

LA FORMACION CHANGO REAL (NW DE SIERRAS PAMPEANAS, REPUBLICA ARGENTINA), EJEMPLO DEL MAGMATISMO PALEOZOICO (CAMBRICO?). DIFERENCIAS GEOQUIMICAS CON BATOLITOS ORDOVICICOS

J. E. Lazarte *

RESUMEN

La Formación Chango Real (sierras de Culampajá y Papachacra) es parte del magmatismo paleozoico de las Sierras Pampeanas noroccidentales (NW de la Argentina). Es un ortogneis granítico, biotítico, que en su grado máximo de deformación alcanza características de gneis milonítico. La composición es monzogranítica a granodiorítica, con términos tonalíticos. Las características geoquímicas son peraluminosidad y calcoalcalinidad, diferentes de otros batolitos ordovícicos (Velasco y Capillitas). El magma se considera generado en la corteza media, en un borde de placa activo convergente, con características normales de madurez del arco magmático. Terminó de cristalizar a unos 680° C y 4 kb. La deformación ocurrida durante el ciclo Famatiniano (Ordovícico-Silúrico) le dio características definitivas.

Palabras clave: *Magmatismo paleozoico, Ortogneis granítico, Sierras Pampeanas (Argentina), Petrogénesis.*

ABSTRACT

Chango Real Formation is part of Lower Paleozoic magmatism in Sierras Pampeanas Range, Northwestern Argentina. It is a biotitic, granitic orthogneiss, peraluminous, calcaline from Cambrian(?), different from others ordovician batholiths. The origin of the magma was in a convergent active margin of plate, generated in the middle crust. It evolved by fractional crystallization (the last stage ended at 4 kb and 680° C) and was deformed during Famatinian Cycle (Ordovician-Silurian).

Key words: *Paleozoic magmatism, granitic orthogneiss, Sierras Pampeanas, petrogenesis.*

Introducción

En las Sierras Pampeanas noroccidentales (NW de la República Argentina), el Paleozoico Inferior está representado por metamorfitas y granitoides de diversas características. Entre los granitoides, la Formación Chango Real (fig. 1) es un ejemplo particular de la geología del borde NW de esta provincia morfoestructural.

De este tipo de cuerpos es poco lo que se sabe en cuanto a su quimismo. Además no tienen una ubicación clara dentro de la columna geológica, si bien algunas dotaciones radimétricas dan edades ordovícico-silúricas (García y Roselló, 1984; González *et al.*,

1985). Este trabajo toma los afloramientos del ortogneis Chango Real en las sierras de Culampajá y Papachacra (fig. 2) como punto de partida para una comparación con unidades similares. Estas sierras se ubican en el extremo NW de las Sierras Pampeanas (prov. de Catamarca), a menos de 10 km del límite con la provincia morfoestructural de La Puna.

La geología se caracteriza por un basamento metamórfico de bajo grado al que intruyen dos tipos de granitoides: el más antiguo es un ortogneis biotítico (Formación Chango Real) del Paleozoico bajo, intruido por un leucogranito (Granito Papachacra) atribuible al Paleozoico medio o superior (Lazarte, 1991).

* Facultad de Ciencias Naturales e I.M. Lillo, UNT-CONICET, Miguel Lillo, 205, 4000 Tucumán, Argentina.

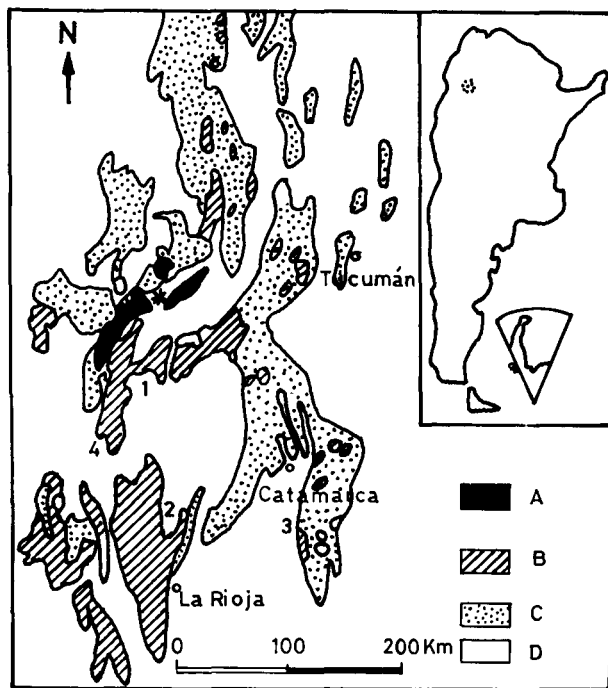


Fig. 1.—Área de afloramientos de la Formación Chango Real. Referencias: Asterisco: Sierras de Culampajá y Papachacra. 1: Capillitas. 2: Velasco. 3: Ancasti. 4: La Puntilla. A: Ortogneis Chango Real. B: Otros granitoides paleozoicos. C: Basamento metamórfico. D: Sedimentitas.

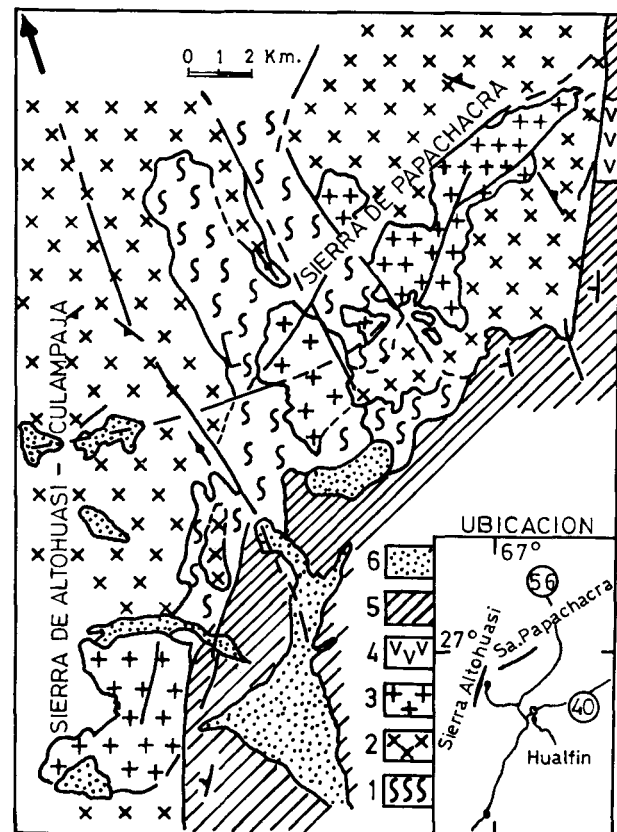


Fig. 2.—Geología de las sierras de Culampajá y Papachacra (modificado de Lazarte, 1991). 1: Formación Loma Corral (metamorfitas). 2: Formación Chango Real (ortogneis). 3: Granitos carboníferos. 4: Vulcanitas terciarias. 5: Sedimentitas terciarias. 6: Cuaternario no diferenciado.

Numerosos trabajos de tipo regional incluyen referencias a la Formación Chango Real (González Bonorino, 1950; Turner, 1962), pero en todos los casos se la une a otros granitoides como un único batolito en la región.

Se plantea la hipótesis de que la Formación Chango Real y sus equivalentes constituyen un evento magmático diferente del ocurrido en el Ordovícico, en un ambiente de colisión de placas. En este trabajo se revisa esta hipótesis a la luz de datos geológicos de campo, petrográficos y geoquímicos, que a su vez constituyen un aporte al conocimiento geológico de este sector.

Materiales y Método de Trabajo: Los métodos analíticos empleados fueron: fotolorimetría para SiO_2 y P_2O_5 ; fotometría de llama para Na_2O y K_2O ; absorción atómica para TiO_2 , Fe total (expresado como Fe_2O_3), MnO , MgO , CaO y Al_2O_3 ; calcinación para volátiles y fluorescencia de rayos X para Rb, Sr, Ba Y y Zr. Las técnicas utilizadas son las de García Sánchez y Saavedra (1983) y Saavedra y Medina (1983). Se escogieron en campo, a lo largo de perfiles, muestras de 1 a 2 kg según las características de tamaño de grano de la roca. Se analizaron 2 muestras del ba-

samento metamórfico al solo efecto de comparación. Limitaciones prácticas impidieron contar con un número de análisis adecuado para un estudio detallado de elementos traza.

Geología

Basamento Metamórfico

La Formación Loma Corral (Turner, 1962), que es la roca encajante del ortogneis Chango Real, está constituida por filitas y esquistos de colores grises verdosos, con foliación marcada, posiblemente concordante con el plano de estratificación primitivo. Entre las metasedimentitas, originadas por metamorfismo de pelitas y grauvacas, se intercalan metabasitas y mármoles. La edad de la unidad es Precámbrico Superior-Eocámbrico.

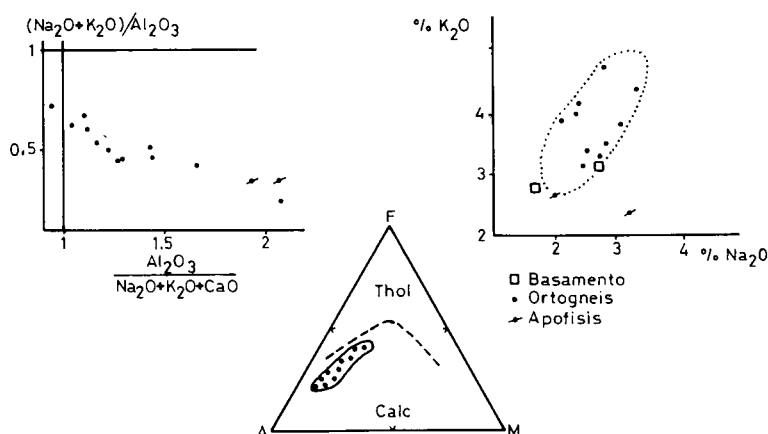


Fig. 3.—Diagramas de Shand, AFM de Irvine y Baragar (en Lazarte, 1991) y K_2O-Na_2O .

Hay dos tipos de metamorfismo: El regional, dinamotérmico, con paragénesis de biotita, muscovita, cuarzo, clorita, que corresponde a metamorfismo de bajo grado (facies esquistos verdes); dicha asociación implica temperaturas entre 400 y 500° C según Winkler (1978) con presiones menores a 4 kb (Lazarte, *op. cit.*), y la clorita representa un metamorfismo retrógrado sobreimpuesto de amplia distribución. El metamorfismo térmico de contacto produce andalucita relacionada con la intrusión de una apófisis del ortogneis Chango Real. La intrusión del Granito Panchacra produce skarn y corneanas.

Fuera del área de estudio afloran arteritas, producidas por inyección cuarzo-feldespática proveniente del batolito (Turner, *op. cit.*).

Formación Chango Real (Turner, 1962)

Es un ortogneis granítico biotítico o granitoide pre-tectónico (Lazarte, 1987), que aflora desde la sierra de Chango Real en el norte, hasta la Sierra de Belén y Cordón de los Colorados en el sur y entre el borde oriental de la Puna y la sierra de Hualfín (fig. 1).

Con el basamento metamórfico tiene en general contactos netos. Al menos en tres puntos existen apófisis del batolito con claras relaciones de intrusividad respecto a la roca de caja. A veces, dichos contactos no quedan bien definidos por mezclas mecánicas con la caja que se producen a bajas temperaturas y con escasez de fluidos (Lazarte, *op. cit.*). Con los granitoides más jóvenes los contactos son de tipo intrusivo. Las sedimentitas del Terciario tienen contactos tectónicos o discordantes.

Caracteres generales y petrográficos: La roca es de color gris, grano mediano a grueso (0,6 a 2,5 mm), con cataclasis generalizada y foliación debida a orien-

tación planar de las micas, de rumbo general N-S a N320°, con inclinación variando en un amplio rango. Hay fajas de gneis milonítico en el sentido de Higgins (1971).

Mineralogía: El cuarzo presenta suturas y estructuras en mortero en los bordes de cristales. Hay recristalización poligonal y mirmequitas en feldespatos.

El feldespato potásico (ortosa y microclina) tiene bordes ligeramente corroídos, con alteraciones moderadas (sericitización y caolinización). Ambos tipos presentan micropertitas finas.

La plagioclasa es generalmente zonada, de composición es An_{25-30} (oligoclasa cálcica), con núcleos de hasta An_{40} y bordes de An_{22} . La biotita tiene frecuentemente flexuras y kinks. Las inclusiones son apatita, circón y epidota, en menor proporción, con rutilo ocasional. Es muy frecuente la desferrización con pasaje a moscovita, con segregación de opacos y, en menor grado, alteración a clorita y epidota, de las que existen dos generaciones. Una, de posible origen magmático (euhedros en biotita), y otra, en mucho mayor proporción, en la que se encuentran pistacita y clinozoisita secundarias.

Ocasionalmente se observan turmalina, anfíboles y titanita.

Los *enclaves* observados son xenolitos de metasedimentitas en dos tamaños predominantes (0,30 y >1 m; Lazarte, *op. cit.*).

La composición modal del ortogneis Chango Real es monzogranítica a granodiorítica. Turner (*op. cit.*) menciona composicionales tonalíticas.

Geoquímica

Según los valores de los índices de Shand (1927), el ortogneis Chango Real es de características para-

luminosas a meta-aluminosas (aluminosidad entre 0,94 y 1,66), ya que las muestras con valores menores (fig. 3), tienen características de mayor evolución (menor An normativa). Muchas de las muestras del extremo peraluminoso tienen evidencias de alteraciones. El índice agpaítico o de alcalinidad, varía entre 0,4 y 0,72.

En relación a sílice, el ortogneis tiene «potasio alto» (Lazarte, *op. cit.*), con una media de 3,6 de K₂O, en concordancia con el contenido de feldespato potásico y biotita, salvo las apófisis con K₂O normal.

Hay relación directa entre el contenido de Na₂O y K₂O (fig. 3) ya que las muestras se disponen con una tendencia normal.

En el diagrama AFM (fig. 3), el campo del ortogneis se extiende desde el centro del campo calcoalcalino hacia el polo A, en una línea evolutiva normal.

La *composición normativa* (norma CIPW) refleja el exceso de alúmina en la presencia de corindón normativo (entre 0 y 7,72 %, x = 3,43 %), que, aparentemente, se incrementa hacia la zona de Culampajá. Una muestra de un sector periférico da diópsido normativo por su mayor contenido de CaO.

No hay concordancia entre la relación FK/Plg (moda) y Or/(Ab+An) (norma), siendo esta última menor. El alto contenido de micas pesa en sentido de una relación normativa mayor, por lo que es necesario suponer un carácter micro y criptopertítico bastante acentuado en el FK para explicar que la relación normativa sea menor a la modal.

Los diagramas de variación binarios (fig. 4) se realizaron con el índice de Larsen (Rapela, 1976) en las abscisas, para definir mejor algunas tendencias e incluir un mayor número de componentes importantes en los sistemas ígneos como son Ca, Fe y Mg, junto

Tabla 1.—Formación Chango Real. Análisis químicos y composición normativa (CIPW).

N.º m	32	38	40	65	72	80	059	095	099	337	338	165	169	100	123
SiO ₂	66,75	71,85	68,62	70,71	70,11	67,90	66,25	63,50	67,00	67,00	66,00	66,20	68,50	74,50	73,50
Al ₂ O ₃	16,15	14,39	14,69	15,20	13,84	15,98	16,50	16,56	16,77	15,94	18,05	16,23	13,63	11,22	12,05
Fe ₂ O ₃	1,25	0,96	1,46	0,96	0,94	1,54	2,00	2,64	2,10	2,12	1,95	1,85	2,12	1,72	1,33
FeO	1,70	1,30	1,98	1,31	1,28	2,09	2,71	3,58	2,84	2,87	2,64	2,51	2,87	2,33	1,79
TiO ₂	0,39	0,26	0,44	0,28	0,37	0,48	0,40	0,48	0,35	0,40	0,35	0,23	0,28	0,27	0,24
MnO	0,17	0,06	0,06	0,06	0,05	0,08	0,14	0,19	0,19	0,11	0,23	0,07	0,14	0,15	0,10
MgO	1,89	0,76	2,10	0,66	0,87	1,30	1,51	3,10	1,68	2,02	1,41	3,50	2,89	2,31	2,60
CaO	2,60	2,01	2,79	2,04	2,61	2,86	1,70	3,17	2,12	2,78	1,80	2,33	2,44	1,99	0,88
Na ₂ O	2,80	2,36	3,06	3,29	3,49	2,83	2,40	2,40	2,50	2,70	2,10	3,20	2,00	1,70	2,65
K ₂ O	4,72	3,97	3,75	4,37	3,90	3,47	4,15	3,10	3,35	3,25	3,84	2,30	2,60	2,75	3,10
P ₂ O ₅	0,30	0,26	0,18	0,10	0,20	0,07	0,24	0,40	0,22	0,30	0,24	0,18	0,20	0,29	0,20
volat.	1,45	1,14	0,93	0,98	1,43	1,04	1,00	1,13	1,16	0,80	2,04	1,44	2,11	1,04	0,85
Total	100,35	99,46	100,3	100,1	99,23	99,86	99,29	100,6	100,6	100,6	100,9	100,3	100,1	100,52	99,48
Rb		138	133	135	185	130		129		147					
Sr		97	112	107	135	110		136		99					
Y		19	23	17	22	19		17		30					
Zr		115	145	106	154	155		205		153					
Sn		<10	<10	<10	<10	<10		<10		<10					
W		<15	<15	<15	<15	<15		<15		<15					
Pb		15	12	12	13	13		13		13					
Cu		25	12	13	15	16		16		16					
Zn		<10	62	35	85	55		55		55					
cz.	24,05	37,65	27,05	29,21	28,34	29,42	29,86	25,58	31,73	29,34	32,40	32,91	36,42		
or.	27,92	23,48	22,18	25,85	23,07	20,52	24,55	18,34	19,81	19,22	22,71	4,14	15,38		
ab.	23,66	19,95	25,86	27,81	29,50	23,92	20,28	20,28	21,13	22,82	17,75	28,74	16,90		
an.	10,95	8,28	12,68	9,48	10,54	13,74	6,87	13,13	9,09	11,84	7,37	10,39	10,81		
C	2,40	3,16	0,93	1,57	—	2,52	5,53	4,43	5,69	3,63	7,72	7,06	3,55		
hy.	6,48	3,17	7,06	2,91	2,79	5,17	6,69	11,70	7,45	8,11	6,61	11,83	10,54		
mt.	1,81	1,39	2,12	1,39	1,36	2,23	2,90	3,83	3,05	3,07	2,83	2,68	3,07		
ap.	0,71	0,62	0,43	0,24	0,47	0,17	0,57	0,95	0,52	0,71	0,57	0,43	0,47		
il.	0,74	0,49	0,84	0,53	0,70	0,91	0,76	0,91	0,66	0,76	0,66	0,44	0,53		
di.	—	—	—	—	0,90	—	—	—	—	—	—	—	—		

Los espacios vacíos corresponden a contenidos de elementos traza no determinados.

Tabla 2.—Valores medios y desviaciones típicas de elementos y relaciones elementales de los diversos granitos.

SiO ₂	K/Rb	Rb/Sr	Rb/Zr	Y (ppm)	
70,0	106,8	7,30	3,60	32,60	̄X Capillitas
2,8	41,8	5,7	3,3	8,0	S
70,56	119,4	5,5	2,3	35,2	̄X Velasco
2,01	34,04	3,37	1,17	11,37	S
67,72	217,43	1,27	1,00	21,0	̄X Chango Real
2,24	33,36	0,18	0,37	4,6	S

a los álcalis. Se observa para SiO₂ una tendencia creciente (correlación positiva con el índice). Se apartan de esta línea muestras de la apófisis de La Cuesta.

K₂O y Na₂O tienen una suave tendencia creciente. Los puntos que se apartan de la línea con un ligero «exceso» de K₂O corresponden a zonas afectadas tectónicamente, relacionadas a actividad deutérica proveniente de los granitos intrusivos carboníferos. El CaO tiene una tendencia decreciente (correlación negativa) propia de una evolución normal. Especialmente para CaO y Na₂O, se observan muestras que se separan de la línea de tendencia, con deficiencias atribuibles a procesos de lixiviación por circulación de soluciones deutéricas que posiblemente se relacionen a intrusiones posteriores (Lazarte, *op. cit.*). La mayoría tienen signos de alteración y/o cataclasis.

Fe₂O₃, MgO y TiO₂ también presentan una tendencia decreciente (correlación negativa) con hierro «alto» para muestras con deficiencia de CaO, que se explicaría por la misma lixiviación mencionada (el Fe se habría re combinado, con destrucción de minerales primarios, sin desplazarse), lo que concuerda con los procesos de alteración en la roca de caja (ortogneis) de las vetas auríferas de Culampajá (Lazarte, 1990).

Para alúmina es muy difícil diferenciar una tendencia en el diagrama de variación. Se pueden reconocer con Al₂O₃ alto a muestras con algún tipo de alteración. El P₂O₅ evidencia tendencia ligeramente decreciente bien definida (correlación negativa respecto al índice de Larsen).

Entre los elementos traza analizados, en general no hay contenidos anómalos destacables (tabla 1).

Rb es similar al K, al que reemplaza en feldespatos y micas. Los valores de la relación K/Rb para rocas ígneas comunes en la corteza varían entre 150 y 300 (Taylor, 1964). El ortogneis, tabla 2, tiene una media de 217,4 (varía entre 269 y 175, s = 33,4), valor normal para la corteza. Debido al contenido aproximadamente constante de Rb, observable en el diagrama de la fig. 5, la relación se hace creciente

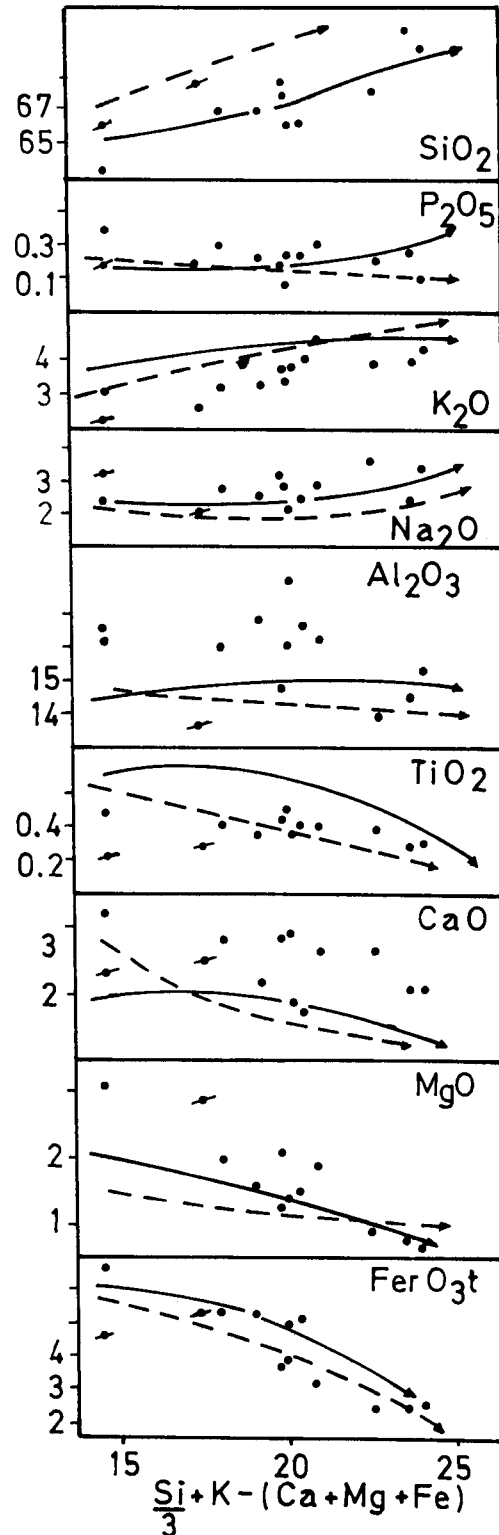


Fig. 4.—Diagramas de variación (puntos cruzados corresponden a muestras de apófisis). Flechas continuas: Velasco. Flechas discontinuas: Capillitas.

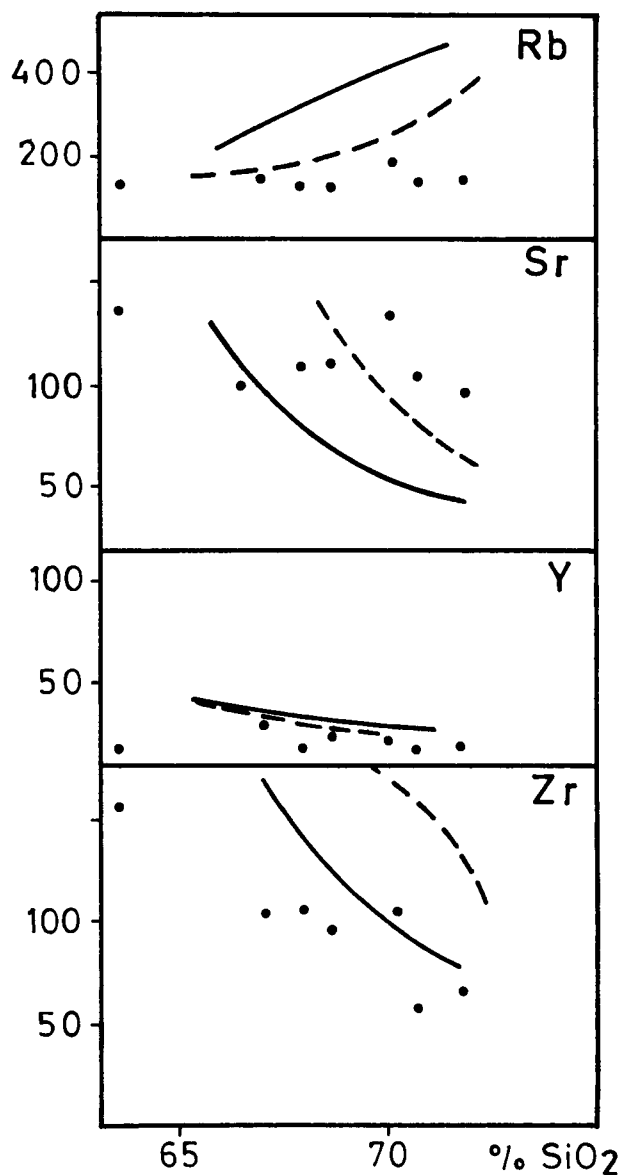


Fig. 5.—Diagramas SiO₂-(Rb, Sr, Y, Zr). Referencias, como en fig. 4.

respecto a la sílice (fig. 9), con mayor contenido de K en los términos más evolucionados.

La tendencia de Sr es algo decreciente respecto a sílice (fig. 5), correspondiendo a una evolución normal con empobrecimiento en este elemento. Sustituye a K especialmente. La relación Rb/Sr es casi constante respecto a sílice (fig. 9).

Zr presenta una tendencia decreciente bien definida respecto a sílice (fig. 5), con correlación negativa. En el diagrama TiO₂ vs. Zr (fig. 6), y teniendo

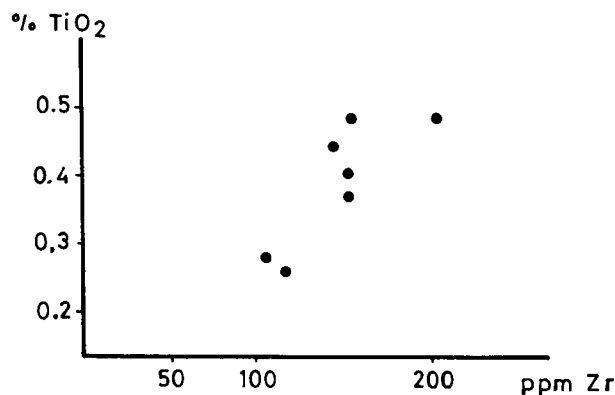


Fig. 6.—Diagrama TiO₂-Zr.

en cuenta que ambos elementos pasan a la fase sólida en las primeras etapas de la evolución magmática granítica, se observa una tendencia bien definida que decrece desde las muestras del sector Culampajá (menor evolución) hacia el E, sector Papachacra (mayor evolución), en concordancia con los diagramas de variación.

Ambiente tectónico

En el diagrama R1-R2 (basado en De la Roche *et al.*, 1980, in Batchelor y Bowden, 1985; fig. 7) se observa que las muestras del ortogneis se ubican en el campo de «granitoides de margen activo convergente», con tendencia de trayectoria curva hacia el mínimo de fusión, tal como lo predicen Batchelor y Bowden (*op. cit.*) para una cristalización fraccionada. La cercanía al mínimo de fusión implica la etapa final de la evolución magmática.

El ortogneis Chango Real tiene plagioclasas con zonación normal y riqueza en Ca y Al, similar a los granitos orogénicos (Martín y Piwinski, 1974, in Rapela, *op. cit.*), si se consideran las composiciones más cálcicas citadas por Turner (*op. cit.*).

El contenido de Y es algo menor al promedio de la corteza. Respecto a sílice (fig. 5) tiene una tendencia levemente descendente.

En el diagrama Rb/Zr vs. Y (fig. 9) se puede observar que el ortogneis es medianamente maduro, es decir que, en el modelo de Brown *et al.* (1984), pertenece al grupo de granitoides calcoalcalinos de arcos magmáticos «normales», con composición intermedia entre los de arco volcánico, más primitivos y los «maduros», de intraplaca, en la zona más alejada del borde de subducción.

En los diagramas de Pearce *et al.* (1984), fig. 8, observamos que la F. Chango Real, para Y vs. SiO₂ se

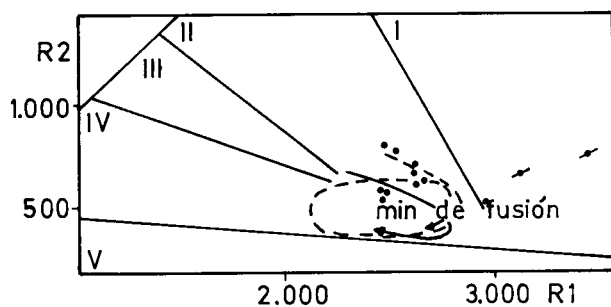


Fig. 7.—Diagrama R1-R2. I: Plagiogranitos. II: Granitos de margen activo convergente. III: Granitos de post-colisión. IV: Granitos tardio-orogénicos. $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

ubica con los granitos de arco volcánico (VAG), granitos de colisión (COLG) y granitos de cresta oceánica (ORG d).

Para Rb vs. sílice las muestras se agrupan con los granitos de colisión (COLG) y de intraplaca (WPG), sin diferenciarse con claridad de los de arco volcánico (VAG). El grupo WPG no responde a las características geológicas de la unidad por lo que es descartable en principio.

Los procesos de lixiviación mencionados más arriba (si bien no se descarta que hayan ocurrido en algunos sectores) no se observan en los diagramas de variación de Rb, Y y/o Sr, por lo que no afectan la interpretación de los diagramas de ambiente tectónico.

Correlaciones

Se toman para este trabajo datos de Rapela y Heaman (1982) de los granitoides de la sierra de Velasco y de lo que genéricamente se denomina «batolito de Capillitas», ambos situados aproximadamente en una misma faja N-S con las localidades de Culampajá y Papachacra.

En ambos conjuntos se citan granitoides con deformación interna, junto a granitos biotíticos sin deformación interna con facie porfiroide y cuerpos menores que en muchos casos tienen facies aplíticas (González Bonorino, *op. cit.*; Sosic, 1972).

Las tendencias que se muestran en los diagramas de variación (figs. 4 y 5), muestran diferencias con el ortogneis Chango Real, especialmente para MgO , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , Zr Rb y Sr.

En la figura 9, con datos de la tabla 2, se observa que en el diagrama $\log CaO/(Na_2O + K_2O)$ vs. SiO_2 (Brown *et al.*, *op. cit.*), los cuerpos de Velasco y Capillitas (con mayor contenido de álcalis) se sitúan ligeramente separados de la tendencia calcoalcalina normal, a diferencia del ortogneis Chango Real. Los

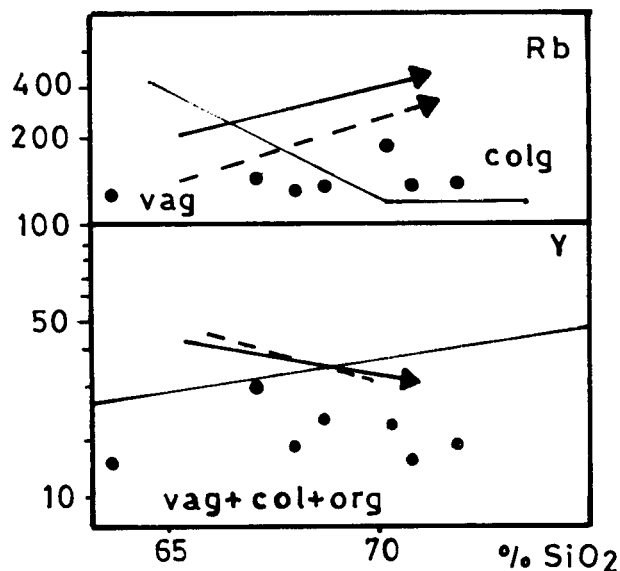


Fig. 8.—Diagramas de Pearce *et al.* (1984). Referencias, como en fig. 4. Vag: granitos de arco volcánico. Colg: granitos de colisión. Org: granitos de cresta oceánica.

pocos datos del quimismo de granitos gnésicos de que se dispone (ortogneis de La Puntilla, Grissom *et al.*, en prensa), dan caracteres similares al Chango Real (calcoalcalino, peraluminosos con corindón normativo).

En los diagramas de relaciones (fig. 9), los campos de Velasco y Capillitas se superponen, evidenciando menores valores de K/Rb, con mayor contenido de Rb que el ortogneis, sin llegar a los valores de los granitos evolucionados carboníferos (Lazarte, *op. cit.*). Para Rb/Sr hay mayor dispersión (especialmente en Capillitas) que la observada para el ortogneis de Chango Real.

En el diagrama de Rb/Zr vs. Y (fig. 9) se observa que estos granitoides, a diferencia de la Formación Chango Real, se apartan de la tendencia de incremento en la madurez del arco magmático con aumento de la relación para Y casi constante.

En general, las características químicas de los granitoides ordovícicos de Velasco y Capillitas son similares entre sí y se diferencian de la Formación Chango Real. Esto podría significar un acontecimiento magmático diferente.

Los granitoides similares (gnésicos) al ortogneis Chango Real se extienden hacia el sur, en las sierras de Zapata y Viquis (Sosic, *op. cit.*) y en la sierra de Fiambalá (González Bonorino, *op. cit.*). Rapela *et al.* (1990) agrupan al plutonismo de Sierras Pampeanas en tres eventos principales: G1 (Precámbrico tar-

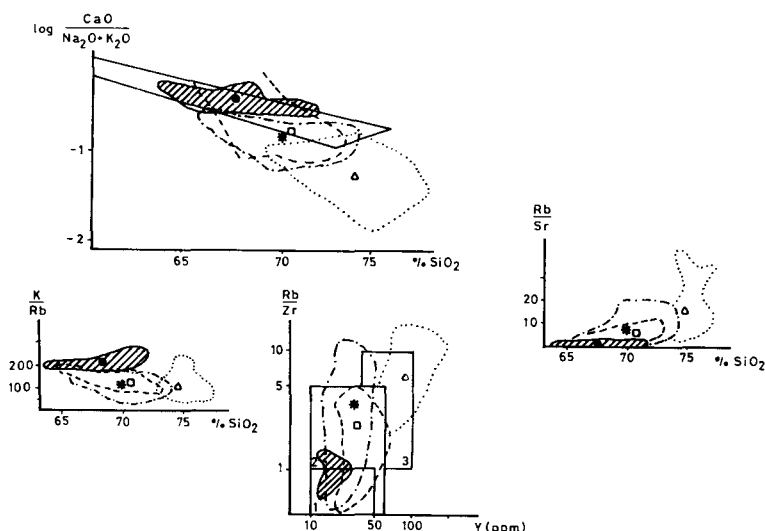


Fig. 9.—Diagramas comparativos de granitos. Cuadrado: Velasco. Estrella: Capillitas. Triángulo: granitos carboníferos. Rayado y punto negro: ortogneises. 1: inmaduros. 2: normales. 3: maduros.

dío-Cámbrico), con rocas básicas derivadas de magma toleítico (Lottner y Miller, 1986). G2 (Ordovícico-Devónico temprano), con composiciones calcoalcalinas, peraluminosas, relacionado a margen de placas convergentes. G3 (Devónico tardío-Carbonífero), con rocas con altos contenidos de elementos LIL, peraluminosas. La similitud del G2, al que pertenecen los granitoides de Capillitas y Velasco, con el ortogneis Chango Real, sólo lo es en aspectos generales, no así en la composición de detalle, según se observa en los diagramas anteriores.

De acuerdo a lo expuesto se considera al Ortogneis Chango Real correlacionable con los granitoides con deformación interna como el ortogneis de La Puntilla y difiere de los granitoides de Capillitas y Velasco, sin deformación interna.

Edades

En general, las edades de los granitoides de Sierras Pampeanas han sido estudiadas por los métodos K-Ar y Rb-Sr.

Para el Paleozoico inferior se han propuesto varios esquemas de nomenclatura geocronológica para los eventos termotectónicos. Los principales se reseñan en la figura 10. Las edades radimétricas en dicho cuadro son:

Granito Capillitas: 442 ± 13 y 426 ± 12 m.a. (mét. K/Ar) (McBride *et al.*, *op. cit.*); 471 ± 15 (K/Ar) (AGA, cat. 1977).

— Ortogneis La Puntilla: 550 m.a. (mét. U-Pb en circones) (Grissom *et al.*, en prensa).

— Sierra de Velasco: 470 ± 20 , 458 ± 15 y 425 ± 12 m.a. (AGA, cat. 1975 y 1977).

— Ortogneis Chango Real: 505 ± 20 m.a.; 441 ± 15 m.a.; 430 ± 15 m.a. a 408 ± 15 m.a. (mét. K/Ar en biotita) (González *et al.*, *op. cit.*). 498 ± 15 y 474 ± 15 m.a. (mét. K/Ar en biotita) (García y Rosello, *op. cit.*).

Están representadas la prefase Ordovícica y la fase principal Oclóyica del Ciclo famatiniano.

Tanto en Velasco como en Capillitas (facies aplíticas y sienograníticas) y las sierras de Papachacra y Culampajá (Granito Papachacra), existen intrusiones más jóvenes (Devónico en adelante, Lazarte, *op. cit.*), que correspondería al grupo G3 de Rapela *et al.* (*op. cit.*).

Discusión

La edad asignada al ortogneis por métodos K/Ar se considera dudosa (Lazarte, 1988), ya que presenta evidencias de haber estado a temperaturas cercanas a 300°C (de cierre para el sistema K/Ar). Esto significa que las dataciones podrían corresponder a los eventos deformacionales y no a la edad de cristalización del granitoide pre-ortogneis. Del mismo modo, las edades carboníferas que García y Roselló (*op. cit.*) mencionan para una apófisis del ortogneis, correspondería a la faja de milonitización donde se encuentra (Lazarte, *op. cit.*).

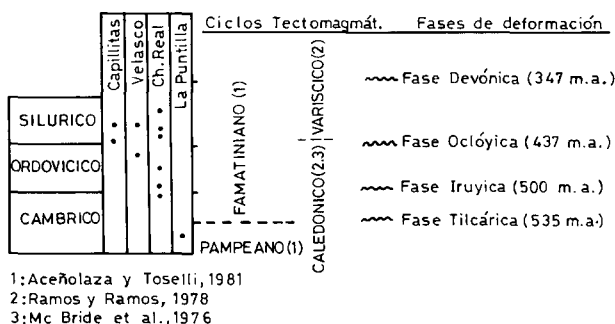


Fig. 10.—Edades del plutonismo y la deformación.

Atendiendo a las correlaciones, la edad ordovícica parece posible aunque poco probable para la Formación Chango Real. Menos objetable resulta la asignación al Cámbrico, lo que se apoya en parte de las dataciones mencionadas, y en la edad U-Pb del ortogneis de La Puntilla. Esto implica que el plutonismo cámbrico tuvo también un episodio netamente calcoalcalino, peraluminoso, diferente al de la sierra de Ancasti, de tipo toleítico (Lottner y Miller, *op. cit.*).

El granito pre-ortogneis sufrió, durante el Ordovícico y el Silúrico, sucesivas deformaciones. Dicho magmatismo, posiblemente del Ciclo Pampeano, pudo haber sido de envergadura pero no fue claramente registrado hasta la fecha por los problemas apuntados más arriba.

Petrogénesis

Considerado como «granito de margen activo convergente», el ortogneis estaría entre los cuerpos de precolisión y de sincolisión, aunque en los diagramas utilizados no hay separación neta entre los campos de «colisión» y de «arco volcánico». Según lo previsto por Harris *et al.* (1986) para la etapa de sincolisión, el ortogneis no tiene valores suficientemente bajos de la relación K/Rb por un déficit de Rb.

Wyllie (1988) considera que en los ambientes de bordes de placas, los granitoides se originan exclusivamente en la corteza, descartando al manto como fuente de magma granítico.

Teniendo en cuenta las características geológicas y geoquímicas del ortogneis se propone un origen cortical. Esto queda sujeto a datos de mayor detalle como las relaciones isotópicas.

El proceso habría sido anatóctico (la composición química es bastante parecida a las muestras testigo que se analizaron del basamento metamórfico) y el magma así formado ascendió para cristalizar por en-

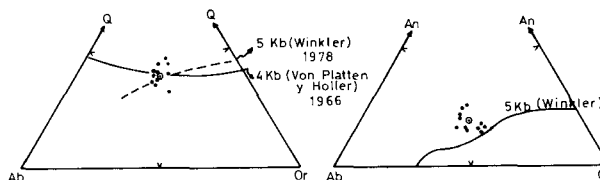


Fig. 11.—Posición en los diagramas Q-Ab-Or y An-Ab-Or.

cima de su zona de origen en la corteza, como cuerpo para-autóctono o intrusivo, según criterios de Read (1948, in Winkler, *op. cit.*).

Si bien el techo de la cámara magmática se encuentra borrado por la erosión, la presencia de xenolitos metamórficos, indica posibilidad de stopping en el ascenso del magma. González Bonorino (*op. cit.*) indica la misma posibilidad para el batolito de Capillitas.

Según las proporciones de Q-Ab-Or (fig. 11), la media del ortogneis se acerca a la curva de 4 kb, lo que implica una profundidad del orden de los 14 ó 15 km. La cristalización podría haber comenzado en el campo Plg. + líq. por encima de la superficie cotéctica. En este diagrama, la isoterma involucrada por la media estaría entre 680 y 685° C. El problema de la presión está ligado a la posible presencia de epidoto magmático en el ortogneis. De confirmarse este mineral, las presiones a las que comenzó a cristalizar (al menos para epidota) estarían entre 5 y 8 kb (Zen y Hammarstrom, 1986). Un posterior ascenso a niveles más altos (hasta unos 4 kb) completó la evolución.

En el diagrama Or-Ab-An las muestras correspondientes al ortogneis se ubican por encima de la línea cotéctica de 5 kb (Winkler, *op. cit.*), con un mayor contenido de An y con una distribución paralela a la serie calcoalcalina de cristalización.

Von Platten (1965) considera la relación Ab/An como un indicador de la temperatura de un fundido mínimo, aun para diferentes composiciones generales. El ortogneis tiene una relación promedio de 2,23 (varía entre 1,54 y 2,95). Para 2 kb (se utiliza este dato por ser el más próximo a las condiciones previstas), estos valores indicarían temperaturas entre 695 y 705° C, las que tomamos como máximas ya que un aumento de presión hace disminuir la temperatura de cristalización.

Según Winkler (*op. cit.*), un fundido granítico cuya temperatura estuviera cerca del solidus no podría ascender mucho sin cristalizar por completo debido al efecto del descenso de presión. Como hay evidencias de ascenso del magma, suponemos que la temperatura inicial del fundido debió estar bastante por encima de los 700° C, terminando de cristalizar alrededor de los 680° C.

La presencia de andalucita en el encajante, sumada a la paragénesis de mu-biot-clor-q, de acuerdo con Winkler (*op. cit.*), indicaría presiones no mayores a 3,5 kbars y temperaturas entre 550 y 650° C para la intrusión de una de las apófisis. La evolución del magma podría haber sido por cristalización fraccionada. En los diagramas de variación se observa esta evolución en el enriquecimiento en álcalis y sílice y empobrecimiento en Mg, Fe y Ca. Los términos más evolucionados se ubican hacia el E (Sa. de Papachacra) mientras que los de menor evolución pertenecen a la zona de Culampajá. En elementos traza, en especial en el diagrama TiO₂ vs. Zr, se confirma esta tendencia. El carácter peraluminoso de esta unidad indicaría, según Luth *et al.* (1964), cierta riqueza de agua en el magma.

En los diagramas geoquímicos, las muestras de las apófisis se separan del tren evolutivo general, con características de menor evolución, lo que podría explicarse por cumulos removilizados que se intruyeron en la etapa final.

Conclusiones

El granito biotítico que dio origen al ortogneis sería de margen de colisión, lo que concuerda con los datos de elementos mayoritarios (diag. R1-R2) y con los caracteres de madurez media a baja del arco en el modelo de Brown *et al.* (*op. cit.*), con reserva respecto al grupo de granitos de arco volcánico.

A partir de fusión de materiales corticales (metamorfitas), se produce cristalización fraccionada del magma resultante.

Las condiciones de presión y temperatura en la etapa final de evolución fueron de alrededor de 4 kb y 680° C. De acuerdo a los datos experimentales, a esta presión, la secuencia de cristalización de la masa principal, habría comenzado con plagioclasa (previa cristalización de circón, apatito y epidota). Sin embargo, los rasgos texturales sugieren que la biotita cristalizó muy cerca en el tiempo (antes o después de los feldespatos calcosódicos). Siguió cuarzo y feldespato potásico. Deformaciones posteriores, a partir de la fase Irúyica o prefase Ordovícica, le dan la estructura de ortogneis, posiblemente luego de la fase Oclóyica, configurando la unidad tal como se la observa en la actualidad.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento a los Dres. A. Toselli y J. Saavedra por sus múltiples aportes y críticas. También a la Facultad de Ciencias Naturales de IML de la UNT y al CONICET.

Referencias

- Acenolaza, F. y Toselli, A. (1981). Geología del Noroeste Argentino. Fac. Cs. Naturales, UNT, Pub. Esp. 1287, Tucumán.
- Asociación Geológica Argentina (1975, 1977). *Catálogos de edades radimétricas*, Buenos Aires.
- Batchelor, R. A. y Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, 43-55.
- Brown, G. C., Thorpe, R. y Webb, P. (1984). The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arc and comments on magma sources. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 141, 413-426.
- García, H. y Rosello, E. (1984). Geología y yacimientos minerales de Papachacra, Dep. Belén, Catamarca, *IX Congr. Geol. Arg.* 7, 245-259.
- García Sánchez, A. y Saavedra, J. (1983). Datos analíticos sobre cuatro patrones geoquímicos de Salamanca (granitos s.l.) y técnicas utilizadas. *An. Ctro. de Edaf. y Biol. Aplic.*, 9, 321-331.
- González Bonorino, F. (1950). Geología y petrografía de la hoja 12d-Capillitas, y 13d-Andalgalá. DNGM, Bol. 70, Buenos Aires.
- González, R., Cabrera, M., Bortolotti, P., Castellote, P., Cuenya, P., Omil, M., Moyano, R. y Ojeda, J. (1985). La actividad eruptiva de Sierras Pampeanas. Esquematización gráfica y temporal. *Act. Geol. Lill.*, 16, 289-318.
- Grissom, G., De Bari, S., Page, R., Page, S., Villar, L., Coleman, R. y Viruel, M. Geology of the sierra de Fiambalá, NW de Argentina: Implications for Paleozoic Andean Tectonics. Andean Magmatism and its tectonic setting. In: Heaman y Rapela (eds.), en prensa.
- Harris, N., Pearce, J. y Tindle, A. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Collision Tectonics, Geol. Soc. Pub. Esp.*, 19, 67-81.
- Higgins, M. W. (1971). *Cataclastic Rocks*. Geol. Surv. Prof. Papers, 687, Washington.
- Lazarte, J. E. (1987). Contribución a la petrología de los granitoides de la sierra de Papachacra, Catamarca, Rep. Argentina. *X Congr. Geol. Arg.* 4, 69-72.
- Lazarte, J. E. (1988). Aspectos de la deformación interna de la F. Chango Real en las sierras de Culampajá y Papachacra. *V Reunión de Microtec.*, 35-40.
- Lazarte, J. E. (1990). Análisis preliminar de la alteración de la roca de caja de las vetas auríferas de Culampajá. *XI Congr. Geol. Arg.*, 1, 332-335.
- Lazarte, J. E. (1991). *Estudio petrológico y geoquímico de los granitoides de las sierras de Papachacra y Culampajá. Relaciones metalogenéticas*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Tucumán, 270 págs.
- Lottner, U. y 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. *Zentralblatt fur Geologie und Palaontologie*, 9/10, 1269-1281.
- Luth, W. C., Jahns, R. y Tuttle, O. (1964). The granite system at pressures of 4 to 10 kb. *Jour. Geophys. Res.*, 69, 759-773.
- MacBride, S., Caelles, J., Clark, A. y Farrar, E. (1976). Paleozoic radiometric age provinces in the Andean Basement, latitudes 25° a 30° S. *Earth Planet. Sci. Letters*, 29, 373-383.
- Pearce, J. A., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace ele-

- ments discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, 25, 4, 956-983.
- Ramos, E. y Ramos V. (1978). Los ciclos magmáticos de la República Argentina. *VII Congr. Geol. Arg.* 1, 771-786.
- Rapela, C. W. (1976). Las rocas granitoides de la región de Cafayate, Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 31, 260-278.
- Rapela, C., y Heaman, L. (1982). Composición química de granitos batolíticos de las Sierras Pampeanas. *Rev. Mus. de La Plata*, 9, 89-96.
- Rapela, C., Toselli, A., Heaman, L., y Saavedra, J. (1990). Granite plutonism of the Sierras Pampeanas, an inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. *Gol. Soc. of America*, Sp Paper, 241, 77-90.
- Saavedra, J. y Medina, M. E. (1983). Esquema para el análisis rápido de elementos mayores y menores en rocas. *Rev. Asoc. Arg. de Min. Petr. Sedim.*, 14, 7-14.
- Shand, S. J. (1927). *Eruptive Rocks*. Ed. Murby y Co. Londres.
- Sosic, M. (1972). Descripción geológica de la hoja 14d-Tinogasta. D.N.G.M., Bol. 129, Buenos Aires.
- Taylor, S. (1964). Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28, 1273-1284.
- Turner, J. C. (1962). Estratigrafía de la región al naciente de la Laguna Blanca, Cat. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 27, 11-46.
- Von Platten, H. (1965). Experimental anatexis and genesis of migmatites. In: Pitcher y Flinn (eds.), *Control of Metamorphism*, Wiley & Sons, New York.
- Winkler, H. G. (1978). *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. Blume, Madrid, 378 págs.
- Wyllie, P. (1988). Magma genesis, Plate Tectonics and chemical differentiation of the Earth. *Rev. Geophys.*, 26, 370-404.
- Zen, E. y Hammarstrom, J. (1984). Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, 12, 515-518.

Recibido el 30 de junio de 1992
Aceptado el 12 de enero de 1993