

ACTA GEOLOGICA HISPANICA, v. 34 (1999), n° 2-3, p. 273 a 299

Geoquímica y sistemática isotópica de rocas metamórficas del Paleozoico inferior. Noroeste de Argentina y Norte de Chile (21°-27°S)

Geochemistry and isotope systematics of Early Paleozoic metamorphic rocks. Northwest Argentina and North Chile (21°-27°S)

R. BECCHIO^{*(1,2)}, F. LUCASSEN^(2,3), S. KASEMANN⁽²⁾, G. FRANZ⁽²⁾, y J. VIRAMONTE⁽¹⁾

**correspondencia de autor*

(1) Universidad Nacional de Salta, GEONORTE y CONICET, Avda. Buenos Aires 177, A-4400 Salta, Argentina. tato@unsa.edu.ar

(2) TU-Berlin, Petrologie-EB310, Straße des 17. Juni 15, D-10623 Berlin, Alemania

(3) Zentrallaboratorium für Geochronologie WWU Münster, Corrensstrasse 24, D-48149 Münster, Alemania

RESUMEN

Más del 95% de los afloramientos del basamento metamórfico del Paleozoico inferior en el Noroeste de Argentina y Norte de Chile están compuestos por rocas félsicas. Los contenidos de elementos mayores, trazas y las composiciones isotópicas de Pb, Rb-Sr y Sm-Nd son típicos de las rocas que conforman la corteza superior. Las edades modelos Sm-Nd de las rocas estudiadas son de ca 1.8 Ga. Estas rocas han sido afectadas por un evento principal de metamorfismo del Paleozoico temprano (ca. 500 Ma).

Se considera que el reciclado de la corteza, con un importante evento de metamorfismo durante el Paleozoico temprano, es el proceso dominante en la generación de muchos de los magmas con composiciones graníticas originados desde el Paleozoico temprano hasta el Reciente.

Las espesas secuencias sedimentarias ordovícicas son derivadas también de esa misma corteza en común. Los xenolitos félsicos de la corteza inferior extraídos por el magmatismo perteneciente al sistema del Rift Salta, son muy similares composicionalmente al basamento del Paleozoico inferior. Se estima que la composición de la corteza desde la parte superior hasta la inferior sería principalmente félsica.

Las rocas máficas tienen muy poco volumen y forman principalmente diques. Sus edades modelos Sm-Nd revelan dos grupos, uno con edades de ca 1.8 Ga y otro con edades de ca 1.0 Ga. No ha sido posible realizar una interpretación ajustada del ambiente geodinámico en donde se ha desarrollado este magmatismo básico.

Palabras clave: Basamento. Paleozoico inferior. Andes Centrales. Geoquímica. Metamorfismo. Composición isotópica. Nd. Sr. Pb.

ABSTRACT

Felsic rocks comprise more than 95% of the outcropping Early Paleozoic metamorphic basement. Their major and trace element contents and Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotope compositions are typical for upper crustal rocks. Sm-Nd model ages are ca 1.8 Ga. The principal ages of high-grade metamorphism is Early Paleozoic (ca 500 Ma).

Recycling of this crust is the dominating process in the formation of granitoid magmatic rocks from Early Paleozoic to Recent. Ordovician sediments are also derivatives of this crust. Felsic lower crustal xenoliths from the Salta Rift system are compositionally very similar compared to the early Paleozoic basement. The crustal composition from top to the bottom seems mainly felsic.

Early Paleozoic mafic rocks are of minor volume and form mainly dikes. Their Sm-Nd model ages reveal two groups; one with ages of ca 1.8 Ga another with ages of 1.0 Ga. A meaningful interpretation of their geodynamic setting is not possible.

Keywords: Basement. Early Paleozoic. Central Andes. Geochemistry. Metamorphism. Isotopic composition. Nd. Sr. Pb.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Knowledge of the chemical composition of the present thick Andean crust is crucial for the interpretation of ongoing magmatic processes and the rheology of the deforming crust. Tectonic thickening was the dominant process during the Cenozoic Andean orogeny and the bulk of the crust is Pre-Andean. The last major reorganization of the crust in N Chile and NW Argentina before the Cenozoic orogeny was in Early Paleozoic time with high grade metamorphism at ca 500 Ma and final uplift and erosion of the orogen in the Devonian. We focused our investigations of major and trace elements and isotope compositions on the metamorphic rocks of NW Argentina which hosted magmatism since the Ordovician and have been the basement of sedimentation since at least Devonian time. We included sediments of (very) low grade as possible equivalents of the metamorphic rocks and granitoid intrusions of Paleozoic age, as possible derivatives of the metamorphic basement, were also included in the investigations. The results are compared with a similar data set from the Paleozoic metamorphic and magmatic basement of N Chile. Felsic rocks comprise more than 95% of the outcrop area of the Early Paleozoic metamorphic and magmatic basement in NW Argentina and N Chile (Figs. 1 and 2). Protoliths of the metamorphic rocks were siliciclastic sediments (greywacke to pelite) or granitoid intrusions. Carbonatic sedimentary and mafic igneous (mainly former dikes or sills) protoliths were volumetrically unimportant.

Major and trace elements

Major and trace elements were determined by XRF, the REE by ICP-AES, isotopic ratios and abundance of Sm and Nd by mass spectrometry as described by Lucassen et al. (1999a). Representative sample and average composition of the different rock types of the Argentine basement are in Table 1. Major element composition allow us to distinguish between paragneiss and orthogneiss (Fig. 3) with the orthogneiss following trends of magmatic differentiation as commonly found in granitoids. Para and orthogneisses show similar trace element contents (Fig. 5) and REE patterns (Fig. 6). Compositional trends of the sediments are similar compared with those of the paragneiss (Figs. 3, 4, 5 and 6). Chemical compositions including REE patterns (Figs. 6 and 7) of para- and orthogneiss, sediments and the Paleozoic granitoids (Figs. 4, 6 and 7) are typical for upper crustal felsic rocks.

Metabasites are mainly sub-alkaline basalts to basaltic andesites (SiO₂: 48-55wt%; Fig. 3 and 4) and more evolved compositions such as andesites are largely absent. Most metabasites belong to the tholeiitic series. Metabasites that are pre-deformational with respect to the main foliation in the gneiss have flat REE patterns compared with those of syn- or post-deformational metabasite (Figs. 6 and 7). Their unknown ages that could be Proterozoic to Cambro-Ordovician and possible element mobility during metamorphism inhibit an interpretation of their compositions in terms of a geodynamic setting.

A comparison of the Argentine basement with Early Paleozoic metamorphic rocks (ca 500 Ma) and Late Paleozoic granitoids (ca 300 Ma) from northern Chile (Figs. 4, 10 and 11) and Ordovician sediments from S Bolivia and NW Argentina (Fig. 11) shows striking similarities of the different felsic rock types in their major and trace element distributions. All rocks have upper crustal compositions: averages of felsic metamorphic and magmatic rocks are similar (Tab. 1) and deviations in element contents from average crustal 'model' rocks (published values) are small for most elements (Fig. 10).

Isotope composition

The isotopic compositions (Sm, Nd, Rb and Sr; Tab. 2) of the felsic rocks are in the typical range for upper crustal rocks and very similar to the isotopic compositions of the Chilean metamorphic rocks. Epsilon Nd (ca. -2.5 to -10; most values -5 to -8) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.705 - 0.715; most values between 0.708-0.715) are recalculated to the age of metamorphism (ca 500 Ma; Fig. 8). The three Argentine metabasite samples are clearly distinguished from the Chilean metabasites by more evolved Nd and Sr isotope ratios (Fig. 8).

Lead isotope ratios of feldspars (Tab. 3) from the Paleozoic basement rocks are similar in NW Argentina and N Chile. They are distinctly higher than those known from Proterozoic rocks of the Arequipa Massif (Fig. 9) are.

Neodymium isotopic compositions of the Paleozoic felsic rocks are homogeneous over a large area. Depleted mantle Nd model ages (t_{DM} ; model of Goldstein et al., 1984) of the felsic rocks of NW Argentina range between 1.6 - 2.2 Ga with an average of 1.84 ± 0.14 Ga (1s; n=25). The range of t_{DM} of Chilean gneisses is 1.4 - 2.0 Ga with an average of 1.65 ± 0.2 Ga (1s; n=11) and the t_{DM} of Chilean and Argentine felsic rocks are indistinguishable. Early and Late Paleozoic granitoid intrusions and Ordovician sediments of the area and felsic xenoliths from the lower crust brought to surface in the Cretaceous NW Argentine Salta rift have Nd isotopic compositions and t_{DM} (published data) that are identical with those from the metamorphic rocks. Neodymium isotopic composition and t_{DM} of Early Paleozoic intrusions and high-grade metamorphic rocks from Sierra de Cordoba (32°S; published data) are also in excellent agreement with our data. The t_{DM} are in good agreement with upper intercept U - Pb ages of up to ca 2 Ga from the Proterozoic basement of Peru and Bolivia (Fig. 1) that are interpreted as protolith ages (published data). We interpret our Early Proterozoic Nd model ages as ages of the protoliths of the Early Paleozoic metamorphic and magmatic basement.

Metabasites show two groups of t_{DM} ; one with ages of ca 1.8 Ga and a second group with distinctly lower ages of 1 Ga (our and published data) in both areas, NW Argentina and N Chile. The second group possibly represents younger magmatic additions to the crust which, however, also recrystallized during Early Paleozoic metamorphism.

Conclusions

The protoliths of the Early Paleozoic metamorphic rocks have Early Proterozoic model ages, and Grenvillian ages are reported from relic zircons in this basement from various locations. The age structure of the nearby Proterozoic basement (Fig. 1) is similar with protolith ages of ca 2 Ga and ages of metamorphism of ca 1 Ga, however, the Early Paleozoic metamorphism is absent or of minor importance in the Peruvian and Bolivian outcrops. Therefore, a 'local' source for the Early Paleozoic basement can be assumed and no exotic additions to this part of the western margin of Gondwana are needed to explain its age structure.

The geochemical and isotope composition of the Early Paleozoic metamorphic and magmatic basement is rather homogeneous over a large area and typical for upper crustal rocks that underwent one or more tectonic - magmatic - metamorphic - sedimentary cycles. We interpret younger Paleozoic magmatic rocks (e.g. the late Paleozoic granitoids of northern Chile, Fig. 13) and sediments (e.g. the Ordovician siliciclastic sediments) as derivatives of this basement because they have identical geochemical signatures. Additions of juvenile material from a mantle source have been minor in the Paleozoic and earlier and seem restricted to rare mafic rocks. The major process of the Early Paleozoic orogenic cycle is the recycling of pre-existing crust.

The Andean magmatism started with major additions of juvenile mantle derived magmatic crust in various Mesozoic extensional magmatic belts in the Chilean Coastal Cordillera and Precordillera (Fig. 1). These juvenile rocks have not contributed to the crustal thickening since the Neogene (Fig. 1b). Large volumes of ignimbrites erupted during the Neogene and these have an isotopic signature (literature data) very similar to the Nd isotope signature of the Early Paleozoic basement and derivatives (Fig. 13). We postulate a crustal source for the ignimbrite and for the contamination of mantle derived magmas that contributed to the andesites (Fig. 13). Nd isotope ratios of this crustal source are comparable to the Early Paleozoic rocks found at the surface and Sr isotope ratios are similar to the Sr values at 500 Ma of the Early Paleozoic rocks. We postulate a Early Paleozoic crust that was depleted in Rb during Early Paleozoic high grade metamorphism and therefore retained the Early Paleozoic Sr ratios up to now. Recycling of the existing crust is a prominent process in the recent Andes.

INTRODUCCIÓN

El borde Oeste de América del Sur está conformado en toda su extensión por el orógeno Andino Cenozoico. En los Andes Centrales el material involucrado en su orogénesis es principalmente heredado de la placa continental Sudamericana pre-cenozoica, no existe otra placa continental, prisma de acreción y/o cuencas marginales que hayan contribuido en el desarrollo del orógeno Andino como ocurre por ejemplo en los Alpes o en el Himalaya. La mayor parte del engrosamiento cortical en los Andes Centrales es atribuido a acortamiento tectónico horizontal de la corteza y no a la adición de magmas juveniles provenientes de la zona de subducción (revisión en Allmendinger et al., 1997). Esto indica que la mayor parte de la contribución de material al engrosamiento de la corteza actual es pre-mesozoica. Materiales juveniles del Mesozoico están restringidos al desarrollo de arcos magmáticos principalmente en la Cordillera de la Costa en Chile (Fig. 1a y b, Scheuber et al., 1994; Lucassen et al., 1996a), que no han contribuido al engrosamiento cortical. La última y mayor reorganización de la corteza antes del Cenozoico ocurrió durante la orogenia del Paleozoico inferior ca 500 Ma, que es la edad del pico de metamorfismo, con la exhumación final del orógeno ca a los 400 Ma (Damm et al., 1990, 1994; Lucassen et al., 1996b, enviado; Becchio et al., 1999). Tanto la composición de las rocas como la historia de metamorfismo del Paleozoico inferior de la corteza metamórfica no han sido estudiadas en detalle hasta la actualidad (resumen de trabajos previos en: Damm et al., 1990; 1994; Miller et al., 1994). Este estudio se concentra en la determinación de la composición del basamento metamórfico, metamorfizado durante el Paleozoico inferior del Noroeste de Argentina. Se presentan nuevos datos de elementos mayores, trazas y composiciones isotópicas de Rb-Sr, Sm-Nd y Pb. Al comparar e integrar esta nueva base de datos con otros datos de unidades metamórficas, magmáticas, y sedimentarias del Paleozoico inferior del Noroeste de Argentina y Norte de Chile se puede obtener una ajustada y global interpretación de la composición de la corte-

za. Los conocimientos sobre la composición de la corteza involucrada en el desarrollo del acortamiento tectónico desde los estadios tempranos de deformación andina, son cruciales para lograr una acabada interpretación de la evolución geoquímica de las rocas magmáticas de los Andes Centrales y como así también en el modelado de la estructura profunda de la corteza, mediante la utilización de datos geofísicos como: velocidades sísmicas, gravedad y flujos de calor.

Ambiente geológico

Las rocas metamórficas con edades de metamorfismo del Paleozoico inferior afloran en todas las cadenas montañosas de los Andes Centrales desde la Cordillera de la Costa en Chile hasta las Sierras Pampeanas en Argentina (Fig. 1). Descripciones de los afloramientos del Norte de Chile y Noroeste de Argentina se encuentran en la literatura (Lucassen et al., 1994; enviado; Becchio et al., 1999).

La figura 2 muestra la distribución de los principales afloramientos de rocas metamórficas y otras unidades del Paleozoico Inferior en el Noroeste de Argentina al Norte de los 28° (Toselli et al., 1978; Allmendinger et al., 1982; Viramonte et al., 1993; Hongn, 1994). Las rocas metasedimentarias dominantes especialmente en el *plateau* de la Puna son gneises y migmatitas con cuarzo - plagioclasa - biotita ± granate y, en menor cantidad, gneises y migmatitas con cuarzo - plagioclasa - feldespato potásico - moscovita - biotita ± granate ± sillimanita ± cordierita. Otras rocas metasedimentarias como unidades calcosilicáticas, mármoles y metacuarcitas son escasas. Los ortogneises presentes que tienen una composición granitoidea, están distribuidos extensamente en todas las áreas del basamento. Estos últimos se distinguen de los metasedimentos por presentar fábricas relicticas de origen magmático. La distinción entre orto- y paragneises no es posible realizarla en las migmatitas. Las rocas metabásicas son escasas, <<5% de los afloramientos del área estudiada. La mayoría constituyen diques, teniendo en cuenta el peque-

ño espesor (entre 0.50 - 4 m) y relaciones de campo que presentan. Las metabasitas son clasificadas sobre la base de las relaciones de campo en dos grupos; uno predeformacional de cuerpos máficos paralelos a la foliación principal (deformados bajo condiciones dúctiles) y otro sin - a posdeformacional que claramente cortan la foliación principal. Se aclara que esta división relativa es en base al evento de deformación principal en condiciones dúctiles que está vinculado al desarrollo del pico metamórfico a los ca 500 Ma (750 °C - 650 °C, 6.5 kbar - 5 kbar). La totalidad de las unidades están localmente intruidas por granitoides postdeformacionales (con respecto al pico del metamorfismo de aprox. 500 Ma) que pueden tener edades entre el Ordovícico temprano y el Carbonífero, las edades ciertas de muchas de estas intrusiones son desconocidas. A este grupo de intrusivos se los trata en este trabajo como 'Granitoides Paleozoicos'. Sobre algunos de estos granitoides se desarrollan localmente intensas zonas de deformación dúctil (Hongn, 1996).

La dirección general de la foliación en las rocas metamórficas es próxima a N-S con buzamiento hacia el Oeste (trabajos detallados sobre geología estructural del área en: Mon y Hongn, 1988, 1991; Hongn, 1994; Mon y Hongn, 1996).

Una descripción detallada de las condiciones de metamorfismo y relaciones de edades para el Noroeste de Argentina y Norte de Chile han sido descritas en otros trabajos y aquí sólo nos restringimos a un corto resumen (Lucassen et al., 1996 b y enviado; Becchio et al., 1999). Las condiciones del pico metamórfico son de temperaturas ca de 650-750°C con presiones de 4-7 kbar. Los fenómenos de migmatización están ampliamente distribuidos. La edad de metamorfismo es ca 500 Ma de acuerdo a isocronas Sm-Nd de minerales - roca total (Becchio et al., 1999 y Lucassen et al., enviado). La edad de enfriamiento por debajo de los 300°C es ca 400 Ma teniendo en cuenta edades K-Ar de biotitas. La exhumación final del orógeno hasta la superficie durante el Devónico está confirmada por la presencia de discordancias erosivas en el ambiente de la Puna austral. Un evento de metamorfismo de ca 440 Ma (en el área de sierra de Quilmes) se habría superpuesto al evento de metamorfismo de alta T - baja P de ca 500 Ma detectado en el ambiente de la Puna, ambos eventos tienen idénticas condiciones de metamorfismo. La edad K-Ar de biotita en el centro y Sur de la sierra de Quilmes es consistentemente más joven, ca 370 Ma (Becchio et al., 1999 y Lucassen et al., enviado). El metamorfismo y magmatismo a ca 500 Ma puede ser atribuido al Ciclo Pampeano, mientras que el metamorfismo y magmatismo desde el Ordovícico hasta el

Devónico es atribuido al Ciclo Famatiniano, recientemente redefinidos por Rapela et al. (1998a, b) y Pankhurst et al. (1998).

Otras unidades importantes del área de estudio (que constituyen parte del basamento de los Andes Centrales en la Puna Austral y Valles Calchaquies Fig. 2) son: secuencias sedimentarias clásticas pertenecientes a la Formación Puncoviscana del Precámbrico superior - Cámbrico inferior (Omarini y Baldis, 1984; Durand y Aceñolaza, 1990), secuencias sedimentarias y volcanoclásticas ordovícicas de la Puna (Bahlburg, 1998), intrusivos de granitoides en su mayoría del Paleozoico inferior (aprox. 500 - 460 Ma) y por último equivalentes metamórficos de bajo a mediano grado (Rapela et al., 1990; Damm et al., 1994; Coira et al., en prensa). Los sedimentos de la Formación Puncoviscana están ausentes en el Norte Chile, mientras que los metasedimentos ordovícicos sólo están presentes en dos afloramientos menores próximos a la frontera con Argentina.

Los contactos entre las rocas metamórficas de ca 500 Ma y las unidades sedimentarias del Paleozoico son por fallas o comúnmente están cubiertos por unidades del Cenozoico (Fig. 2). En el sector Norte de la sierra de Quilmes se observa un pasaje gradual entre sedimentitas (sin o muy bajo metamorfismo) de la Formación Puncoviscana a metamorfitas de bajo grado y finalmente migmatitas (Oyarzabal, 1988). La mayor parte de los granitoides ordovícicos se han intruido ca a los 470 Ma (Lork et al., 1989; Rapela et al., 1990), aunque las edades de numerosos intrusivos son desconocidas y podrían pertenecer a ciclos magmáticos postdeformacionales entre el Ordovícico y el Carbonífero. Las condiciones y edades del metamorfismo de mediano a alto grado son muy similares a las que se presentan en el Norte de Chile (distribución del basamento del Norte de Chile en Fig. 1; Lucassen et al., enviado), donde los tipos de rocas dominantes son gneises y migmatitas con cuarzo - plagioclasa - biotita ± granate mientras que las composiciones más pelíticas comunes en el Noroeste de Argentina son escasas (Lucassen et al., enviado).

RESULTADOS

Se estudiaron rocas metamórficas de mediano a alto grado de la mayor parte de los afloramientos de basamento de la Puna austral, inclusive xenolitos de gneises provenientes de las Calderas de Ramadas y Coranzulí (este último coleccionado por R. Seggiaro) al Norte del lineamiento Olacapo - El Toro en la Puna septentrional. El

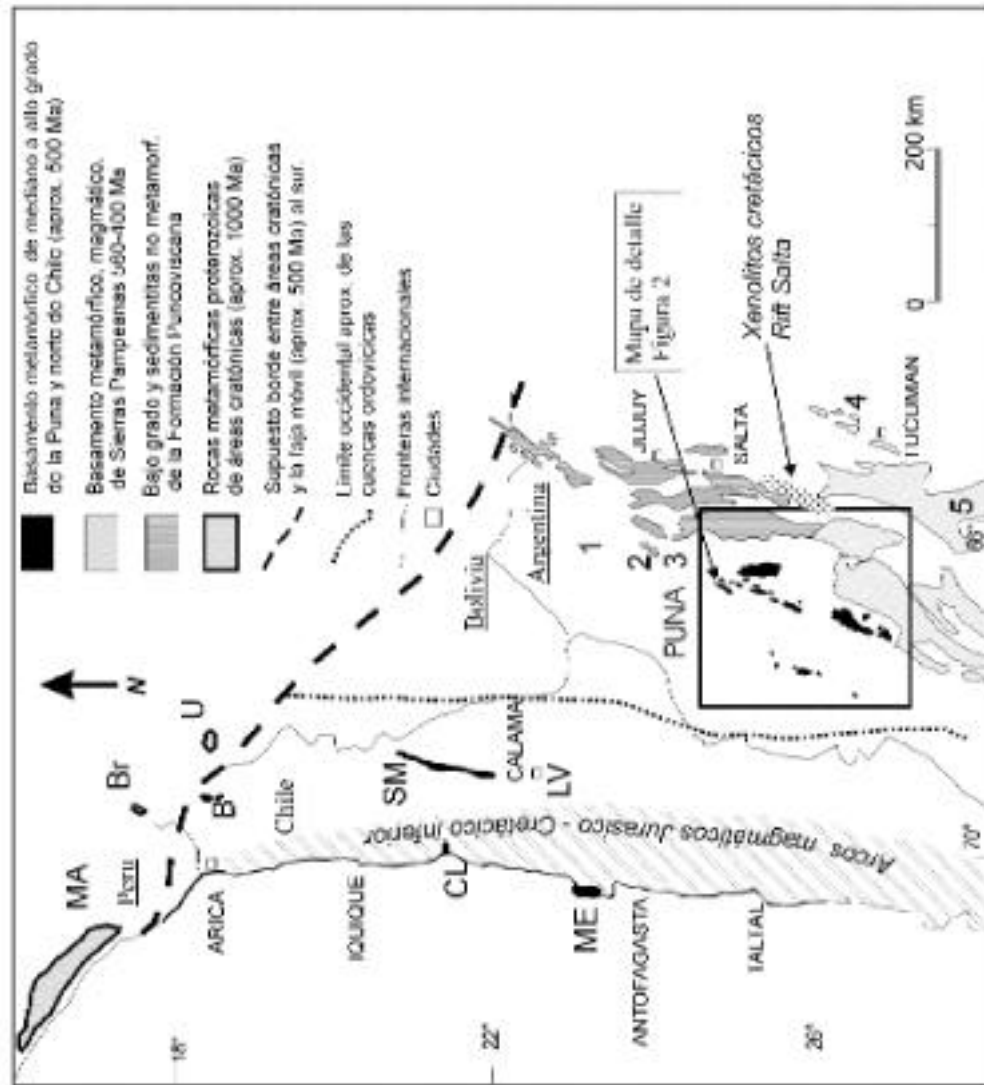


Figura 1. (a) Esquema de la distribución aproximada de unidades de rocas desde el Proterozoico hasta el Mesozoico y localidades mencionadas en el texto. La interpretación de un área al norte con un cratón proterozoico y una faja móvil de 500 Ma de edad al Sur (línea de trazos gruesos) está basado sobre la distribución de edades de metamorfismo (Lucassen et al., enviado). Las abreviaciones desde norte a Sur son: MA: Macizo de Arequipa, Br: Berenguela, B: Belén, U: Uyarani, SM: Sierra de Moreno, CL: Caleta Loa, ME: Mejillones, LV: Sierra Limón Verde. Las localidades de muestras no cubiertas en el mapa de más detalle en la Figura 2 son: (1) Caldera de Coranzuli, (2) Caldera de Ramadas, (3) Quebrada de Tajamar, (4) Sierra de Medina (5) Cumbres Calchaquies (El Rincón) - Sierra de Aconquija (La Viña) y el área de los xenolitos cretácicos del Salta Rift.

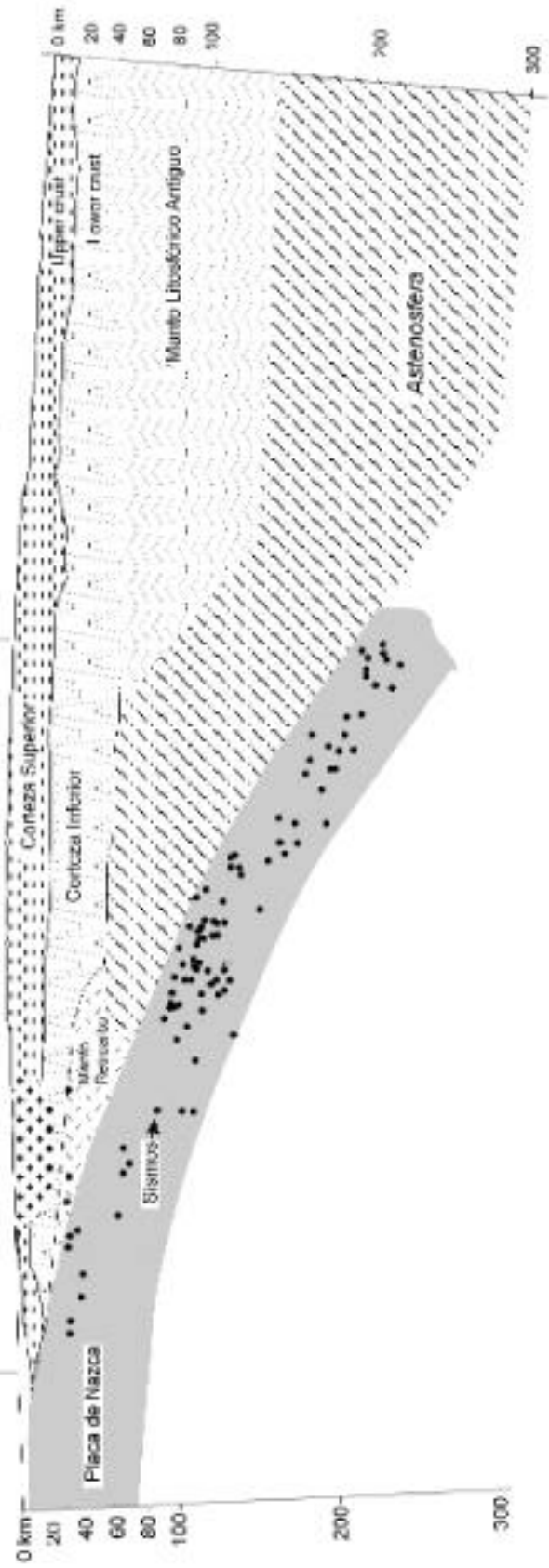
(b) Sección simplificada a través del orógeno andino actual (Andes Centrales), donde se muestra la localización de las principales unidades geológicas y morfoestructurales ca entre 22° - 26° S (modificado de E. Scheuber, FU-Berlín, com. pers.). La casi totalidad del engrosamiento cortical es atribuido a procesos tectónicos. Los arcos magmáticos del Mesozoico no han contribuido al engrosamiento cortical. El esquema no está a escala, la distancia entre la fosa del borde de Chile y la localización de los xenolitos cretácicos del Rift Salta es de ca 700 kilómetros.

Figure 1. (a) Overview: distribution of Proterozoic to Mesozoic rock units and locations mentioned in the text. The hatched line indicates the possible location of the border between a prevailing Proterozoic area in the North and an Early Palaeozoic ca 500 Ma mobile belt in the south on the base of ages of metamorphism in the respective areas (Lucassen et al., submitted). The stippled line indicates the approximate western limit of the Ordovician sedimentary basins. A detailed map of the southern Puna Plateau is shown in Figure 2. Abbreviations: MA: Macizo de Arequipa (Arequipa Massif), Br: Berenguela, B: Belén, U: Uyarani, SM: Sierra de Moreno, CL: Caleta Loa, ME: Mejillones, LV: Sierra Limón Verde. Sample locations not covered by Figure 2 are: (1) Caldera de Coranzuli, (2) Caldera de Ramadas, (3) Quebrada de Tajamar, (4) Sierra de Medina, (5) Cumbres Calchaquies (El Rincón) - xenoliths in the Salta Rift. (b) Simplified section through the actual Andean Orogen (ca 22° - 26° S), not to scale; the distance between Pacific Ocean and Salta Rift is ca 700km (simplified after E. Scheuber, FU-Berlín, pers. com.). The section shows the east-west extension of the principal geological and morpho-structural units. The crustal thickening beneath the Puna Plateau is mainly attributed to tectonic processes (Allmendinger et al., 1997). The Mesozoic magmatic arcs are not involved in this process.

O ← Faja metamórfica del Paleozoico inferior → **E**

Faja metamórfica del Paleozoico inferior → Sistema del Rift Cretácico Salta →
 Puna ← Volcanismo Tertiaryo
 Cordillera Occidental → Xenolitos de la Corteza Inferior
 Cordillera Oriental → Sierras Subandinas

Valle Longitudinal
 Cordillera de la Costa
 Arco Magmático Cretácico
 Bajío de la Costa
 (principalmente Jurásico)



Muestra	sd-940324	sk622	mi-941106	fc-940351	6/24	7/36	s7/30	7/156	7/176	7/159	7/145	7/161	sd-940327	6/33	6/55
ROCA	ortogneis	ortogneis	ortogneis	paragneis	paragneis	paragneis	granulode	granulode	granulode	metasedimento	metasedimento	metasedimento	metabas. pre	metabas. syn-pps	metabas. syn-pps
SiO2	67,99	64,30	64,54	71,20	64,10	69,98	70,96	67,61	72,77	66,09	66,63	70,60	50,75	53,23	52,75
TiO2	0,66	0,91	1,04	0,63	0,88	0,67	0,73	0,68	0,10	0,75	0,74	0,70	0,72	1,11	1,85
Al2O3	14,99	15,79	15,37	12,07	17,03	14,56	14,19	14,64	15,11	15,45	15,08	13,16	17,18	16,00	14,86
Fe2O3	4,99	6,59	6,78	5,93	7,32	5,29	3,73	5,08	1,10	5,91	6,64	4,43	8,85	9,87	11,02
MnO	0,09	0,09	0,13	0,08	0,09	0,09	0,06	0,10	0,07	0,10	0,09	0,08	0,18	0,21	0,19
MgO	1,98	2,69	2,34	1,65	3,04	2,08	0,86	1,84	0,17	2,51	2,18	1,80	8,56	6,85	5,96
CaO	1,55	2,72	2,59	0,98	0,44	0,41	1,66	1,54	1,15	0,76	0,41	1,04	12,15	10,07	9,61
Na2O	2,49	3,24	3,29	3,99	1,48	1,33	2,76	2,26	4,36	1,58	1,46	3,09	1,54	1,90	2,71
K2O	4,05	2,99	2,88	1,49	4,41	3,99	4,45	3,92	3,52	3,70	2,93	2,23	0,14	0,55	1,00
P2O5	0,21	0,21	0,16	0,15	0,14	0,09	0,22	0,19	0,27	0,21	0,11	0,21	0,09	0,16	0,26
LOI	0,72	0,64	0,71	0,65	1,77	1,25	0,62	0,85	0,50	3,02	2,59	1,99	0,51	0,91	1,01
Total	99,73	100,14	99,84	98,17	98,93	99,76	100,20	97,85	98,62	97,06	96,27	97,34	100,67	100,86	101,01
<i>elementos traza en ppm</i>															
Rb	164,00	110,00	151,00	51,00	185,00	168,00	216,00	158,00	130,00	148,00	94,00	89,00	1,00	20,00	40,00
Sr	96,00	137,00	116,00	79,00	43,00	69,00	83,00	82,00	76,00	49,00	96,00	104,00	163,00	165,00	144,00
Ba	330,00	461,00	281,00	189,00	294,00	373,00	377,00	243,00	140,00	300,00	451,00	292,00	27,00	59,00	100,00
Th	11,10	17,00	16,70	8,80	10,40	14,00	27,00	10,40	8,00	14,80	14,50	10,00	1,00	1,00	1,00
Y	33,00	40,00	36,00	28,00	31,34	31,00	41,00	37,00	15,00	35,00	24,00	37,00	19,00	34,36	40,98
Nb	11,00	14,00	26,00	9,00	18,20	15,00	18,00	16,00	9,00	16,00	16,00	12,00	1,00	8,09	9,00
Zr	168,00	246,00	271,00	199,00	170,00	142,00	218,00	166,00	41,00	190,00	166,00	261,00	45,00	112,00	170,00
Hf	6,00	7,00	9,00	6,00	5,05	5,00	6,00	6,00	3,00	6,00	5,00	8,00	3,00	4,04	5,00
Sc	-	22,00	15,00	0,00	13,14	13,00	-	7,00	0,00	18,00	21,00	13,00	22,00	33,35	45,98
Ga	19,00	18,00	21,00	13,00	21,00	19,00	15,00	16,00	13,00	20,00	18,00	14,00	14,00	14,00	17,00
Cr	53,00	41,00	43,00	61,00	69,00	-	18,00	48,00	21,00	63,00	70,00	51,00	444,00	237,00	157,00
Ni	26,00	29,00	27,00	38,00	42,00	-	12,00	20,00	1,00	33,00	30,00	19,00	128,00	67,00	38,00
V	72,00	98,00	106,00	62,00	102,00	101,00	69,00	67,00	10,00	87,00	89,00	65,00	193,00	229,00	267,00
Cu	21,00	-	19,00	6,00	33,00	11,00	14,00	19,00	1,00	18,00	25,00	12,00	1,00	7,00	75,00
Zn	71,00	34,00	86,00	99,00	76,00	87,00	52,00	62,00	16,00	101,00	91,00	49,00	60,00	131,00	81,00
La	33,00	38,00	54,00	34,00	39,00	35,00	35,00	35,00	7,40	42,00	29,00	37,00	3,20	12,00	13,00
Ce	69,00	76,00	109,00	65,00	67,00	65,00	57,00	72,00	16,00	87,00	84,00	68,00	7,60	27,00	32,00
Pr	8,30	9,30	13,00	7,50	9,10	8,40	7,90	8,70	1,90	9,90	7,20	9,20	1,30	3,30	4,40
Nd	31,00	35,00	50,00	27,00	33,00	30,00	31,00	33,00	7,10	38,00	28,00	36,00	6,10	15,00	21,00
Sm	6,50	7,50	10,00	5,20	6,20	6,20	6,40	6,80	1,90	7,90	6,00	7,70	2,00	3,90	5,70
Eu	1,10	1,50	1,40	0,99	1,20	1,10	0,81	1,10	0,42	1,40	1,10	1,40	0,71	1,10	1,70
Gd	5,80	6,60	8,60	4,80	5,30	5,00	5,90	6,10	1,80	6,70	5,00	6,60	2,70	4,80	6,50
Tb	0,92	1,10	1,20	0,82	0,81	0,76	1,00	1,00	0,32	1,10	0,84	1,00	0,51	0,90	1,10
Dy	5,80	6,00	7,00	4,80	4,20	4,40	5,50	6,20	2,20	6,10	4,70	6,00	3,40	5,70	7,00
Ho	1,10	1,10	1,40	0,94	0,85	0,78	1,10	1,20	0,45	1,20	0,89	1,30	0,74	1,20	1,50
Er	3,30	3,40	3,90	2,70	2,30	2,50	3,00	3,60	1,30	3,30	2,60	3,30	2,20	3,50	4,10
Tm	0,48	0,50	0,55	0,39	0,34	0,36	0,47	0,52	0,22	0,48	0,39	0,48	0,35	0,53	0,60
Yb	3,20	3,30	3,60	2,70	2,50	2,20	3,20	3,40	1,40	3,20	2,70	3,40	2,10	3,40	3,80
Lu	0,46	0,55	0,56	0,42	0,42	0,33	0,50	0,51	0,22	0,48	0,39	0,51	0,35	0,53	0,58

Tabla 1a. datos representativos de los cinco grupos de rocas del basamento del noroeste de Argentina.

Table 1a. Representative dates of the five groups of NW Argentine basement rocks.

Rocas	Paragneises n=42	Ortogneises n=29	Metasedimento n=8	Granitoides n=28	Metab. post. n=18	Metab. pre n=8
SiO ₂	67,38	68,01	67,57	69,22	51,35	49,41
TiO ₂	0,73	0,70	0,75	0,48	1,40	1,01
Al ₂ O ₃	15,35	14,88	14,46	15,01	15,43	14,97
Fe ₂ O ₃	5,63	4,93	5,75	3,84	11,57	11,97
MnO	0,10	0,08	0,08	0,08	0,20	0,23
MgO	2,24	1,71	2,19	1,19	6,87	7,46
CaO	1,52	1,89	0,82	2,03	10,05	12,14
Na ₂ O	2,38	2,87	2,04	3,22	2,05	1,70
K ₂ O	3,41	3,67	3,17	3,58	0,74	0,63
P ₂ O ₅	0,17	0,20	0,20	0,24	0,21	0,10
LOI	1,24	0,93	2,20	0,82	0,75	0,68
Total	99,60	99,83	98,13	99,52	100,62	100,30
elementos traza en ppm						
Rb	129	145	221	188	29	14
Sr	130	104	93	225	135	169
Ba	370	340	412	265	99	94
Th	22	14	16	19	2	1
Y	36	34	32	28	34	27
Nb	15	14	14	23	6	1
Zr	195	207	212	175	110	62
Hf	9	7	6	6	4	4
Sc	9	10	15	6	36	36
Ga	19	18	19	21	16	16
Cr	55	36	68	46	220	227
Ni	30	20	30	50	118	93
V	84	74	86	56	263	277
Cu	17	12	16	10	68	28
Zn	77	66	87	61	89	138
La	34,6	35,5	37,0	23,7	9,6	3,8
Ce	65,3	68,8	71,2	44,7	22,3	9,9
Pr	8,3	8,7	8,3	6,6	3,0	1,5
Nd	30,7	32,6	32,2	20,2	14,0	7,4
Sm	6,2	6,7	6,7	4,4	3,8	2,5
Eu	1,2	1,2	1,2	0,7	1,2	0,9
Gd	5,4	5,9	5,7	4,1	4,4	3,4
Tb	0,8	0,8	0,9	0,7	0,6	0,5
Dy	4,8	5,4	5,2	4,3	5,1	4,4
Ho	0,9	1,1	1,0	0,8	1,1	0,9
Er	2,7	3,1	2,8	2,4	3,1	2,8
Tm	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4
Yb	2,7	3,0	2,8	2,4	2,9	2,7
Lu	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4

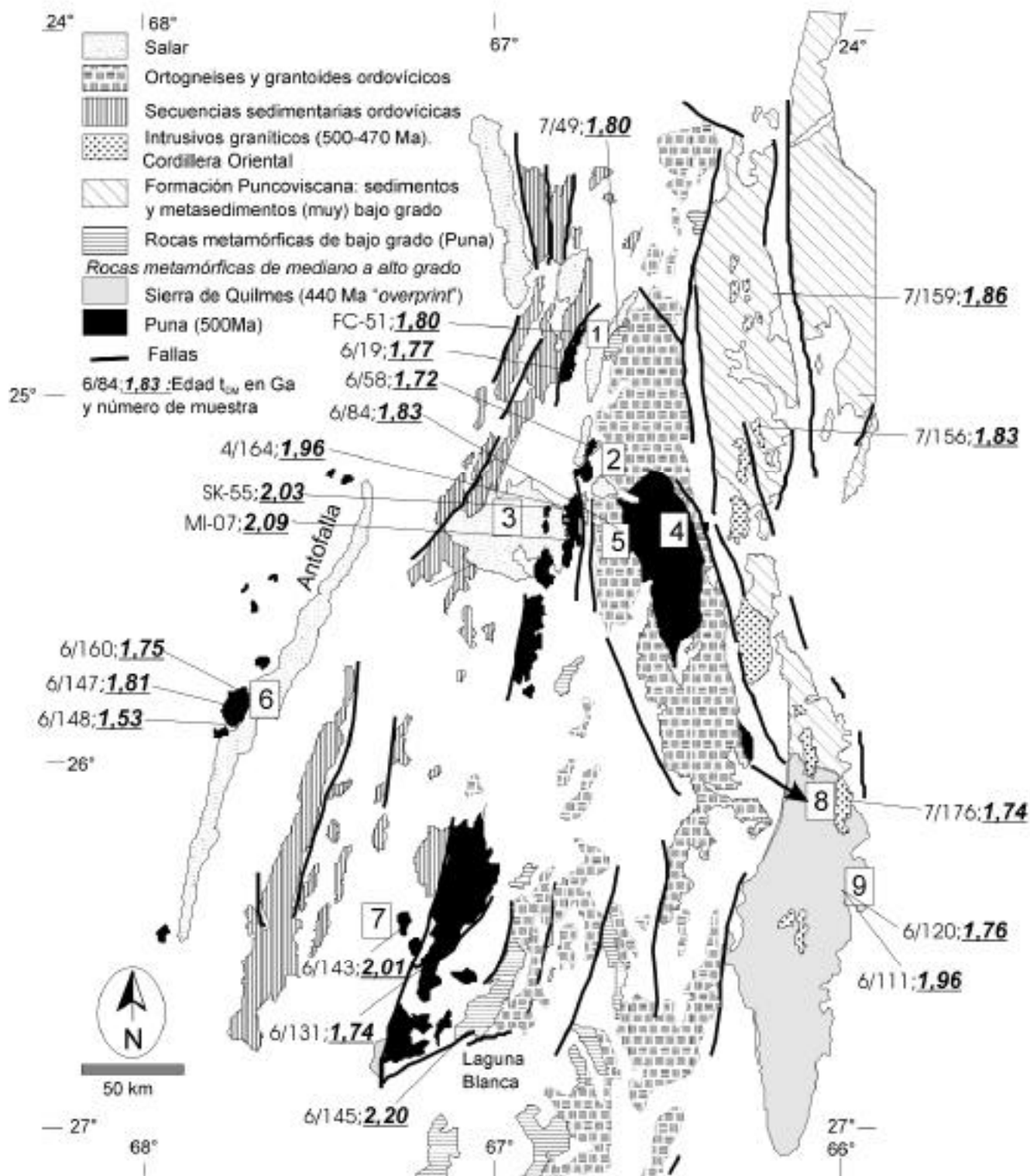
Tabla 1b. Promedios de los grupos de rocas mayores diferenciados en el basamento del noroeste de Argentina.

Table 1b. Average compositions of the distinct groups of basement rocks in NW-Argentina.

lineamiento constituye el límite Norte de los afloramientos de basamento metamórfico de alto grado. Con la finalidad de comparar sus composiciones isotópicas con otras unidades de basamento se obtuvieron muestras de rocas metamórficas en distintas localidades de las Sierras Pampeanas Septentrionales al Norte de los 28°S (Fig. 1), intrusivos de granitoides y sedimentitas con bajo grado metamórfico.

Después de haber estudiado las muestras en secciones delgadas bajo el microscopio, se seleccionaron aquellas

frescas, libres de alteración y meteorización. Las muestras han sido divididas en cinco grupos, con la finalidad de un tratamiento ordenado: sedimentos con bajo a muy bajo grado de metamorfismo referidos en el texto como "metasedimentos", en parte Formación Puncoviscana y equivalentes, (n=8), "paragneises" que contienen también a las migmatitas y esquistos (n=42), "ortogneises" claramente identificados (n=29), "metabasitas" pre-deformacionales (n=5) y sin- a postdeformacionales (n=21) e intrusiones de "granitoides" de edad paleozoica (n=28). Con respecto a los granitoides se aclara que el agrupa-



miento no tiene ningún significado desde el punto de vista de series magmáticas, sólo es para mostrar las composiciones generales con respecto a otras rocas o magmas corticales. El número de muestras de metabasitas es relativamente alto comparado con la poca abundancia de sus afloramientos.

Los elementos trazas y mayoritarios fueron analizados mediante XRF en la Technische Universität Berlín; las REE de una cantidad menor de muestras se midieron mediante ICP-AES en el GeoForschungsZentrum Potsdam (Zuleger y Erzinger, 1988). Las relaciones isotópicas de Nd, Pb, Sr y el contenido de Sm y Nd fueron medidos en un grupo menor de muestras seleccionadas en el Zentrallaboratorium für Geochronologie Münster (para detalles del procedimiento analítico ver Lucassen et al., 1999a). Datos representativos y promedios de los resultados (elementos mayores y trazas) de los distintos grupos de rocas mencionados se muestran en la Tabla 1a y b (la totalidad de los datos está disponible a través de los autores o en el "website" <http://userpage.fu-berlin.de/~geoinf/b/>).

Composiciones químicas

Elementos mayores:

Los diagramas Harker con el SiO₂ como índice de diferenciación (Fig. 3) muestran trenes de correlación con distintas pendientes pero en la misma dirección para TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, y MgO en los grupos de para- y ortogneises y con pendientes opuestas con correlación negativa para K₂O (paragneises) y CaO (ortogneises) y una correlación positiva para K₂O (ortogneises) y CaO (paragneises); el Na₂O tiene correlación positiva en los paragneises, el P₂O₅ (no se muestra) y MnO tienen similares comportamientos en ambos tipos de rocas. Las muestras de metasedimentos presentan el mismo tipo de correlación como el de los paragneises. La correlación descrita de los elementos en los ortogneises es típica para

rocas magmáticas graníticas. Las metabasitas tienen un rango restringido de SiO₂ entre ca. 48 - 55 % en peso con composiciones subcalcinas desde basaltos hasta andesitas basálticas (Fig. 4). Estas rocas no presentan correlaciones entre los elementos mayores y contenidos de SiO₂. La mayoría de las muestras pertenecen a la serie de magmas toleíticos. Los granitoides de 'edad paleozoica' se proyectan dentro de los campos de composiciones dacíticas y riolíticas (Fig. 4). Estos granitoides no han sido representados en los diagramas de Harker ya que no son contemporáneos y no constituyen una única asociación (*suite*) magmática.

Elementos-traza:

Los elementos LIL Rb, Ba, (K) y el Sr tienen similares contenidos en los para- y ortogneises como así también en los metasedimentos (Figs. 3 y 5). Los contenidos de Rb, (K) y Ba de las metabasitas son bajos. Entre los elementos LIL, solamente están fuertemente correlacionados el Rb y K (no se muestra). Los elementos HFS como Y, Zr, Ti, Nb están débilmente o no correlacionados en las rocas félsicas (Fig. 5); el Ti y el metal de transición V están positivamente correlacionados (no se muestra). El rango de contenidos de los HFSE es muy similar en las rocas félsicas. Las metabasitas se distinguen de las rocas félsicas por un mayor contenido de Ti y V, el bajo contenido de Nb y la buena correlación positiva entre Ti y Zr (Fig. 5).

Tierras raras:

Los contenidos y patrones de distribución de las REE son muy similares entre las muestras de paragneises, ortogneises y de los metasedimentos (Figs. 6 a,b,c). Todas las muestras de paragneises, ortogneises y metasedimentos muestran anomalías negativas de Eu, con relaciones de Eu_N/Eu^*_N 0.63 ± 0.07 (n=20, $\pm 1s$), 0.56 ± 0.06 (n=13, $\pm 1s$) y 0.61 ± 0.03 (n=6, $\pm 1s$) respectivamente. Los grani-

Figura 2. Mapa geológico de las áreas de muestreo en el noroeste de Argentina. Se muestran las edades modelos de Nd (tDM) y los respectivos números de las muestras. Seis localidades muestreadas están fuera del área cubierta por este mapa, las mismas están indicadas en la Fig. 1a, modificado de Lucassen et al., enviado. Áreas indicadas con números; 1) Salar de Centenario, 2) Salar de Diablillos, 3) Salar de Hombre Muerto, 4) Filo de Oire, 5) Cerro Blanco, 6) Salar de Antofalla, 7) Sierra de El Jote-El Peñón, 8) Sierra de Quilmes - Cafayate, 9) Sierra de Quilmes - Colalao del Valle.

Figure 2. Geological map of the sampling area in NW Argentina (modified from Lucassen et al, submitted). Sample numbers and Nd model ages (tDM) are indicated on the map. Six sample locations are outside the area of this map and shown in Figure 1a. Numbers on the the map refer to following locations: 1) Salar de Centenario, 2) Salar de Diablillos, 3) Salar de Hombre Muerto, 4) Filo de Oire, 5) Cerro Blanco, 6) Salar de Antofalla, 7) Sierra de El Jote - El Peñón, 8) Sierra de Quilmes - Cafayate, 9) Sierra de Quilmes - Colalao del Valle.

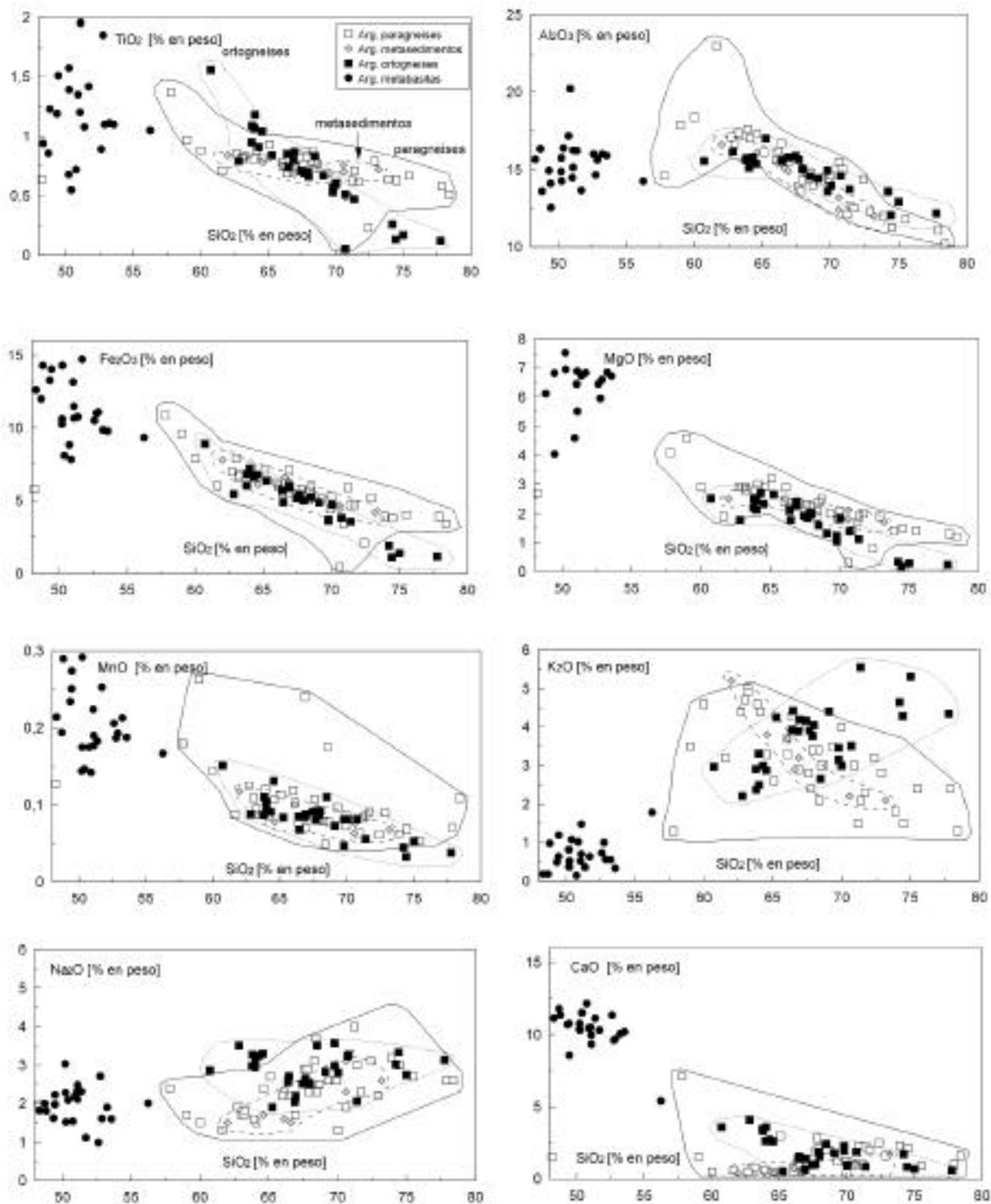


Figura 3. Diagramas Harker de elementos mayores de los para - y ortogneises, metasedimentos y metabasitas del noroeste de Argentina. Los paragneises, ortogneises y los metasedimentos se distinguen de acuerdo a las tendencias de correlación que presentan.

Figure 3. Harker diagrams are used to compare the composition of ortho- and paragneisses, metasediments and metabasites of NW Argentina. Orthogneisses show compositional trends typical for granitoid rocks of magmatic origin. The paragneisses cover a similar compositional range but show no correlation for the different elements.

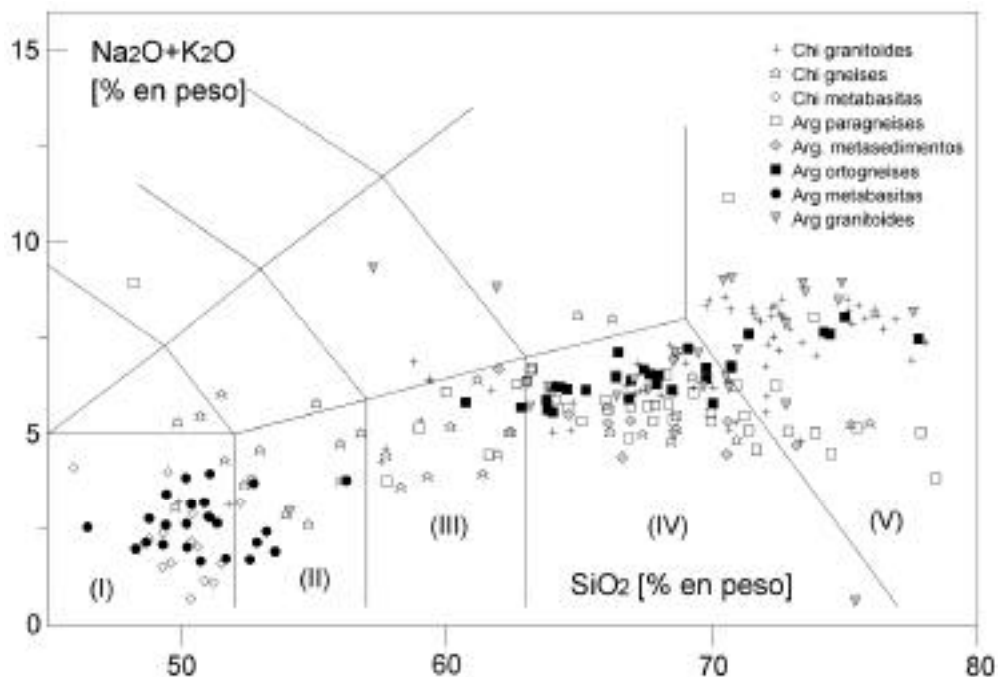


Figura 4. Diagrama $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ de las rocas del basamento del noroeste de Argentina en comparación con las rocas paleozoicas del basamento en el norte de Chile (Lucassen et al., enviado, y 1999b). La casi totalidad de las rocas son félsicas, las rocas máficas tienen composiciones basálticas. Las subdivisiones del diagrama TAS (LeMaitre, 1989) son sólo utilizadas como guías, ya que esta nomenclatura no puede ser aplicada a rocas metamórficas y/o plutónicas. (I) basalto; (II) andesita basáltica, (III) andesita, (IV) dacita, (V) riolita.

Figure 4. The $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ diagram shows the compositional range of the NW - Argentina basement (Figure 3), metabasites and gneisses of northern Chile with an Early Paleozoic age of metamorphism (ca 500 Ma) and Late Paleozoic granitoids (ca 300 Ma) of northern Chile (Lucassen et al. submitted; 1999b). The subdivisions of the TAS diagram were designed for volcanic rocks and not for intrusions or metamorphic rocks (LeMaitre, 1989). They are here only used as a guidelines: (I) basalt; (II) basaltic andesite; (III) andesite; (IV) dacite; (V) rhyolite.

toides paleozoicos tienen contenidos de REE más variables; sin embargo, los patrones son generalmente paralelos entre sí (Fig. 6 d) con anomalías negativas de Eu, $\text{Eu}_N/\text{Eu}^*_N$ 0.51 ± 0.16 ($n=14$, $\pm 1s$). Los patrones de REE de las metabasitas (Fig. 6 e) tienen anomalías pequeñas positivas o negativas de Eu ($\text{Eu}_N/\text{Eu}^*_N$ ca. 1.1 - 0.8). El grupo de metabasitas pre-deformacionales muestran generalmente patrones planos con las menores relaciones de La_N/Sm_N y La_N/Yb_N de todas las metabasitas (Fig. 7). Las rocas félsicas no se pueden distinguir entre sí teniendo en cuenta el rango de las relaciones de La_N/Sm_N y La_N/Yb_N (Fig.7).

Composiciones isotópicas

Las composiciones de los isótopos de Sm - Nd y Rb - Sr de los tipos de rocas estudiadas se muestran en la Tabla

2 y las localidades de las muestras en la Figura 2. Las relaciones de ϵ_{Nd} y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los distintos grupos de rocas anteriormente definidos junto con datos de muestras del Norte de Chile (Lucassen et al., enviado) han sido recalculados a una edad de metamorfismo de 500 Ma. Las composiciones isotópicas están en el rango que presentan las rocas félsicas de la corteza superior (Fig. 8). Los valores de los metasedimentos y las intrusiones granitoideas son indistinguibles de los valores de las rocas metamórficas de alto grado (Tab. 2, Fig. 8). La muestra xc-01 es un xenolito proveniente de la Caldera de Coranzulí del Cenozoico superior. Tiene una relación de Rb/Sr que podría haber variado por acción de metasomatismo con la adición de Rb. Las metabasitas (6/147 y 6/111) son similares en su composición isotópica. La metabasita 6/139 tiene un ϵ_{Nd} positivo, alta relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y una alta relación de Sm/Nd evidenciando una perturbación del sistema isotópico del Sr y de la relación Sm/Nd.

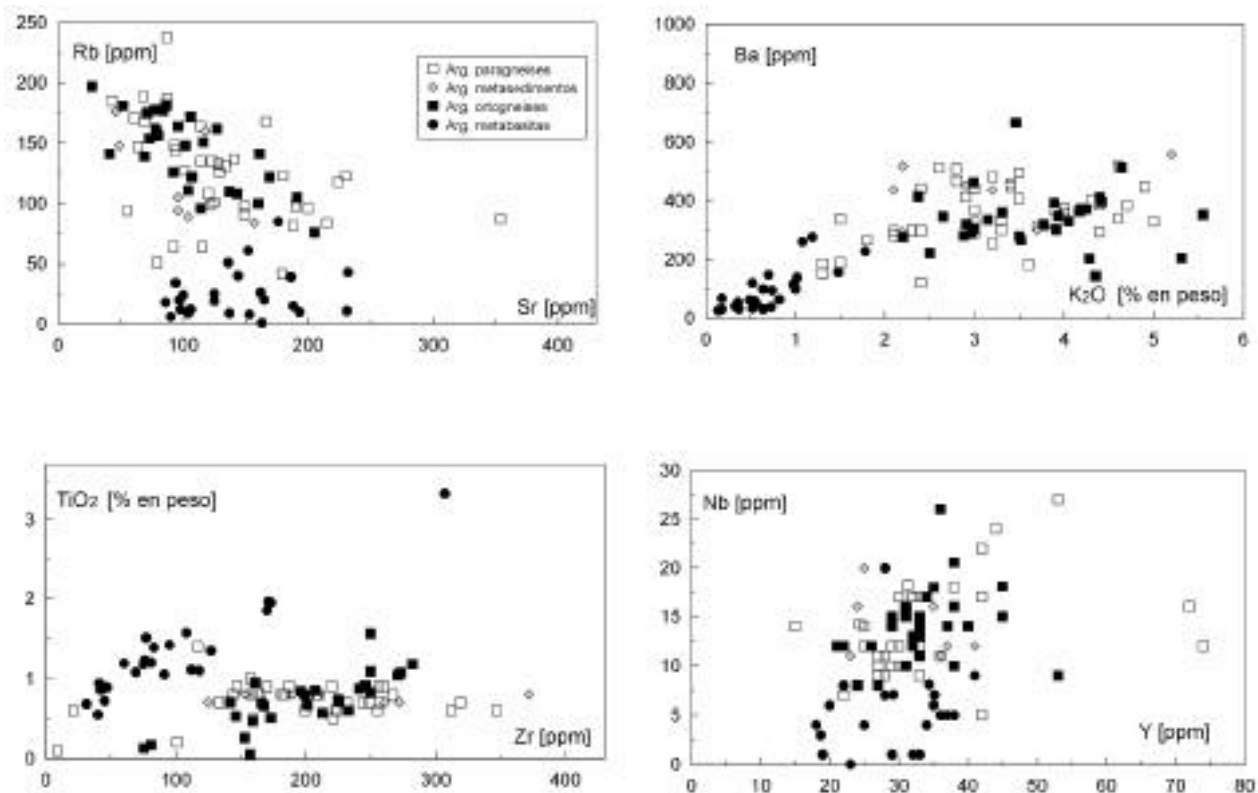


Figura 5. Diagramas de los elementos LIL y HFS de rocas del basamento de NW Argentina.

Figure 5. Distribution of LIL and HFS elements in the basement of NW-Argentina.

Las edades modelos Sm/Nd t_{DM} (Fig. 8b), que corresponden a las edades aproximadas de separación de los magmas de una fuente de manto empobrecido (Goldstein et al., 1984), son entre 1.55 - 2.20 Ga (Tabla 2; Fig. 2), con un valor medio de 1.84 ± 0.14 Ga ($n=25$; $\pm 1s$; incluyendo dos muestras de xenolitos cretácicos de la corteza inferior 4/302 y A-55; Tabla 2). Las edades t_{DM} de las metabasitas 6/147 y 6/111 son similares a las de las rocas félsicas, evidenciando una fuente antigua para estas metabasitas. La alta relación de Sm/Nd de la muestra 6/139 no permite calcular correctamente el valor de t_{DM} .

La composición isotópica de Sm-Nd del basamento del Noroeste de Argentina es homogénea, considerando el amplio rango de los distintos tipos de rocas estudiadas, las que tienen una extensa área de distribución. Las composiciones isotópicas de Sr están comprendidas a un campo restringido de valores a la edad de 500 Ma. La mayoría presenta valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.7060 y 0.7150 (Fig. 8).

Las relaciones isotópicas de Pb fueron medidas sobre separados de feldespatos (para detalles del método apli-

cado ver Lucassen et al., 1999a). En la figura 9 se muestran otros datos comparables sobre feldespatos: gneises del Paleozoico inferior y granitoides paleozoicos del Norte de Chile (Lucassen et al. 1999b) y xenolitos granulíticos cretácicos de la corteza inferior del Rift Salta (Lucassen et al., 1999a). Las relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las muestras del Noroeste de Argentina (Tab. 3) son similares a las metamorfitas y granitoides de Chile, y se proyectan por encima de la línea de referencia del desarrollo de la corteza (Stacey y Kramers, 1976), que constituye el comportamiento general observado en el basamento precámbrico - paleozoico de los Andes Centrales (Fig. 9; Tosdal, 1996).

DISCUSIÓN

Elementos mayores y elementos-traza

En este capítulo se realiza una comparación entre la composición de los siguientes grupos litológicos: los orto- y paragneises del Noroeste de Argentina y la compo-

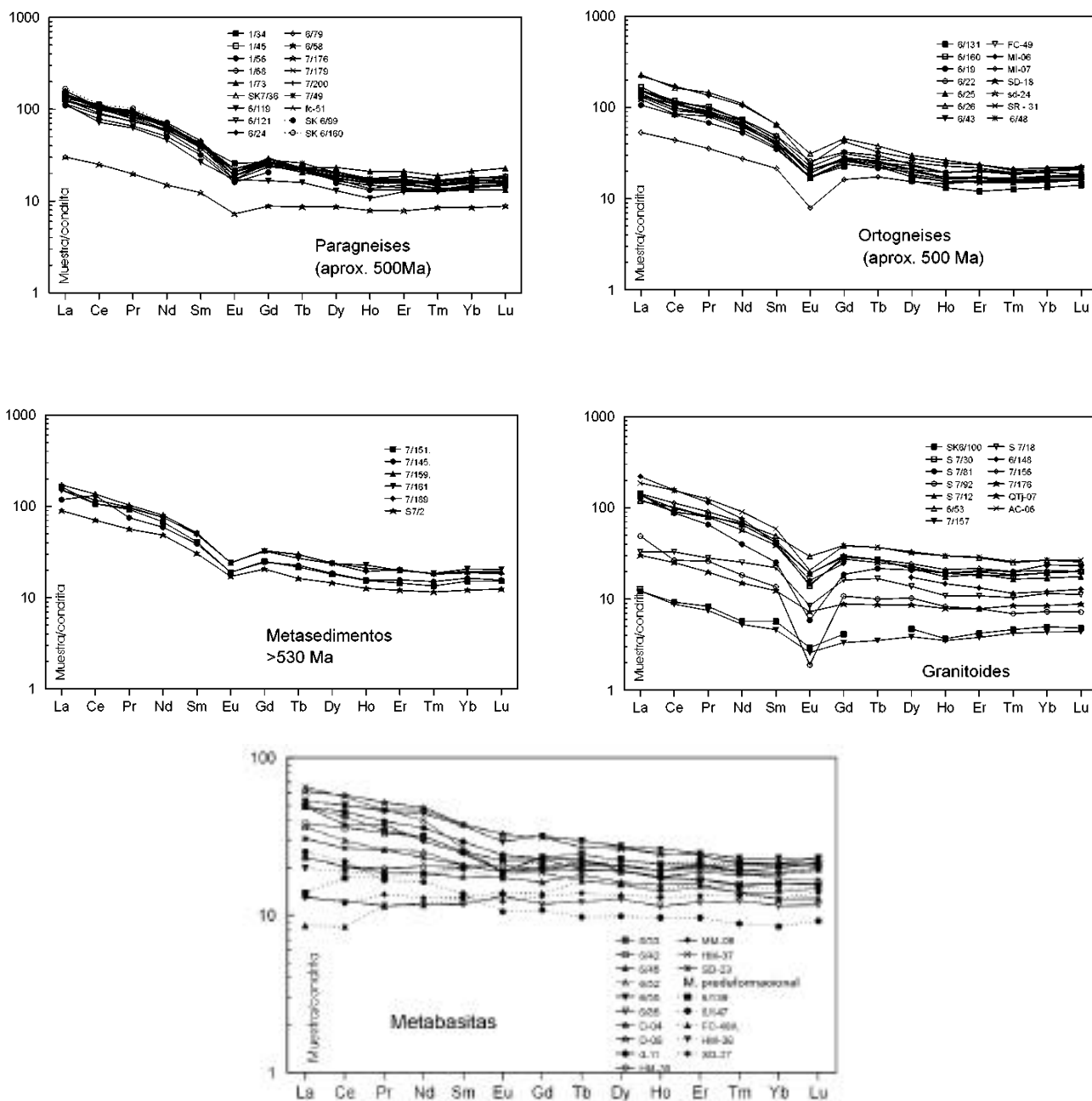


Figura 6 a-e. Diagramas de distribución de REE de rocas del basamento de NW Argentina normalizadas en contra de la condrita C1 (Evenson et al., 1978). Paragneises (a) y ortogneises (b) metamorfizados a ca 500 Ma; metasedimentos (c); granitoides (d). Los patrones que presentan las rocas félsicas (a-d) son muy similares, inclusive para rocas de diferentes edades y génesis. Se distinguen los dos grupos de metabasitas (e) definidos relativamente con respecto al evento principal de deformación dúctil (~500 Ma), vinculado al pico de metamorfismo.

Figura 6 a-e. REE distribution of the various lithological units of the NW Argentine basement normalized to the C1 chondrite (Evenson et al., 1978). (a) Paragneisses and (b) orthogneisses with an age of metamorphism of ca 500 Ma; (c) metasediments of low or very low grade of metamorphism; (d) granitoides of Paleozoic age. The REE patterns of the felsic rocks are very similar, also for samples with different age (e.g. the metasediments) or genesis (e.g. the granitoides); (e) The metabasites form two groups relative to the main ductile deformation (ca 500 Ma) in the host ortho- and paragneisses. One group intruded before the main deformation and a second group intruded syn- or postdeformational.

Muestra	Localidad	Sm	Nd	147SM/144Nd	143Nd/144Nd	eps Nd	tDM	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
Complejo Metamórfico de la Puna Oriental											
xc-01 (G)	Coranzuli	11,38	64,79	0,1061	0.511810±15	-16,15	1,90	331	234	4,084	0.723511±24
FC-51 (S)	Centenario (oeste)	5,335	28,10	0,1148	0.511988±7	-12,68	1,80	47	76	1,786	0.725339±20
7/49 (S)*	Centenario (oeste)	6,177	30,99	0,1205	0.512053±16	-11,41	1,80	70	117	1,728	0.728630±21
6-19 (O)*	Centenario (oeste)	5,461	25,49	0,1295	0.512176±13	-9,01	1,77	122	169	2,085	0.725418±19
6-58 (O)	Diablillos	5,947	29,58	0,1216	0.512117±10	-10,16	1,72	136	114	3,449	0.735852±27
6-84 (O)*	C. Blanco	3,861	17,00	0,1373	0.512235±10	-7,86	1,83	196	22	26,22	0.91939±10
4/164 (C)	Hombre Muerto	7,211	33,32	0,1309	0.512086±5	-10,77	1,96	10	446	0,0647	0.709199±12
mi07 (O)	Hombre Muerto	3,445	14,65	0,1422	0.512171±17	-9,11	2,09	148	38	11,32	0.78971±49
SK 1/55 (Mi)	Hombre Muerto	6,000	27,00	0,1371	0.512091±14	-8,78	2,03	198	93	6,26	0.757668±8
6-143 (O)*	El Jote	3,178	16,79	0,1145	0.511846±17	-15,45	2,01	52	110	1,365	0.724091±16
6/139 (M)	El Jote	3,252	9,093	0,2163	0.512842±15	3,98	-	14	92	0,4391	0.715527±22
6-131 (O)*	El Peñon	5,969	31,11	0,1160	0.512051±23	-11,45	1,72	162	127	3,691	0.744177±23
6/147 (M)*	Antofalla	1,975	7,774	0,1536	0.512440±13	-3,86	1,81	43	232	0,5345	0.711160±23
6-160 (Mi)*	Antofalla	7,438	40,05	0,1123	0.511989±10	-12,66	1,75	189	68	8,060	0.767946±21
7/145 (L)	Lag. Blanca	6,364	29,46	0,1306	0.511950±12	-13,42	2,20	100	99	2,921	0.739303±23
Granitoides (Intrusivos)											
6/148**	Antofalla	6,000	31,00	0,11940	0.512188±14	-8,78	1,53	152	198	2,25000	0.722072±8
6/99	Ramadas	7,509	37,50	0,1211	0.512025±11	-11,96	1,86	238	87	7,925	0.756683±21
qtj7	Tajamar	6,670	29,91	0,1348	0.512165±13	-9,23	1,91	114	102	3,231	0.736355±24
7/156	Brealito	3,537	17,58	0,1216	0.512047±15	-11,53	1,83	194	94	5,977	0.753524±24
7/176*	Cafayate	1,837	7,662	0,1450	0.512369±32	-5,25	1,74	157	81	5,608	0.744768±21
Rocas metamórficas de las Sierras Pampeanas Septentrionales											
6/120 (Mi)*	S. Quilmes	5,112	25,77	0,1199	0.512069±4	-11,10	1,76	127	120	3,060	0.736172±10
6/111 (M)*	S. Quilmes	3,064	11,78	0,1573	0.512426±5	-4,14	1,96	29	206	0,4059	0.708735±9
7/159 (L)	Rancagua	7,767	39,20	0,1198	0.512009±11	-12,27	1,86	160	50	9,291	0.780010±24
7/161 (S)	S. Medina	8,043	39,13	0,1243	0.512244±36	-7,69	1,55	104	114	2,636	0.730908±20
7/189 (S)	El Rincon	7,042	34,69	0,1227	0.512119±65	-10,12	1,73	94	162	1,676	0.726155±24
7/200 (G)	Las Viñas	4,609	22,11	0,1261	0.512234±21	-7,88	1,60	122	170	2,073	0.727517±22
Xenolitos de la Corteza Inferior 'Qda. de Las Conchas' Salta Rift*											
4-302 (G)		8,790	40,37	0,1316	0.512094±9	-10,61	1,97	21	353	0,1716	0.7143161±25
4-304a (G)		4,557	11,14	0,2473	0.512192±8	-8,71	-	13	327	0,1147	0.713142±25
A-55 (G)		5,833	28,77	0,1226	0.512000±33	-12,45	1,93	16	463	0,0997	0.713996±20
A-112b (G?)		6,317	23,75	0,1608	0.512324±25	-6,13	2,39	15	359	0,1205	0.708188±21
A-112a (M)		1,781	6,685	0,1611	0.512807±33	3,30	1,02	21	307	0,1972	0.708113±18

*datos Sm-Nd de Lucassen et al. enviado, 1999; (G) paragneis, (Mi) paragneis migmatítico, (S) paragneis esquistoso, (O) ortogneis, (M) metabasita, (L) metasedimentos de muy bajo grado ** medido en el GFZ Potsdam

Tabla 2. Composición isotópica de Sm-Nd y Rb-Sr.

Table. Isotopic composition of Sm-Nd and Rb-Sr.

sición de su posible precursor sedimentario, los metasedimentos; las rocas metamórficas de similar edad del Norte de Chile (datos de Lucassen et al., 1999b) y los posibles derivados del basamento de alto grado como intrusiones más jóvenes tanto de Argentina como del Norte de Chile.

El muestreo de rocas metamórficas, especialmente de migmatitas para estudios geoquímicos, pone en evidencia el problema de la representatividad de la muestra. Por

esta razón, usamos el promedio de las composiciones de los orto - y paragneises como la mejor aproximación a una "muestra representativa" (Tabla 1b). Este procedimiento es también justificado debido a alto número de muestras estudiadas. Se incluyen en el promedio algunas rocas con composiciones más básicas, como por ejemplo paleosomas de migmatitas, ya que éstas se han originado a partir de un protolito en común como el de las composiciones félsicas. La subdivisión de rocas félsicas en dos grupos de rocas, orto - y paragneises, se considera co-

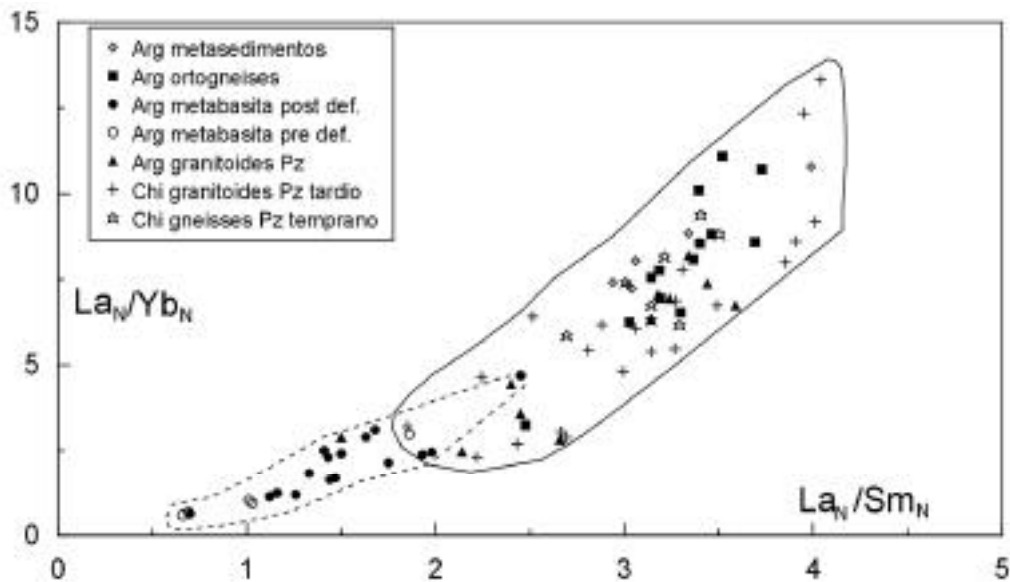


Figura 7. Diagrama de relaciones La/Yb - La/Sm utilizando los valores normalizados de las rocas del basamento del noroeste de Argentina en comparación con las rocas paleozoicas del basamento en el norte de Chile (Lucassen et al., 1999b). La distribución y correlación de los valores es similar en los distintos grupos definidos y áreas de muestreo. Las pendientes generales que muestran los valores de rocas básicas y félsicas son diferentes. Las metabasitas pre-deformación presentan las relaciones más bajas dentro del grupo de las rocas de composiciones máficas.

Figure 7. La/Yb - La/Sm diagram calculated from normalized values. The distinct groups of Paleozoic felsic rocks of NW Argentina and northern Chile (Lucassen et al., 1999b) have similar ranges of ratios. The ratios of the pre-deformational metabasites are lower than those of the syn- to postdeformational metabasite.

recta teniendo en cuenta los distintos patrones de distribución de los elementos mayores en los diagramas de Harker (Fig. 3) como así también las observaciones de campo y microscopio.

Se normalizaron los distintos tipos de rocas del Noroeste de Argentina y del Norte de Chile con respecto a los valores de referencia de la composición de la corteza superior "North American Shale Composite" (NASC; Gromet et al., 1984) y al promedio de la corteza superior (Taylor y McLennan, 1995). Los patrones de los distintos tipos de rocas de las dos áreas de muestreo (Noroeste de Argentina y Norte de Chile) son generalmente similares y las variaciones comparadas con los valores de normalización no exceden un factor de ± 2 para la mayoría de los elementos (Figs. 10a, b). Las rocas están empobrecidas en un "componente plagioclasa" (Na, Ca, Sr, Ba) comparadas con el promedio de la corteza superior. Los elementos desde el Sr y siguientes incluyendo las REE muestran distribuciones más regulares (Figs. 10 a, b). Los gneises de Chile tienen valores débilmente mayores de Ca, Sc, Ti y Cr y menores de K comparados con los para - y ortogneises del Noroeste de Argentina (Figs. 10 a, b). En la Fi-

gura 10c se utiliza como valores de normalización los promedios de los metasedimentos. Todas las rocas félsicas metamórficas y magmáticas muestran valores altos del "componente plagioclasa" (Ca, Na, Sr, Ba), las muestras de Chile presentan también valores más altos en los contenidos de Eu (Fig. 10 c). La mayoría del resto de los elementos muestran contenidos similares o débilmente menores (REE) comparado con los de los metasedimentos. La similitud de los contenidos entre los diferentes tipos de rocas y áreas de muestreo son notables también en los patrones de distribución de las REE (Figs. 6, 7, 11).

Los promedios de los valores de las REE de todas los grupos de rocas definidos son similares (Fig. 11) a los de: sedimentitas ordovícicas del Noroeste de Argentina (Bahlburg, 1998, Turbiditas inferiores y Secuencia volcanosedimentaria) y Bolivia (S. Egenhoff, TU-Berlin com. pers.) y sedimentos de loess de Argentina (Gallet et al., 1998). En resumen las rocas félsicas aquí representadas tienen composiciones típicas de rocas de la corteza superior.

Las distribuciones de los elementos mayores de las rocas máficas del Noroeste de Argentina y Norte de Chile

Nd

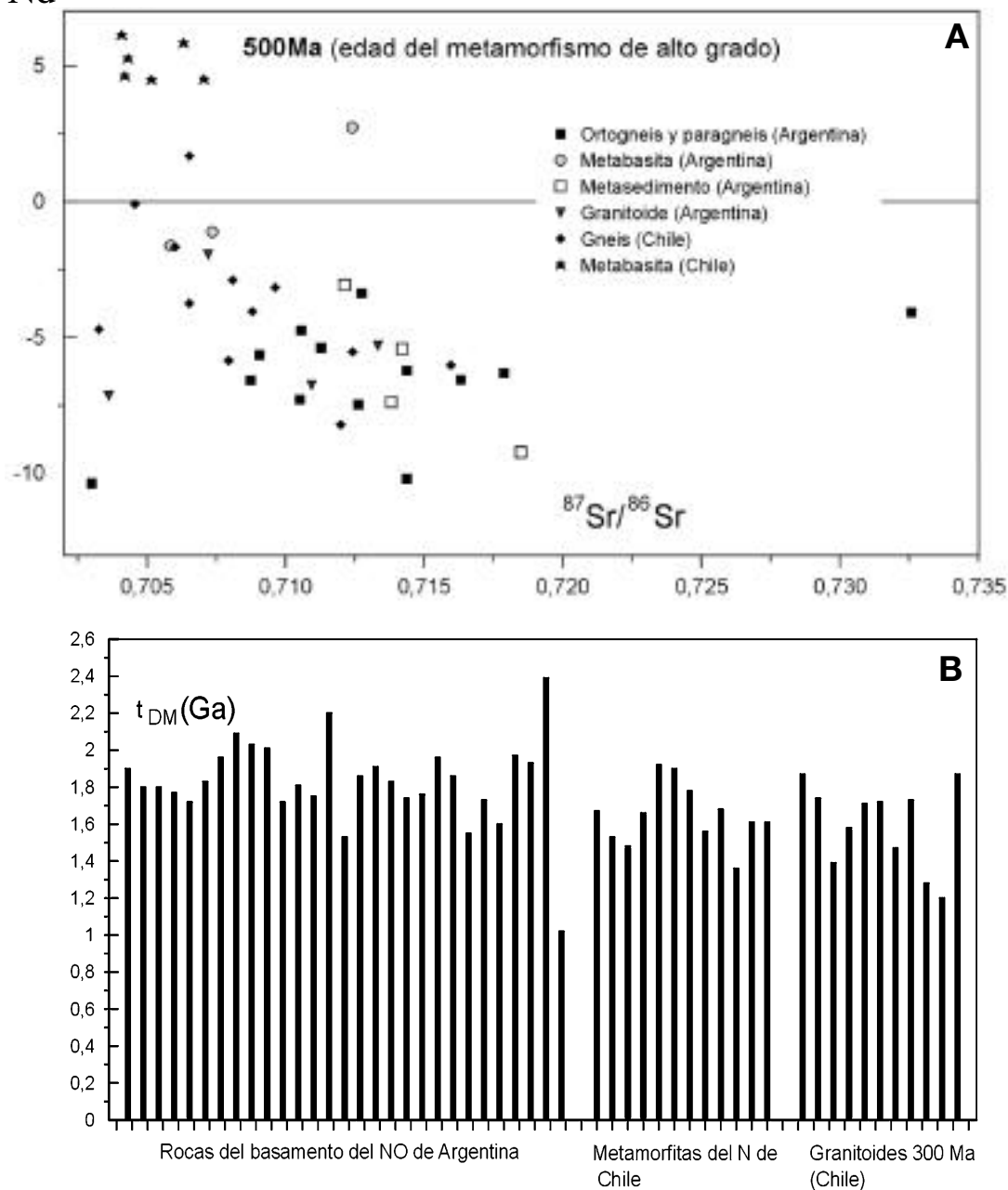


Figura 8. (a) Diagrama de Nd - $^{87}Sr/^{86}Sr$; de las rocas del basamento de NW Argentina en comparación con las rocas metamórficas del norte de Chile (Lucassen et al., 1999b). Todos los valores han sido recalculados a la edad de metamorfismo de 500 Ma. Los granitoides del NO de Argentina tienen edades entre aprox. 500 Ma y aprox. 470 Ma. (b) Edades modelos de Nd (t_{DM}) de muestras del basamento del noroeste de Argentina (Tabla 2). Las edades han sido calculadas en base al modelo de Goldstein et al. (1984). Se muestran para comparar las edades de gneises del Paleozoico temprano y granitoides del Paleozoico tardío del norte de Chile (Lucassen et al. 1999b).

Figure 8. (a) Nd - $^{87}Sr/^{86}Sr$ values recalculated to 500 Ma the age of metamorphism. Argentine ortho- and paragneisses and metasediments have a compositional range similar to that of the Chilean gneisses (Lucassen et al., 1999b). The Argentine granitoides have ages between ca 500 and ca 470 Ma. (b) Nd model ages (t_{DM}) of the NW-Argentine samples (Tab. 2) are calculated according to the model of Goldstein et al. (1984). Model ages of Early Paleozoic gneisses and Late Paleozoic granitoids of northern Chile (Lucassen et al., 1999b) are shown for comparison.

tienen características pertenecientes a una serie magmática toleítica siendo éstas aún más marcadas para el Norte de Chile. Los dos grupos de rocas máficas definidos para Argentina se pueden distinguir también en el diagrama de multielementos normalizados con respecto al valor promedio de la Tierra (Fig. 12). El grupo de metabasitas predeformacional tiene diseño subparalelo y contenidos menores con respecto al grupo de las metabasitas sinposdeformacional. Las excepciones son una pronunciada anomalía negativa de Nb y una anomalía positiva de Sr para el grupo de rocas predeformacional (la anomalía de Nb podría ser efecto de la imprecisión de la medición, ya que el método aplicado está próximo al límite de detección). Las rocas félsicas del área de estudio muestran similares patrones de distribución que las rocas máficas. Las rocas máficas de Chile son diferentes sin anomalía negativa de Nb y altos contenidos generales de REE.

Composición isotópica de las rocas del basamento

Las rocas félsicas de alto grado metamórfico del Noroeste de Argentina tienen composiciones isotópicas bastante homogéneas de Sm-Nd, Rb-Sr y Pb. Aunque existen considerables diferencias en las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a un $t=0$ probablemente causadas por una redistribución de Rb durante el metamorfismo de alto grado a los ca 500 Ma o por la inhomogeneidad primaria en las relaciones Rb/Sr que se conservan durante el proceso de metamorfismo, no pudiéndose distinguir cuál de los dos afectó en mayor medida a la inhomogeneidad. El sistema isotópico Sm-Nd no ha sido afectado por este metamorfismo. Las relaciones de isótopos de Pb indican edades relativamente más jóvenes de formación de los feldespatos en concordancia con el desarrollo del metamorfismo durante el Paleozoico, con respecto a la evolución normal del plomo en la corteza y a las composiciones de las rocas proterozoicas pertenecientes al Macizo de Arequipa (Fig.9). Las rocas metamórficas (ca 500Ma) y los granitoides del Paleozoico tardío de Chile (ca 300Ma) tienen composiciones isotópicas similares de Nd y Pb (Lucassen et al., 1999b).

Los datos isotópicos aquí presentados corresponden en su mayoría a rocas de la corteza superior a medida que han sido metamorfizadas en facies de anfibolitas media a superior durante el Paleozoico Inferior. En la figura 13 se comparan las relaciones isotópicas $t=0$ de Nd y Sr del basamento metamórfico - ígneo del Paleozoico con otras unidades de rocas pertenecientes a Los Andes Centrales. Las relaciones isotópicas de Sr de los granitoides del Paleozoico tardío son más restringidas y la mayoría de ellas

se representan en el mismo campo que las relaciones recalculadas a 500 Ma del basamento del Paleozoico inferior del Noroeste de Argentina y Norte de Chile. Se considera que los magmas de los granitoides del Paleozoico tardío se habrían originado en niveles medios de la corteza del Paleozoico tardío, la cual estaría deprimida en Rb (Lucassen et al., 1999b) por acción del evento de metamorfismo de alto grado, en facies de granulita a niveles de la corteza inferior a media, durante el Paleozoico temprano.

En general las unidades descritas del basamento tienen valores uniformes de ^{11}B , metasedimentos ^{11}B entre -6.3‰ y -5.8‰, paragneises ^{11}B entre -10‰ y -7.5‰, granitoides ^{11}B entre -12‰ y -5.3‰, que indican para los casos de los paragneises y metasedimentos, una fuente principal de boro y subordinadamente aporte marino (Kaseman et al., 1999). Los xenolitos cretácicos del Rift Salta (Fig. 2) permiten dar acceso a información sobre la corteza inferior previa al engrosamiento tectónico ocurrido durante el Cenozoico (Lucassen et al., 1999a). Las composiciones isotópicas de Nd, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de los xenolitos de rocas félsicas son indistinguibles de las composiciones del basamento del Noroeste de Argentina y Norte de Chile, sin embargo las relaciones de Sr se proyectan en el mismo campo que las relaciones recalculadas a 500 Ma de los gneises del Paleozoico inferior. Esto último es considerado como una evidencia más para definir un empobrecimiento de Rb en la corteza inferior ocurrido durante el Paleozoico temprano.

Las composiciones isotópicas de Nd y Sr de las rocas magmáticas pertenecientes a los arcos magmáticos del Jurásico al Cretácico en el Norte de Chile, indican la participación importante de un componente del manto con una contaminación menor o nula de material cortical similar al del basamento del Paleozoico inferior (Fig. 13). La participación en la génesis de los magmas andinos de procesos de contaminación cortical es mucho mayor en las andesitas del Ciclo Andino, que han sido extruidas posteriormente al engrosamiento cortical cenozoico. Los magmas que dieron origen a las grandes unidades ignimbríticas cenozoicas de Los Andes Centrales pueden ser interpretados como fusiones originadas en la corteza media a inferior de edad paleozoica temprana. Las ignimbritas tienen composiciones isotópicas de Nd similares a las rocas del basamento Paleozoico y composiciones isotópicas de Sr en el rango de las relaciones recalculadas del basamento a los 500 Ma, similares a las de los xenolitos de la corteza inferior en facies de granulitas. Un componente del manto en las ignimbritas es minoritario o no detectable. La fusión de componentes de la corteza granulítica

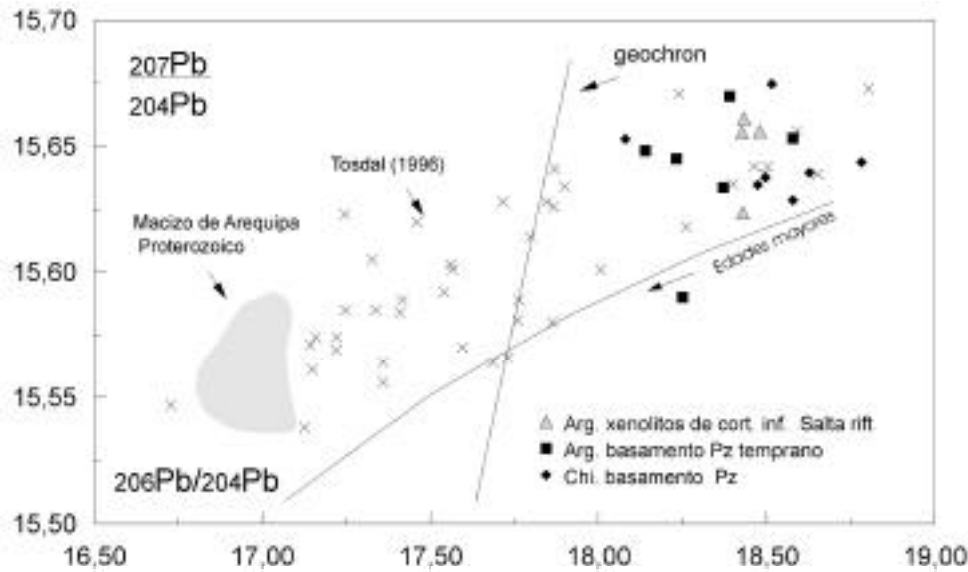


Figura 9. Diagrama de relaciones isotópicas de plomo en feldspatos del basamento metamórfico Paleozoico inferior del noroeste de Argentina. El diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ incluye datos del Macizo de Arequipa (Tilton y Barreiro 1980), diversas unidades del Paleozoico y Proterozoico de los Andes Centrales (Tosdal, 1996), datos sobre feldspatos de xenolitos de la corteza inferior del Rift Salta (Lucassen et al., 1999a) y datos de feldspatos del basamento Paleozoico de Chile incluyendo granitoides del Paleozoico superior (Lucassen et al., 1999b). La línea de evolución y el Geochron son de Stacey y Kramers (1975).

Figure 9. Isotope ratios $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ of feldspars from the metamorphic basement of NW Argentina. For comparison the diagram includes data of the Arequipa Massif (whole rock; Tilton y Barreiro 1980), various units of Paleozoic to Proterozoic age of the Central Andes (whole rock; Tosdal, 1996) and data on feldspars from xenoliths of the lower crust (Salta Rift; Lucassen et al., 1999a) and from the Early Paleozoic metamorphic basement and Late Paleozoic granitoides of northern Chile (feldspar data; Lucassen et al., 1999b). The Pb evolution line and geochron are from Stacey and Kramers (1975).

(no necesariamente corteza inferior del Cenozoico) formada en el Paleozoico Inferior, habría sido posible por la adición de agua durante el proceso de subducción andina.

Edades modelos de t_{DM} y edades de los protolitos

Las edades t_{DM} fueron calculadas con la finalidad de determinar la existencia o no de homogeneidad isotópica y la edad probable que tendría el protolito del basamento metamórfico del Paleozoico inferior. Se calcularon las edades t_{DM} siguiendo un modelo de un estadio simple (Tab. 2; localidades en las figuras 1 y 2) asumiendo una evolución lineal del ^{143}Nd en el manto hasta el presente con relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.51316 y de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 0.214 (Goldstein et al., 1984). El promedio de las edades t_{DM} del basamento del Paleozoico inferior del Noroeste de Argentina es de 1.84 ± 0.13 Ga (1 ; rango 1.6 - 2.2 Ga; n=22). Similares edades t_{DM} de ca 1.6-1.9 Ga han sido indicadas para secuencias sedimentarias ordovícicas en el Norte de la Puna (método de cálculo no indicado; Bahlburg, 1998., Bock et al., 1998). Los xenolitos cretácicos

de la corteza inferior en el Rift Salta tienen valores de t_{DM} ca de 1.9 Ga (Tab. 2). Las metabasitas tienen edades t_{DM} similares a las rocas félsicas (ca 1.8 Ga Antofalla; 2.0 Ga sierra de Quilmes) o marcadamente distintas con valores más jóvenes de ca. 1.0 Ga (xenolitos cretácicos de la corteza inferior). En el Norte de Chile el promedio de gneises de ca 500 Ma es de 1.65 ± 0.2 Ga (1 ; rango 1.36-2.0 Ga; n=11; Lucassen et al., enviado y 1999b), el promedio de granitos del Paleozoico tardío ca 300 Ma de la Cordillera de la Costa y Precordillera es de 1.58 ± 0.2 Ga (1 , rango 1.28 -1.87 Ga; n=12, Lucassen et al., enviado y 1999b). Edades t_{DM} de 1.54 y 1.75 Ga han sido determinadas sobre esquistos en Belén (18°S; método de cálculo no indicado, Basei et al., 1996). Las metabasitas del Norte de Chile tienen edades t_{DM} similares a los gneises o marcadamente más jóvenes. En Belén las edades t_{DM} son entre 1.91 y 2.05 Ga y 0.67 y 1.14 Ga (datos recalculados de Damm et al., 1990), en Mejillones 1.45 Ga y 0.85 y 1.14 Ga (datos recalculados de Damm et al., 1990), en sierra de Limón Verde 0.75 y 0.82 Ga y en el Cordón de Lila 0.86-1.4 Ga (datos recalculados de Damm et al., 1991).

Las edades t_{DM} de los gneises en todas las áreas no se pueden diferenciar teniendo en cuenta el rango de valores que presentan, evidenciando un protolito proveniente de una fuente del Proterozoico temprano. Algunas de las metabasitas tienen también edades t_{DM} del Proterozoico inferior. Muchas intrusiones de granitoides no metamorfizadas del Paleozoico inferior del Norte de Chile y Noroeste de Argentina entre los 18° y 24°S tienen relaciones isotópicas de Sr y Nd (Damm et al., 1990; 1994) no distinguibles con las del basamento de alto grado. La adición de material juvenil durante el desarrollo de arcos magmáticos durante el Paleozoico temprano se considera poco factible o de menor importancia, sólo algunas metabasitas que presentan edades t_{DM} significativamente más jóvenes evidenciarían la adición de materiales juveniles.

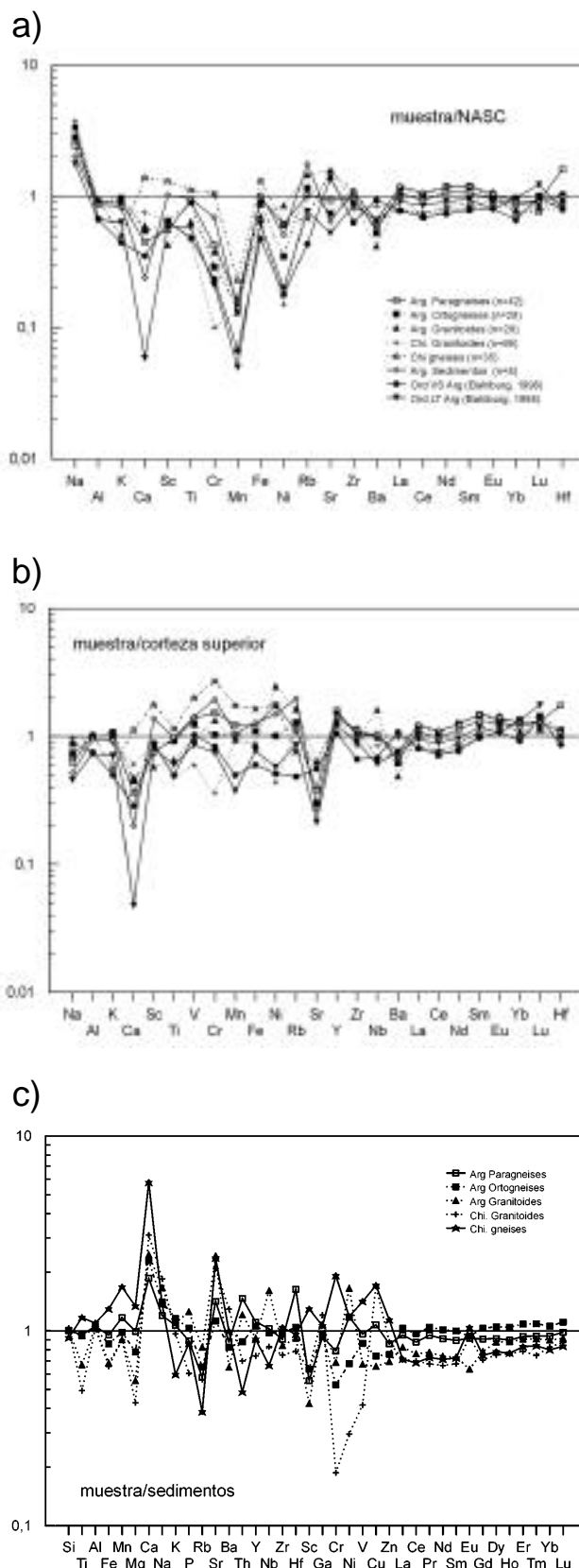
Numerosos datos isotópicos de Sm-Nd de las sierras de Córdoba (30°-32°) de unidades metamórficas e intrusivas del Ciclo Pampeano han sido indicados en Rapela et al. (1998 b), y sobre intrusiones del Ciclo Famatiniano por Pankhurst et al. (1998). El promedio es de 1.78 ± 0.18 Ga (1 ; rango 1.48-2.18 Ga; n=46; tres muestras tienen edades >2.2 Ga y seis edades <1 Ga que han sido excluidas del promedio), que está de acuerdo con los resultados presentados aquí para el Noroeste de Argentina y Norte de Chile.

Se debe tener en cuenta que las edades modelos t_{DM} tienen bastante incertidumbre de acuerdo a la calibración del modelo y al posible cambio en las relaciones Sm/Nd durante el desarrollo de una historia complicada de metamorfismo - magmatismo. Sin embargo las edades U-Pb sobre circones son similares a las edades t_{DM} y evidencian independientemente de aquéllas, una edad del Proterozoico inferior para el protolito.

Las edades de U-Pb que se mencionan a continuación, corresponden a edades de intersecciones superiores de las discordias. Las edades más viejas conocidas de los Andes

Figura 10 a, b, c. Promedios de valores normalizados de varias rocas félsicas del noroeste de Argentina y norte de Chile con respecto a: (a) a la composición de North American Shale Composite (Gromet et al., 1984), (b) a la composición del promedio de la corteza superior (Taylor y McLennan, 1995) y (c) a la composición del promedio de nuestros análisis de los metasedimentos.

Figure 10 a, b, c. Average compositions of the various felsic rock units of NW-Argentina and northern Chile are normalized to (a) the composition of the North American Shale Composite (Gromet et al., 1984), (b) the composition of the upper crust (Taylor and McLennan, 1995), (c) and the average composition of our analysis of metasediments.



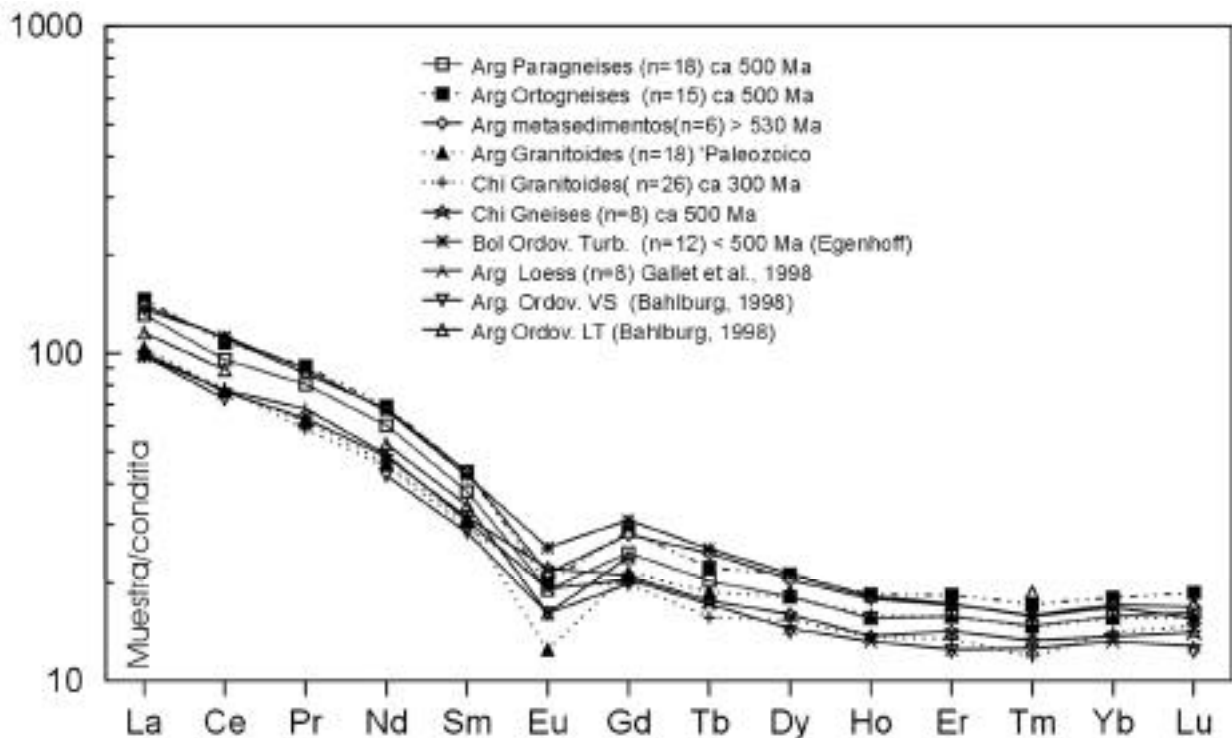


Figura 11. Promedios de valores de REE de distintos tipos de rocas félsicas del basamento en comparación con otras rocas del noroeste de Argentina y norte de Chile, todos normalizados en relación a la condrita C1. Abreviaciones: Bol. Ordov. Turb.: Turbiditas ordovícicas del Sur de Bolivia (Sven Egenhoff, com. pers.); Arg. Ordov. VS: Secuencias volcano-sedimentarias, y Arg. Ordov. LT: Turbiditas de la serie inferior del Ordovícico del noroeste de Argentina (Bahlburg, 1998).

Figura 11. Average values of REE contents normalized to the C1 chondrite of various types of felsic rocks from NW-Argentina, northern Chile and southern Bolivia. Abbreviations: Bol. Ordov. Turb.: turbidites of Ordovician age of southern bolivia (Sven Egenhoff, TU-Berlin pers. comun.); Arg. Ordov. VS: volcano-sedimentary succession and Arg. Ordov. LT: turbidites of the lower sucession, both of Ordovician age from NW-Argentina (Bahlburg, 1998).

Centrales son: ca 2.0 Ga en cerro Uyarani Bolivia (Fig.1; Lezaun et al., 1997), ca 1.9 Ga en el Macizo de Arequipa en Perú (Fig.1; Wasteneys et al., 1995) y ca. 1.9-1.7 Ga en Belén (Lezaun et al., 1997). Estas edades han sido interpretadas por los autores mencionados como edades de protolito. Por otro lado edades tipo Grenville son conocidas en varias localidades: ca 1.2 y 0.97 Ga en el Macizo de Arequipa (Fig.1) interpretadas como edades de metamorfismo de alto grado (Wasteneys et al., 1995); ca 1.15 - 1.1 y 1.08 Ga en el altiplano de Bolivia interpretadas como edades de protolito y metamorfismo respectivamente (Berenguela, Fig.1; Tosdal, 1996); ca 1.0 Ga isocrona Sm-Nd y 1.15 Ga para una intersección inferior de una discordia U-Pb de Uyarani que son interpretadas como edades de metamorfismo (Lezaun et al., 1997).

Edades de protolitos de ca 2 Ga, magmatismo y metamorfismo entre ca 1.3 y 1.0 Ga son también conocidas en

el basamento Proterozoico del Este de Bolivia (ca 14°-19°S; 63-58°W, no se muestra en las figuras; Litherland et al., 1989). Circones relictos en el basamento metamórfico del Paleozoico inferior tienen edades de ca 1.2 Ga, Qda. Choja (Fig.1, Damm et al., 1990) y 1.1 Ga, en Hombre Muerto (Fig. 2, Becchio et al., 1996) que indicarían incorporación de material con edades tipo Sunsas - Grenville en los protolitos sedimentarios e ígneos.

CONCLUSIONES

Composiciones félsicas

Las similitudes en las composiciones isotópicas de rocas félsicas metamórficas, magmáticas y sedimentarias de diferentes edades del Paleozoico se observan también tanto en los contenidos de los elementos traza menos mó-

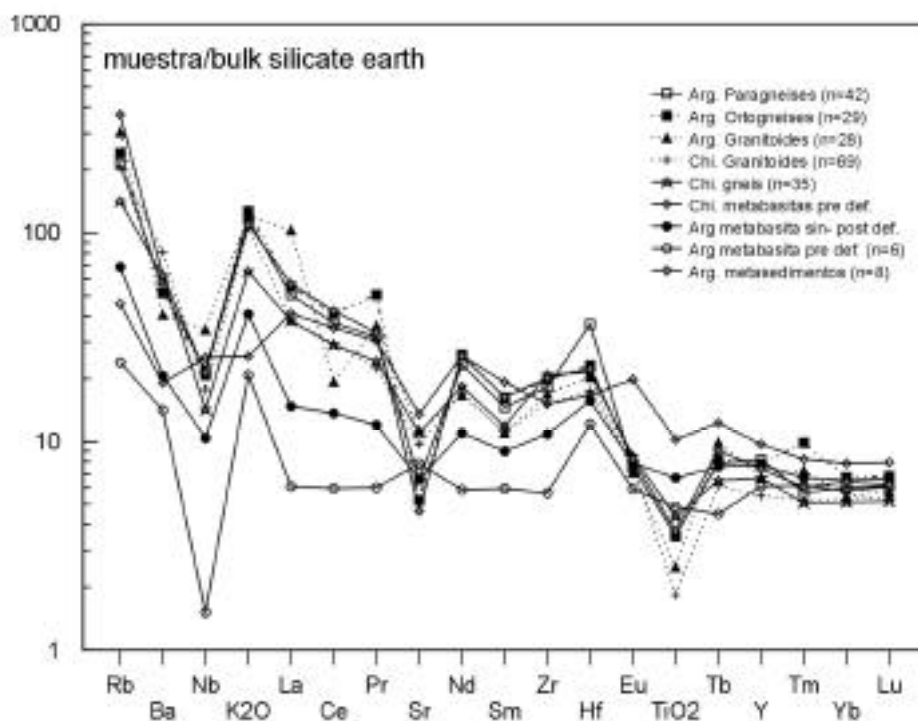


Figura 12. Se muestran las composiciones de las rocas félsicas del basamento (Figura 10), los dos grupos de metabasitas de Argentina y las metabasitas de Chile (estas últimas todas pre-deformación) normalizadas al valor promedio de *silicate bulk earth* (valores de normalización de McDonough, GERM homepage: <http://www-ep.es.llnl.gov/germ/reservoirs/silicate-earth.html>).

Figure 12. Average compositions of the gneisses, granitoids (Figure 10) and metabasites from NW-Argentina and northern Chile of the different types distinguished in the text. The compositions are normalised to the composition of the bulk silicate earth (normalization values from McDonough, GERM homepage: <http://www-ep.es.llnl.gov/germ/reservoirs/silicate-earth.html>).

viles como en los patrones de distribución de las REE. Las composiciones indicadas son típicas para rocas de la corteza superior, donde la adición de materiales juveniles ha sido leve o imposible de determinar mediante los métodos geoquímicos aquí aplicados. El proceso dominante durante el desarrollo de diferentes fases de metamorfismo, magmatismo y sedimentación del Paleozoico, sería el reciclado de un mismo protolito del Proterozoico inferior. La corteza inferior ha sido empobrecida en Rb durante el desarrollo del evento de metamorfismo de alto grado del Paleozoico temprano, preservándose de esta manera una baja relación de isótopos de Sr en rocas de la corteza inferior a media después de la exhumación final del orógeno del Paleozoico inferior, que ocurrió en tiempos devónicos. Las características composicionales del basamento Paleozoico se encuentran también registradas en los magmas crustales cenozoicos (principalmente en ignimbritas). El basamento Paleozoico aquí estudiado podría ser el contaminante principal de los magmas generados en el manto durante el desarrollo de los arcos magmáticos del Mesozoico y Cenozoico de Los Andes Centrales.

Composiciones máficas

Las composiciones máficas representan solamente una mínima parte (<<5%) de los afloramientos de basamento en el Noroeste de Argentina y Norte de Chile. La mayoría de las muestras tienen composiciones correspondientes a basaltos y andesitas basálticas (Fig. 4) y se proyectan en el campo de la serie toleítica en varios diagramas discriminarios (no se muestran). Se han distinguido dos grupos de acuerdo a la edad relativa con respecto al evento principal de deformación dúctil ligado al pico de metamorfismo (ca 500 Ma). La composición isotópica de las rocas máficas no ha sido investigada en detalle, pero la mayoría de nuestras muestras y las estudiadas por Damm et al. (1990, 1991) tienen características de magmas derivados del manto. Las edades t_{DM} indican un grupo de muestras con valores similares a las de las rocas félsicas ca 1.8 - 1.6 Ga y otras marcadamente más jóvenes con edades $t_{DM} \approx 1$ Ga.

Una acabada interpretación en el estado de conocimientos actuales, en términos de ambientes geotectónicos

Nd

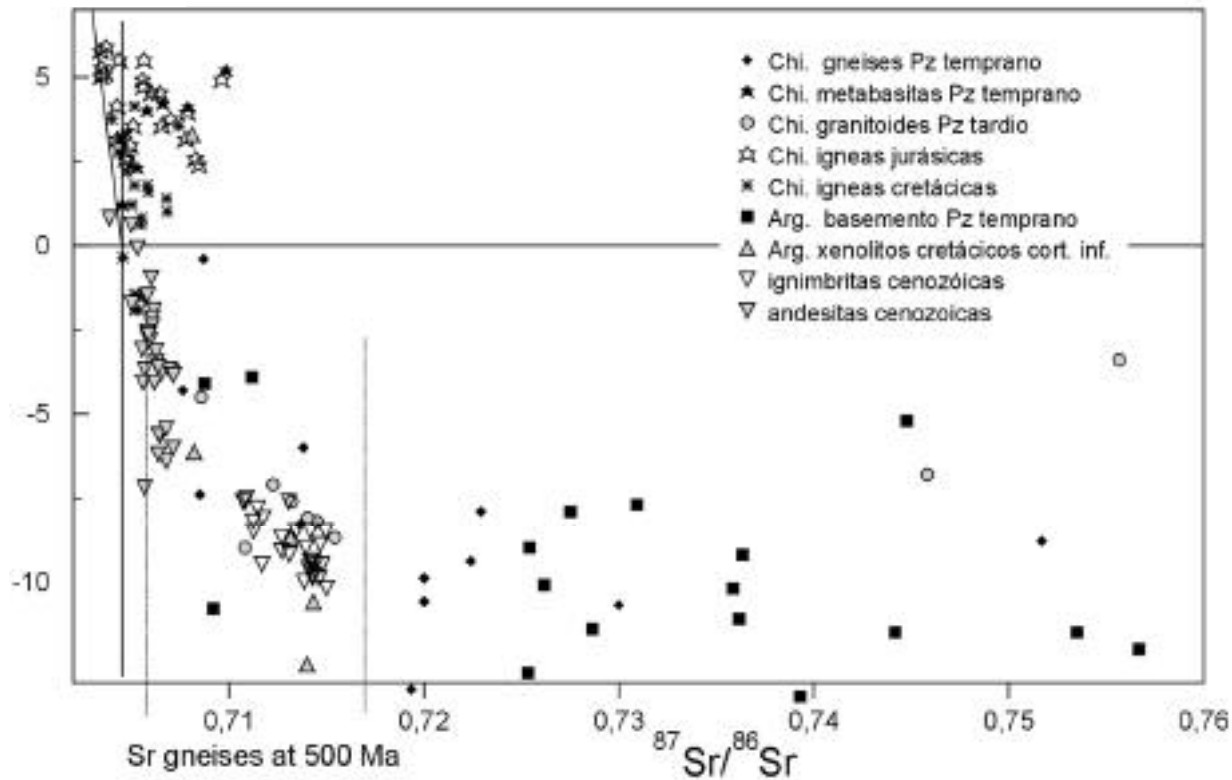


Figura 13. Relaciones isotópicas actuales de varios tipos de rocas del basamento en comparación con rocas ígneas de diferentes edades de los Andes Centrales. La mayoría de las rocas magmáticas se proyectan en o cerca del campo del manto empobrecido tipo MORB o muestran contaminación con una fuente cortical (muchas de las muestras cretácicas). Las líneas verticales de guiones indican los valores de Sr de las rocas del Paleozoico inferior con metamorfismo a ca 500 Ma del noroeste de Argentina y Chile (Fig. 8). Proponemos un valor similar de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en la actual corteza media a inferior, la que ha sido empobrecida en Rb durante el evento de metamorfismo de alto grado a ca. 500 Ma. Los valores de Nd de las ignimbritas cenozoicas son los mismos que los de los gneises del basamento y sus relaciones isotópicas de Sr están en el rango de las postuladas para los gneises empobrecidos en Rb. La trayectoria de contaminación de las andesitas terciarias hasta las recientes es en dirección hacia los campos de las ignimbritas y de los gneises empobrecidos en Rb.

Fuente de los datos: Rocas paleozoicas (Damm et al., 1990; este trabajo; Lucassen et al., enviado); rocas magmáticas de la Cordillera de la Costa, Chile (Rogers y Hawkesworth, 1989; Lucassen y Thirlwall, 1998); rocas magmáticas cretácicas del norte de Chile (Rogers y Hawkesworth, 1989; Lucassen et al., 1999b); xenolitos cretácicos de la corteza inferior (Lucassen et al., 1999a); ignimbritas cenozoicas (Francis et al., 1989; Ort et al., 1996) y andesitas (Rogers y Hawkesworth, 1989; Wittenbrink, 1997).

Figure 13. Present day epsilon Nd and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of the various types of metamorphic basement and igneous rocks of different ages from the Central Andes. Most magmatic rocks of the Jurassic and Cenozoic plot into compositional field of the depleted mantle or show variable contamination by crustal material. The stippled vertical lines indicates the field of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios including most of the Early Palaeozoic metamorphic rocks recalculated to the 500 Ma age of metamorphism (Figure 8). We propose a similar $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compositional range in the actual mid - lower crust. The mid - lower crust was depleted in Rb during the Early Paleozoic high grade metamorphism and, therefore, the formation of radiogenic Sr stopped. The Cenozoic ignimbrites show a Nd composition identical to that of the Paleozoic basement and their Sr isotope ratios are in the range of the composition of the postulated Rb-depleted part of the crust. The way of crustal contamination in the Cenozoic andesites points towards the compositional field of ignimbrites and the postulated Rb-depleted crust. Lower crustal felsic granulite xenoliths of the Salta Rift plot also into this compositional field.

Source of data: Palaeozoic rocks (Damm et al., 1990; this work; Lucassen et al., submitted and 1999b); magmatic rocks of the Jurassic - Lower Cretaceous magmatic arc of northern Chile (Rogers and Hawkesworth, 1989; Lucassen and Thirlwall, 1998); Cretaceous magmatic rocks of northern Chile (Rogers and Hawkesworth, 1989; Lucassen et al., 1999b); lower crustal xenoliths of the Salta Rift System (Lucassen et al., 1999a); Cenozoic ignimbrites (Francis et al., 1989; Ort et al., 1996) and Cenozoic andesites (Rogers and Hawkesworth, 1989; Wittenbrink, 1997).

en donde se habrían originado las rocas de composiciones máficas, no es posible debido a las siguientes razones:

- la mayoría de los cuerpos de rocas máficas son pequeños por lo que, para las rocas con alto grado de metamorfismo, no se puede excluir un intercambio metasomático con las rocas félsicas de la caja.
- no existen límites temporales bien definidos para el desarrollo del magmatismo máfico. Las edades de rocas pre-deformación podrían estar entre el Proterozoico hasta el Paleozoico temprano, asumiendo que el evento principal de metamorfismo ocurrió aproximadamente a los 500 Ma. Las rocas sin-deformación podrían tener edades entre ca. 500 - 400 Ma, y las post-deformación podrían tener alguna edad < ca. 500 Ma.
- Las rocas máficas muestran composiciones restringidas, mayormente próximas a la de basalto y no se conocen miembros más evolucionados como por ej. andesitas.

Estructura y composición de la corteza: implicancias para la estructuración de la corteza actual de Los Andes Centrales.

Si se acepta que el proceso principal que originó el engrosamiento de la corteza en los Andes Centrales es el acortamiento tectónico (ej. Allmendinger et al., 1997), esta corteza tiene composición principalmente félsica de acuerdo a las siguientes características:

- No ha ocurrido un importante engrosamiento cortical (orogenia) desde el Paleozoico temprano que haya quedado documentado en los sedimentos o metamorfitas anteriores al Cenozoico.
- La distribución de elementos refractarios como las REE y la composición isotópica del basamento de alto grado del Paleozoico inferior, de las rocas sedimentarias más antiguas y de varios productos magmáticos y sedimentarios derivados desde el Paleozoico hasta el Reciente, indican el reciclado de una corteza homogénea con composición típica de corteza superior.
- Los procesos de fusión parcial como generadores de magmas de composiciones graníticas han tenido lugar en distintos tiempos en la corteza profunda.
- Los granitoides, incluyendo también las ignimbritas cenozoicas, indican junto con los xenolitos de la cor-

teza inferior una estructura composicional similar desde la corteza superior hasta la inferior.

- La trayectoria de una curva de contaminación seguida por las andesitas cenozoicas va desde una fuente de manto empobrecido hacia el campo de contaminación producido por una fuente de la corteza media inferior como la que se propone en este trabajo.
- Los datos de velocidades sísmicas provenientes de experimentos geofísicos tanto pasivos como activos realizados en Los Andes Centrales no evidencian la presencia de extensas unidades máficas en la corteza engrosada actual o una división entre corteza inferior máfica de una corteza superior félsica. Velocidades sísmicas altas están restringidas principalmente a los batolitos máficos jurásicos - cretácicos en la Cordillera de la Costa, Chile.

Estas observaciones aquí señaladas están de acuerdo con nuestras evidencias, independientes de datos geofísicos, de datos provenientes de estudios geoquímicos y consideraciones sobre el desarrollo de la historia de metamorfismo - magmatismo - sedimentación y tectónica.

AGRADECIMIENTOS

Varias personas han contribuido al desarrollo de este estudio. Dos revisores anónimos han contribuido con sus comentarios y sugerencias a mejorar el manuscrito. Agradecemos a: Kerstin Koch por la preparación de muestras para análisis XRF, Maren Krause (TU-Berlin) y B. Kraemer (GFZ-Potsdam) por los análisis de REE, Heidi Baier, Siegfried Rochnowski y Klaus Mezger por su ayuda en los trabajos sobre isótopos en WWU-Muenster, Fernando Hongn y Ricardo Pereyra (UNSA, Salta), Sven Lewerenz (TU-Berlin) por distintas tareas de campo, laboratorio y valiosas discusiones. A N. Menegatti y "Pana" Sabino, por la lectura del manuscrito. R.B. agradece al DAAD, CONICET y CIUNSA y FL. agradece al DFG (beca L-501/2) por el soporte financiero. Este trabajo ha sido soportado por el DFG bajo el marco del proyecto de investigación multidisciplinario denominado como SFB 267 "Procesos de deformaciones en los Andes"

BIBLIOGRAFÍA

Allmendinger, R., Jordan, T., Palma, M., Ramos, V., 1982. Perfil estructural de la Puna Catamarqueña (25-27S). Argentina. V Congr. Latinoam. Geol., Actas, 1, 499-518.

- Allmendinger, W., Jordan T.E., Kay S.M., Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 25, 139-174.
- Bahlburg, H., 1998. The geochemistry and provenance of Ordovician turbidites in the Argentine Puna. In R. J. Pankhurst, C. W. Rapela, (eds.). *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 142, 127-142.
- Basei, M.A.S., Charrier, R., Hervé, F., 1996. New ages (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) from supposed Precambrian units in northern Chile: Some geotectonic implications (abstract). III Int. Symp. Andean Geodyn., I, 763-766.
- Becchio, R., Viramonte, J., Perez, W., Lucassen, F., Aramayo, C., Franz, G., Pereyra, R., 1996. El basamento del borde oriental de la Puna Austral. *Nuevas evidencias del Ciclo Pampeano*. *Terra Nostra*, 8, 19-20.
- Becchio, R., Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J., Wemmer, K., 1999. El basamento Paleozoico Inferior del Noroeste de Argentina (23° - 27° S). *Metamorfismo y Geocronología*. In G. González Bonorino, R. H. Omarini, J. G. Viramonte (eds.). *Geología del Noroeste Argentino. Relatorio XIV Congr. Geol. Arg.*, I, 58-72.
- Bock, B., Bahlburg, H., Wörner, G., Zimmermann, U., 1998. Evidence for minor crustal growth during Paleozoic evolution of western Gondwana (northern Puna, Argentina). *Terra Nostra*, 98(5), 16-17.
- Coira, B., Kay, S. M., Pérez, B., Woll, B., Hanning, M., Flores, P., (en prensa). Magmatic source and tectonic setting Gondwana margin Ordovician magmas, In V. A. Ramos, D. Kerppe, (eds.). *Laurentian-Gondwana terranes before Pangea*, Geol. Soc. Am. Spec. Paper.
- 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, C.W. Rapela, (eds.). *Plutonism from Antarctica to Alaska*: Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 241, 101-126.
- Damm, K.W., Pichowiak, S., Harmon, R.S., Breikreuz, C., Buchelt, M., 1991. The Cordon de Lila Complex, Central Andes: An Ordovician continental volcanic province. *Soc. Am. Spec. Paper*, 265, 179-188.
- Damm, K.W., Harmon, R.S., Kelley, S., 1994. Some isotope and geochemical constraints on the origin and evolution of the Central Andean basement (19°-24°S). In K. J. Reutter, E. Scheuber, P.J. Wigger (eds.). *Tectonics of the Southern Central Andes*. Heidelberg, Springer, 263-275.
- Durand, F.R., Aceñolaza, F.G., 1990. Caracteres biofaunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico superior - Cámbrico inferior) del noroeste Argentino. In F.G. Aceñolaza, H. Miller, A.J. Toselli (eds.). *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica, 4, 71-112.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 42, 1199-1212.
- Francis, P.W., Sparks, R.S.J., Hawkesworth, C.J., Thorpe, R.S., Pyle, D.M., Tait, S.R., Montovani, M.S., McDermott, F., 1989. Petrology and geochemistry of volcanic rocks of the Cerro Galan caldera, northwest Argentina. *Geol. Mag.*, 126, 515-547.
- Gallet, S., Borming, J., Van Vliet, J., Lanoe, B., Dia, A., Rosello, E., 1998. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 156, 157-172.
- Goldstein, S.L., O'Nions R.K., Hamilton, P.J., 1984. A Sm-Nd study of atmospheric dust and particulates from major river systems. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 70, 221-236.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984. The "North American Shale Composite" its compilation, major and trace elements characteristics. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 48, 2469-2482.
- Hongn, F., 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento de la Puna oriental; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 49, 256-268.
- LeMaitre, R.W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. London, Blackwell Scientific Pub., 193pp.
- Lezaun, J., Beck, A., Heber, V., Henjes-Kunst, F., Zinngrebe, E., Lucassen, F., Röbbling, R., Wörner, G., 1997. Pre-Mesozoic evolution of the Andean Metamorphic basement at 18°S: VIII Congr. Geol. Chileno, Actas II, 1339-1343.
- Litherland, M., Annells, R.N., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J. N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Mitchell, W.I., O'Connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Webb, B.C., 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean Mobile Belt: *Precambrian Research*, 43, 157 - 174.
- 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. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 2, 147-153.
- Lucassen, F., Thirlwall, M.F., 1998. Sm - Nd formation ages and mineral ages in metabasites from the Coastal Cordillera, northern Chile. *Geol. Rund.*, 86, 767-774.
- Lucassen, F., Laber, A., Franz, G., 1994. Geology and Petrology of metamorphic rocks from the Preandean basement of northern Chile, 18°-24°. VII Congr. Geol. Chileno, Actas, I, 96-100.
- Lucassen, F., Fowler, C.M.R., Franz, G., 1996a. Formation of magmatic crust at the Andean continental margin during early Mesozoic: a geological and thermal model of the North Chilean Coast Range. *Tectonophysics*, 262, 263-279.
- Lucassen, F., Wilke, H.G., Viramonte, J., Becchio, R., Franz, G., Laber, A., Wemmer, K., Vroon, P. 1996b. The Paleozoic of

- the Central Andes (18°-26°S) - a metamorphic view. III Int. Symp. Andean Geodyn., I, 779-782.
- Lucassen, F., Lewerenz, S., Franz, G., Viramonte, J., Mezger, K., 1999a. Metamorphism, isotopic ages and composition of lower crustal granulite xenoliths from the Cretaceous Salta Rift, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 325-341.
- Lucassen, F., Franz, G., Thirlwall, M. F., Mezger, K., 1999b. Crustal recycling of metamorphic basement: Late Paleozoic granitoids of Northern Chile (aprox. 22°S). Implications for the composition of the Andean Crust. *Jour. Petrology*, 40,
- Miller, H., Toselli, A.J., Rossi de Toselli, J., Aceñolaza, F.G., 1994. Regional and geochronological development of the metamorphic basement in Northwest Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Stuttgart, Teil I, Heft __, 263-273.
- Mon, R., Hongn, F., 1988. El corrimiento del borde occidental del Cratogeno Central en la Puna. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 43, 338-342.
- Mon, R., Hongn, F., 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22 and 32 S. Lat. *Geol. Rund.*, 80, 745-758.
- Mon, R., Hongn, F., 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 51, 2-14.
- Omarini, R.H., Baldi, B.A., 1984. Sedimentología y mecanismos deposicionales de la Formación Puncoviscana (Grupo Lerma, Precámbrico-Cámbrico) del norte argentino. IX Congr. Geol. Arg., 1, 383-398.
- Ort, M.H., Coira, B.L., Mazzoni, M.M., 1996. Generation of a crust-mantle magma mixture: magma sources and contamination at Cerro Panizos, central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 308-322.
- Oyarazabal, F.R., 1988. Geología del basamento cristalino del extremo noreste de la Sierra de Quilmes. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Tucumán, 342 pp.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I., Fanning, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early-to-Middle Ordovician continental arc on the Gondwana margin. In R.J. Pankhurst, C.W. Rapela, (eds.). *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 142, 343-367.
- Rapela, C.W., Toselli, A.J., 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. Am. Spec. Paper, 241, 77-90.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., 1998 a. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26(8), 707-710.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., Fanning, C.M., 1998 b. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In R.J. Pankhurst, C.W. Rapela, (eds.). *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 142, 181-217.
- Rogers, G., Hawkesworth, C.J., 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 91, 271-285.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K.J., 1994. Tectonic development of the North Chilean Andes in Relation to Plate Convergence and Magmatism since the Jurassic. In K.J. Reutter, E. Scheuber, P.J. Wigger (eds.). *Tectonics of the Southern Central Andes*. Heidelberg, Springer, 7-22.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 26, 207-221.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics*, 33, 241-65.
- Tilton, G.R., Barreiro, B.A., 1980. Origin of lead in Andean calc-alkaline lavas, southern Peru. *Science*, 210, 1245-1247.
- Tosdal, R.M., 1996. The Amazon-Laurentian connection as viewed from the Middle Proterozoic rocks in the central Andes, western Peru and northern Chile. *Tectonics*, 15, 827-842.
- Toselli, A., Rossi de Toselli, J., Rapela, C., 1978. El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes, República Argentina: *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 33, . 105-121.
- Viramonte, J.G., Becchio, R., Coira, B., Aramayo, C., Omarini, R., Garcia-Cacho, A., 1993. Aspectos petrológicos y geoquímicos del basamento preordovícico del borde oriental de la Puna Austral, Argentina. XII Congr. Geol. Arg., 4, 307-318.
- Wasteneys, H.A., Clark, A.H., Farrar, E., Lagriddle, R.J., 1995. Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 132, 63-73.
- Wigger, P.J., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.D., Martinez, E., Ricaldi, E., Rüwer, P., Viramonte, J., 1994. Variation in the Crustal Structure of the Southern Central Andes Deduced from Seismic refraction Investigations. In K.J. Reutter, E. Scheuber, P.J. Wigger (eds.). *Tectonics of the Southern Central Andes*. Heidelberg, Springer, 23-48.
- Wittenbrink, R., 1997. Zeitliche Variationen der Magmengene- se miozäner bis quartärer Vulkanite in südlichen Bereich der Zentralen Vulkanischen Zone der Anden (CVZ, 25°-26°S, 67°-69°W). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe A* 193, 135.
- Zuleger, E., Erzinger, J., 1988. Determination of REE and Y in silicate materials with ICP-AES. *Fresenius Zeitschrift für Analytische Chemie* 332, 140-143.