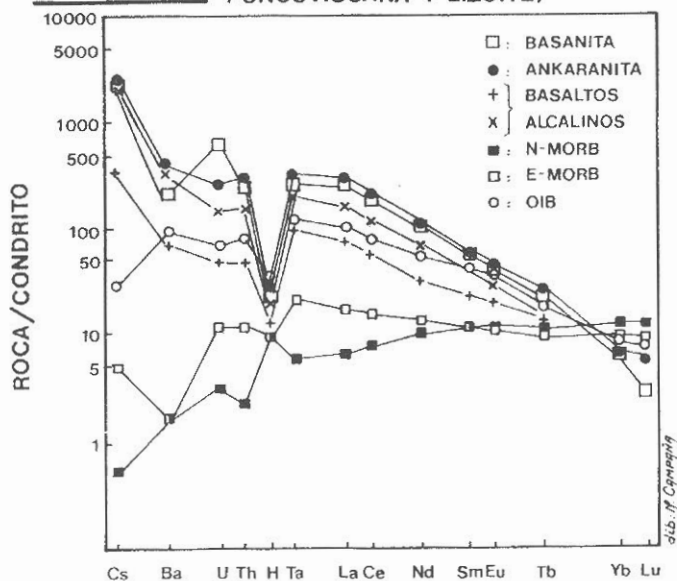


Figura 14. Diagramas extendidos de elementos traza de volcanitas de la Fm. Puncoviscana (basaltos alcalinos y basanita) y Fm. Lizoite (ankaranita) en contraposición con basaltos de islas oceánicas (OIB) y dorsales oceánicas normales (N-MORB) y enriquecidas (E-MORB). Datos de Coira *et al.*, (1990) y Coira en preparación.

(Granito Potrerillos, Devónico superior), compuesto de plutones y diques leuco-monzograníticos y leuco-sieno-graníticos (Figura 11c: Pérez y Kawashita, 1991). La parte central de estos cuerpos que tienen menos del 5% de biotita \pm muscovita y granate y fluorita como accesorios, está compuesta de facies aplíticas y granofíricas hasta subvolcánicas (Pérez y Kawashita, 1991).

Las rocas gábricas muestran una amplia distribución, dominando como cuerpos circunscriptos en el norte de la Sierra de Paimán (Toselli y Aceñolaza, 1977), así como en la Sierra de Copacabana (López, inédito), pero los mismos se desarrollan a todo lo largo del cordón en forma de filones a veces irregulares y con grados variables de reacción con el granito encajante (Lorenz y Pérez, 1987; Pérez, 1988) y en la Sierra de Paganzo (Saal, 1988). Estos son diferentes a los enclaves ígneos de grano fino, que se distribuyen ampliamente en todas las fases.

Granito Nuñorco-Sañogasta

El Granito Nuñorco constituye el núcleo central del Sistema de Famatina y pasa sin interrupción a la Sierra de Sañogasta (Figura 8). La roca de caja está constituida por las metamorfitas de bajo grado de la Formación Negro Peinado, en la cual los granitos producen fenómenos de contacto, con desarrollo de cordierita y biotita. La facies dominante es un monzogranito biotítico, sin muscovita primaria, que se hace transicional a granodioritas equigranulares, de grano mediano a grueso (Figura 11b). Las

tonalitas con anfíbol y biotita constituyen siempre cuerpos menores, mientras que la composición sienogranítica predomina en facies aplíticas con muy poca mica. Un rasgo característico es la ausencia de pegmatitas y la presencia de pórfiros graníticos y enjambre de diques de lampróiros (Villar Fabre *et al.*, 1973). En general los granitoides se encuentran deformados más o menos intensamente con rumbo NNW. Es notable la presencia de ortita zonada, junto a pistacita y titanita como accesorios.

Los enclaves son esencialmente ígneos, redondeados y de unos pocos decímetros de diámetro. Composicionalmente varían entre granodioritas y monzogranitos biotíticos-hornbléndicos, con notables plagioclasas zonadas, y epidoto y apatita en cristales aciculares. Su índice de color es mayor que el de las rocas que los contienen.

Granitoides Cerro Toro

Constituyen los afloramientos del faldeo occidental del Sistema de Famatina, desde la Cuchilla Negra y pasando sin discontinuidad a las estribaciones orientales de la Sierra de Umango, en las Sierras Pampeanas Occidentales (Hausen, 1921; Toselli *et al.*, 1988; Pellitero *et al.*, 1990; Toselli *et al.*, 1991; Figura 8). La litología dominante son tonalitas, granodioritas y granitos de biotita-hornblenda (Figura 11b). Variedades gabro-dioríticas se presentan como diques sin-plutónicos desmembrados y pequeños cuerpos dentro de los granitoides. En todos los casos las texturas son generalmente equigranulares de grano fino a grueso.

La fábrica de los granitoides muestra a menudo una foliación marcada de rumbo NNW-SSE, sin cataclasis, encontrándose los intruidos en los esquistos bandeados de la Formación Espinal (Grupo Maz), en los cuales se inyectan formando migmatitas de inyección de grano mediano, formadas de cuarzo, plagioclasa, muscovita, fibrolita y ortosa. El ascenso de los granitoides y rocas más básicas produjo además una marcada asimilación de metamorfitas cuarzo-feldespáticas, mientras que las anfíbolitas se mantuvieron sin cambios aparentes como tabiques de gran tamaño y enclaves angulosos de bordes netos (Toselli *et al.*, 1988). Dichas características, junto a las relaciones que guarda con las rocas de caja, apuntan a que se trata de granitos tardío-tectónicos, catazonales.

Granitos Vilgo y Cerro Blanco

Los Granitos Vilgo y Cerro Blanco se encuentran en el extremo austral del Sistema de Famatina (Figura 8). No tienen roca de caja visible, y su continuidad con los granitoides situados más al norte es difícil de establecer debido a la cobertura de sedimentitas del Paleozoico Superior continental (Grupo Paganzo). Muestran una amplia variedad litológica, que va desde gabros y tonalitas hasta granodioritas y granitos (Figura 11b). Las granodioritas de biotita y biotita y anfíbol muestran todas las gradaciones de reacción con líquidos de composición gábrica, que dan

lugar por un proceso de mezcla a tipos litológicos intermedios. Los caracteres litológicos generales, como son fenómenos de interacción magmática (mingling), mezcla (mixing) y falta de deformación, los asemejan a los granitoides de Cerro Toro y Sierra de Paganzo.

2.4.3 Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental es la culminación austral de una faja andina que comprende a la Cordillera Oriental del Perú y las Cordilleras Oriental y Central de Bolivia (Turner y Mon, 1979; Carlier *et al.*, 1982; Laubacher, 1978; Marocco, 1978; Rodrigo y Castaños, 1978). Comprende un conjunto de serranías marginales a la Puna, pasando hacia el sur en transición a las Sierras Pampeanas y hacia el este, limita en su mayor parte con carácter tectónico, con las Sierras Subandinas (Turner y Mon, 1979): Figura 1.

El magmatismo paleozoico de la Cordillera Oriental es el que tiene mejor control estratigráfico, ya que se emplaza en formaciones sedimentarias y/o de bajo grado metamórfico que tienen buen registro fosilífero. La unidad más antigua del área es la Formación Puncoviscana, compuesta fundamentalmente por sedimentitas turbidíticas que, en parte, tiene rasgos paleontológicos del Cámbrico inferior (Aceñolaza *et al.*, 1975; Aceñolaza y Toselli, 1981; Aceñolaza y Durand, 1984, 1986). Sobre ésta yacen en discordancia (Fase Tilcárica, Figura 2) los conglomerados, areniscas y lutitas del Grupo Mesón (Formaciones Lizoite, Campanario y Chahuamayo) de edad Cámbrico medio-superior, y a su vez en discordancia sobre este último (Fase Irúyica, Figura 2), se disponen las pelitas y grauwacas marinas de edad Cámbrico superior-Llanvirniano del Grupo Santa Victoria (Formaciones Santa Rosita y Acoite) (Turner y Mon, 1979; Salfity *et al.*, 1984). Los movimientos tectónicos de la Fase Oclóyica en el Ordovícico superior (Figura 1) plegaron finalmente las formaciones sedimentarias cámbricas y ordovícicas (Turner y Mon, 1979).

2.4.3.1 Las rocas volcánicas

El volcanismo más antiguo (Ciclo Pampeano) se encuentra intercalado en las secuencias turbidíticas de la Fm. Puncoviscana, localizándose al oeste de la Quebrada de Humahuaca, en los cerros Coraya, Alto de Minas y en el río Yacoraite. Son basaltos melanocráticos, basaltos alcalinos, basanitas y ankaramitas (ver Figura 13), los que conforman mantos lávicos vesiculares a masivos de reducida potencia (hasta 3 m), a los que se suman ocasionalmente mantos lacíticos y diques de hornblenditas piroxénicas. Los basaltos melanocráticos, basanitas y ankaramitas exhiben fenocristales (5-15%) de olivina remplazada por serpentina-carbonatos y de augita titanada o salita.

Sus pastas presentan con carácter intersticial, analcima, nefelina y albita junto a augita con y sin olivina, acompañados por flogopita, kersutita o aegirina-augita.

Los mantos lacíticos se caracterizan por la presencia de fenocristales de anortoclasa y kersutita (2-5%), inmersos en pastas traquíticas con ocasional kersutita. Facies expuestas se asocian a las secuencias carbonáticas de plataforma en la zona de río Blanco. Se reconocen brechas traquitoides, hialoclastitas y coladas basálticas macizas a almohadilladas de hasta 30 m de espesor, sucedidas por cherts ferruginosos.

Las manifestaciones volcánicas iniciales del Ciclo Famatiniano se registran en la sección basal de secuencias de plataforma clástica (zona de intermareas) de la Formación Lizoite (Cámbrico medio), con la que se inicia la transgresión marina en el sector. Han sido reconocidas formas vesiculares, con fenocristales de olivina forsterítica remplazados por carbonatos, serpentina y clinopiroxeno del grupo de la salita. Sus pastas muestran flogopita y carbonatos junto a clinopiroxeno, olivina y ocasionalmente aegirina-augita. Analcima y nefelina (>10% del total) se disponen intersticialmente o rellenando vesículas.

En el río Yacoraite, se han identificado volcanitas intercaladas con los depósitos de la Formación Santa Rosita (Cámbrico superior-Tremadociano inferior), correspondientes a acumulaciones de plataforma distal (off-shore) y de zona de transición inferior, shore-face (Manca *et al.*, 1987, 1989). Corresponden a basanitas, basaltos alcalinos y traquitas a manera de mantos y diques. Las basanitas son rocas porfíricas con fenocristales (2-5%) de salita rica en titanio y olivina (Fo80-82) intensamente reemplazada por carbonatos y serpentina. Nefelina y analcima (>10% del total) asociadas a natrolita, mesolita y/o carbonatos se disponen intersticialmente en la pasta junto a clinopiroxeno, olivina, hornblenda basáltica y ocasional biotita. Los basaltos alcalinos (Figura 13), presentan fenocristales (3-5%) de augita titanada y olivina (Fo78-84) inmersos en pastas constituidas por plagioclasa (An52-50) y augita, con clorita, carbonatos intersticiales a los que se asocian analcima y nefelina (<5%). Las traquitas exhiben anortoclasa como fenocristal y en la pasta junto a sanidina. El anfíbol, totalmente cloritizado constituye el 20-25% del total de la roca.

2.4.3.2 Los intrusivos granitoides

En la Figura 9 se muestra la localización geográfica de los principales plutones graníticos de la Cordillera Oriental. Los cuerpos situados en la parte norte y central del sistema (Cañaní, Tipayoc, Fundición y Santa Rosa de Tastil - Figura 9-) tienen indudables edades cámbricas (ver capítulo de geocronología) y son considerados aquí dentro del Ciclo Pampeano. Los plutones de Cañaní, Fundición y Santa Rosa de Tastil intruyen a la Formación Puncoviscana y están cubiertos en discordancia por el Grupo Mesón (Cámbrico superior-Ordovícico inferior). En cambio los situados al sur de la Cordillera Oriental, en

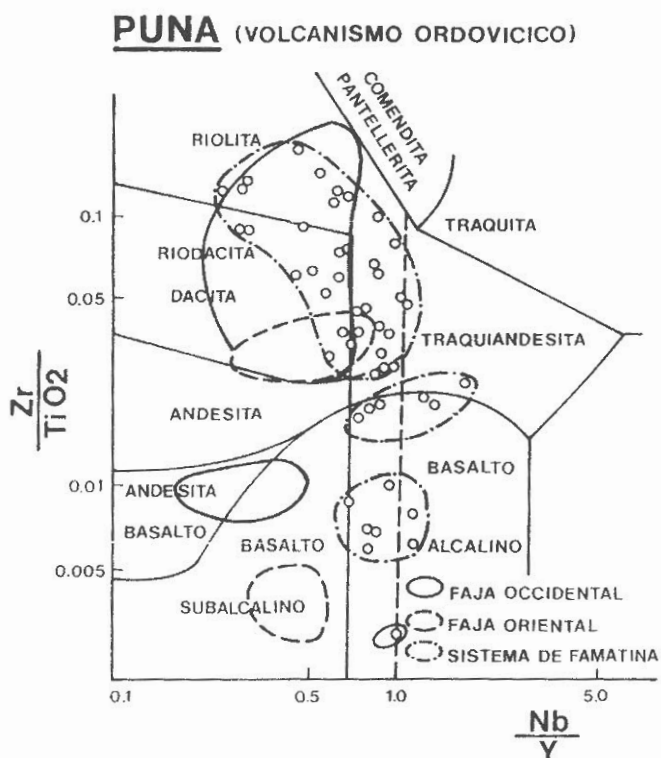


Figura 15. Localización de las volcanitas ordovícicas de las fajas volcánico-sedimentarias occidental y oriental de la Puna en contraposición con las del Sistema de Famatina en el diagrama discriminador Zr/TiO_2 - Nb/Y de Winchester y Floyd (1977). Se observa un mayor grado de alcalinidad en el Sistema de Famatina.

la Sierra de Cachi, hasta la transición con la Sierras Pampeanas en la Sierra de Quilmes (Figuras. 7 y 9), son en su mayoría Ordovícicos (Famatinianos), aunque es muy probable la coexistencia de plutones de ambos ciclos en este sector.

Sector septentrional

— Cañaní (Omarini *et al.*, 1987a): La facies dominante es una granodiorita hornbléndica, equigranular de grano medio-fino. La facies que le sigue en abundancia, que intruye a la Fm Puncoviscana, es un granito porfiroide con megacristales de feldespato alcalino, biotita, muscovita y apatita como accesorio. Finalmente una tonalita hornbléndica de grano fino se encuentra como una facies subordinada. Para el plutón de Fundición (Figura 9), Amengual y Zanettini (1974) también mencionado la predominancia de granitoides hornbléndicos que, al igual que el de Cañaní, pasa a facies de borde con estructura porfiroide.

— Santa Rosa de Tastil (Omarini *et al.*, 1987b; Bachmann *et al.*, 1987): Intruye a la Fm Puncoviscana, formando una aureola de contacto en facies de hornfels hornbléndiferos (Kilmurray *et al.*, 1974), con ocasionales xenolitos de la misma dentro del granito. Muestra transiciones de monzogranitos biotíticos equigranulares (predominantes) a granodioritas, con desarrollo de facies de color rojo en la cúpula del cuerpo. El feldespato potásico

predomina sobre la plagioclasa, con circón, magnetita y apatita como accesorios.

Sector central y meridional

— Región central de la Sierra de Cachi (Gallisky, 1983; Gallisky *et al.*, 1987, 1990): pequeños plutones que intruyen epizonalmente a la Formación Puncoviscana produciendo aureolas alargadas submeridionalmente que alcanzan hasta facies de hornfels piroxénicos. Las rocas predominantes son trondhjemitas (Figura 12a) de grano medio, con oligoclasa como feldspato dominante. Variedades porfíricas y pegmatoides aparecen en las facies de borde o en escasos diques que tienen plagioclasas idiomorfas, granate y turmalina. Escasa biotita, muscovita (en parte primaria) circón, apatita, rutilo y allanita constituyen las principales fases accesorias que acompañan al cuarzo y la oligoclasa. Se ha encontrado muy escasa sillimanita (Cerro Tres Tetras) y cordierita en parte alterada (Cachi).

— La Paya-Molinos (Friedrich, inédito; Schön y Miller, 1990a y b): stocks pequeños de tonalitas-trondhjemitas y granitos encajados en gneises y migmatitas (Vallecito, Las Cabritas, El Alto, El Hueco) o filitas cordieríticas moteadas (La Paya) de la Formación La Paya (Aceñolaza *et al.*, 1975), prolongación de los situados mas al norte. -Granitos (La Paya, Las Cabritas) con microclino, plagioclasa, cuarzo, muscovita, turmalina y, en grado variable, cordierita, sillimanita, granate y biotita. Ver composición modal en la Figura 12a. -Tonalitas (El Hueco) y tonalitas-trondhjemitas porfíricas (El Alto, con xenolitos sedimentarios), con cuarzo, plagioclasa (An10-30) y biotita, con menores cantidades de epidoto idiomorfo, muscovita, clorita, microclino, sillimanita, cordierita, circón, hematita, rutilo, monacita y opacos (composición modal en Figura 12a).

— La Angostura (Cisterna, 1986, 1991): Granodioritas intruidas por fases graníticas tardías, emplazados en metamorfitas en facies de esquistos verdes a anfibolitas, produciendo aureolas en facies de hasta hornfels piroxénicos. Enclaves metamórficos comunes. La composición modal de los granitoides se muestra en la Figura 12a, y su mineralogía se compone de cuarzo, oligoclasa, microclino, biotita, sillimanita, turmalina, circón y cordierita (composición modal en Figura 12).

Las características petrográficas y geoquímicas de muchos de estos plutones trondhjemíticos del sector septentrional de la Cordillera Oriental sugieren, que este grupo es directamente correlacionable con los plutones tardí-D₂ del norte de las Sierras Pampeanas.

2.4.4 Puna

La Puna (Figura 1), prolongación del Altiplano boliviano, constituye junto a éste uno de los más grandes plateau continentales de la Tierra, de aproximadamente 500.000

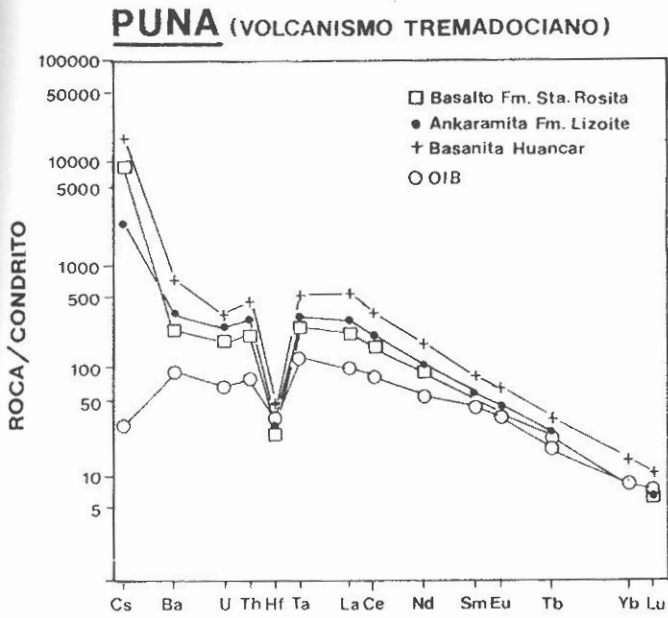


Figura 16. Diagramas extendidos de elementos traza de muestras provenientes de la Fm. Santa Rosita, de la Fm. Susques y de la Fm. Lizoite en comparación con los basaltos de islas oceánicas (OIB). Factores de normalización condrito Leedy. Ba, K, Ca normalizados al basalto KD_{11} (Kay and Hubbard, 1978).

Km² con una altitud promedio de 3700 m s.n.m. y una extensión de 1.500 Km. Ha sido llevado a su posición actual como resultado de acortamiento cortical producido durante el Mioceno-Plioceno bajo un régimen de subducción de bajo ángulo.

El límite oriental de la Puna está dado por una "faja plegada y corrida" (Cordillera Oriental-Sierras Subandinas), mientras que el extremo norte de las Sierras Pampeanas lo margina por el SE y S y la cadena volcánica actual (Cordillera Principal) por el oeste (Figura 9).

Las secuencias sedimentarias magmáticas y metamórficas del Paleozoico Inferior y Precámbrico superior conforman en ella un zócalo de amplia distribución que desaparece en el margen occidental ahogado por representantes del voluminoso volcanismo andino del Cenozoico superior. Las rocas del Ordovícico inferior a medio son notoriamente las de mayor difusión dentro de dicho basamento. Sus representantes magmáticos (Ciclo Famatiniano) están asimismo vastamente difundidos, marcando una diferencia con la "faja plegada y corrida" (Cordillera Oriental), en la que los Ciclos Pampeano y Famatiniano están ambos bien representados.

2.4.4.1 Volcanismo Paleozoico de la Puna

Los primeros registros del volcanismo Ordovícico se encuentran dentro de secuencias marinas clásticas del Tremadociano (Fm Susques, Nullo, 1987) en el borde nororiental de la Puna (cerro Huancar). Son reducidos en distribución y volumen, y consisten en mantos de basanitas vesiculares poco espesas, (1-3 m), afíricas a pobremente porfíricas con fenocristales (2-3%) de augita en una pasta integrada por augita, kersutita, biotita y albita, intensamente reemplazados por calcita, la que rellena las vesículas. Estas vulcanitas alcalinas (Figura 13), tienen características petrográficas y geoquímicas afines con las inter-

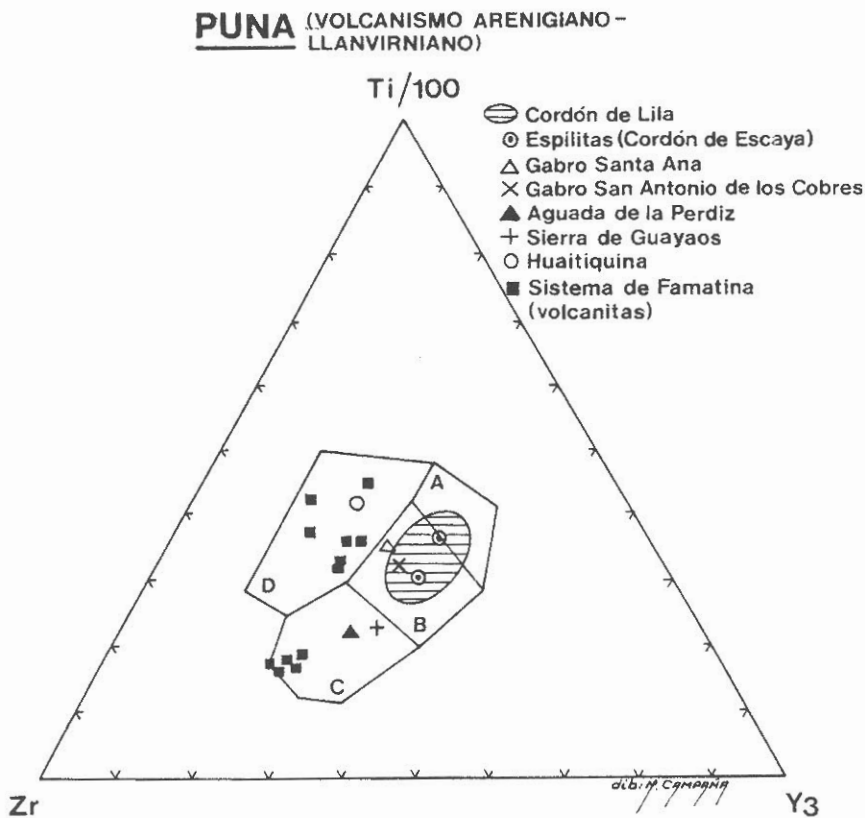


Figura 17. Diagrama discriminatorio $Ti/100-Zr-Y^*3$ de Pearce y Cann (1973). Muestra coincidencia en la ubicación de basaltos del Sistema de Famatina (Toselli *et al.*, en prensa), Aguada de la Perdiz (Breitkreuz *et al.*, 1989) y Sierra de Guayaos (Koukhrasky *et al.*, 1989), dentro del campo de los basaltos calcoalcalinos (C). Los gabros de Santa Ana, espilitas del Cordón de Escaya (Koukhrasky *et al.*, 1988); gabro de San Antonio de los Cobres (Schreiber, 1987) y toleitas del Cordón de Lila (área rayada, de Neimeyer, 1989), se localizan dentro del campo B de los basaltos de pisos oceánicos ingresando al A (basaltos de arcos de islas). En el campo D de intraplaca, se ubican algunos diques gábricos de Huaitiquina y del Sistema de Famatina.

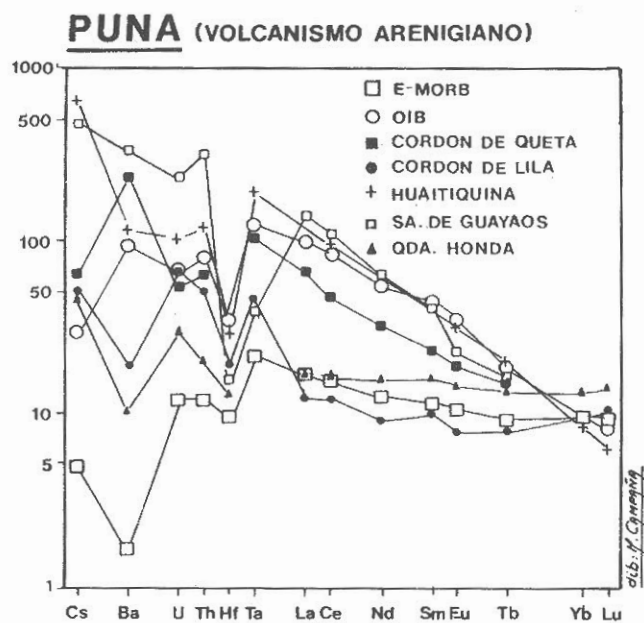


Figura 18. Diagrama extendido de elementos traza para el volcanismo Arenigiano. Se compara la espilita del Cordón de Queta y el dique gábrico de Huaitiquina con OIB, denotándose el contraste con el basalto de Guayaos. La toleita promedio del Cordón de Lila y el gabro de la Qda Honda muestran semejanzas parciales en su diseño con los de dorsales enriquecidas (E-MORB).

caladas en la Fm Santa Rosita (Cámbrico superior-Tremadociano inferior) en la Cordillera Oriental.

El lapso Arenigiano-Llanvirniano marca la máxima expansión del volcanismo Ordovícico, el que en la Puna septentrional se distribuye en dos fajas (Figura 9). La **Faja Oriental**, de rumbo NNE-SSO, se extiende desde los 17° S en territorio boliviano (Suarez Soruco, 1976) a lo largo del borde oriental de la Puna. Al sur de San Antonio de los Cobres se encuentra intensamente modificada como resultado de plutonización a lo largo de un eje, que con rumbo N-S, se prolonga en las Cumbres de Luracatao, hecho que dificulta su identificación. Está representada por secuencias turbidíticas de edad arenigiana-llanvirniana, en las que se intercalan lavas espiliticas en almohadillas y macizas, sucedidas gradualmente por lavas, piroclásticas y rocas volcánicas de composición dacítica-riolítica. Esta secuencia está intruída además por cuerpos consanguíneos poco profundos (Coira, 1973, 1975; Koukharsky y Mirré, 1974).

Las espilitas son rocas finamente porfíricas, frecuentemente vesiculares. Albita (An8-10) y minerales félicos intensamente remplazados por clorita, pistacita, clinzoisita y calcita, se distribuyen en pastas de frecuente textura variolítica. En algunos casos es posible reconocer entre los félicos augita titanada, tremolita-actinolita e ilmeno-magnetita. Los representantes piroclásticos (tobas, ignimbritas, brechas), lávicos e intrusivos poco profundos son de composición principalmente dacítica (Figura 14). Se caracterizan por la presencia de feldespatos alcalinos (Ab70-90/Or30-10) de llamativo desarrollo, oligoclasa (An15-20), cuarzo y biotita. Es distintivo en estas rocas una

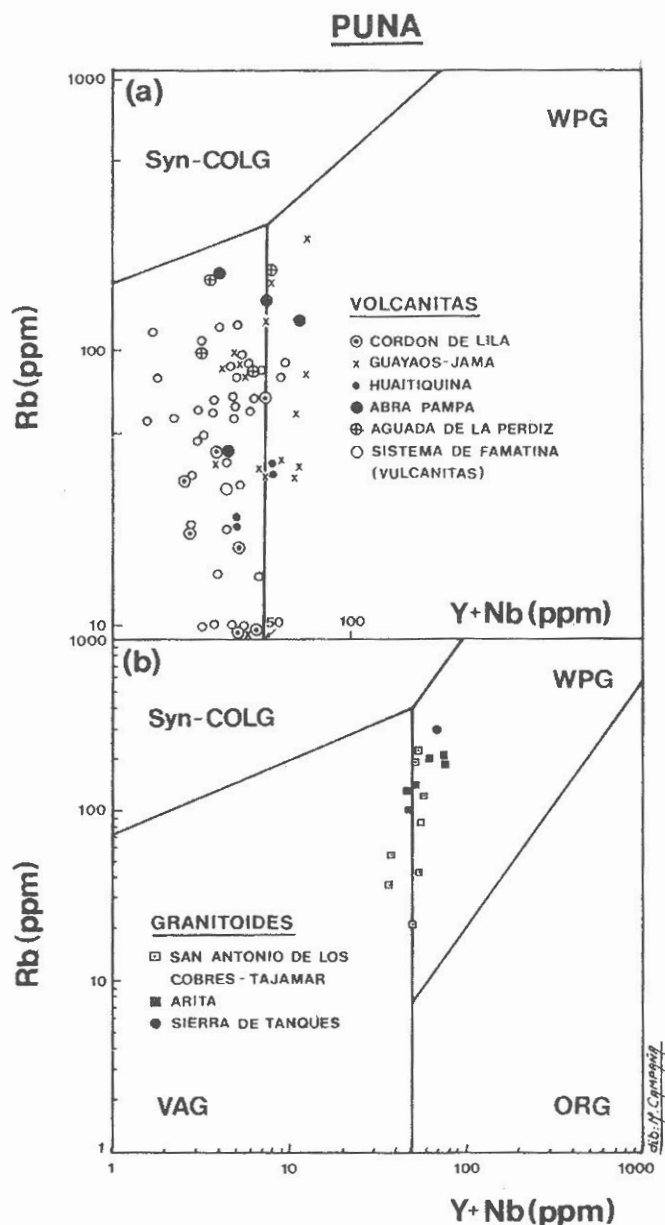


Figura 19. Diagrama discriminatorio (Pearce et al., 1984); (a) Volcanitas ácidas de la faja occidental de la Puna (Cordón de Lila); Guayaos-Jama; Huaitiquina, y Aguada de la Perdiz de la faja oriental (sector Abra Pampa) y del Sistema de Famatina, las que se ubican en el campo de los arcos volcánicos con cierta tendencia al de intraplaca; (b) Granitoides emplazados en la faja volcánica oriental de la Puna: San Antonio de los Cobres-Tajamar (Schreiber, 1987); Sierra de Tanques (Nullo, 1987); Arita (Damm et al., 1990 a)

intensa modificación (alteración hidrotermal-metamorfismo), con presencia de albita, epidoto, calcita, clorita, sericita y cuarzo, asociándose a la misma rasgos texturales indicadores de esfuerzos deformantes.

Esta faja oriental denominada también Faja Eruptiva de la Puna Oriental, FEP (Méndez et al., 1972), ha sido interpretada por dichos autores y Omarini et al. (1984) como una faja ordovícica-silúrica constituida en forma dominante por pórfiros riódacíticos en la Puna norte y granodioritas en Puna austral, en donde niveles erosivos más profun-

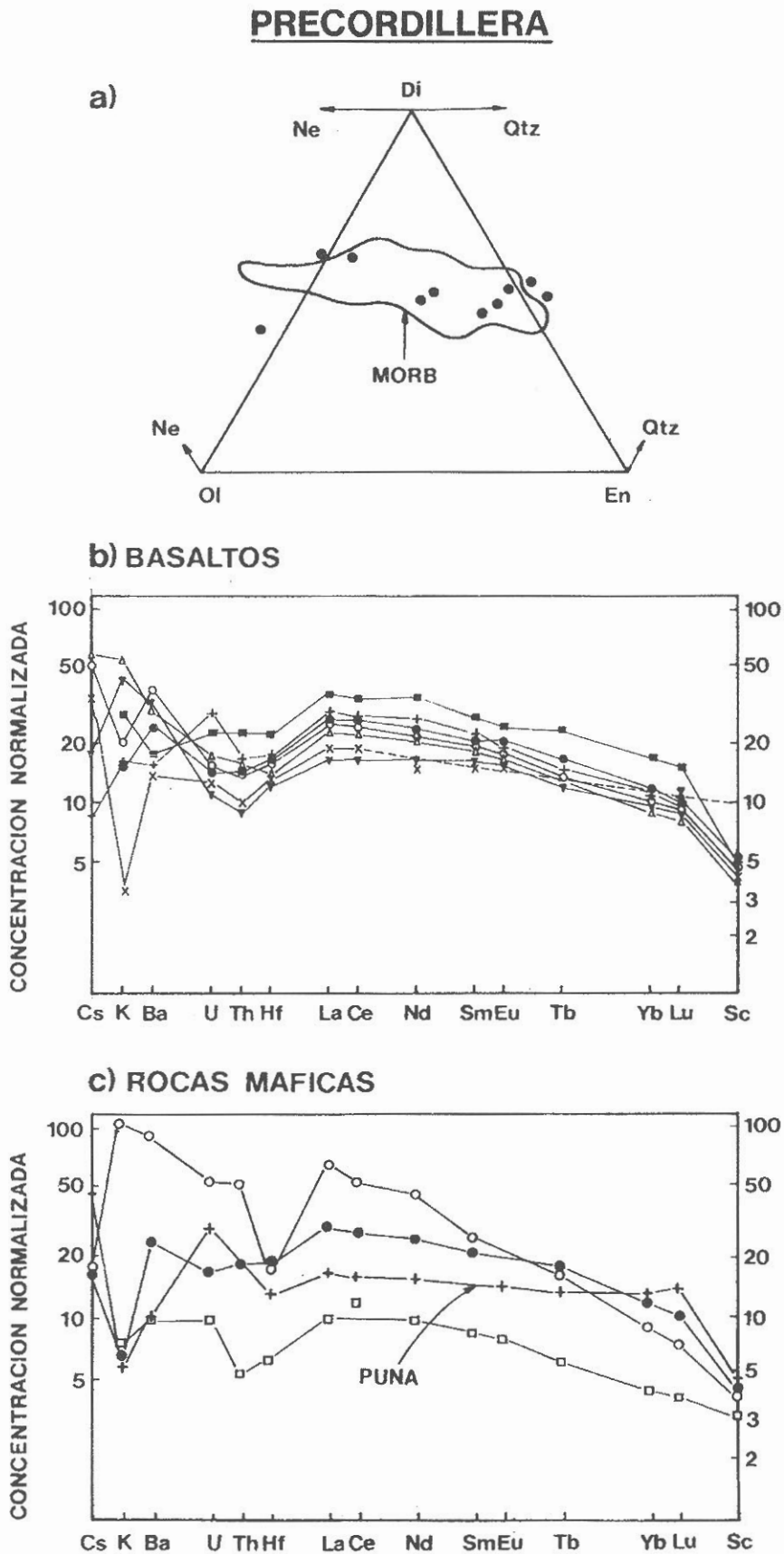


Figura 20. (a) Mineralogía normativa (normas C.I.P.W. con $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.5$) de las rocas máficas de la Precordillera ilustradas en el diagrama de basaltos (Di = diópsido, En = enstatita, Ol = olivina, Ne = nefelina; Qtz = cuarzo), MORB = campo de los basaltos de las dorsales centro-oceánicas (Kay *et al.*, 1984); (b) diagrama de trazas extendido de los basaltos y (c) de las rocas máficas de la Precordillera (Kay *et al.*, 1984). La normalización es respecto del basalto KD_{11} (Kay y Hubbard, 1978)

SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

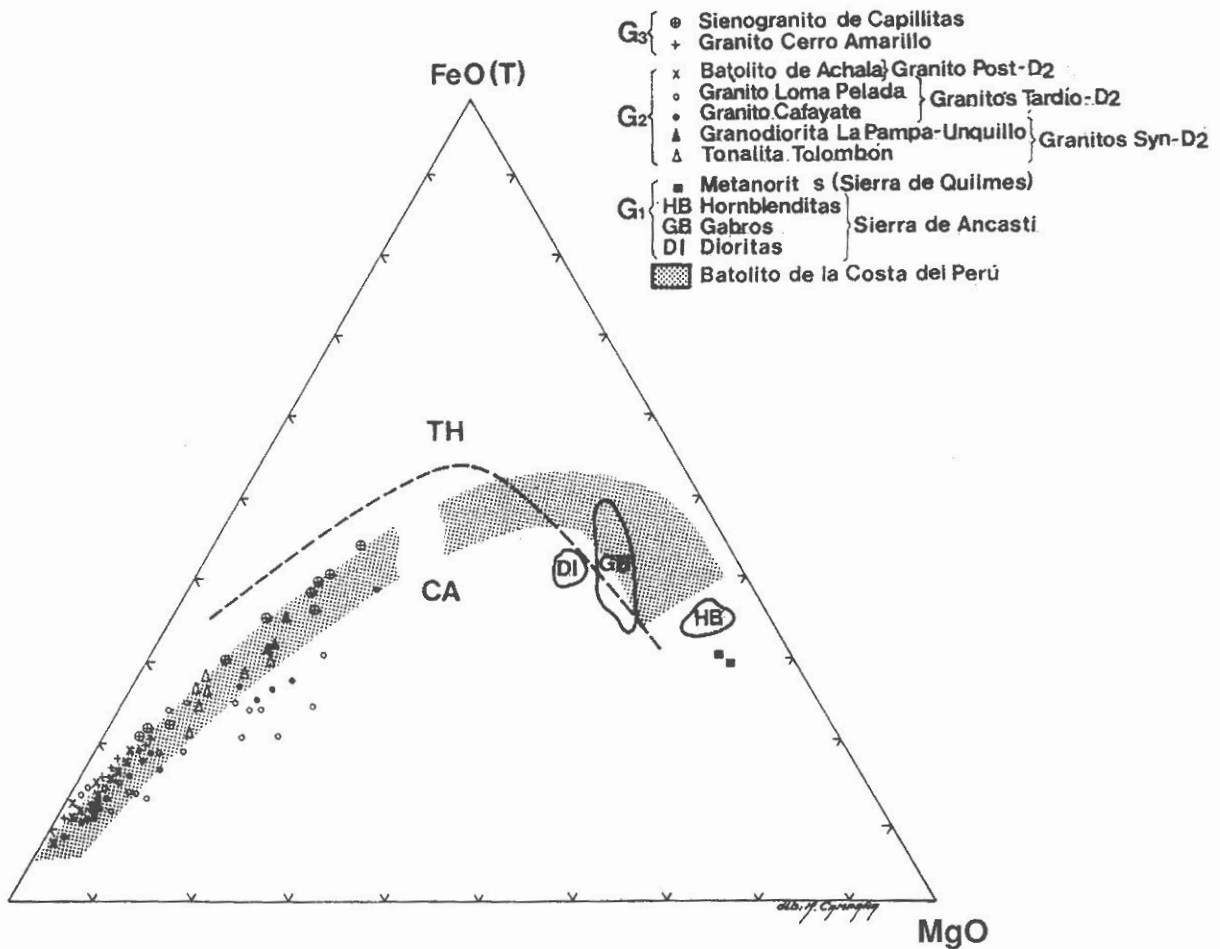


Figura 21. Diagrama AFM de unidades granitoides representativas de las Sierras Pampeanas Orientales (ver Rapela et al., 1990 para fuente de los datos). La línea discriminativa de los campos calcoalcalino (CA) y toleítico (TH) es la de Irvine y Baragar (1971).

dos expondrían los representantes plutónicos. El extremo sur de ésta correspondería a los complejos metamórficos de las Sierras Pampeanas, plutonizado por el arco magmático Ordovícico, mientras que en la Puna norte incluiría secuencias sedimentario-volcánicas ordovícicas y plutonismo concomitante. Bahlburg (1990) ha señalado contactos intrusivos de las rocas de esta faja con los estratos ordovícicos plegados, no reconociendo rocas volcánicas y en cambio asignando a las mismas a un ambiente intrusivo, en parte hipabisal. En sectores pueden observarse no obstante interestratificación con las sedimentitas ordovícicas, así como características estructurales y texturales como lavas almohadilladas, vesiculación y mantos de naturaleza vitroclástica.

La Faja Occidental, volcano-sedimentaria, se extiende desde el Cordón de Lila (Chile) por el oeste, hacia Aguada de la Perdíz, Laguna Múcar, Salina de Jama, Filo de Pircas, Sierra de Huaitiquina y Guayaos por el E y SE (Figura 9).

En el Cordón de Lila se intercalan, en una secuencia turbidítica de 3000 m, lavas toleíticas basáltico-andesíticas

en la base, las que son sucedidas por lavas y rocas volcánicas calcoalcalinas, dacíticas a riolíticas (Niemeyer, 1989). Hacia el este (Figura 9), van prevaleciendo dentro de secuencias turbidíticas volcánicas con registro fósil de edad arenigiana-llanvirniana, los productos del volcanismo explosivo dacítico-riolítico, como en Aguada de la Perdíz (Breitkreutz, 1986), Huaitiquina (Coira y Barber, 1987, 1989), Salina de Jama (Coira y Nullo, 1987, 1989) y Guayaos (Coira et al., 1987; Koukharsky et al., 1989). Están representados por flujos piroclásticos submarinos, lapillitas y tobas cristalino-líticas a vítreas de composición dacítica a riolítica (Figura 14), los que se alternan con niveles epiclásticos volcánicos (turbiditas tobáceas). Flujos lávicos andesíticos a basálticos, macizos o con estructura en almohadilla y brechas de almohadillas, presentes en los niveles basales de dichas secuencias son, a diferencia de los del Cordón de Lila, calcoalcalinos. Se encuentran usualmente modificados, tanto sus fenocristales (plagioclasa An₄₂₋₅₀, augita y olivina accesoria) como sus pastas (intersectales a hialopiliticas), reemplazados a albita-epidoto-clorita-actinolita como resultado de proce-

SISTEMA DE FAMATINA

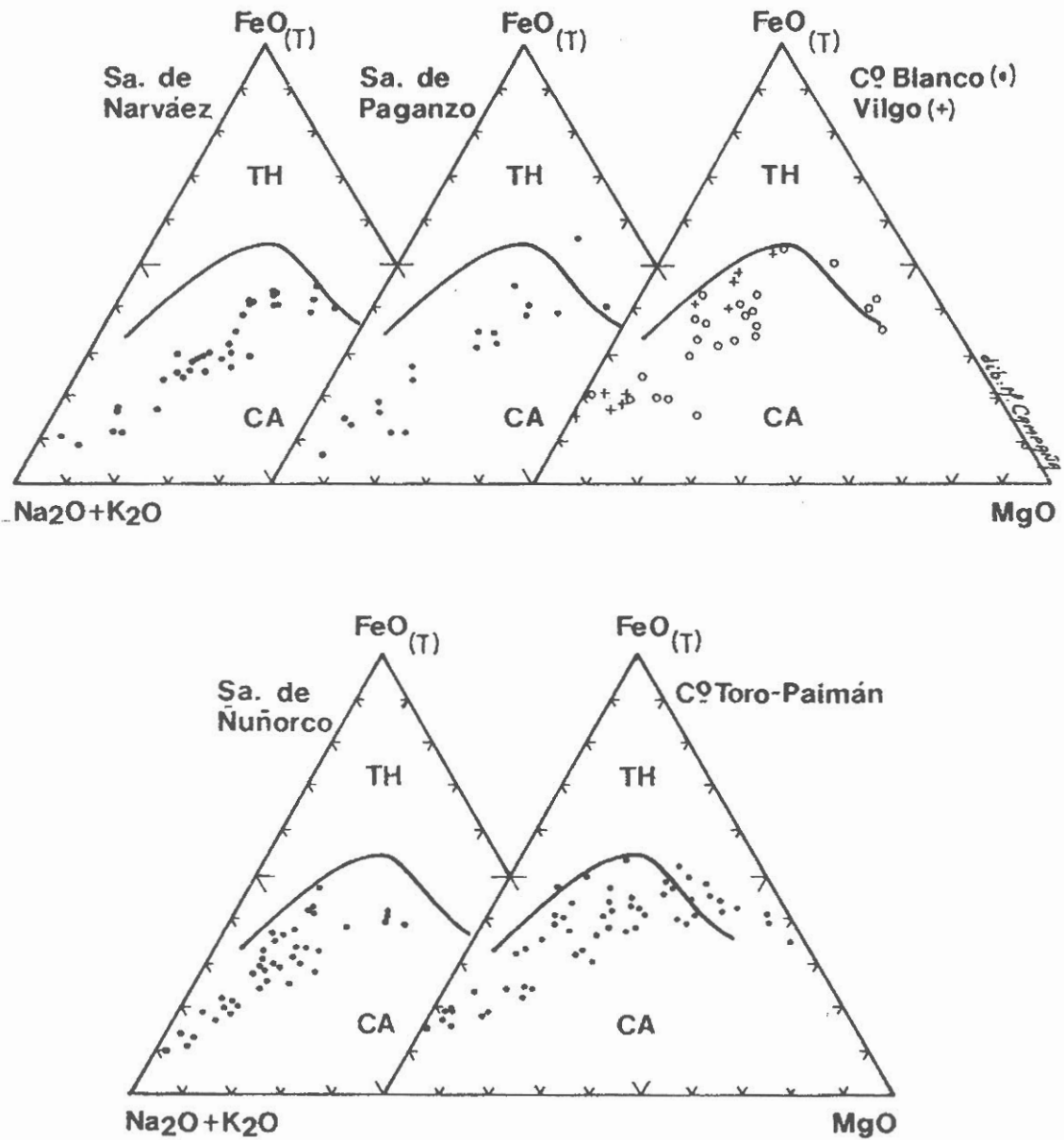


Figura 22. Diagrama AFM de unidades granitoides representativas del Sistema de Famatina (Toselli, inéditos).

osos metamórficos-hidrotermales. Diques gábricos a melagábricos de carácter alcalino, con fenocristales de labradorita (An46-52), olivina (Fo82-85) y augita atraviesan la secuencia.

En la Puna austral, en la Sierra de Qda. Honda, se reconocen en secuencias turbidíticas, gabros y basaltos-andesitas espilíticas (Coira, 1974), con características petrográficas y geoquímicas comparables a las toleitas de Cordon de Lila, lo que podría estar en correspondencia con la posible continuidad de estas últimas hacia el sur. Formarían parte de dicha faja los gabros hornblendíferos del pie del

Volcán Antofalla (Coira, 1974), así como los cuerpos de serpentinitas lenticulares y concordantes y diques dioríticos piroxénicos alojados en leptometamorfitas del Salar de Pocitos (Argañaraz *et al.*, 1972), los que se extienden al sur en la Sierra de Calalaste, acompañados por wehrlitas y gabros (Villar, 1975). Esta faja de cuerpos básicos y ultrabásicos podría prolongarse en los cuerpos de harzburgitas forsteríticas enstatíticas, diopsiditas wehrlíticas y serpentinitas del Cordón de San Buena Ventura, N de Mesada de Zárate (Villar, 1975) y en los cuerpos de serpentinitas, harzburgitas, wehrlitas y clinopiroxenitas de las Sierras de

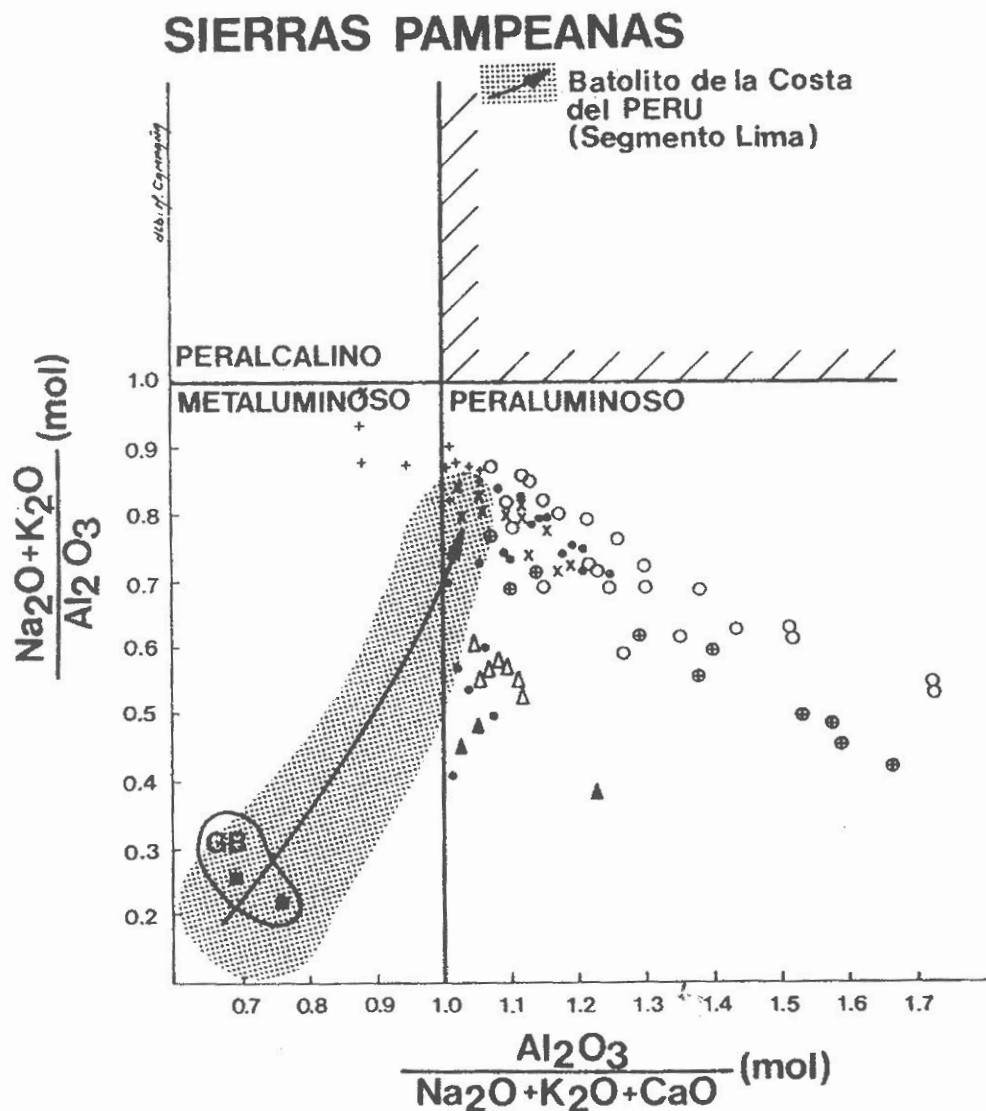


Figura 23. Diagrama con los índices de Shand en arreglo ortogonal (Rapela, 1982) de unidades granitoides representativas de las Sierras Pampeanas Orientales. Simbología igual a la de la Figura 21.

Cumichango, Toro Negro, Umango, y Maz (Sierras Pampeanas Occidentales, Figuras 7 y 9).

2.4.4.2 Intrusivos graníticos

Las rocas graníticas en el sector argentino de la Puna no han sido estudiadas en detalle, aunque existen extensos afloramientos de las mismas (Figura 9). Cuerpos intrusivos de edad ordovícica (471-428 Ma.) se emplazan con rumbo submeridiano en la Faja Oriental, en la sierra de Cobres, Tanques, Tajamar, Acazoque, prolongándose en las Cumbres de Luracatao y más al sur en transición a las Sierras Pampeanas (Figura 9). Sus composiciones varían desde granitos porfiroides de dos micas sin deformación (Ochaquí y Salar de Diablillos) hasta monzogranitos/granodioritas de biotita + hornblenda, caracterizados por su

aspecto general de pórfiros y frecuentes signos de cataclasis, los que van desde una ligera orientación de sus componentes al desarrollo de una foliación gnéica y micropliegues isoclinales. Estas últimas estructuras han sido interpretadas como evidencia de una deformación dúctil, de alta temperatura (Damm *et al.*, 1990). El feldespato alcalino (Ab60-80/Or40-20) usualmente desarrolla megacristales con maclado entrecruzado y discontinuo, en parte peritítico.

En la **Faja Occidental**, emplazados en sedimentitas Ordovícicas o basamento metamórfico, se encuentran también cuerpos graníticos como los de Sierra de Almeida-Cordón de Lila (Chile, Figura 9), Taca-Taca, Archibarca, Arita, Antofalla, Chivinar, Chuquiqui, con edades comprendidas entre 502 y 425 Ma (Mpodozis *et al.*, 1983; Damm *et al.*, 1986, 1990; Palma *et al.*, 1986). Están representados por cuerpos monzograníticos a sienograníticos de

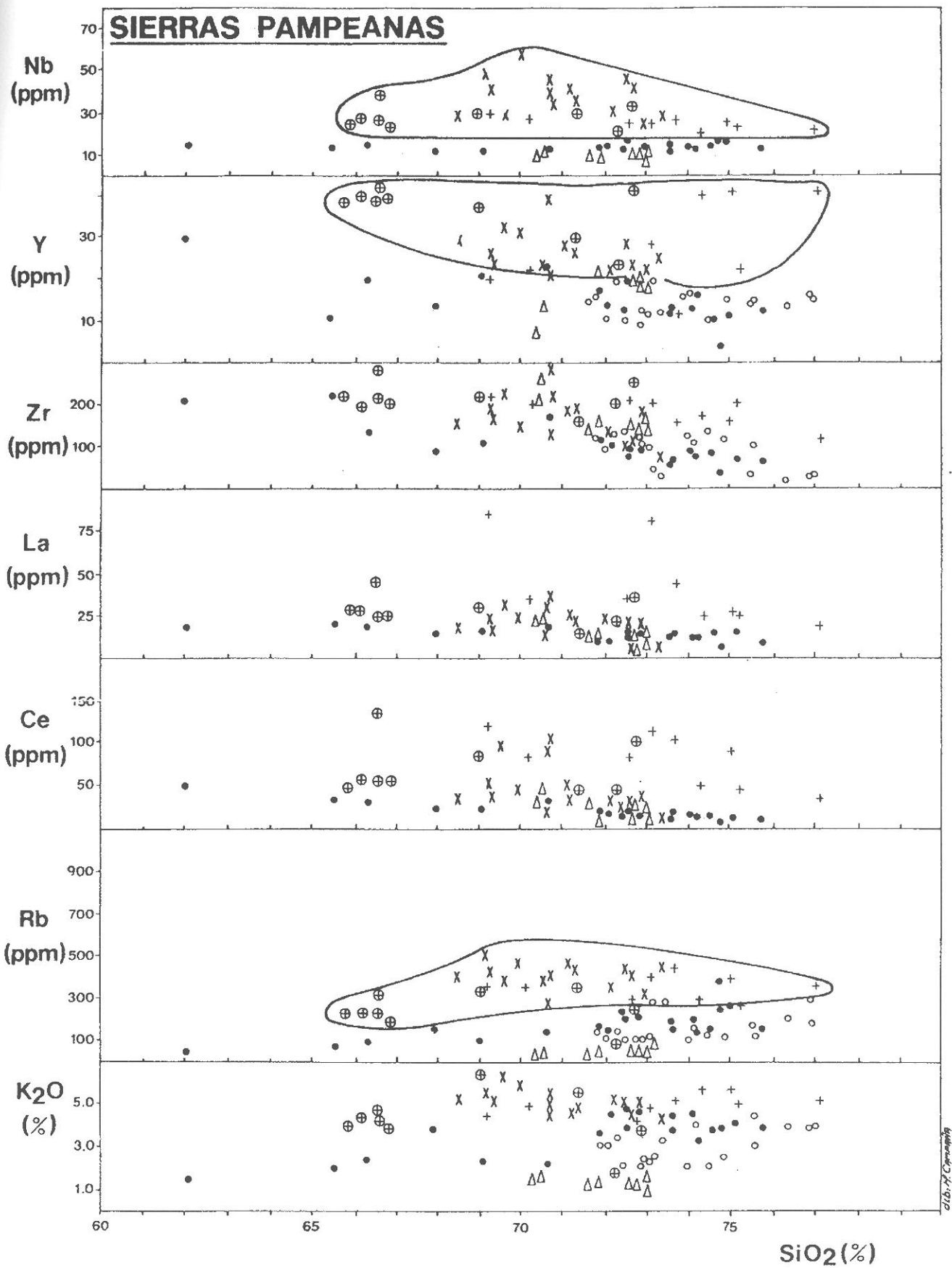


Figura 24. Diagrama de variación de elementos traza en función de SiO_2 (%) de unidades granitoides representativas de las Sierras Pampeanas Orientales (Rapela *et al.*, 1990). Simbología igual a la de la Figura 21

SIERRAS PAMPEANAS

Gabronoritas de la Sa. de Fiambalá

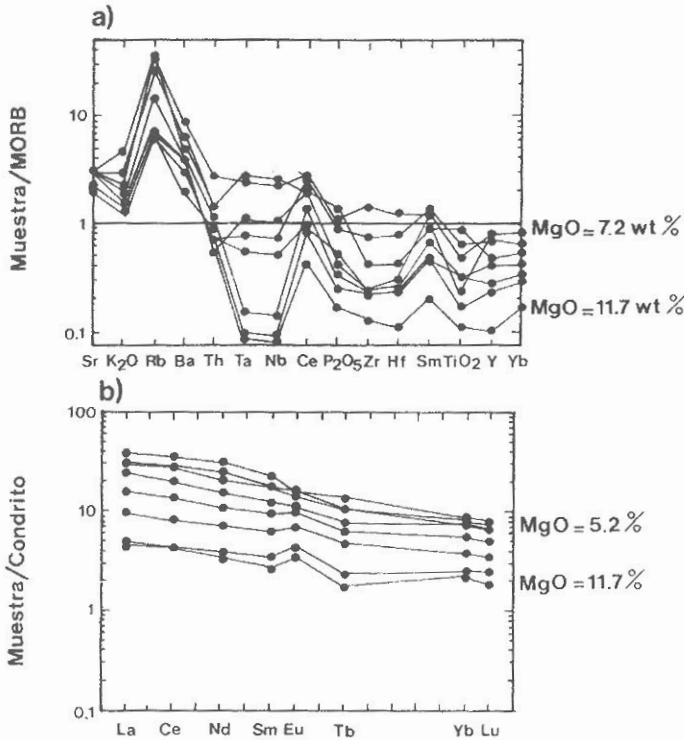


Figura 25. (a) Diagrama extendido de elementos traza de la gabronorita de la Sierra de Fiambalá (Sierras Pampeanas Orientales), desde las muestras más máficas a las más diferenciadas (Grissom *et al.*, 1991); (b) Diagrama de Tierras Raras normalizado de muestras representativas de la gabronorita de la Sierra de Fiambalá (Grissom *et al.*, 1991).

dos micas, de grano medio a grueso (Taca-Taca y Arita), monzogranitos biotíticos (Archibarca) o de granodioritas/granitos de biotita y hornblenda (Sierra de Macón).

2.4.5 Precordillera

La Precordillera se distingue llamativamente de otras provincias geológicas argentinas por el vasto desarrollo de sedimentitas carbonáticas y turbidíticas de plataforma del Paleozoico Inferior (Furque y Cuerda, 1979). El contenido fosilífero ha permitido realizar una muy detallada estratigrafía, de la que se desprende que la Precordillera es una de las regiones con mejor y más completo registro del paleozoico sedimentario del mundo. Regionalmente aparece interpuesta entre las Sierras Pampeanas Occidentales y la Cordillera Frontal (Figura 1), comarca esta última caracterizada por su potente magmatismo Gondwánico de edad Carbónico-Triásica. Los límites oriental y occidental de la Precordillera coinciden generalmente con valles longitudinales (Furque y Cuerda, 1979).

Rocas magmáticas básicas y ultrabásicas intercaladas en formaciones del Ordovícico superior constituyen el

SISTEMA DE FAMATINA

(GRANITO PAIMÁN)

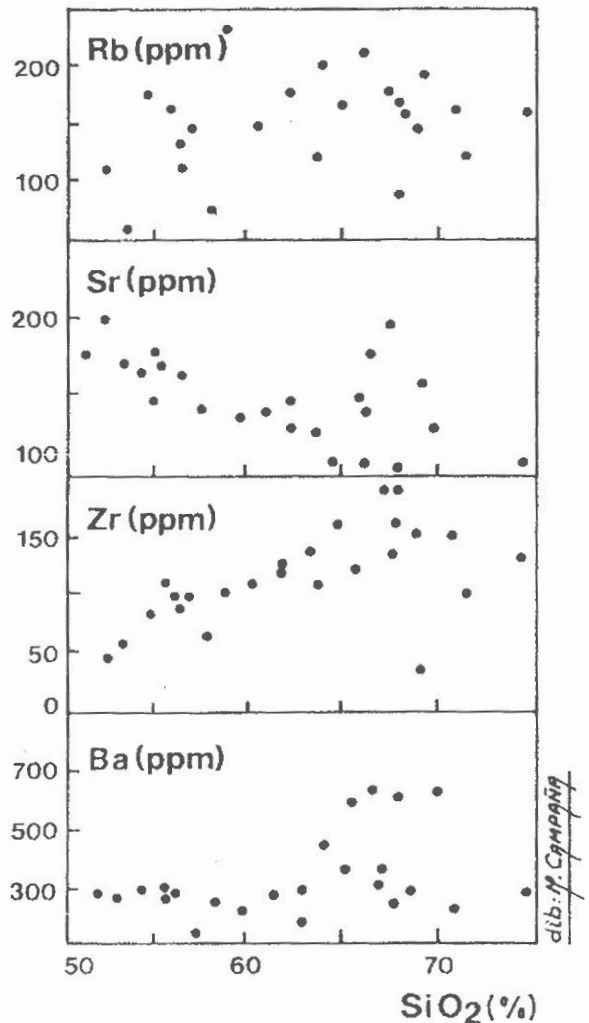


Figura 26. Diagrama de variación de elementos traza en función de SiO₂ (%) para el Granito Paimán, Sistema de Famatina (Toselli, inéditos).

único evento de magmatismo Paleozoico Inferior en la Cordillera. Volumétricamente representan un porcentaje muy pequeño de la columna estratigráfica, pero su significado geológico podría ser muy importante, ya que han sido interpretadas como la sutura de una colisión ocurrida en el Devónico superior (Ramos *et al.*, 1986). Este magmatismo básico aparece en afloramientos no continuos en el borde occidental de la Precordillera entre 27°30' y 33°30' S, desde el río Bonete hasta la latitud de Tupungato.

Kay *et al.* (1984) reconocen los siguientes grupos y características petrográficas:

- Lavas almohadilladas. De muy alteradas a relativamente frescas. Texturas glomeroporfíricas (plagioclasa, clinopiroxeno y probable olivino original, remplazado por

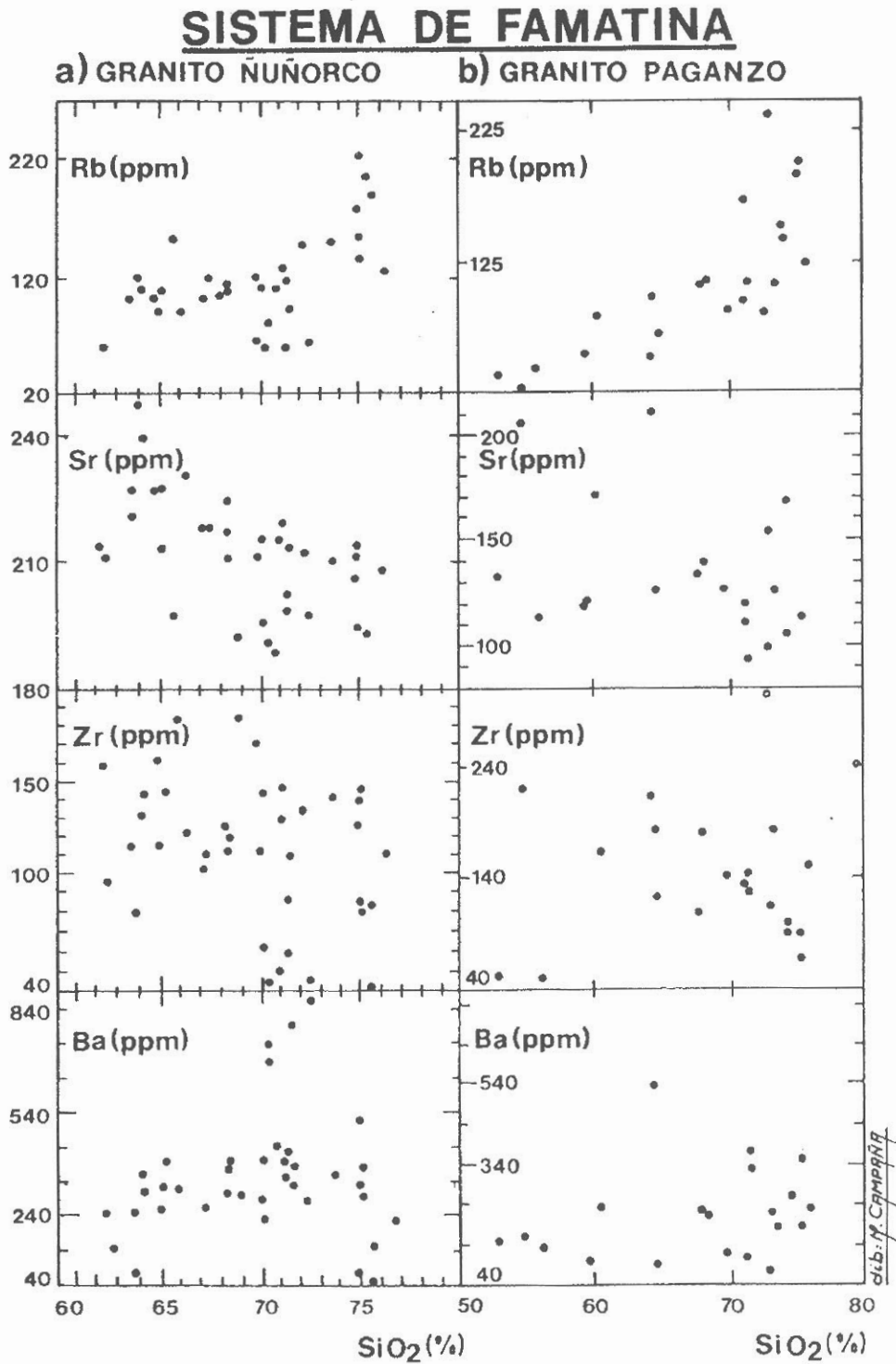


Figura 27. Diagrama de variación de elementos traza en función de SiO₂ (%) para el Granito Nuñorco y de la Sierra de Paganzo, Sistema de Famatina (Toselli, inéditos).

clorita y magnetita), pilotáxicas (clinopiroxeno y plagioclasa) e intersticial (clinopiroxeno y plagioclasa).

- Diques y filones capa. De muy alterados a frescos. Lavas con disyunción columnar. Texturas diabásicas (clinopiroxeno, plagioclasa y magnetita) y microporfírica (pasta intersticial holocristalina con clinopiroxeno, plagioclasa y magnetita y fenocristales de piroxeno y plagioclasa).

- Rocas ultramáficas. Parcialmente alteradas. Textura cumulática (clinopiroxeno fresco y exsuelto; olivina transformada en serpentina con granos de cromita y titanomagnetita).

- Diques gábricos y anfibolitas. Muy alterados y metamorfizados. Se reconocen clinopiroxeno, plagioclasa y magnetita.

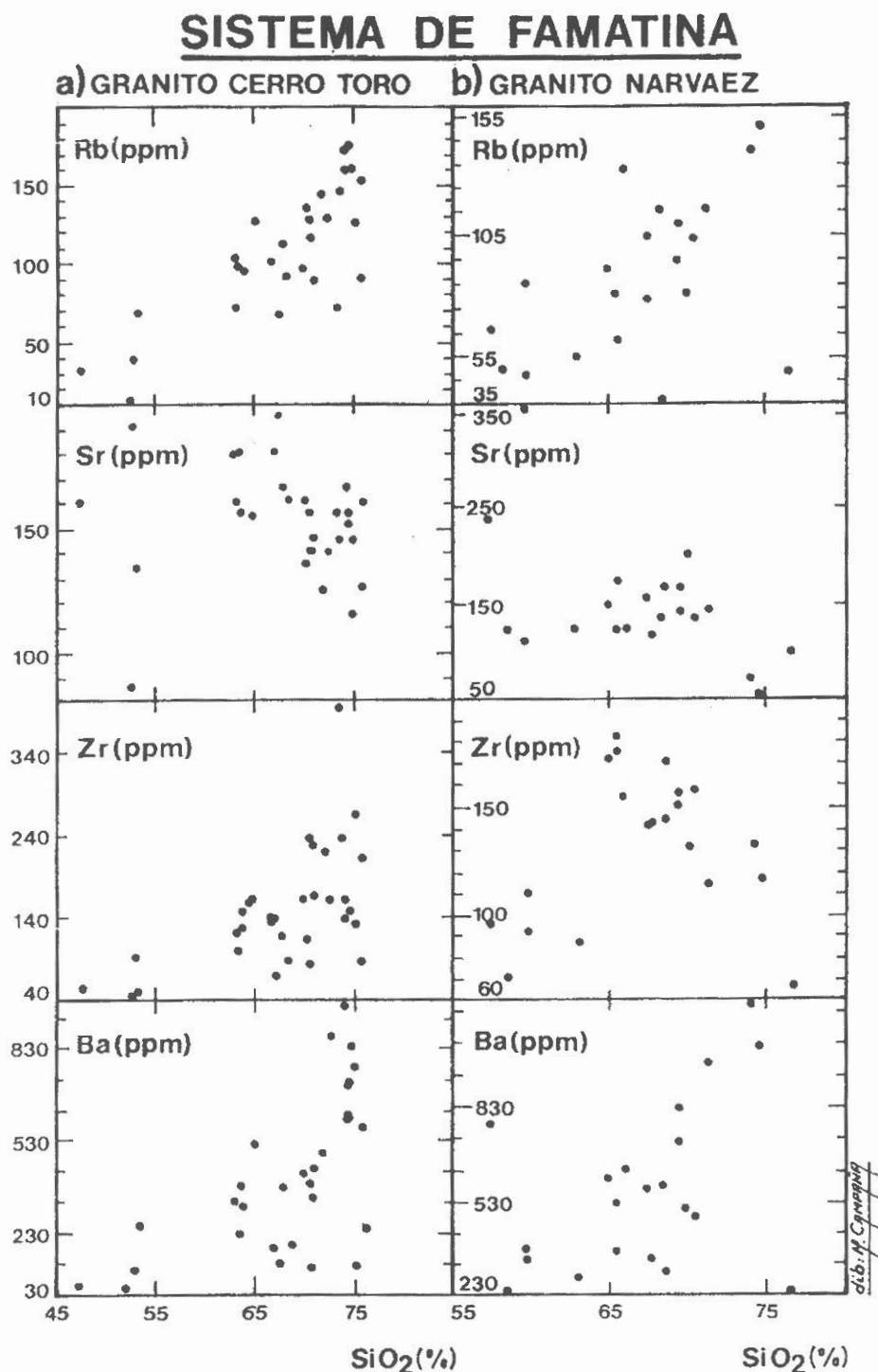


Figura 28. Diagrama de variación de elementos traza en función de SiO₂(%) para el Granito Cerro Toro y de la sierra de Narváez, Sistema de Famatina (Toselli, inéditos).

Otro complejo ultramáfico se reconoce al oeste de Tupungato, el que se encuentra integrado por dunitas, harzburgitas y wehrlitas (Villar, 1969, 1970; Zardini, 1958, 1961). Al mismo se asocia mineralización de sulfuros como diseminaciones y lentes con pirrotina, calcopirita, blenda y cubanita entre otros (Brodtkorb, 1971).

Sobre la base de su composición normativa las rocas basálticas de la Precordillera son mayoritariamente toleítas olivínicas (Figura 20a).

2.4.6 Macizo Norpatagónico

El Macizo Norpatagónico ha sido un área morfológicamente positiva desde por lo menos el Jurásico superior, según lo indican desarrollos menores de sedimentos Cretácicos y una cubierta tabular de basaltos plateau de edad Cretácico-Reciente (Cingolani *et al.*, 1991). Está compuesto de un basamento metamórfico (en parte Precámbrico, ver sección de geocronología), granitoides

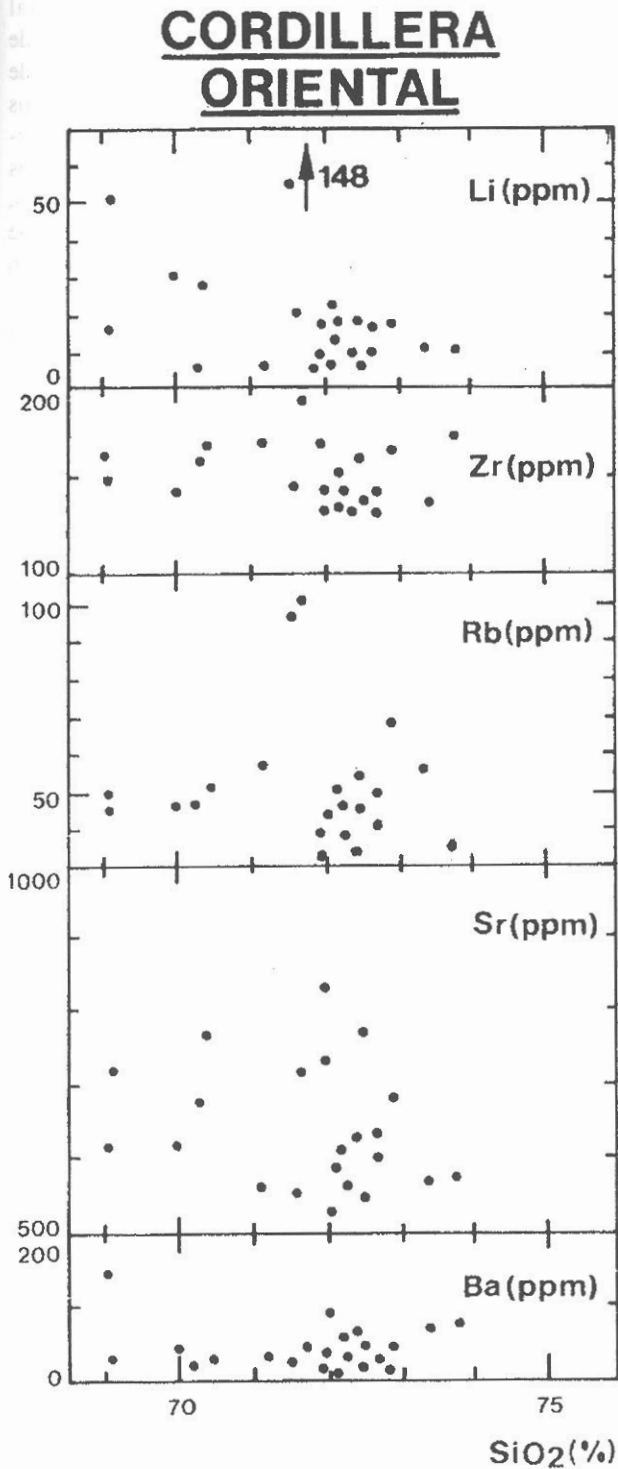


Figura 29. Diagrama de variación de elementos traza en función de SiO₂ (%) para las trondhjemitas de la Sierra de Cachi, Cordillera Oriental. Datos de Gallisky et al., (1990) Cordillera Oriental, trazas vs SiO₂.

Paleozoicos-Jurásicos inferiores y abundantes volcanitas ácidas de edad Triásica-Jurásica. Los límites norte y sur lo forman grandes sistemas de fallas transcurrentes dextrales (Dorsal Neuquina al norte, Ploszkiewicz *et al.*, 1984 y Sistema de Gastre al sur, Rapela *et al.*, 1991a), más allá de los cuales se desarrollan grandes cuencas sedimentarias

(Neuquén y Colorado al norte y Tecka-Tepuel y del Golfo de San Jorge al sur. Descripciones generales y revisiones recientes sobre la geología pre-Mesozoica del Macizo pueden consultarse en Stipanovic y Methol (1972); Caminos y Llambías (1984); Llambías *et al.* (1984); Rapela y Kay, (1988); Cingolani *et al.* (1991), Rapela *et al.* (1991d) y Varela *et al.* (1991).

El área de mayor superficie de afloramientos correspondientes al Paleozoico Inferior es el sector occidental del Macizo (Figura 10). Allí se desarrolla un basamento polimetamórfico compuesto de esquistos micáceos, filitas y metacuarcitas (Formación Cushamen), la que muestra pasajes graduales -por inyección- formando migmatitas tonalítico-granodioríticas e intruído por cuerpos graníticos, pegmatíticos y aplíticos englobados ambos grupos dentro de la Formación Mamil Choique (Caminos y Llambías, 1984; Varela *et al.*, 1991). En este complejo granitoide se considera a las migmatitas granodioríticas-tonalíticas como el primer episodio magmático, el que fue seguido luego de un lapso de tiempo no bien establecido, por un episodio pegmatítico-aplítico, con cuerpos menores de granitos discordantes (Nullo, 1978; Caminos y Llambías, 1984). La edad de la migmatización es ordovícica inferior (ver geocronología). Petrográficamente pueden distinguirse tonalitas con biotita y hornblenda y tonalitas, granodioritas y granitos de dos micas. La composición modal de los granitoides Mamil Choique en el área de Sierra del Medio se muestra en la Figura 12. La gran diversidad litológica sugiere que éstos granitoides del basamento no forman parte de un cuerpo único en gran escala, sino de una serie de cuerpos desconectados formados a distintos niveles estructurales, de anatexis de diferentes fuentes, y probablemente en distintos tiempos (Varela *et al.*, 1991). Finalmente se intruyen cuerpos posttectónicos aislados de tonalitas de hornblenda y biotita (344-348 Ma) y diques alcalinos del Carbonífero inferior, 330 Ma (Varela *et al.*, 1991).

En el sector nororiental del Macizo el basamento metamórfico está compuesto de metasedimentitas de grado bajo a muy bajo formado por grauvacas, limolitas lutitas pizarreñas y filitas (Formación Nahuel Niyeu) y sectores en los que predominan esquistos, gneises y granitos leucocráticos foliados (Complejo Yaminué, Caminos y Llambías, 1984). El último episodio en la historia del basamento está representado por la intrusión de diques y filones aplíticos y pegmatíticos, que cortan discordantemente a esquistos y gneises. En la costa atlántica, el Granito Punta Sierra de edad ordovícica (ver geocronología) se caracteriza por ser biotítico-muscovítico de grano grueso, textura porfiroide con megacrystalos de microclino y aspecto general pegmatoide (Caminos y Llambías, 1984).

Debe mencionarse finalmente que en recientes estudios estructurales (Dalla Salda *et al.*, 1991) y geocronológicos (Varela *et al.*, 1991), en donde se compara la evolución del Macizo Norpatagónico con las Sierras Pampeanas, se concluye que éste último es la prolongación austral de las primeras.

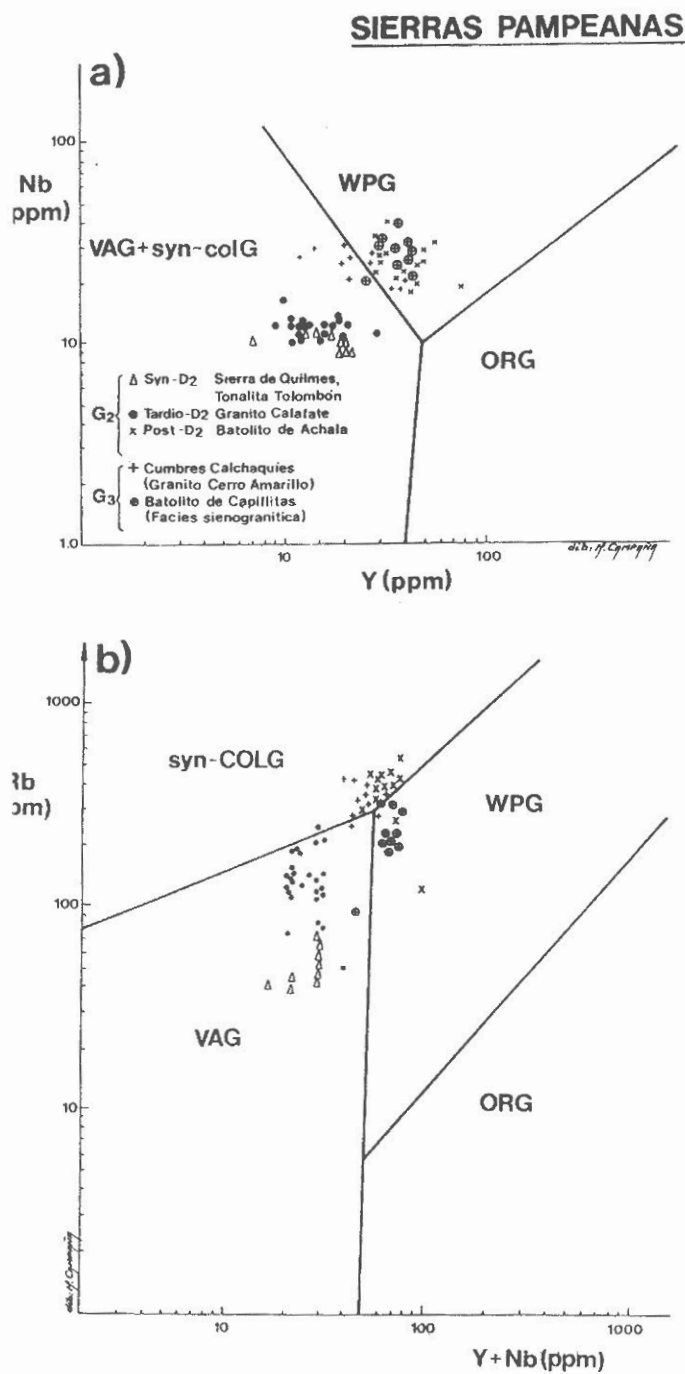


Figura 30. (a) y (b) Diagramas de discriminación tectónica de rocas graníticas de Pearce *et al.*, (1984) para los grupos granitoides representativos de las Sierras Pampeanas Orientales (Rapela *et al.*, 1990). VAG = granitos de arco magmático; syn-COLG = granitos syn-colisionales; WPG = granitos de intraplaca; ORG = granitoides de dorsales oceánicas

2.5 Tipología magmática y geoquímica

2.5.1 El volcanismo del Paleozoico Inferior

El volcanismo más antiguo, correspondiente al ciclo Pampeano, se encuentra intercalado en sedimentitas de la

Formación Puncoviscana en la Cordillera Oriental (Figuras 1 y 9). Estas rocas se ubican claramente dentro de las asociaciones alcalinas, localizándose en los campos de las basanitas, picritas-ankaramitas, basaltos olivínicos alcalinos y lacitas (Figura 13). Los contenidos de elementos traza en las mismas muestran coincidencia con los observados en basaltos de intraplaca de islas oceánicas, OIB (Figura 14), si bien las primeras tienen un rango de valores La/Ta más amplio y a su vez más reducido en Ba/Ta. También muestran afinidad con basaltos de dorsales oceánicas enriquecidos (E-MORB), no así con los de dorsales normales (MORB) de relaciones Ba/Ta más bajas.

Comparando los diagramas extendidos de elementos traza (Figura 14) con basaltos oceánicos (N-MORB, E-MORB y OIB) surge una clara afinidad entre los basaltos alcalinos, basanitas y ankaramitas de la Fm. Puncoviscana y los basaltos de islas oceánicas (OIB), particularmente con sus representantes alcalinos (ej. islas Azores), surgiendo en contraposición diferencias marcadas con dorsales oceánicas enriquecidas, las que a pesar de la similitud de sus relaciones Ba/La-La/Ta (Figura 14) con las volcanitas en consideración, presentan diseños de niveles muy inferiores a ellas y menor pendiente de sus Tierras Raras.

Las afinidades geoquímicas con los basaltos OIB, es concordante con una evolución asociada a procesos extensionales de una cuenca marina relacionada a un márgen continental por el este, ya sea abierta al Protopacífico o desarrollada íntegramente en el borde del cratón, como lo señalan estudios sedimentológicos, estructurales y bioestratigráficos para la cuenca de la Fm. Puncoviscana (Omarini, 1983; Jezek *et al.*, 1985; Aceñolaza y Durand, 1986).

También las volcanitas intercaladas en las Formaciones Lizoite (Cámbrico medio) y Santa Rosita (Cámbrico superior-Tremadociano inferior) muestran una definida ubicación en el campo alcalino (Figura 13), como lo indican sus relaciones $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 y sus relaciones $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO} = 1.81-0.9$ para valores de $\text{TiO}_2 = 2.55-3.1$, así como la presencia de nefelina y leucita normativos. Sus relaciones Ba/La vs La/Ta coinciden con los de volcanitas oceánicas de intraplaca (OIB). Esa afinidad también es observable en el diagrama extendido de elementos traza (Figura 14), si bien con niveles más altos de REE, particularmente LREE y niveles algo más altos de U, Th, Ba y Cs.

En la Puna, las primeras manifestaciones volcánicas son las del Cerro Huáncar, de probable edad Tremadociana, que muestran también afinidades geoquímicas alcalinas ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.4$, $\text{FeO}/\text{MgO} = 1.81$, para $\text{SiO}_2 = 41.9\%$). Sus basanitas muestran diseños en diagramas extendidos de elementos traza (Figura 16) comparables, si bien con niveles ligeramente más altos, a los de los basaltos y basanitas de la Fm. Santa Rosita y las ankaramitas de la Fm. Lizoite en la Cordillera Oriental, y a los basaltos OIB. No obstante esta afinidad, las relaciones Ba/Ta vs La/Ta permiten diferenciarlas, ya que las basanitas del Cerro Huáncar se ubican en el campo OIB pero con relaciones Ba/Ta altas (247), mientras que las de

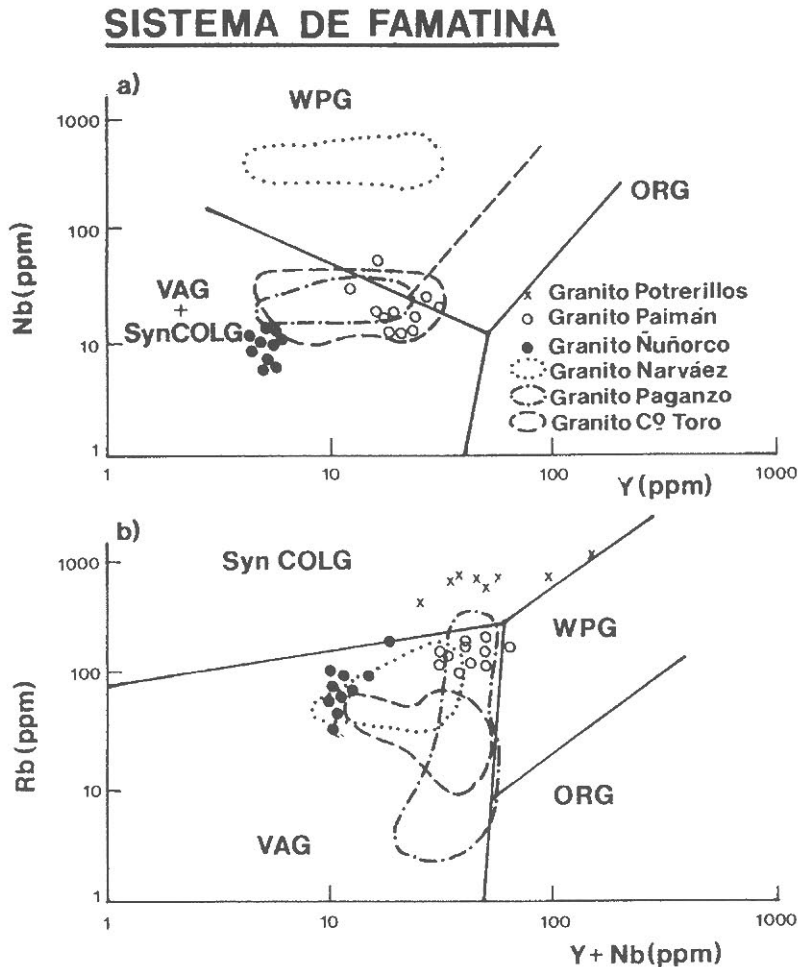


Figura 31. (a) y (b) Diagramas de discriminación tectónica de rocas graníticas de Pearce *et al.*, (1984) para los grupos granitoides de distintos sectores del Sistema de Famatina. Datos de Toselli (inéditos); Granito Potrerillos, sierra de Paimán (Pérez y Kawashita, 1991). VAG = granitos de arco magmático; syn-COLG = granitos syn-colisionales; WPG = granitos de intraplaca; ORG = granitoides de dorsales oceánicas.

la Cordillera Oriental lo hace en el mismo campo pero con relaciones Ba/Ta < 180.

Las características geoquímicas expuestas sugieren el dominio de condiciones extensionales desde el Precámbrico superior-Cámbrico inferior hasta el Tremadociano inclusive en el ambiente de Cordillera Oriental y Puna.

Las volcanitas arenigianas-Ilanvirnianas de la Puna están representadas en sus episodios iniciales ya sea por espilitas en la faja oriental (Cordón de Escaya-Cochinoca-Queta-Santa Ana, San Antonio de los Cobres) o por los basaltos-andesitas toleíticas de la faja occidental (Cordón de Lila, ver Figura 9). Las primeras corresponden a basaltos y algunos niveles gábricos caracterizados por su alto contenido en TiO₂ (3-1.17) y relaciones FeO/MgO (2.29-1.3), para contenidos de SiO₂ entre 48.8-51.6%, que se encuadran dentro de los basaltos subalcalinos (Figura 15). En el diagrama discriminatorio Ti/100-Zr-Y*3 (Figura 17) se ubican en coincidencia con los basaltos-andesitas del

Cordón de Lila, dentro del campo "B" y en el límite con el "A", correspondiente a basaltos de dorsales oceánicas-toleíticas de arco de islas. El diagrama extendido de elementos traza de dichas rocas (Figura 18) permite en cambio diferenciar dos grupos. Las espilitas de la faja oriental (ej. Cordón de Queta) muestran afinidades con basaltos de islas oceánicas, si bien con una pendiente menor en sus Tierras Raras (REE), menores contenidos en Hf y mayores en Ba (en correlación con la alteración sufrida por la roca). Por otro lado las toleíticas del Cordón de Lila (Damm *et al.*, 1990) y rocas gábricas de Qda. Honda (Kay *et al.*, 1984, Figura 20), en la prolongación hacia el S de la faja occidental, se asemejan más en su diseño al de una dorsal enriquecida (E-MORB), pero con niveles más altos en Hf, U, Th, Ba y Cs, lo que podría indicar metasomatismo de la fuente mantélica por fluidos liberados en relación a procesos de subducción.

En ambas fajas suceden al episodio inicial secuencias de rocas piroclásticas lávicas e intrusivas poco profundas

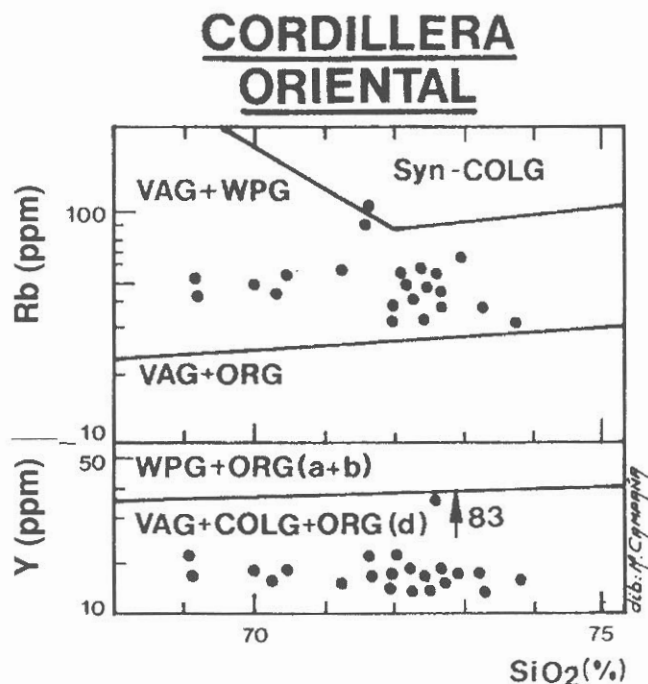


Figura 32. Diagramas de discriminación tectónica de rocas graníticas de Pearce *et al.*, (1984) para las tronjhemitas de la Sierra de Cachi (datos de Gallisky *et al.*, 1990). VAG = granitos de arco magmático; syn-COLG = granitos syn-colisionales; WPG = granitos de intraplaca; ORG = granitoides de dorsales oceánicas.

de composición principalmente dacítico-riolítica. En la oriental sus representantes son calcoalcalinos ricos en K, mientras que en la occidental presentan características calcoalcalinas normales hacia el oeste (Cordón de Lila). En Aguada de la Perdíz, Huaitiquina, Jama y Guayaos, se encuentran acompañadas de niveles lávicos andesítico-basálticos (Figura 9) volumétricamente restringidos.

Dichas secuencias muestran en su conjunto características de arco (enriquecimiento en LREE, altos contenidos de U, Th, K, Cs, Ba y bajos de La y Hf respecto a La), con relaciones $Ba/La > 10-22$, $La/Yb = 9-12$ y $La/Ta = 26-84$ (Koukharsky *et al.*, 1988; Breithkreutz *et al.*, 1989). Sus relaciones Rb vs Y + Nb (Figura 19a) se encuentran dentro del campo de los granitoides de arco (VAG). En el caso de las volcanitas de Guayaos y Jama se observa el ingreso, de parte de ellas, al campo de las rocas de intraplaca (WPG), en correspondencia probablemente con un carácter más maduro para dicho sector del arco, con una componente extensional.

Los cuerpos de gabros a pórfiros melagábricos, de reducida representación, que cortan a manera de diques a secuencias arenigianas-llanvirninianas de la faja oriental (Cordón de Escaya-Cochinoca) y de la occidental (Huaitiquina), presentan carácter alcalino, con relaciones $FeO/MgO = 1.19-1.69$, $TiO_2 = 3.39-3.93$, $Ba/La = 6.4-9.36$ y $Ta/La = 11.1-11.9$. Sus diagramas extendidos de elementos trazas (Figura 18, Huaitiquina) muestran diseños comparables a los basaltos oceánicos de intraplaca (OIB), normal, contraponiéndose a las lavas basálticas que se intercalan en las secuencias arenigianas-llanvirninianas,

con filiación de arco (ej. Guayaos). Estas características son corroboradas en el diagrama discriminatorio de Pearce y Cann (1973): Figura 17. Los diques en consideración, dada su signatura geoquímica, habrían estado relacionados a pulsos extensionales acaecidos durante la evolución de los arcos.

Los basaltos Ordovícicos superiores de la **Precordillera** (Figura 1) tienen alto contenido en TiO_2 (1.8-2.7%), para valores de $SiO_2 = 47.8-49.4\%$, $Al_2O_3 = 14-16\%$, $CaO = 10.4-12.9\%$ y $FeO/MgO = 1.54-2.37$ (Kay *et al.*, 1984). De acuerdo a su composición normativa son toleítas olivínicas (Figura 20). Sus diagramas de trazas normalizados se caracterizan por un enriquecimiento de los elementos alcalinos y alcalino-térreos, empobrecimiento en U y Th y un enriquecimiento moderado en Tierras Raras livianas ($La/Sm = 1.9-2.05$) (Figura 20), características éstas, que junto a sus contenidos en TiO_2 y relaciones FeO/MgO los asemejan a los observados en dorsales oceánicas transicionales o pluma como la de Reykjanes (Islandia), o en cuencas de retroarco poco evolucionadas (Kay *et al.*, 1984). Las diferencias en los diseños observadas en basaltos de diferentes localidades son solamente de niveles, los que estarían en relación al grado de fraccionamiento y apoyarían un origen común. Solo en Calingasta y Uspallata se observan enriquecimientos menores de Tierras Raras livianas.

Se contraponen a los basaltos anteriores las rocas gábricas de Uspallata y una anfibolita del río Bonete, las que acusan diferencias en el diseño de sus elementos traza, especialmente notorio en la última localidad, con enriquecimientos en LREE, elementos alcalinos y alcalino térreos, Th y U indicando un posible ambiente de arco ligado a momentos evolutivos probablemente distintos.

Los pórfidos riolíticos de las **Sierras Pampeanas Orientales** (Sierra Norte de Córdoba, Figura 7) datados recientemente en 494 ± 11 Ma (Rapela *et al.*, 1991b) son todas variedades de alta sílice ($SiO_2 > 75\%$), suavemente peraluminosas (índice de Shand = 0.98-1.13). Aún en un estrecho rango de SiO_2 (75.7-77.7%) se observan variaciones significativas: con el incremento de acidez disminuyen el Mg, Fe y Ti y la relación La/Yb (9.3-3.8), en tanto se incrementan la relación Rb/Sr (4.3 a 9), el contenido total de Tierras Raras (REEt, de 96.7 a 128.7) y la anomalía negativa de Eu (Eu/Eu^* , de 0.49 a 0.1). Estas variaciones fueron atribuidas a fraccionamiento de feldespatos, en tanto que la alta relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7109) a la presencia de un componente supracortical en la fuente o una extensiva contaminación con las rocas de caja durante el ascenso (Rapela *et al.*, 1991b).

2.5.2 Comarcas plutónicas noroccidentales y centrales

En las **Sierras Pampeanas Orientales** (Figura 1) la evolución magmática ha sido recientemente descrita por Rapela *et al.* (1990). El origen de los pequeños cuerpos de hornblenditas, gabros, dioritas y dioritas cuarzosas fueron relacionados a la cristalización fraccionada de un magma

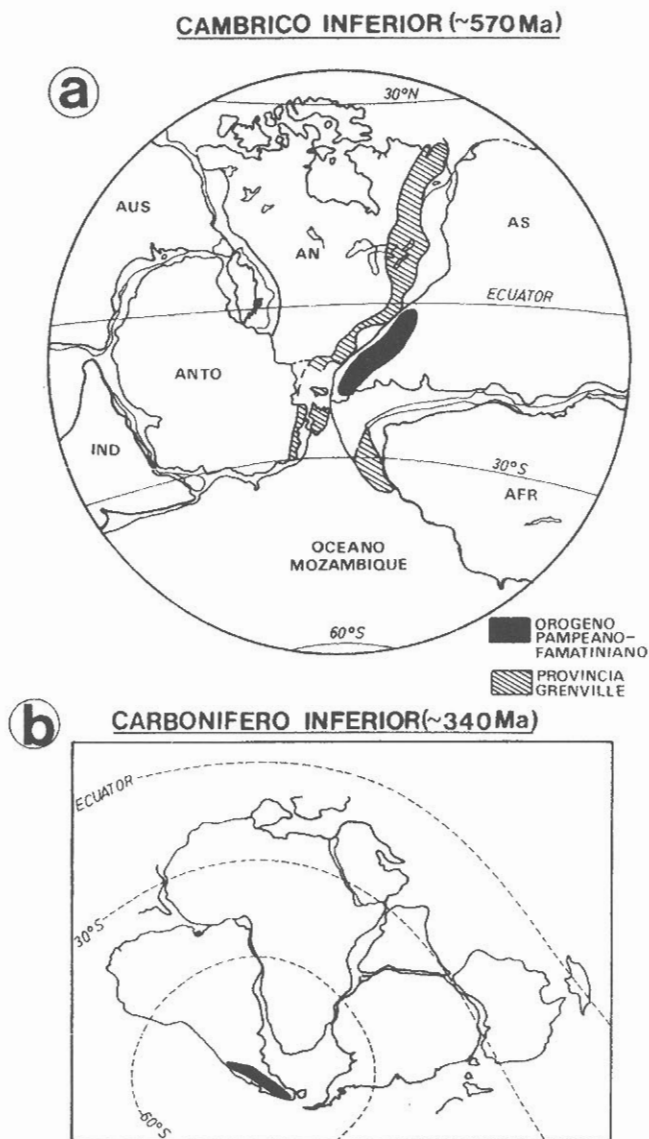


Figura 33. Reconstrucción de los supercontinentes para el límite Precámbrico-Cámbrico (Dalziel, 1991) y el Carbonífero inferior (Scotese y Barrett, 1990), mostrando la ubicación del orógeno Pampeano-Famatiniano. Obsérvese que se parte desde una posición intra-supercontinente, la que debió haber variado durante el Paleozoico Inferior a adyacente a un margen continental. AUS = Australia; AN = América del Norte; AS = América del Sur; AFR = África; ANTO = Antártida Oriental; IND = India.

toleítico (Lottner y Miller, 1986). La Figura 21 muestra que el grupo G_1 de la Sierra de Ancasti y Sierra de Quilmes se encuentran en el campo toleítico del diagrama AFM.

El grupo G_2 de las SPOR muestra tendencias calcoalcalinas que, en algunos aspectos, se asemejan a las observadas en márgenes continentales convergentes (Figura 21). Sin embargo, a pesar de esas similitudes generales (por ej. tendencias calcoalcalinas generales y evolución temporal desde unidades básicas a ácidas), el grupo G_2 muestra algunas llamativas diferencias. Estas incluyen: (a) compo-

sición peraluminosa predominante, aún en el rango de las tonalitas y granodioritas (Figura 23); (b) escasas unidades básicas (< 5% en volumen de las rocas magmáticas); (c) composición modal diferente en el diagrama QAP (Figura 11a); (d) la mayoría de las unidades del grupo G_2 cristalizan a partir de magmas ricos en agua, desarrollando enjambres de pegmatitas; (e) tienen relaciones Fe/Mg más bajos que el batolito de la Costa del Perú y también que el Grupo G_3 (Figura 21); (f) especialmente el grupo post- D_2 , tiene relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más altas (Figura 3) que las de los granitos cordilleranos de márgenes activos.

ORDOVICICO INFERIOR (480-500 Ma)

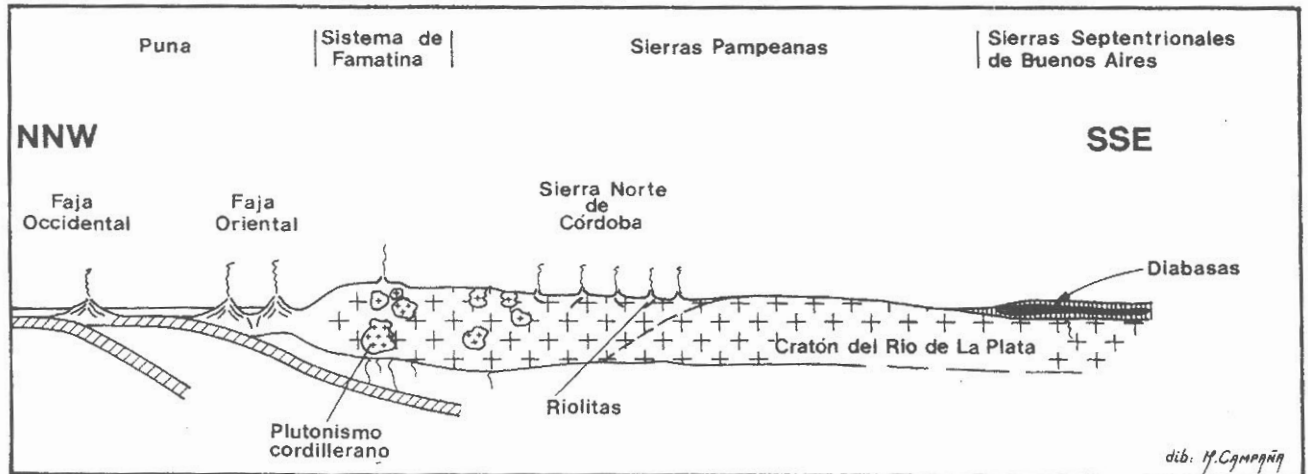


Figura 34. Perfil esquemático Puna-Sieras Septentrionales de Buenos Aires (A-A', ver Figura 1) mostrando posibles configuraciones geotectónicas inferidas para el Ordovícico inferior (ver texto). En el borde occidental del continente se desarrollaría un sistema complejo de convergencia de placas oceánicas inclinado al este, con formación de arcos de islas y magmatismo en el borde continental. El ancho de este arco sería considerable, conformando un arco cordillerano interno con plutonismo y erupciones de riolitas. Más hacia el este, sobre el Cratón del Río de La Plata, vulcanismo basáltico se emplaza subhorizontalmente en un ambiente de plataforma estable.

Algunas de las unidades syn- D_2 y especialmente el más voluminoso Cámbrico superior-Ordovícico inferior plutonismo tardío- D_2 se caracterizan por su composición peraluminosa, con facies que contienen muscovita primaria, espesartina, granate y epidoto magmático (Rapela y Shaw, 1979; Saavedra *et al.*, 1987). El modelado matemático de elementos mayoritarios y trazas para los grupos syn y tardío- D_2 de la Sierra de Quilmes sugiere que el modo de cristalización estuvo relacionado con las condiciones tectónicas durante emplazamiento: los cuerpos syn y tardío cinemáticos muestran evidencia de cristalización fraccionada, mientras que plutones intrusivos exhiben escaso fraccionamiento (Rapela y Shaw, 1979; Miller *et al.*, 1991). La relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los cuerpos syn y tardío- D_2 varía entre 0.7048 y 0.706, indicando que los magmas parentales peraluminosos no se derivaron de la fusión parcial de su entorno metasedimentario o equivalentes de la Formación Puncoviscana (Rapela *et al.*, 1990; Miller *et al.*, 1991). Su fuente es probablemente una corteza inferior básica, deprimida en elementos LIL, o de magmas derivados del manto superior en un proceso de "underplating" de la corteza continental.

Los granitoides syn y tardío- D_2 del grupo G_2 fueron llamados "granitos orogénicos" en base a su geoquímica y relación con eventos compresionales mayores (Rapela, 1982). La composición de éstos granitos se ubica en el campo de los "granitos de arco volcánico" de los diagramas discriminantes de Pearce *et al.*, (1984): Figura 30a y b. Sin embargo, como se ha dicho antes, estos grupos granitoides no tienen las típicas composiciones mineralógicas y geoquímicas de los granitoides de arco cordilleranos (Pitcher, 1983). Rapela *et al.* (1990) sugirieron la hipótesis alternativa de que estos granitoides del Ordovícico inferior de las SPOR fueran parte de un arco

cordillerano interno, que se situaba al este de un arco magmático cuyo eje coincidiría con el Sistema de Famatina.

Las rocas básicas intruídas en profundidad (7-8 kb) coetáneamente con la deformación D_2 como la gabronorita de Fiambalá, muestran una geoquímica indicativa de magmatismo relacionado a subducción (Grissom *et al.*, 1991a). Sus diagramas de trazas normalizados (Figura 25) tienen enriquecimientos de elementos LIL como Ba, Cs, Rb y K y depresión en elementos HFS como Ti, Ta, Nb e Y, lo cual es característico de los arcos magmáticos (Grissom *et al.*, 1991). Las variaciones de K, Ba y Rb son correlacionables a las variaciones de MgO y las tierras raras, REE (Figura 25) lo cual evidencia que las características mencionadas para los magmas parentales son primarias y no un resultado de alteración o contaminación (Grissom *et al.*, 1991). La Sierra de Fiambalá (Figura 7) es interpretada como la exposición exhumada de la raíz de un arco magmático de edad Ordovícica inferior (Grissom *et al.*, 1991a). Obsérvese que la Sierra de Fiambalá es el exponente más occidental de la SPOR, y hacia el sur se pasa en transición al sistema de Famatina (Figura 1 y Mapa de Famatina).

Los granitoides post- D_2 , emplazados entre los 460 y 360 Ma muestran en general relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más altas que los Cambro-Ordovícicos inferiores (Figura 3). Entre 460 y 420 existe un pico de actividad magmática representados por plutones intrusivos, coetáneos en sentido amplio con la deformación D_3 (Figura 3) y la fase tectónica Oclóyica (Figura 2). Otro grupo de granitos, el mejor estudiado de los cuales es el Batolito de Achala (Figura 7) se emplazan en el Devónico superior-Carbonífero inferior, también con relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muy altas (>0.712). El subgrupo post- D_2 y el grupo G_3 muestran claras diferencias geoquímicas con los

granitoides del Cambro-Odovícico inferior (Figura 24): se caracterizan por el alto contenido de elementos LIL (K, Rb, La, Ce) y HFS (Y y Nb). En los diagramas de Pearce *et al.* (1984) estos grupos graníticos caen en el campo de los granitos colisionales o de intraplaca (Figura 30). El Batolito de Achala tiene todas las características concurrentes de haberse generado por anatexis cortical (minerología y geoquímica peraluminosa, altas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y su composición cae netamente dentro los granitoides syn-colisionales (Rapela *et al.*, 1991c: Figura 30b). Su edad de intrusión (358-330 Ma.) no puede correlacionarse con ninguna de las fases deformativas del basamento (Figura 3) pero sí en sentido amplio con la fase tectónica Chánica detectada en las secuencias sedimentarias paleozoicas (Figura 2).

Los plutones Carboníferos del grupo G₃ caen primariamente dentro o muy cerca del campo de los "granitos de intraplaca" en la Figura 30. Pocos estudios geoquímicos de detalle se han realizado en este grupo, el que no obstante tiene importancia económica por su mineralización de U y tierras raras. Se ha sugerido que este grupo G₃ representa una actividad plutónica intracratónica relacionada a al nuevo régimen de subducción (Ciclo Gondwánico) que se instaló en el margen de sudoccidental de Gondwana durante el Paleozoico Superior.

Los granitos del **Sistema de Famatina** así como sus enclaves muestran claras tendencias calcoalcalinas (Figura 22). Escapan a esa característica general las intrusiones básicas circunscriptas y filones del sector norte de la sierra de Paimán y la sierra de Copacabana (Figura 4), que muestran una tendencia toleítica (Figura 22). Se encuentran secuencias de granitoides metaluminosos, transicionales meta-peraluminosos y peraluminosos; por ejemplo el índice de Shand varía entre 0,86-1 (Granito Cerro Blanco); 0,7-1,2 (sierras de Paganzo y Paimán) y 1,0-2,0 (sierra de Narváez). La muscovita está prácticamente ausente del sistema, como no sea en los granitoides correspondientes a las sierras de Paimán-Copacabana. En este sentido contrastan netamente con la peraluminosidad dominante de los granitoides de las Sierras Pampeanas Orientales (Figura 23).

Las Figuras 26, 27 y 28 muestran las variaciones de varios elementos traza en función de la sílice. Al ser éste un muestreo regional de los granitoides de las distintas sierras del sistema, no se observan tendencias bien definidas sino rasgos geoquímicos generales, útiles sin embargo para corroborar la calcoalcalinidad dominante. En función del aumento de SiO₂, Rb y Ba muestran correlaciones positivas en todos los casos, con excepción de los granitoides de Paimán donde la dispersión es muy grande. El Sr muestra correlaciones negativas, aunque la dispersión aquí es mayor que para el Rb. Para el Zr se observan correlaciones positivas en los granitos de Cerro Toro y Paimán y negativos en los correspondientes a los de las sierras de Narváez y Paganzo, que sugiere comportamientos diferentes en la cristalización de minerales accesorios.

En los diagramas de discriminación tectónica en base a elementos traza LIL y HFS, la gran mayoría de las rocas

graníticas del sistema de Famatina se ubica en el campo de los granitos de arco volcánico (Figura 31a y b). Una notable excepción es el Granito Potrerillos en la Sierra de Paimán, de composición leuco-monzogranítica (Figura 11c), intrusivo en la secuencia anterior, que se ubica netamente en el campo de los granitos syn-colisionales (Figura 31b). Este cuerpo, descrito recientemente por Pérez y Kawashita (1991) tiene una edad 379 ± 15 Ma y relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7110, aporta una nueva evidencia sobre el evento anatético regional ocurrido en el Devónico superior-Carbonífero inferior.

En la **Cordillera Oriental** al igual que en las SPOR no se observan evidencias apreciables de plutonismo intermedio a básico (Figura 12a). Schön y Miller (1990a, b, c y comunicación inédita) consideran dos grupos de granitoides, con un quimismo solo parcialmente análogo: por un lado las tonalitas-tronhjemitas y granitos-granodioritas del sector central y austral de Cordillera Oriental caracterizado por su restricción a composiciones silíceas, peraluminosidad y bajos contenidos de K y elementos traza incompatibles (Figura 29). En estos plutones, Lork *et al.* (1991) indican valores notablemente bajos de la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, de 0.7032-0.7034 en la su parte central y de 0.7048 en las márgenes. El segundo grupo engloba diversos plutones del sector septentrional como Cañaní y Santa Rosa de Tastil, que, como se ha dicho en el capítulo de geocronología, tienen indudables edades edades cámbricas. Lamentablemente son muy pocos los datos geoquímicos publicados de este segundo grupo, pero los existentes (Damm *et al.*, 1990) indican que al menos al plutón de Santa Rosa de Tastil tiene contenido más elevados de elementos LIL (Rb, K, Ba, UTh y Tierras Raras) Hf y en menor grado Y, y contenidos menores de Sr que los plutones de la Sierra de Cachi (Gallisky y Miller, 1990).

La representación de las tonalitas-tronhjemitas de Cachi en los diagramas discriminantes de Pearce *et al.* (1984), las sitúan en los granitoides de arco volcánico (Figura 32). Recientemente se han hecho trabajos experimentales que explican la génesis de las tonalitas-tronhjemitas peraluminosas por fusión de corteza oceánica a profundidades del orden de los 80 km y su emplazamiento entre la fosa y el arco principal (Drummond y Defant, 1990). Sus bajos contenidos de K, Th, U y Tierras Raras sugieren indudablemente la existencia de un protolito pobre en elementos incompatibles. Schön y Miller (1990c y comunicación inédita) mantienen también la implicación de materiales profundos y márgenes destructivos en la génesis de los granitoides de Cachi. Sus características los emparentarían con los granitoides de la Sierra de Quilmes, en el norte de las Sierras Pampeanas, los que también presentan muy bajo contenido total de Tierras Raras (≈ 50 ppm) y bajas relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Miller *et al.*, 1991).

Los granitoides emplazados en la faja volcánica oriental de la **Puna** (Figura 9) son peraluminosos, con índices de Shand variables entre 1 y 2.4. Presentan diseños de sus elementos traza con altos contenidos de elementos LIL, U y Th, empobrecimiento en Ta y Hf, fuertes anomalías

negativas de Eu y moderada pendiente de sus Tierras Raras, siendo sus relaciones $La/Yb = 10-13$, $Ba/La = 10-17$, $Ba/Ta = 154-278$, $La/Ta = 10-27$, características estas de arco, aunque con cierta signatura de intraplaca. En el diagrama discriminador de Pearce *et al.* (1984) se ubican en el campo de los granitos de arco, lindantes con el intraplaca e ingresan en parte en este último (Figura 19b). Son rocas altamente radiogénicas, que alcanzan relaciones iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0.7145-0.7185 (Omarini *et al.*, 1984; Coira y Barbieri, 1979), indicativo de un componente cortical en estos granitoides que están probablemente asociados a la fase Oclóyica.

Los granitoides de la faja volcánica occidental presentan también carácter peraluminoso (índice de Shand 1-2). Dentro de ellos se han diferenciado dos grupos: a) anorogénicos, como la granodiorita Choschas y el Granito Tucuraro, b) sinorogénicos como el Granito de Arita (Damm *et al.*, 1990). El primero de ellos presenta alta concentración de Ga, Nb, Zr y Tierras Raras, y bajos contenidos en elementos de transición. Los granitos sinorogénicos, por otra parte se caracterizan por altos contenidos de elementos alcalinos y alcalino-térreos, U y Th, fuertes anomalías negativas de Eu y moderada pendiente de sus Tierras Raras.

Las relaciones Ta/Zr, Ta/Hf y Ta/Nb del Batolito de San Nicolás en la costa del Perú, sobre el cratón de Arequipa, favorecen una signatura post-colisional antes que de arco volcánico (Mukasa y Henry, 1990).

2.6 Marco geotectónico eo-paleozoico

La compleja evolución geotectónica paleozoica inferior en el sudoeste de América del Sur ha sido tratada en muchos trabajos, varios de ellos recientes, cuya revisión en detalle está fuera del objeto de éste trabajo. Se remite al lector interesado a la bibliografía reciente que se menciona a continuación, con la advertencia de que es incompleta y al solo efecto de ilustrar sobre las problemáticas mayores en distintas áreas: Aceñolaza y Miller, 1982; Aceñolaza y Toselli, (1988); Aceñolaza *et al.* (1990); Allmendinger *et al.*, 1982, 1983; Bahlburg, (1991); Bahlburg y Breitzkreuz, 1990; Bahlburg *et al.*, 1988; Coira *et al.* (1982); Dalla Salda *et al.* (1990); Damm *et al.* (1990); Hervé *et al.*, (1987); Jezek *et al.* (1985); Lottner y Miller (1986); Ramos (1988); Ramos *et al.* (1986); Rapela *et al.* (1990); Willner (1990).

El aspecto que se quiere enfatizar aquí son las evidencias paleo-geotectónicas que se pueden inferir exclusivamente de las características composicionales del magmatismo eo-paleozoico y de su evolución temporal y espacial, discutidas en los capítulos anteriores.

La naturaleza *alcalina* del vulcanismo Pampeano intercalado en sedimentitas de plataforma estable de edad Precámbrica superior hasta tremadociana en la Puna y Cordillera Oriental conforman una evidencia importante

que apunta a una extensión regional, con formación de un sistema de *rift*. Las rocas básicas que integran el grupo G₁ de granitoides en las Sierras Pampeanas Orientales tienen asimismo una filiación *toleítica*.

Este evento divergente podría tener una singular importancia de confirmarse recientes reconstrucciones que indican que el estadio de Gondwana fue precedido por un estadio de supercontinente de edad Eocámbrica (Dalziel, 1991, Figura 33a). El oeste de Sudamérica (márgen proto-andino) y el este de Norteamérica habrían constituido márgenes conjugados de un rift activo durante el Precámbrico superior-Cámbrico medio (Bond *et al.*, 1984; Dalziel, 1991). La vinculación con el episodio de extensión asociado al ciclo Pampeano abre interesantes perspectivas de investigación futura.

Los sedimentos Precámbrico superior-Cámbrico inferior de la Fm. Puncoviscana en la Cordillera Oriental, son típicos de un margen continental pasivo que recibía el material únicamente del este (Baldis y Omarini, 1984; Jezek *et al.*, 1985). Este indudable márgen pasivo cambió a activo probablemente en el Cámbrico medio (etapa de proto-subducción), con la intrusión de plutones como los de Cañan y Santa Rosa de Tastil (Ramos, 1988). Esta proto-subducción se activa notablemente a partir del Cámbrico superior-Ordovícico inferior (evento D₂ en las Sierras Pampeanas, Figura 3; fase Irúyica en la Cordillera Oriental), dando inicio al magmatismo Famatiniano. Característico de este período son los granitos G₂ (syn-D₂ y tardío-D₂) de las SPOR y la intrusión de gabros en los sectores más occidentales del sistema, donde se expone la raíz del arco magmático.

En la Puna el magmatismo Famatiniano se desarrolla a lo largo de dos fajas submeridianas evidenciado ambas en su etapa temprana filiación oceánica, con características de dorsal oceánica enriquecida la occidental y de basaltos de islas oceánicas (OIB) la oriental. La actividad magmática continúa con la implantación de dos arcos volcánicos los que evolucionan en forma simultánea, al menos en parte. El oriental denota una mayor filiación cortical con altas relaciones iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$ y carácter calcoalcalino rico en K, acorde con una evolución ligada al márgen cratónico, mientras que el occidental presenta carácter calcoalcalino normal (o medio). Se ha postulado que dichas fajas se relacionaron a dos zonas de subducción, ya sea de polaridad opuesta (Dalziel y Forsythe, 1985) o inclinando al este (Ramos, 1988), modelo éste último más consistente con el estilo de deformación regional. Un corte ideal NNW-SSE desde el margen convergente hasta el cratón precámbrico del Río de la Plata (Figura 1), ilustra la posible configuración geotectónica durante el Ordovícico inferior (Figura 34).

El arco volcánico oriental, dadas sus semejanzas con el registrado en el Sistema de Famatina, se habría extendido a las Sierras Pampeanas Occidentales y posiblemente hasta la Patagonia, marginándolo sobre el borde del cratón. La actividad plutónica que se registra simultáneamente en las Sierras Pampeanas Orientales, sugiere además el desarrollo de un *cinturón cordillerano interno* con empla-

zamiento de intrusivos *peraluminosos*. En este estadio se debió haber producido una acreción lateral de arcos de islas al continente, posiblemente con colisiones menores.

Las características petrológicas, geoquímicas e isotópicas de los plutones *peraluminosos* del grupo G₂, post-D₂ (Figuras 3, 30) indican un sensible aumento del componente cortical en la fuente y marcada semejanza con granitoides colisionales. Ello sustenta diversos modelos de colisión continente-continente (p.ej. Coira *et al.*, 1982; Ramos *et al.*, 1986; Ramos, 1988; Dalla Salda *et al.*, 1990) o arco de islas-continente, para el intervalo Ordovícico-Devónico superior. Las distribuciones de edades en las distintas comarcas y las características geoquímico-isotópicas asociadas a las modas o picos de edades descriptos en los capítulos anteriores, sugiere que los magmatismos ácidos relacionados a las fases Oclóyica (Ordovícico superior-Silúrico inferior) y Chánica (Devónico superior): Figura 2 son los más conspicuos. Se ha postulado que colisión del cratón de Arequipa-Antofalla durante la fase Oclóyica (Coira *et al.*, 1982) y la del terreno de Chilenia durante el Devónico superior (Ramos *et al.*, 1986) cerrarían respectivas cuencas oceánicas. El reciente hallazgo de granitoides de 390-420 Ma. con signatura geoquímica post-colisional sobre el cratón de Arequipa sobre la costa peruana (Mukasa y Henry, 1990) ilustra sobre la vastísima extensión regional de esta etapa del magmatismo Famatiniano.

La faja de rocas básicas y ultrabásicas de las Sierras Pampeanas Occidentales (Figura 7) que pasa en transición a la Puna (borde occidental de las Cumbres de Luracatao, Figura 9) podrían representar la sutura entre las Sierras Pampeanas y la Precordillera como ya fuera sugerido por Caelles (1979). Sin embargo no existen al momento estudios geocronológicos o geoquímico-petrológicos en estas rocas para confirmar esta hipótesis. Por otro lado, los basaltos y rocas máficas de la Precordillera que podrían continuarse en la faja occidental de la Puna (Cordón de Lila, Qda. Honda) han sido interpretadas como la sutura correspondiente al terreno de Chilenia (Ramos *et al.*, 1986).

Durante el Carbonífero, después de estos estadios acrecionales, el margen occidental de Gondwana adquiere prácticamente la configuración que conservará hasta su desmembramiento en el Jurásico-Cretácico inferior (Figura 33b). Intrusivos y vulcanitas gondwánicas relacionados a una nueva subducción de edad carbonífera inferior instalada en el margen proto-pacífico, inician un nuevo ciclo magmático al par que determinan la cratonización definitiva del orógeno Pampeano-Famatiniano.

En síntesis, el magmatismo del orógeno Pampeano-Famatiniano sugiere una evolución ocurrida en un lapso de aproximadamente 230 Ma, que se inició con un episodio de rifting del supercontinente, que fue seguido de una etapa de convergencia en un margen continental. La evolución culminó con una colisión continental desarrollada probablemente en varios episodios, que produjo un engrosamiento cortical seguida del levantamiento y cratonización del orógeno en el Carbonífero inferior:

Ciclo Pampeano:

- Rifting del supercontinente (ALK-TH).
- Inicio de proto-subducción (CA).

Ciclo Famatiniano:

- Margen convergente:
- arcos de islas (CA)
- arcos continentales cordilleranos (CA-Meta) y cordilleranos internos (CA-Per)
- Colisión Oclóyica
- Colisión Chánica

Ciclo Gondwánico:

- Re-inicio de convergencia en el margen proto-pacífico. Cratonización del orógeno Pampeano-Famatiniano: intrusión de plutones y diapiros Carboníferos.

Agradecimientos

Las investigaciones del magmatismo del Paleozoico Inferior han sido llevadas a cabo mediante subsidios del CONICET (Argentina) a los tres primeros autores y convenios CONICET-CSIC (España). Se agradece al Sr. Mario Campaña (Técnico CONICET) los dibujos efectuados para este trabajo.

Bibliografía

- ACEÑOLAZA, F. G. (1978). El plutonismo eopaleozoico del Sistema de Famatina. I Reun. Nac. *El Paleozoico de Argentina. Supl. Acta Geol. Lilloana*, **14**: 91-93.
- ACEÑOLAZA, F. G. (1982). El Sistema Ordovícico en Sudamérica. *Acta Geol. Lilloana*, **16**: 77-91.
- ACEÑOLAZA, F. G. & DURAND, F.R. (1984). The trace fossil *Oldhamia*: its interpretation and occurrence in the Lower Cambrian of Argentina. *N. J. Geol. Paläont. Monatsh.* **1984**, **12**: 728-740
- ACEÑOLAZA, F. G. & DURAND, F.R. (1986). Upper Precambrian-Lower Cambrian biota from the northwest of Argentina. *Geol. Mag.*, **12**: 367-375.
- ACEÑOLAZA, F. G., DURAND, F.R. & DIAZ TADDEI, R. (1975). Geología y contenido paleontológico del basamento metamórfico de la región de Cachi, provincia de Salta. *VI Congr. Geol. Arg.*, **1**: 319-333.
- ACEÑOLAZA, F. G. & MILLER, H. (1982). Early Paleozoic orogeny in southern South America. *Precamb. Res.*, **17**: 133-146.
- ACEÑOLAZA, F. G., MILLER, H. & TOSELLI, A.J. (1988). The Puncoviscana Formation (Late Precambrian-Early Cambrian).- Sedimentology, tectonometamorphic history and age of the oldest rocks of NW Argentina. In: H. Bahlburg, Ch. Breitkreuz & P. Giese (Eds.) *The Southern Central Andes*. Springer Verlag. *Lect. Not. Earth Sci.*, **17**: 25-37.
- ACEÑOLAZA, F. G., MILLER, H. & TOSELLI, A.J. (Eds.) (1990). El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. *Ser. Correl. Geol.*, **4**, Univ. Nac. Tucumán: 227 págs.

- ACEÑOLAZA, F. G. & TOSELLI, A. J. (1973). Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. *II Congr. Latinoamer. Geol. (Caracas)*, 2: 755-783.
- ACEÑOLAZA, F. G. & TOSELLI, A. J. (1976). Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste argentino. *II Congr. Latinoamer. Geol. (Caracas)*, 2: 755-763.
- ACEÑOLAZA, F. G. & TOSELLI, A. J. (1977). Observaciones geológicas y paleontológicas sobre el Ordovícico de la zona de Chaschuil, provincia de Catamarca. *Acta Geol. Lilloana*, 14: 55-81.
- ACEÑOLAZA, F. G. & TOSELLI, A. J. (1981). Geología del Noroeste Argentino. *Univ. Nac. Tucumán, Fac. Cs., Publ. Esp.* 1287: 212 págs.
- ACEÑOLAZA, F. G. & TOSELLI, A. J. (1988). El Sistema de Famatina, Argentina: su interpretación como orógeno de margen continental activo. *V Congr. Geol. Chileno*: A55-A67.
- ADAMS, CH., MILLER, H. & TOSELLI, A. J. (1990). Nuevas edades de metamorfismo por el método K-Ar de la Formación Puncoviscana y equivalentes, NW de Argentina. In: F. Aceñolaza, H. Miller & A. J. Toselli (Eds.). *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Ser. Correl. Geol.*, 4: 209-219.
- ALLMENDINGER, R. W., JORDAN, T. E., PALMA, M. & RAMOS, V.A. (1982). Perfil estructural en la Puna Catamarqueña (25-27° S), Argentina. *V Congr. Latinoamer. Geol. (Buenos Aires)*, 1: 499-518.
- ALLMENDINGER, R. W., RAMOS, V. A., JORDAN, T. E., PALMA, M. & ISACKS, B. L. (1983). Paleogeography and Andean structural geometry, N.W. Argentina. *Tectonics*, 2: 1-16.
- AMENGUAL, R. & ZANETTINI, J. C. M. (1974). Geología de la quebrada de Humahuaca entre Uquía y Purmamarca (Provincia de Jujuy). *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 29: 30-40.
- ANDREIS, R. R., ÑIGUEZ, A. M., LLUCH, J. L. & RODRIGUEZ, S. (1989). Cuenca Paleozoica de Ventania, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. En: G. Chebili & L. A. Spalletti (Eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Inst. Super. Correl. Geol., Univ. Nac. Tucumán*: 265-298.
- ARGAÑARAZ, R., VIRAMONTE, J. G. & ZALAZAR, L. (1972). Sobre el hallazgo de serpentinitas en la Puna Argentina. *V. Congr. Geol. Arg.*, 1: 23-32.
- BACHMANN, G., GRAUERT, B., KRAMM, U., LORK, A. & MILLER, H. (1987). El magmatismo del Cámbrico Medio/Cámbrico Superior en el basamento del Noroeste de Argentina: Investigaciones isotópicas y geocronológicas sobre los granitoides de los complejos intrusivos de Santa Rosa de Tastil y Cañaní. *X Congr. Geol. Arg. (Tucumán)*, 6: 125-127.
- BACHMANN, G., GRAUERT, B. & MILLER, H. (1986). Isotopic dating of polymetamorphic metasediments from northwest Argentina. *Zbl. Geol. Palaeontol.*, 1: 1257-1268.
- BAHLBURG, H. (1990). The Ordovician basin in the Puna of NW Argentina and N Chile Geodynamic evolution from back arc to foreland basin. *Geotektinische Forschungen*, 75: 1-107.
- BAHLBURG, H. (1991). The Ordovician back-arc to foreland successor basin in the Argentinian-Chilean Puna: tectono-sedimentary trends and sea level changes. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 12: 465-484.
- BAHLBURG, H. & BREITKREUZ, C. (1990). The development of sedimentary basins as a mirror of the geodynamic evolution of the Southern Central Andes (NW Argentina, N Chile) during the Paleozoic. *XII Geol. Lateinamerika-Kolloquium*.
- BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C. & ZEIL, (1988). Geology of the Coquena Formation (Arenigian-Llanvirnian) in the NW Argentine Puna: Constraints on geodynamic interpretation. In: H. Bahlburg, C. Breitzkreuz & P. Giese (Eds.) *The Southern Central Andes*. Springer Verlag. *Lect. Notes Earth Sci.*, 17: 71-86.
- BALDIS, B. & OMARINI, R. (1984). El Grupo Lerma (Precámbrico-Cámbrico) en la comarca central Salteña y su posición en el borde Pacífico Americano. *IX Congr. Geol. Arg.*, 1: 64-78.
- BARAZANGUI, M. & ISACKS, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.
- BODENBENDER, G. (1916). La Sierra de Famatina. *An. Min. de Agric. Sec. Geol. Mineral. Minería*, 16.
- BONALUMI, A. A. (1988). Características petrológicas y geoquímicas de los granitoides asociados a la mineralización de manganeso de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero, República Argentina: *V Congr. Geol. Chileno*, II: E47-E61.
- BOND, G. C., NICKESON, P. A. & KOMINZ, M. A. (1984). Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: New evidence and implications for continental histories. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70: 325-345.
- BREITKREUZ, C. (1986). Das Palaeozoikum in den Kordilleren Nord Chiles (21° - 25° S). *Geol. Rund.*, 74: 565-572.
- BREITKREUZ, C., BAHLBURG, H., DELAKOWITZ, B. & PICHOWIAK, S. (1989). Paleozoic volcanic events in the Central Andes. *J. South Amer. Earth Sci.*, 2: 171-189.
- BRODTKORB, M. K. (1971). El yacimiento de Salamanca, ejemplo de depósito hidrotermal de Cu-Ni, República Argentina. *I Congr. Iberoamer. Geol. Econ. (Madrid)*, A-4-1: 1001-1009.
- BUGGISCH, W. (1987). Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlations. *Zbl. Geol. Paläont.*, 1, 7/8: 819-837.
- CAELLES, J. C. (1979). *The geological evolution of the Sierras Pampeanas Massif, La Rioja and Catamarca provinces, Argentine*. PhD Thesis, Queen's University, Ontario, Canada.
- CAMINOS, R. (1979). Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, la Rioja y San Juan. In: A.F. Leanza (Ed.) *Geología Regional Argentina. Acad. Nac. de Cs.*, 41-80.
- CAMINOS, R. & LLAMBIAS, E. J. (1984). Basamento cristalino. In: V.A. Ramos (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Relatorio IX Congr. Geol. Arg. (S.C. de Bariloche)*: 37-63.
- CARLIER, G., GRANDIN, G., LAUBACHER, G., MAROCCO, R. & MÉGARD, F. (1982). Present knowledge of magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Perú. *Earth Sci. Rev.*, 18: 253-283.
- CINGOLANI, C.A. (1985). Dataciones geocronológicas sobre rocas pelíticas del Grupo Curamalal, Sierras Australes de Buenos Aires. Su posible vinculación con la deformación tectónica. *I Jorn. Geol. Bonaerenses (Tandil)*, 133.
- CINGOLANI, C., DALLA SALDA, L., HERVE, F., MUNIZAGA, F., PANKHURST, R. J., PARADA, M. A. & RAPELA, C. (1991). Evolution of the North Patagonian Andes and adjacent continental massif; new impressions of Andean and pre-Andean tectonics. *Geol. Soc. Amer., Mem.* (En prensa).
- CINGOLANI, C. A. & VARELA, R. (1973). Examen geocronológico por el método rubidio-estrónicio de las rocas ígneas de

- las rocas australes bonaerenses. *V Congr. Geol. Arg. (Buenos Aires)*, 1: 349-371.
- CINGOLANI, C. A. & VARELA, R. (1975). Geocronología rubidio-estroncio de rocas ígneas y metamórficas de las Sierras Chica y grande de Córdoba, República Argentina. *II Congr. Ibero-Amer. Geol. Econ.*, 1: 9-36.
- CISTERNA, C. E. (1986). *Contribución al conocimiento geológico de la región comprendida en la localidad de La Angostura, Departamento San Carlos, Cordillera Oriental, Provincia de Salta*. Tesis de Grado, Universidad Nacional de Tucumán.
- CISTERNA, C. (1989). Granitoides del extremo norte de la Sierra de Narváez, Catamarca, Argentina: Aspectos geológicos y geoquímicos. *XI Congr. Geol. Arg. (San Juan)*, 1: 32-35.
- CISTERNA, C. E. (1991). Características geológicas y geoquímicas de los granitoides de La Angostura, Valle Calchaquí, Salta, Argentina. *VI Congr. Geol. Chileno*, 1: 217-220.
- COIRA, B. (1973). Resultados preliminares sobre la petrología del ciclo eruptivo ordovícico concomitante con la sedimentación de la Formación Acoite, en la zona de Abra Pampa, Prov. de Jujuy. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 28: 85-88.
- COIRA, B. (1974). Levantamiento Geológico de la Hoja 9 a-b, Salar de Antofalla, provincia de Catamarca. *Serv. Geol. Nac.* (Inédito)
- COIRA, B. (1975). Ciclo efusivo ordovícico registrado en la Formación Acoite, Abra Pampa, Prov. de Jujuy, Argentina. *II Congr. Iberoamer. Geol. Econ.*, 1: 37-56.
- COIRA, B. & BARBER, E. (1987). Vulcanismo submarino ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano) del Río Huaitiquina, Prov. Salta, Argentina. *Simp. Intern. Vulc. Andino, X Congr. Geol. Arg. (Tucumán)*, 4: 305-507.
- COIRA, B. & BARBER, E. (1989). Vulcanismo submarino ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano) del Río Huaitiquina, Prov. Salta, Argentina. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, 44: 68-77.
- COIRA, B. & BARBIERI, M. (1989). Relaciones isotópicas de estroncio de volcanitas cenozoicas de los Andes centrales (22°-24°30' S Puna, Argentina). *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, 44: 78-88.
- COIRA, B. & NULLO, F. (1987). Facies piroclásticas del vulcanismo ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano), Salina de Jama, Jujuy. *Simp. Intern. Vulc. Andino, X Congr. Geol. Arg. (Tucumán)*, 4: 308-311.
- COIRA, B. & NULLO, F. (1989). Facies piroclásticas del vulcanismo ordovícico (Arenigiano-Llanvirniano), Salina de Jama, Jujuy. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, 44: 89-95.
- COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C & RAMOS, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Sci. Rev.*, 18: 303-332.
- COIRA, B., KOUKHARSKY, M. & PÉREZ, A. (1987). Rocas volcanoclásticas ordovícicas de la Sierra de Guayaos, Prov. de Salta, Argentina. *Simp. Intern. Vulc. Andino, X Congr. Geol. Arg. IV*: 312-315.
- COIRA, B., MANCA, N & CHAYLE, W. (1990). Registros volcánicos en la Formación Puncoviscana. *Ser. Correl. Geol.*, 4: 53-60.
- CORDANI, U. G., OMARINI, R. H., VANCINI, F. R. B. & PETRONILHO, L. (1990). Geocronología Rb/Sr y K/Ar del complejo granítico Santa Rosa de Tastil y de la Formación Puncoviscana, Salta, Argentina. *XI Congr. Geol. Arg.*, 2: 239-242.
- COWIE, J. W. & BASSETT, M. G. (1989). IUGS 1989 Global Stratigraphic Chart. *Episodes* 12 (Supplement).
- CUNEY, M., LEROY, J., VALDIVIEZO, P. A., DAZIANO, C., GAMBA, M., ZARCO, A. J., MORELLO, O., NINCI, C. & MOLINA, P. (1989). Geochemistry of the uranium mineralized Achala Granitic Complex, Argentina: comparison with Hercynian peraluminous leucogranites of western Europe. In: *Metallogenesis of Uranium Deposits. Internat. Atomic Energy Agency, IAEA-TC-542/16*: 211-232.
- CHAYLE, W. E. & COIRA, B. (1987). Vulcanitas básicas a ultrabásicas y mesosilíceas de la Formación Puncoviscana en el área del Cerro Alto de Minas, Departamento de tilcara, Jujuy, Argentina. *X Congr. Geol. Arg.*, 4: 296-298.
- CHEBLI, G., GEBHARD, J. & MENZEL, M. (1975). Estratigrafía y magmatismo en la zona de la estancia La Juanita y alrededores (Departamento Deseado, provincia de Santa Cruz). *VI Congr. Geol. Arg. (Bahía Blanca)*, (Buenos Aires), 1: 357-373.
- DALLA SALDA, L., BOSSI, J. & CINGOLANI, C. (1988). The Rio de la Plata Cratonic Region of Southwestern Gondwanaland. *Episodes*, 11: 263-269.
- DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C. & VARELA, R. (1990). The origin of Patagonia. *Comunicaciones*, 41: 55-64.
- DALLA SALDA, CINGOLANI, C. & VARELA, R. (1991). *El orógeno colisional paleozoico en Argentina*. *Rev. Ser. Correl. Geol.*, (en prensa).
- DALZIEL, I. W. D. (1991). Pacific margin of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, 19: 598-602
- DALZIEL, I. W. D. & FORSYTHE, R. D. (1985). Andean evolution and the terrane concept. In: E.D. Howell (Ed.) *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region*. *Circum-Pacific Council Energ. Resour., Earth Sci. Ser. 1*: 565-581
- DAMM, K. W., PICHOWIAK, S. & TODT, W. (1986). Geochemie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des metamorphen grundgebirges in Nordchile. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, A 66*, 1: 73-146
- DAMM, K. W., PICHOWIAK, S., HARMON, R. S., TODT, W., KELLEY, S., OMARINI, R. & NIEMEYER, H. (1990). Pre-Mesozoic evolution of the central Andes: The basement revisited. In: S.M. Kay and C.W. Rapela (Eds.). *Plutonism from Antarctica to Alaska*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 241: 101-126.
- DE ALBA, E. (1964). Descripción geológica de la Hoja 41j, Sierra Grande (provincia de Río Negro). Dirección Nacional de Geología y Minería, Bol. 97. Buenos Aires.
- DE ALBA, E. (1972). El Sistema de Famatina. In: A. Leanza (Ed). *Geología Regional Argentina. Acad.Nac. Cs.*: 143-184.
- DE ALBA, E. (1979a). Descripción geológica de la Hoja 16d, Chilecito, provincia de La Rioja. *Serv. Geol. Nac. Bol.* 163.
- DE ALBA, E. (1979b). *El Sistema de Famatina. II Simp. Geol. Reg. Arg.*, 1: 349-396.
- DE GIUSTO, J., DI PERSIA, C. & PEZZI, E. (1980). Nesocratón del Deseado. In: J.C.M. Turner (Ed.) *II Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cs.*, 2: 1389-1430.
- DRUMMOND, M. S. & DEFANT, M. J. (1990). A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab meeting: Archean to Modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95: 21.503-21.525.
- DURAND, F., TOSELLI, A., ACEÑOLAZA, F., LECH, R., PEREZ, W. & LENCINA, R. (1990a). Geología de la Sierra de Paimán, Pcia. de La Rioja, Argentina. *XI Congr. Geol. Arg. (San Juan)*, 2: 115-18.
- DURAND, F., TOSELLI, A., ROSSI, J., SAAVEDRA, J., & PELLITERO, E. (1990b). El complejo máfico-félsico de Anguinán (La Rioja, Argentina) y su significación dentro del

- plutonismo del Paleozoico inferior Andino. *Symp. Internat. "Geodynamique Andine" (Grenoble)*, 375-378.
- FRENGUELLI, J. (1937). Investigaciones geológicas en la zona salteña del valle de Santa María: **Obra Cincuentenario Museo La Plata**, 2: 215-576.
- FURQUE, G. & CUERDA, A. J. (1979). Precordillera de la Rioja, San Juan y Mendoza. In: *Geología Regional Argentina*, **Acad. Nac. de Cienc.**, 2: 455-522.
- GALLISKI, M. A. (1983). Distrito minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, provincia de Salta. I: El basamento del tramo septentrional de la Sierra de Cachi. **Asoc. Geol. Arg., Rev.**, 38: 209-224.
- GALLISKI, M. A. & MILLER, C. F. (1990). Petrogénesis de las trondhjemitas de Cachi: condicionamientos impuestos por Tierras Raras e implicancias tectónicas. *Reun. Transectas Amer. Sur (Mar del Plata)*: 58-62.
- GALLISKI, M. A., TOSELLI, A. J. & SAAVEDRA, J. (1987). Petrología y geoquímica de las trondhjemitas de Cachi, provincia de Salta, República Argentina. *X Congr. Geol. Arg. (San Miguel de Tucumán)*, 4: 128-131.
- GALLISKI, M. A., TOSELLI, A. J. & SAAVEDRA, J. (1990). Petrology and geochemistry of the Cachi high-alumina trondhjemites, northwestern Argentina. In: S.M. Kay & C.W. Rapela (Eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*. **Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 241**: 91-100.
- GONZÁLEZ BONORINO, F. (1950). Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. **Rev. Asoc. Geol. Arg.**, 3: 81-110.
- GONZALEZ, R. ET AL. (1985). La actividad eruptiva en Sierras Pampeanas; Esquematación geográfica y temporal. **Acta Geol. Lilloana**, 16: 289-318.
- GORDILLO, C. E. & LENCINAS, A. N. (1979). Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. In: *Geología Regional Argentina*. **Acad. Nac. de Cienc.**, 2: 577-650.
- GRECCO, L. E. (1990). *Geoquímica y petrología de los intrusivos graníticos Cerros Colorados y Aguas Blancas, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur. (Inédito).
- GRISSOM, G. C., DEBARI, S. M., PAGE, R., PAGE, S., VILLAR, L., COLEMAN, R. G. & DE RAMÍREZ, M. V. (1991). Geology of the Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina: implications for Paleozoic Andean tectonics. In: R.S. Harmon & C.W. Rapela (Eds.). *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. **Spec. Paper Geol. Soc. of Amer.**, 265 (En prensa)
- GRISSOM, G. C. (1991). *Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic arcs: Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina*. Ph.D. Thesis, Stanford University (inédito).
- HALPERN, M., & LATORRE, C. O. (1973). Estudio geocronológico inicial por el método Rb-Sr de rocas cristalinas del NW de la República Argentina. **Rev. Asoc. Geol. Arg.**, 28: 195-205.
- HAUSEN, H. (1921). On the lithology and geological structure of the Sierra the Umango area, province of La Rioja, Argentine Republic. **Acta Acad. Boensis. Mathem et Physis**, I.
- HERNÁNDEZ, L. B., SHIMAZU, M. & KAGAMI, H. (1989). Rb/Sr whole rock isochron ages of granitoid rocks from eastern part of the Northpatagonian Massif. **Ann. Meeting Min., Petrol. Econom. Geol.**
- HERVE, F. (1988). Late Paleozoic Subduction and Accretion in Southern Chile. **Episodes**, 11: 183-188.
- IÑIGUEZ, A. M., DEL VALLE, A., POIRÉ, G., SPALLETTI, L. A. & ZALBA, P. (1989). Cuenca Precámbrica/Paleozoica Inferior de Tandilia, provincia de Buenos Aires. In: G. Chebli & L.A. Spalletti (Eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Univ. Nac. Tucumán. **Inst. Sup. Correl. Geol.**: 245-263.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971). A guide to chemical characterization of the common volcanic rocks. **Can. J. Earth Sci.**, 8: 523-548
- JEZEK, P., WILLNER, A. P., ACEÑOLAZA, F. G. & MILLER, H. (1985). The Puncoviscana trough. A large basin of late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. **Geol. Rundsch.**, 74: 573-584
- JORDAN, T. E. & ALLMENDINGER, R. W. (1986). The Sierras Pampeanas of Argentina; A modern analogue of the Rocky Mountain foreland deformation. **Amer. J. Sci.**, 286: 737-764.
- KAY, S. M. (1991). Miocene 'flat-slab' volcanic rocks as guides to lithospheric processes in the Central Andes (25-33 S). *VI Congr. Geol. Chileno*, 1: 579-583.
- KAY, S. M. & GORDILLO, C. E. (1990). Pocho volcanic rocks in the Sierra de Córdoba. Melting of depleted continental lithosphere above a shallow subduction zone. *XI Congr. Geol. Arg.*, 1: 60-63.
- KAY, R. W. & HUBBARD, N. (1978). Trace element in ocean ridge basalt. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 38: 95-111.
- KAY, S. M., RAMOS, V. A. & KAY, R. (1984). Elementos mayoritarios y trazas de vulcanitas ordovícicas en la Precordillera occidental. Basaltos de rift oceánicos tempranos (?) próximos al margen continental. *IX Congr. Geol. Arg.*, 2: 48-65.
- KILMURRAY, J. O., MERODIO, J. C. & RAPELA, C. W., (1974). Las metamorfitas cordieríticas del área Estación Incahuasi-Santa Rosa de Castil, provincia de Salta. **Rev. Asoc. Geol. Arg.**, 29: 425-442.
- KITTL, E. (1965). Edad de las rocas graníticas y los ciclos metalogénicos de la Argentina. **Acad. Nac. Cs. Rep. Arg.**, 44: 98-103.
- KNUTVER, M., & MILLER, H. (1982). Rb-Sr geochronology of the Sierra de Ancasti (Pampean Ranges, NW Argentina). *V Congr. Latino-Amer. Geol. Argentina*, 3: 457-471.
- KOUKHARSKY, M. & MIRRE, J. C. (1974). Nuevas evidencias del vulcanismo ordovícico en la Puna. **Asoc. Geol. Arg., Rev.** 29: 128-134.
- KOUKHARSKY, M., COIRA, B. & MORELLO, O. (1987). Vulcanismo ordovícico de la Sierra de Guayaos, Prov. Salta. Argentina. Características petrológicas e implicancias tectónicas. *Simp. Intern. Vulc. Andino.*, X Congr. Geol. Arg., 6: 312-315
- KOUKHARSKY, M., COIRA, B. & MORELLO, O. (1989). Vulcanismo Ordovícico de la Sierra de Guayaos, Prov. Salta, Argentina. **Asoc. Geol. Arg. Rev.**, 44: 207-216.
- KOUKHARSKY, M., COIRA, B., BARBER, E. & HANNING, M. (1988). Geoquímica de vulcanitas ordovícicas de la Puna (Argentina) y sus implicancias tectónicas. *V Congr. Geol. Chileno*, 3: 137-151.
- LAUBACHER, G. (1978). Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au Nord-Quest du Lac Titicaca (Pérou). **Trav. Docum. de l'O.R.S.T.O.M.**, 95: 21 págs.
- LAVANDAIO, E. (1973). Geología del Cerro Tolar, Cuchilla Negra, Sierra de Famatina, La Rioja. *V Congr. Geol. Arg.*, 4: 41-54.
- LESTA, P., FERELLO, R. & CHEBLI, G. (1980). Chubut Extraandino. In: *II Simp. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Cs. Córdoba*, 2: 1307-1387.
- LINARES, E. (1959). Los métodos geocronológicos y algunas edades de minerales de la Argentina por medio de la relación plomo-uranio. **Rev. Asoc. Geol. Arg.**, 16: 3-4.

- LINARES, E. (1968). Datación geológica de las rocas graníticas de la provincia de Córdoba. *III Jorn. Geol. Arg., Comodoro Rivadavia*, 2: 199-206.
- LINARES, E., CAGNONI, M. C., DO CAMPO, M. & OSTERA, H. A. (1988). Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southwestern Neuquén and northwestern Río Negro provinces, Argentine Republic. *J. South Amer. Earth Sci.*, 1: 53-61.
- LINARES, E. & CORDANI, U. G. (1976). Edades potasio-argón de anfibolitas de la provincia de Córdoba, Rep. Arg. *VI Congr. Geol. Arg.*, 1: 501-509.
- LINARES, E. & GONZÁLEZ, R. R. (1990). Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina (1957-1987). *Publ. Esp. Asoc. Geol. Arg. Serie "B" (Didáctica y Complementaria)*, 19: 628 págs.
- LINARES, E. & LATORRE, C. O. (1969). Edades potasio-argón y plomo-alfa de rocas graníticas de las provincias de Córdoba y San Luis. *IV Jorn. Geol. Arg., (Mendoza)*, 2: 195-204.
- LINARES, E., LLAMBIAS, E. J. & LATORRE, C. O. (1980). Geología de la provincia de La Pampa, República, Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 35: 87-146.
- LIRA, R. & KISCHBAUM, A. (1990). Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. In: S.M. Kay & C.W. Rapela (Eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska, Special Paper Geol. Soc. Amer.*, 241: 67-76.
- LIRA, R. & RIPLEY, E. M. (1989). Fluid inclusion studies of the Rodeo de Los Molles REE and Th deposit, Las Chacras Batholith, Central Argentina. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 54: 663-671.
- LOPEZ DE LUCHI, M. (1987). Caracterización geológica y geoquímica del pluton La Tapera y del batolito de Renca, Prov. de San Luis, Rep. Arg. *X Cong. Geol. Arg., Simp. Circum-Pacific Phanerozoic granites*, 4: 84-87.
- LORENC, M. & PEREZ, W. A. (1987). Las rocas ígneas del extremo norte de la Sierra de Paimán, provincia de La Rioja, Argentina. *X Cong. Geol. Arg.*, 4: 111-114.
- LORK, A., GRAUERT, B., KRAMM, U. & MILLER, H. (1991). U-Pb investigations of monazite and polyphase zircon: implications for age and petrogenesis of trondhjemites of the southern Cordillera Oriental, NW Argentina. *VI Congr. Geol. Chileno*, 1: 298-402.
- LORK, A., MILLER, H. & KRAMM, U. (1989). U-Pb zircon and monazite ages of the La Angostura granite and the orogenic history of the northwest Argentine basement. *J. South Amer. Earth Sci.*, 2: 147-153.
- LOTTNER, U. S. (1986). Strukturgebundene Magmententwicklung in Altpaläozoischen Grundgebirge NW-Argentiniens am Beispiel der Sierra de Ancasti (Provinz Catamarca). *Münst. Fokrsch. zur Geol. Paläont.*, 65: 180 pág.
- LOTTNER, U. S. & MILLER, H. (1986). The Sierra de Ancasti as an example of the structurally controlled magmatic evolution in the Lower Paleozoic basement of the NW-Argentine Andes. *Zbl. Geol. Palaont.*, 1: 1269-1281.
- LUCERO MICHAUT, N. (1979). Sierras Pampeanas del Norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. In: *II Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cs. Córdoba*, 1: 293-348.
- LLAMBIAS, E. J. & CAMINOS, R. (1986). El magmatismo neopaleozoico de Argentina. In: *El Sistema Carbonífero en la República Argentina* (Síntesis). *Actas Acad. Cienc. Córdoba*: 253-279.
- LLAMBIAS, E. J., CAMINOS, R. & RAPELA, C. W. (1984). Las plutonitas y vulcanitas del Ciclo Eruptivo Gondwánico. *IX Congr. Geol. Arg., Relatorio*, 1: 85-115.
- LLAMBIAS, E. J., CINGOLANI, C., VARELA, R., PROZZI, C., ORTÍZ, A., CAMINOS, R., TOSELLI, A. & SAAVEDRA, J. (1991). Leucogranodioritas sincinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis, República Argentina. *VI Congr. Geol. Chileno*, 1: 187-191.
- MAISONAVE, H. M. (1973). Estratigrafía de los alrededores de Chaschuil. Dpto. Tinogasta, Prov. de Catamarca. *V Congr. Geol. Arg.*, 4: 75-87.
- MANCA, N., COIRA, B., BARBER, E. & PEREZ, A. (1987). Episodios magmáticos de los ciclos Pampeano y Famatiniano en el Río Yacoraité, Jujuy. *X Cong. Geol. Arg.*, 6: 299-301.
- MANCA, N., COIRA, B., BARBER, E. & PEREZ, A. (1989). Episodios magmáticos de los ciclos Pampeano y Famatiniano en el Río Yacoraité, Jujuy. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, 44: 237-245.
- MAROCCO, R. (1978). Un segment E-W de la Chaîne des Andes Péruviennes: La Déflexion d'Abacany-Etude Géologique Cordillère Orientale et des hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel-Sud du Pérou (12° 30' S á 14° 00 S). *Trav. Doc. l'O.R.S.T.O.M.*, 94: 195 págs.
- MENDEZ, V., NAVARINI, A., PLAZA, D. & VIERA, O. (1972). Faja eruptiva de la puna oriental, *V Congr. Geol. Arg.*, 6: 89-100.
- MOYA, C. & SALFITY, J. (1982). Los ciclos magmáticos en el noroeste argentino. *V Congr. Latinoamer. Geol.*, 3: 523-526.
- MILLER, C. F., PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W., SAAVEDRA, J. & TOSELLI, A. (1991). Génesis de Iso granitoides paleozoicos peraluminosos, áreas Taff del Valle y Cafayate, Sierras Pampeanas, Argentina. *VI Congr. Geol. Chileno*, 1: 36-39.
- MIRRE, J. C. (1971). Caracterización de una comarca de metamorfismo regional de alto grado: la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 26: 113-127.
- MPODOZIS, C., HERVÉ, F., DAVIDSON, J. & RIVANO, S. (1983). Los granitoides de Cerro de Lila, manifestaciones de un episodio intrusivo y termal del Paleozoico inferior en los Andes del norte de Chile. *Rev. Geol. Chile*, 18: 3-14.
- MUKASA, S. B. & HENRY, D. J. (1990). The San Nicolás batholith of coastal Peru: early Palaeozoic continental arc or continental rift magmatism?. *J. Geol. Soc. London*, 147: 27-39.
- NIEMEYER, H. (1989). El complejo ígneo-sedimentario del Cordón de Lila, región de Antofagasta: Significado tectónico. *Rev. Geol. Chile*, 16: 163-181.
- NULLO, F. E. (1977). Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Bol. 158. Buenos Aires.
- NULLO, F. (1987). Descripción geológica de la Hoja 4 a-b, Susques, provincia de Jujuy. Serv. Geol. Nac. (Inédito). Bs. As.
- NULLO, F. (1988). Estratigrafía ordovícica del área de Susques, Jujuy, Arg. *V Congr. Geol. Chileno*, 1: A 85-100.
- OMARINI, R. H. (1983). *Caracterización litológica diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el Valle de Lerma y la Fala Eruptiva de la Puna*. Tesis Univ. Nac. de Salta, Arg.: 220 págs.
- OMARINI, R. & ALONSO, R. N. (1987). Lavas en la Formación Puncoviscana, Río Blanco, Salta, Argentina. *X Congr. Geol. Arg.*, IV: 292-296.
- OMARINI, R., APARICIO YAGUE, A. & VIRAMONTE, J. G. (1987a). Cañaní granitic complex, Salta, Argentina. Geochemical and petrological approach. *X Cong. Geol. Arg.*, 4: 122-124.

- OMARINI, R., APARICIO YAGUE, A., PICHOWIAK, S., VIRAMONTE, J. G., DAMM, K. W. & GARCIA CACHO, L. (1987b). Santa Rosa de Tastil granitic complex, Salta, Argentina. An unusual "S" type granite. *X Congr. Geol. Arg.*, 4: 119-121.
- OMARINI, R., VIRAMONTE, J. G., CORDANI, U., SALFITY, J. & KAWASHITA, K. (1984). Estudio isotópico de la Faja Eruptiva de la Puna a los 22 35'S, Arg. *II Congr. Geol. Chileno*, Actas: 258-269.
- PALMA, M. A., PARICA, P. D. & RAMOS, V. A. (1986). El granito de Archibarca. Su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, 41: 414-419
- PARICA, P. C. (1986). Petrología y geocronología del sector central de la sierra de Lonco Vaca, La Pampa. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, 51: 270-289.
- PASTORE, F. (1932). Hoja 20i del mapa geológico de la Argentina: Ministerio Agricultura, Dirección Minería y Geología. Boletín 36, 67 págs.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci. Lett*, 19: 290-300.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- PELLITERO, E., SAAVEDRA, J., ROSSI, J. & TOSELLI, A. S. (1990). Granitoides de Cerro Toro (Sistema de Famatina, Argentina): un ejemplo de los procesos de interacción entre magmas félsicos y máficos en el Basamento Andino. *Symp. Internat. "Geodynamique Andine" (Grenoble)*: 367-370.
- PENCK, W. (1920). *Der Sudrand der Puna de Atacama*. Abh. Nath. Phys. Klas. Sachsichen Akad. Wiss.
- PEREZ, W. A. (1988). Evidencias preliminares de mezcla de magmas en el norte de la Sierra de Paimán, Rep. Arg. *V Congr. Geol. Chileno*, 3: 145-162.
- PEREZ, W. & KAWASHITA, K. (1991). K-Ar and Rb-Sr geochronology of igneous rocks from the Sierrade Paimán, northwestern Argentina. *J. South Amer. Earth Sci.* (en prensa).
- PEZZUCHI, H. D. (1978). *Estudio geológico de la zona de Estancia Dos Hermanos, Estancia 25 de Marzo y Adyacencias, Departamento Deseado, provincia de Santa Cruz*. Fac. Cienc. Nat. Museo La Plata, Tesis Doct. (Inédito).
- PITCHER, W. S. (1983). Granite type and tectonic environment. In: K. Hsu (Ed.). *Mountain building processes*, Academic Press: 19-40.
- PLOSZKIEWICZ, J. V., ORCHUELA, I. A., VAILLARD, J. C. & VIÑES, R. F. (1984). Compresión y desplazamiento lateral en la zona de falla Huincol, provincia de Neuquén: estructuras asociadas. *X Congr. Geol. Arg.*, 2: 163-169.
- QUARTINO, B. J., ZARDINI, R. A. & AMOS, A. J. (1971). Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta. *Asoc. Geol. Arg., Monografías*, 1: 1-184.
- RAMOS, V. A. (1984). Patagonia: un continente a la deriva?. *IX Congr. Geol. Arg., Bariloche (Río Negro)*, 2: 311-328.
- RAMOS, V. A. (1988). Late Proterozoic-Early paleozoic of South America: a collisional history. *Episodes*, 11: 168-174.
- RAMOS, V. A., JORDAN, T. E., ALLMENDINGER, R. W., MPDOZIS, C., KAY, S. M., CORTES, J. M. & PALMA, M. (1986). Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5: 855-880.
- RAPELA, C. W. (1976a). El basamento metamórfico de la región de Cafayate, prov. de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 31: 203-222.
- RAPELA, C. W. (1976b). Las rocas graníticas de la región de Cafayate, provincia de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 31: p. 260-278.
- RAPELA, C. W. (1982). Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, prov. de Córdoba. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 37: 313-330.
- RAPELA, C. W., DALLA SALDA, L. H & CINGOLANI, C. A. (1974). Un intrusivo básico Ordovícico en la "Formación la Tinta" (Sierra de los Barrientos, provincia de Buenos Aires, Rep. Argentina). *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 29: 319-331.
- RAPELA, C. W., DIAS, G., FRANZESE, J., ALONSO, G. & BENVENUTTO, A. (1991). Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Rev. Geol. Chile* (en prensa).
- RAPELA, C. W. HEAMAN, L. & MCNUTT, R. H. (1982). Rb-Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *J. Geol.*, 90: 574-582.
- RAPELA, C. W. & KAY, S. M. (1988). Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes*, 11: 175-182.
- RAPELA, C. W., PANKHURST, R. J & BONALUMI, A. A. (1991). Edad y geoquímica del Pórfido Granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *VI Congr. Geol. Chileno*, 1: 19-22.
- RAPELA, C. W., PANKHURST, R. J., KIRSCHBAUM, A. & BALDO, E. G. A. (1991). Facies intrusivas de edad carbonífera en el Batolito de Achala: evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas?. *VI Congr. Geol. Chileno*, 1: 40-43.
- RAPELA, C. W., PANKHURST, R. J & OVIEDO E. S. (1991). The Gastre Fault System: an intraplate boundary during the initial rifting of Gondwana?. *V Intern. Circumpacific Terrane Conference, Comunicaciones*, 42: 186-193.
- RAPELA, C. W. & SHAW, D. M. (1979). Trace and major element models of granitoid genesis in the Pampean Ranges, Argentina. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 1117-1129.
- RAPELA, C. W., TOSELLI, A., HEAMAN, L. & SAAVEDRA, J. (1990). Granite plutonism of the Sierras Pampeanas: An inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. In: S.M. Kay & C.W. Rapela (Eds.). *Plutonism from Antarctica to Alaska*. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* 241: 77-90.
- REISSINGER, M. (1983). Evolución geoquímica de las rocas plutónicas *Munst. Forsch. Geol. Paläont.*, 59: 101-112.
- RODRIGO, L. A. & CASTAÑOS, A. (1978). *Sinopsis Estratigráfica de Bolivia, I: Parte Paleozoica*. Acad. Nac. Cienc. Bolivia, La Paz, 146.
- ROSSI DE TOSELLI, J. N., TOSELLI, A. J., MEDINA, M. E. & SAAL, A. (1987). Los stocks granofíricos de Chaschuil, Sierra de Narváez, Catamarca, Argentina. *X Congr. Geol. Arg.*, 6: 151-153.
- ROSSI DE TOSELLI, J., TOSELLI, A., & WAGNER, S. (1991). Geobarometría de hornblendas en granitoides calcoalcalinos, Sistema de Famatinas, Argentina. *VI Congr. Geol. Chileno*, 1: 244-247.
- SAAL, A. (1988). Los granitoides de la Sierra de Paganzo, La Rioja, Argentina. *V Congr. Geol. Chileno*, 3: II-1-15.
- SAAVEDRA, J., ROSSI DE TOSELLI, J., TOSELLI, A. & GARCÍA SANCHEZ, A. (1985). The origin of the two-mica granites of the Loma Pelada pluton, northwest Argentina. *Lithos*, 18: 179-185.
- SAAVEDRA, J., TOSELLI, A., & ROSSI DE TOSELLI, J. N. (1984). Aspectos geológicos y geoquímicos del granito peraluminico de Loma Pelada, Tafí del Valle, Tucumán. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 39: 12-27.
- SAAVEDRA, J., TOSELLI, A., ROSSI DE TOSELLI, J. N., & RAPELA, C. W. (1987). Role of tectonism and fractional crystallization in the origin of lower Paleozoic epidote-bea-

- ring granitoids, northwestern Argentina. **Geology**, **15**: 709-713
- SABALUA, J., CHABERT, M. & SANTAMARIA, G. (1981). Mineralización de sulfuros de hierro, cobre y níquel en el cuerpo básico de Las Águilas, provincia de San Luis. *VIII Congr. Geol. Arg.*, **4**: 497-507.
- SALFITY, A. J., GORUSTOVICH, S. A. & MOYA, M. C. (1984). Las fases diastróficas en los Andes del Norte Argentino. *Inter. Simp. Central-Andean Tectonics and Relations with Natural Resources*. Acad. Nac. Cienc. Bolivia, La Paz.
- SCHALAMUCK, L., DALLA SALDA, L., ANGELELLI, V., FERNANDEZ, R. & ETCHEVERRY, R. (1983). Rocas máficas y ultramáficas, Petrología y mineralización; Geología de la Sierra de Ancasti. **Münster. Forsch. Geol. Paläont.**, **59**: 113-136.
- SCHON, C. H. & MILLER, H. (1990a). Desarrollo bifásico del complejo intrusivo al SW de Cachi, Prov. de Salta, NW Argentino. *XI Congr. Geol. Arg.*, **1**: 137-140.
- SCHON, C. H. & MILLER, H. (1990b). The evolution of the Lower Paleozoic trondhjemite/granite suites SW of Cachi, NW Argentina. *Symp. Intern. "Géodynamique Andine"*, Grenoble: 363-366.
- SCHON, C. H. & MILLER, H. (1990). Two-stage ascent of mantle-derived, subcalic magma: The Lower Paleozoic intrusion suites SW of Cachi, NW-Argentina. *XII Geol. Lateinamerika-Kolloquium*.
- SCHREIBER, U. (1987). *Zur Geochemie kanozoischer Vulkanite und ihrer Xenolithe aus der ostlichen Puna Nordwest-Argentiniens*. Clausthaler Geowiss. Diss., **24**: 163.
- SCOTSE, C. R. & BARRETT, S. F. (1990). Gondwana's movement over the south Pole during the Palaeozoic: evidence from lithological indicators of climate. In: W. S. McKerrow & C. R. Scotese (Eds.). *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. **Geol. Soc. Memoir** **12**: 75-85.
- STIPANICIC, P. N. & METHOL, E. J. (1972). Macizo de Somuncurá. In: Geología Regional Argentina. **Acad. Nac. de Cienc., Córdoba**, **1**: 581-599.
- STIPANICIC, P. & LINARES, E. (1975). Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina. Años 1960-1974. **Asoc. Geol. Arg., Serie B**, **3**.
- SUAREZ SORUCO, R. (1976). El sistema ordovícico en Bolivia. **Rev. Tecn. YPF**, **2**: 111-223.
- TOSELLI, A. J. & ACEÑOLAZA, F. G. (1977). Geología de los cuerpos gábricos de la zona de Campanas, Dpto. Famatina, provincia de La Rioja. **Acta Geol. Lilloana**, **13**: 205-218.
- TOSELLI, A. J. & ROSSI DE TOSELLI, J. N. (1990). Plutonismo en Formación Puncoviscana. In: F. Aceñolaza, H. Miller & A.J. Toselli (Eds.). *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Ser. Correl. Geol.*, **4**: 209-219.
- TOSELLI, A. J., ROSSI DE TOSELLI, J. N. & RAPELA, C. W. (1978). El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes. **Rev. Asoc. Geol. Arg.**, **33**: 105-121.
- TOSELLI, A. J., ROSSI DE TOSELLI, J. N., SAAVEDRA, J., & MEDINA, M. E. (1987). Granitoides de Famatina, La Rioja, Argentina: Algunos aspectos geológicos y geoquímicos. *X Congr. Geol. Arg.*, **4**: 147-150.
- TOSELLI, A. J., ROSSI DE TOSELLI, J. N., SAAVEDRA, J., PELLITERO, E. & MEDINA, M. E. (1988). Aspectos petrológicos y geoquímicos de los granitoides del entorno de Villa Castelli, Sierras Pampeanas Occidentales - Sistema de Famatina, Argentina. *V Congr. Geol. Chileno.*, **3**: 117-28.
- TOSELLI, A. J., SAAVEDRA, J., PELLITERO, E., ROSSI DE TOSELLI, J. N., ACEÑOLAZA, F. G. & MEDINA, M. (1991). Geoquímica y Petrogénesis del vulcanismo ordovícico de la Formación Las Planchadas, Sistema de Famatina, **Arg. Asoc. Geol. Arg., Rev.** (en prensa)
- TOSELLI, A. J., SAAVEDRA, J., & ROSSI DE TOSELLI, J. N. (1988). Estudio preliminar de granitoides del Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina: Sus relaciones con otros granitos Pampeanos. **Rev. AMPS**, **19**: 1-12.
- TOSELLI, A., WEBER-DIEFENBACH, F., ROSSI DE TOSELLI, J. & MILLER, H. (1991). Interpretación genética de los granitoides del Paleozoico inferior. Cerro Toro & Ñuñorco: Sistema de Famatina, Argentina. *VI Congr. Geol. Chileno*, **1**: 248-252.
- TURNER, J. C. (1958). Estratigrafía de la Sierra de Narváz, Catamarca y La Rioja. **Rev. Asoc. Geol. Arg.** **12**: 18-60.
- TURNER, J. C. (1960). Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. **Bol. Acad. Nac. Cs.**, **421**: 77-126.
- TURNER, J. C. (1962a). Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velasco y región oeste (La Rioja). **Bol. Acad. Nac. Cs.**, **42**: 77-126.
- TURNER, J. C. (1962b). Estratigrafía del tramo medio de la Sierra del Famatina y adyacencias, La Rioja. **Bol. Acad. Nac. Cs.**, **42**: 77-121.
- TURNER, J. C. (1967). Descripción geológica de la hoja 13b, Chaschuil (Pcias. de Catamarca y La Rioja). *Dir. Nac. Geol. y Min. Bol.* n° 106.
- TURNER, J. C. (1972). Cordillera Oriental. In: A.F. Leanza (Ed.) *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Córdoba: 117-142.
- TURNER, J. C. M. & MON, R. (1979). Cordillera Oriental. In: J.C. Turner (Ed.). *Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Córdoba*: 57-93.
- VARELA, R. & CINGOLANI, C. A. (1976). Nuevas edades radiométricas del basamento aflorante en el perfil del Cerro Pan de Azúcar- cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. *VI Cong. Geol. Arg. (Buenos Aires)*, **1**: 543-556.
- VARELA, R., CINGOLANI, C. & DALLA SALDA, L. (1990). Edad del granito del Cerro Colorado y su implicancia geotectónica. Sierras Australes de Buenos Aires. *XI Congr. Geol. Arg. (Buenos Aires)* **2**: 279-282.
- VARELA, R., DALLA SALDA, L. & CINGOLANI, C. (1985). La edad Rb-Sr del granito de Vela, Tandil. *I Jorn. Geol. Bonaerenses, Tandil*: 127.
- VARELA, R., DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C. & GOMES, V. (1991). Estructura, petrología y geocronología del basamento de la región del Limay, provincias de Río Negro y Neuquén (Argentina). **Rev. Geol. Chile** (en prensa).
- VILLAR, L. M. (1969). El Complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, prov. de Mendoza, República Argentina. **Rev. Asoc. Geol. Arg.**, **24**: 223-238.
- VILLAR, L. M. (1970). Petrogénesis del Complejo Ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, prov. de Mendoza, República Argentina. **Asoc. Geol. Arg. Rev.**, **25**: 87-99.
- VILLAR, L. M. (1975). Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado paragenético. *II Congr. Iberoamer. Geol. Econom.*, **III**: 133-155.
- VILLAR, L. M. (1985). Las fajas ultrabásicas argentinas, tipos de ultramáficas, metalogenia. *IV Congr. Geol. Chileno*, **4**: 610-633.
- VILLAR FAVRE, J., GONZALEZ, R. & TOSELLI, A. J. (1973). Los lamprófiros intrusivos del granito de la Cuesta de Miranda. **Acta Geol. Lilloana**, **XII**: 29-60.
- VON GOSEN, W., BUGGISCH, W. & DIMIERI, L. V. (1990).

- Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province/Argentina). **Geol. Rund.**, **79**: 797-821.
- WEBER, E. (1973). *Informe preliminar de la Hoja 40j, El Fuerte Argentino, provincia de Río Negro*. Servicio Nacional Geológico, informe inédito, Buenos Aires.
- WILLNER, A. P. (1983). Evolución metamórfica: Geología de la Sierra de Ancasti. **Munst. Fors. Geol. Paläont.**, **59**: 189-200
- WILLNER, A. P. (1990). División Tectonometamórfica del basamento del Noroeste argentino. In: S. Aceñolaza, H. Miller & A. J. Toselli (Eds.). *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. **Ser. Correl. Geol.**, **4**: 113-159.
- WILLNER, A. P., LOTTNER, U. S. & MILLER, H. (1987). Early Paleozoic structural development in the NW Argentine basement of the Andes and its implication for geodynamic reconstructions. In: G.D. McKenzie (Ed.). *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. **Gephys. Monog.**, **40**: 229-239.
- WILLNER, A. P. & MILLER, H. (1986). Structural division and evolution of the Lower Paleozoic Basement in the NW-Argentine Andes. **Zbl. Geol. Paläont.**, **I**: 1245-1255.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chem. Geol.**, **29**: 325-343.
- ZARDINI, R. A. (1958). Serpentinitas del río de las Tunas. **Asoc. Geol. Arg. Rev.**, **13**: 67-86.
- ZARDINI, R. A. (1961). Esquisto talco-actinolítico en la mina "Sol de Mayo", Mendoza. **Asoc. Geol. Arg. Rev.**, **15**: 181-189.