

Evidencias de neotectónica en el río Sauce Chico, Provincia de Buenos Aires

Mirta Elena QUATTROCCHIO^{1,2}, José KOSTADINOFF^{1,2}, Gustavo A. MARTÍNEZ³ y Aldo R. PRIETO³

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

²Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina.

³Centro de Geología de Costas y Cuaternario, Universidad Nacional de Mar del Plata, C.C. 722, 7600 Mar del Plata, Argentina.

ABSTRACT. *Neotectonic evidence in Sauce Chico river, Buenos Aires Province.* Taking into account both surface and geophysical data from a stable continental interior, possible neotectonic evidences are given. The studied area is placed 35 km from Bahía Blanca and it is drained by Sauce Chico river. Fluvial, lacustrine and aeolic sediments of Cainozoic age were recognized. An E-W megafault which resolved in a surface secondary fracture system was inferred by geophysical data. The modern activity of this system may be responsible of the Late Pleistocene strata deformation and other stratigraphical and geomorphological anomalies. The last deformation was subsequent to the deposition of sediments of Late Pleistocene age.

Introducción

A partir de la notable coincidencia entre la deformación de estratos, las variaciones en las litofacies y las relaciones estratigráficas que se presentan en secuencias del Cenozoico tardío en los arroyos y ríos que drenan el flanco suroeste de las Sierras Australes, con la localización de fracturas profundas detectadas mediante métodos geofísicos por Bonorino *et al.* (1986), se inició un estudio de detalle con un enfoque neotectónico en el valle medio del río Sauce Chico.

Algunos rasgos geomorfológicos en la región pampeana han sido explicados de diferente manera por distintos investigadores desde principios de siglo hasta el presente. Rasgos como alineaciones de la red de drenaje y lagunas, escarpas, terrazas, pequeños saltos en ríos y arroyos, superficies de erosión o inclusive ingresiones y regresiones marinas durante el Cuaternario, fueron considerados principalmente desde dos puntos de vista: climáticos (Tricart 1973; Tonni y Fidalgo 1978; Roller 1975) o tectónicos (Ameghino 1908; Frenguelli 1950 y 1957; Kraglievich 1952 y 1953; Groeber 1954; Furque 1974; Yrigoyen 1975). La mayoría de las citas bibliográficas que hacen referencia a actividad neotectónica en la región pampeana no tienen, salvo escasas excepciones, precisiones temporales. Ello se debe, en gran parte, a la complejidad estratigráfica del Cuaternario de la región y a la escasez de dataciones absolutas. Uno de los antecedentes más notables al respecto es el de Tapia (1935), para la cuenca del Salado. En la zona de Los Cerrillos, entre Videla Dorma y General Belgrano (provincia de Buenos Aires) este autor encuentra "una serie de pequeños homoclinales fracturados de clara expresión topográfica que se levantan sacando a la superficie

las Arenas Puelches y cuyas fallas limitantes llegan a interesar hasta los depósitos lujanenses del Grupo Pampe superior". Otros postulan efectos de una tectónica que "continúa hasta nuestros días" (Frenguelli 1957; Zambrano 1972; Yrigoyen 1975 e Introcaso y Gerster 1985). Passotti y Castellanos (1963), Pasotti (1974) y Pasotti y Canoba (1979), han inferido efectos de neotectónica y fracturación del basamento sobre la base de estudios geomorfológicos para la llanura pampeana al norte de la provincia de Buenos Aires y sur de las provincias de Santa Fe, Córdoba y Entre Ríos.

Sobre la base de estudios geológicos y geofísicos en la vertiente sur de las Sierras Australes, Bonorino *et al.* (1986) determinaron los rasgos geométricos más salientes de la fracturación y los relacionaron con el alineamiento de la red de drenaje. De acuerdo con estos autores el estilo tectónico para la región de Bahía Blanca se caracteriza por un zócalo fracturado en bloques que se hunde hacia la actual plataforma, se levanta hacia el noroeste y allora en las Sierras Australes. Reconocieron tres juegos de fracturas regionales: noreste-suroeste, noroeste-sureste y este-oeste, que afectan al basamento y a las rocas paleozoicas. Los dos primeros juegos de fracturas serían de edad paleozoica y las este-oeste posiblemente cretácicas, generadas durante la apertura de la cuenca del Colorado (Bonorino *et al.* 1986).

Ubicación del área

El área de estudio se sitúa entre los 62° 30' y 62° 45' O y entre los 38° 10' y 38° 30' S, en el suroeste de la provincia de Buenos Aires, a 35 km al noroeste de la ciudad de Bahía Blanca (Fig 1). Corresponde a las hojas

topográficas del Instituto Geográfico Militar (IGM), números 3963-10-2 (Chasicó) y 3963-1-1 (Pelicurá). El área está atravesada por el río Sauce Chico en dirección noreste-suroeste-sur. El río Sauce Chico tiene sus nacientes en las Sierras Australes y recorre una extensa llanura pedemontana para desembocar en la ría de Bahía Blanca. El cauce está encajonado y presenta barrancas de hasta 10 m de altura.

La llanura pedemontana se inicia en el pie de las sierras (400- 350 m s.n.m.) finalizando en un frente de escarpa de erosión próximo al mar (González Uriarte, 1984). Los gradientes en las cercanías del pie de sierra son del orden del 5 % y en áreas medias y distales tienen valores menores al 0,5 %.

Las amplias áreas de divisorias están constituidas por sedimentos del Mioceno-Pleistoceno y sedimentos eólicos del Pleistoceno superior-Holoceno que cubren indistintamente valles y divisorias. Los valles fluviales están elaborados sobre los depósitos terciarios y están rellenos por sedimentos esencialmente fluviales, lacustres y eólicos.

Estratigrafía

Los depósitos considerados corresponden a secuencias de valles fluviales y se asignan al Pleistoceno tardío - Holoceno por correlación estratigráfica con unidades de esta edad en áreas adyacentes, en base a fósiles de vertebrados y dataciones absolutas (Tabla 1). Se reconocen de abajo hacia arriba (Figs. 2, 3 y 4): un sustrato correspondiente al Terciario superior (U1) constituido por limos arenosos color pardo rojizos (5YR 8/2) sobre el que se apoya en discordancia erosiva un conglomerado (U2) de espesor variable (1 a 1,5 m), constituido esencialmente por clastos de cuarcitas con matriz de color gris parduzco (2.5Y 6/2) (Fig. 4a). Hacia arriba se pasa a una arena fina a muy fina de color amarillo pálido (5Y 7/3) a pardo pálido (10YR 6/3), bioturbada y con precipitaciones de óxidos de hierro en la parte superior (U3). La cuarta unidad (U4) son limos medianos a gruesos, arcillosos de color gris a gris claro (10YR 6/1), asociados a estructuras prismáticas en los pasajes transicionales entre U3 y U4 y a estructuras planas mal definidas, lentes de gastrópodos, tufa y lentes de conglomerados matriz sostén en los pasajes discordantes (Figs. 3c, 4a y b). La U5 esta constituida por arena fina limosa gris parduzca clara (2.5Y 6/2) sobre la que se desarrolla el suelo actual.

Las secuencias de divisorias están constituidas por limos arenosos a arenas limosas castaño rojizo a castaño amarillento que culminan en un potente manto de tosca de 1-2 m de espesor (U1). Esta unidad está cubierta por sedimentos limo arenosos de origen eólico de espesor variable (Fig. 2).

Materiales y métodos

Para conocer los rasgos geomorfológicos del área y detectar lineamientos se realizó la foteointerpretación a partir de fotomosaicos a escala 1:50.000 y pares fotográficos a escala 1:20.000 de la Hoja N° 3963-10-2 del IGM.

Las unidades cenozoicas fueron reconocidas a través del levantamiento de perfiles estratigráficos en las márgenes del río, poniendo especial atención en aquellos puntos donde se observaron variaciones estratigráficas y estructurales.

Las mediciones del campo gravitatorio terrestre se realizaron en un área de 400 km², con una densidad de 1 punto cada 4 km en promedio. Se midieron un total de 46 estaciones, tomando como base las cartas topográficas del IGM, a escala 1:50.000.

En el área piloto (Fig. 1) se intensificaron las mediciones del campo de gravedad. Para las mismas estaciones se midió el campo magnético terrestre, a lo largo del cauce del río Sauce Chico, entre los puntos A y B (Figs. 5 y 6) con estaciones cada 100 metros. Las mediciones del campo gravitatorio terrestre se realizaron con un

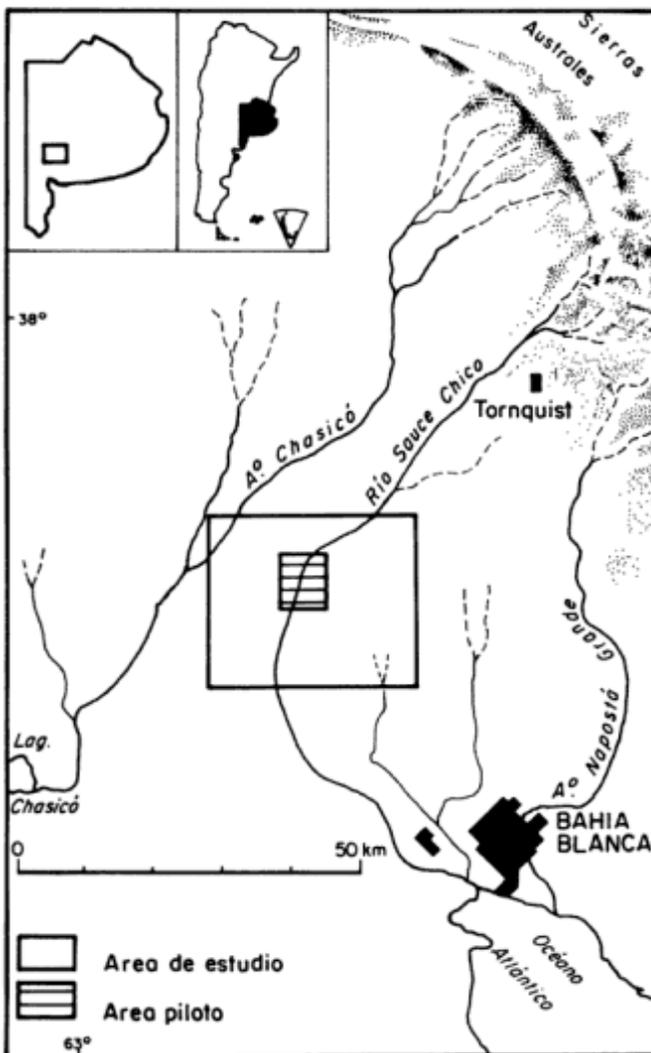


Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio.

CORRELACION ESTRATIGRAFICA							
EDAD	FIDALGO et al. (1973)		DE FRANCESCO (1970, 1992) DE FRANCESCO Y NUCETELLI (1990)		RABASSA (1989)		ESTE TRABAJO
	VALLES	DIVISORIAS	VALLES	DIVISORIAS	VALLES	DIVISORIAS	
Tiempos Históricos H O L O C E N O	ALUVIO	MEDANOS	ALUVIO	Fm. LA MILAGROSA	Fm. CHACRA LA BLANQUEADA	Fm. MATADERO SALDUNGARAY	UNIDAD 5
	Fm. L U J A N	Fm. LA P O S T R E R A	Fm. A G U A B L A N C A	Fm. S A A V E D R A	Fm. M b. L I M O - A R E N O S O S U P E R I O R	M b. S A S U P E R I O R	UNIDAD 4
	M b. R I O S A L L A D O	M b. G U E R R E R O	M b. A S U P. A R E N O L I M O S O	M b. A M b. I N F. P S E F I - T I C O	M b. A R E N O S O M E D I O	M b. M E D I O	UNIDAD 3
	M b. G U E R R E R O	Fm. P A M P I A N O	Fm. D E L A G U I L A	Fm. L A S M A L V I N A S	M b. P S E F I T I C O I N F E R I O R	M b. I N F E R I O R	UNIDAD 2
P L E I S T O C E N O						Fm. LA TOMA	UNIDAD 1
						Fm. S A L D U N G A R A Y	
PLIOCENO							
MIOCENO							

Tabla 1: Cuadro comparativo entre las unidades estratigráficas definidas para áreas próximas con las unidades consideradas en este trabajo.

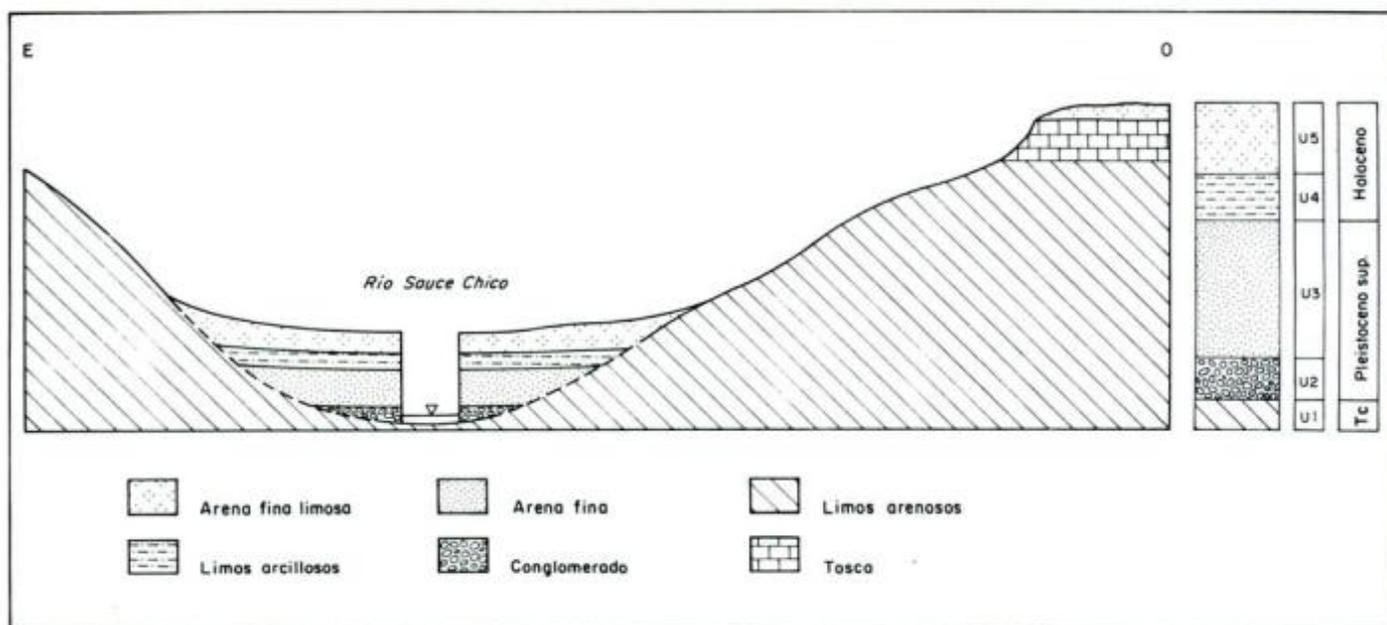


Figura 2: Perfil geológico transversal esquemático. Sin escala.



gravímetro Worden cuya precisión es de 0,01 mgal (1 mgal=10⁻³ cm/seg², campo gravitatorio terrestre: 980.000 mgal) y la deriva instrumental es de 0,02 mgal/hora. La grilla de valores de la figura 7a fue compensada con apertura y cierre sobre puntos de gravedad pendulares existentes en la región. Las correcciones de Bouguer de las anomalías de gravedad para la construcción del mapa y del diagrama tridimensional (Figs. 7a y b) fueron calculadas considerando para la corrección de latitud el elipsoide internacional de referencia de 1.930, la densidad media de reducción fue de 2,67 gr/cm³.

Las mediciones de magnetismo se realizaron con un magnetómetro de precesión protónica (Geometric 826 A) cuya sensibilidad es de ± 1 nanostelas. El campo magnético de la zona de trabajo es de 25.000 nanostelas.

Evidencias estructurales, estratigráficas y geomorfológicas

Se realizó el seguimiento lateral de las unidades estratigráficas correspondientes al Terciario superior-

Holoceno a lo largo del curso del río Sauce Chico, entre los puntos A y B (Fig. 5). Para este sector, y en general en el esquema regional, el sustrato terciario (U1) no aflora y el contacto entre los depósitos del Pleistoceno tardío (U3) y Holoceno (U4) es transicional a neto (Figs. 3c y 4b). Sólo en sectores puntuales (puntos 1 a 4, Fig. 5), existen diferencias estructurales, estratigráficas y geomorfológicas que se apartan del esquema regional. En esos sectores, aflora el Terciario (U1) y los rodados basales de la U2 (Fig. 4a). El contacto entre las U3 y U4 es por discordancia erosiva y la U4 presenta estructuras planares mal definidas y lentes de gasterópodos y de conglomerados clasto sosten. Los depósitos de la U3 a lo largo del cauce en una longitud de 70 m están flexurados (punto 4, Fig. 5). El pliegue es un sinclinal asimétrico con una inclinación máxima de 34° en su flanco izquierdo (Figs. 3a y b) y su eje tiene un azimut de 96° (casi perpendicular al río).

El curso actual del río presenta rápidos asociados a pequeños resaltos y cambios de dirección (puntos 1 a 4, Fig. 5). Específicamente en el punto 4, el curso invierte su sentido, para luego retomar el de la pendiente regional, en una distancia de 150 metros. Dos kilómetros

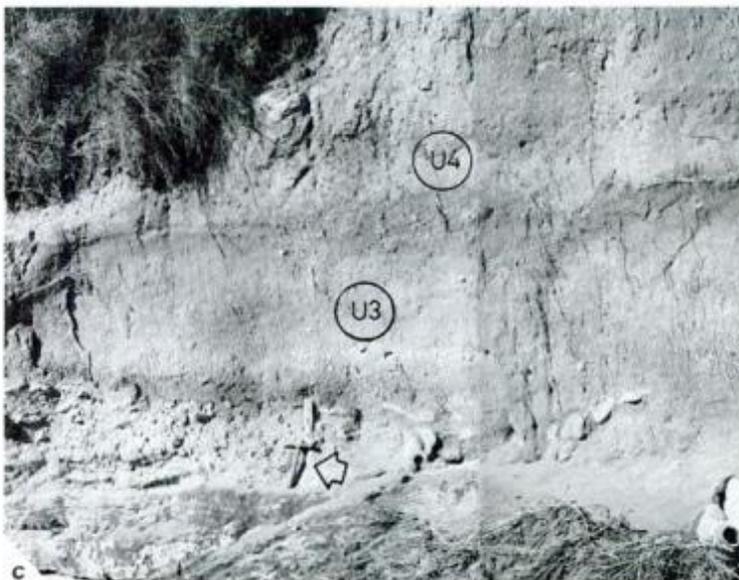


Figura 3a: Punto de observación 4. Pleistoceno tardío (U3) flexurado (70 m de longitud) y lateralmente en posición normal. **b:** Pleistoceno tardío (U3) fuertemente flexurado. **c:** Pasajes transicionales a netos entre el Pleistoceno tardío (U3) y el Holoceno (U4). Detalle de las unidades en posición normal.

aguas arriba de este sitio se presenta un brusco ensanchamiento del valle, puesto de manifiesto por un colector temporario del curso principal. Existe además un lineamiento transversal al río, evidenciado por el banco de tosca que corona el techo de la U1 (Fig. 2). Estos lineamientos transversales al río son comunes en toda el área.

Evidencias geofísicas

Del análisis del mapa y del diagrama tridimensional de las anomalías de Bouguer (Figs. 7a y b) se infiere la posición de fracturas secundarias de dirección este-oeste y noreste-suroeste. Las inflexiones de las curvas alineadas son gradientes de gravedad. Los gradientes de gravedad son de -1 mgal/km con un buzamiento hacia el norte de 4° a 10° . Esta indeterminación se debe al poco conocimiento de las densidades de los sedimentos y rocas del basamento.

En el perfil magnético (Fig. 6) y mapa de anomalías (Fig. 5) se observan cuatro sectores con anomalías. La densidad de puntos de magnetismo no es suficiente para establecer las direcciones de las posibles fracturas, por lo tanto sólo se indican en aquellas áreas donde los gradientes potenciales de magnetismo y gravimetría son coincidentes. En el punto 4 del perfil magnético (Fig. 6) se observa una anomalía de 110 nT en correspondencia con la fuerte sinuosidad del río (Fig. 5) y la flexura de los depósitos de la U3 (Figs. 3a y b).

Discusión e interpretación

De acuerdo con Bonorino *et al.* (1986) y Schillizi y Kostadinoff (1989), el área de estudio se ubica en las cercanías de una megafactura con rumbo E-O y otra NE-SO paralela al río Sauce Chico (Fig. 5). Esta última fractura separaría el ámbito del alto estructural de Bahía Blanca de la denominada cuenca de Pelicurá, representada por un mínimo gravitatorio. Según los mismos autores, el basamento se profundiza al noroeste del área de estudio como consecuencia de dicha fractura (F2, Fig. 7b). Bonorino *et al.* (1986) consideran que la fractura E-O mencionada se manifiesta al norte de la localidad de Chasicó por un cambio de rumbo del río Sauce Chico (Fig. 7a). De acuerdo a lo calculado en la región por Bonorino *et al.* (1986) la profundidad del basamento se encontraría a más de 400 m y la fractura principal (este-oeste) tendría un ángulo de 4° respecto de la vertical. Esto permite plantear que la misma podría emerger en superficie 5 km al sur de su origen en el basamento.

A partir de las evidencias geofísicas (gravimétricas y magnéticas) se infiere que la megafactura de dirección este-oeste podría resolverse en superficie, en el área de estudio, en un sistema de fracturas secundarias. Las reactivaciones modernas de estos sistemas de fracturas serían las responsables de la deformación de los estratos del Pleistoceno tardío (U3), así como de las otras anomalías estratigráficas y geomorfológicas. La deformación de los estratos podría vincularse a la propagación de las

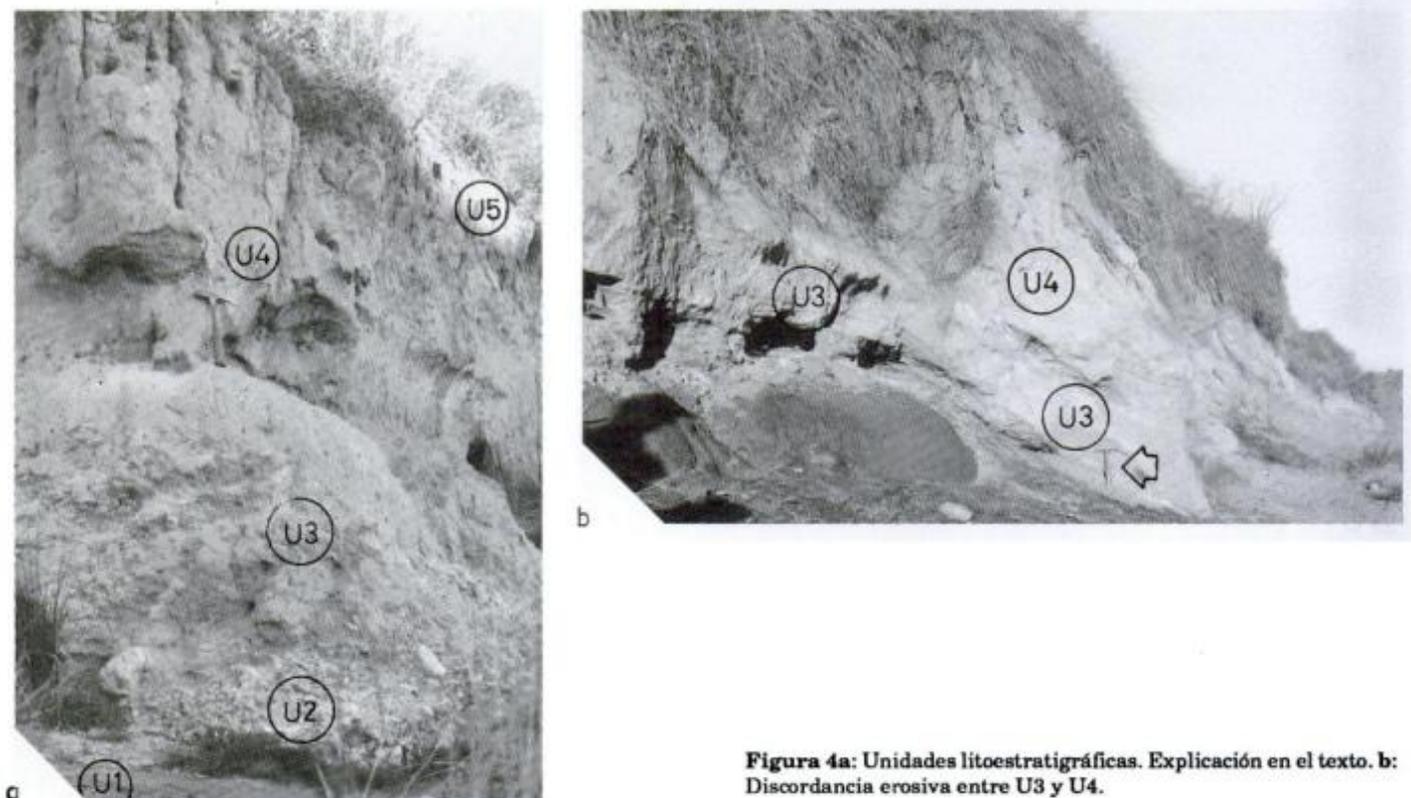


Figura 4a: Unidades litoestratigráficas. Explicación en el texto. **b:** Discordancia erosiva entre U3 y U4.

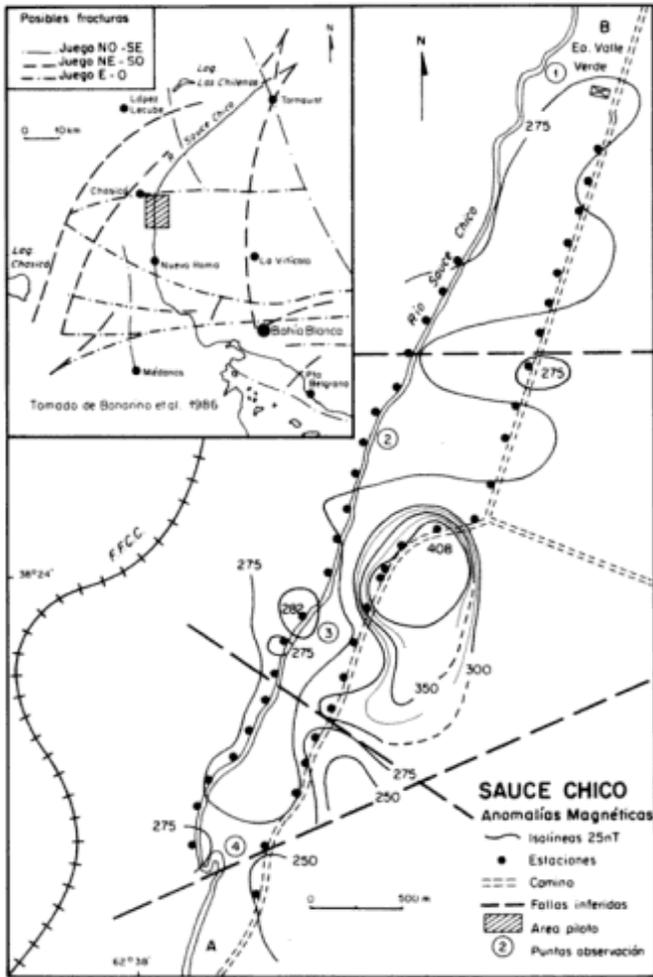


Figura 5: Mapa de anomalías magnéticas para el área piloto con la ubicación de fracturas inferidas.

fallas secundarias. La convergencia de evidencias nos permite inferir posibles efectos de neotectónica en el área.

Se testearon hipótesis de trabajo para explicar la deformación como producto de otros procesos. Se descartó

la remoción en masa (hundimientos o colapsos y deslizamientos) porque el sustrato terciario no tiene depósitos solubles (calcáreos, yeso) en volúmenes considerables que puedan justificar efectos de hundimiento o colapso. Tampoco se consideraron probables fenómenos de deslizamiento dada la escasa pendiente del valle. Se descartaron además posibles estructuras sedimentarias por la magnitud y escala de la deformación que afecta los depósitos. Los depósitos holocenos correspondientes a la Unidad 4 no se presentan en la zona flexurada. Los depósitos fluviales de la Unidad 3 probablemente no hayan tenido el grado de diagénesis necesario para responder con una deformación rígida frente a los esfuerzos. La deformación plástica podría haberse favorecido además por el grado de saturación de los sedimentos.

La edad de la última deformación sería posterior a los depósitos cuspidales de la Unidad 3 (Pleistoceno tardío).

En referencia a los antecedentes de neotectónica en áreas consideradas tectónicamente estables o márgenes pasivos en nuestro país, todas las inferencias se han realizado a partir de rasgos superficiales. En este trabajo, se explica por primera vez la deformación de estratos por movimientos neotectónicos a partir de la correlación de evidencias de superficie con datos de subsuelo. La importancia de reconocer efectos de neotectónica en la región pampeana no se considera tanto por la magnitud de los movimientos en sí, sino por sus efectos en la evolución del paisaje. Es decir, el desnivel creado (y a veces reactivado) por una fractura, adquiere gran importancia en regiones de bajo potencial morfogenético. La reactivación moderna de fracturas debería tenerse en cuenta en la diagramación de obras civiles de importancia (diques). Ello requeriría estudios detallados para determinar edades precisas, magnitud de los movimientos e intervalos de recurrencia.

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la

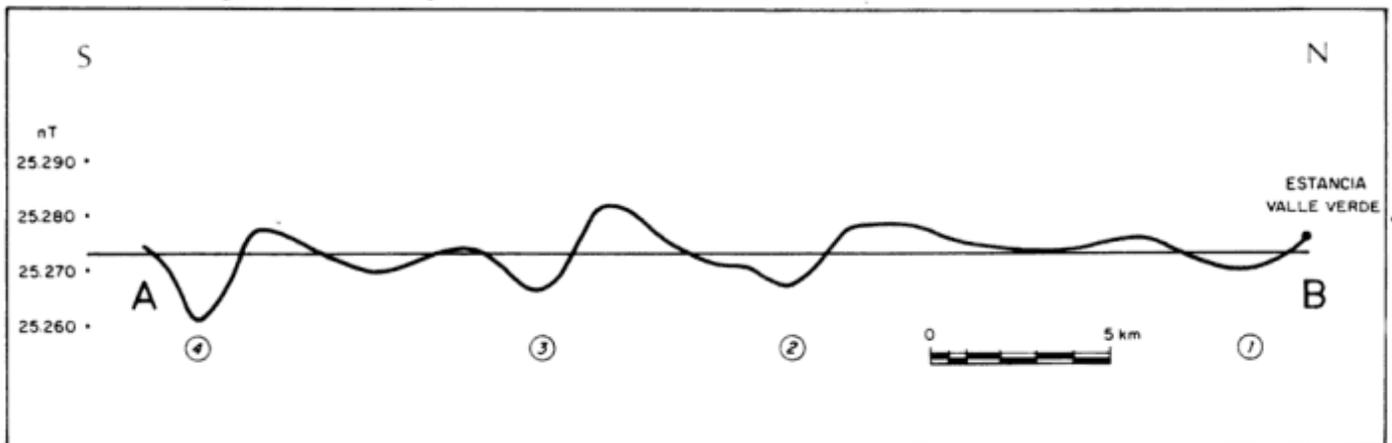


Figura 6: Perfil A-B de las anomalías del campo magnético. 1 a 4: puntos de observación.

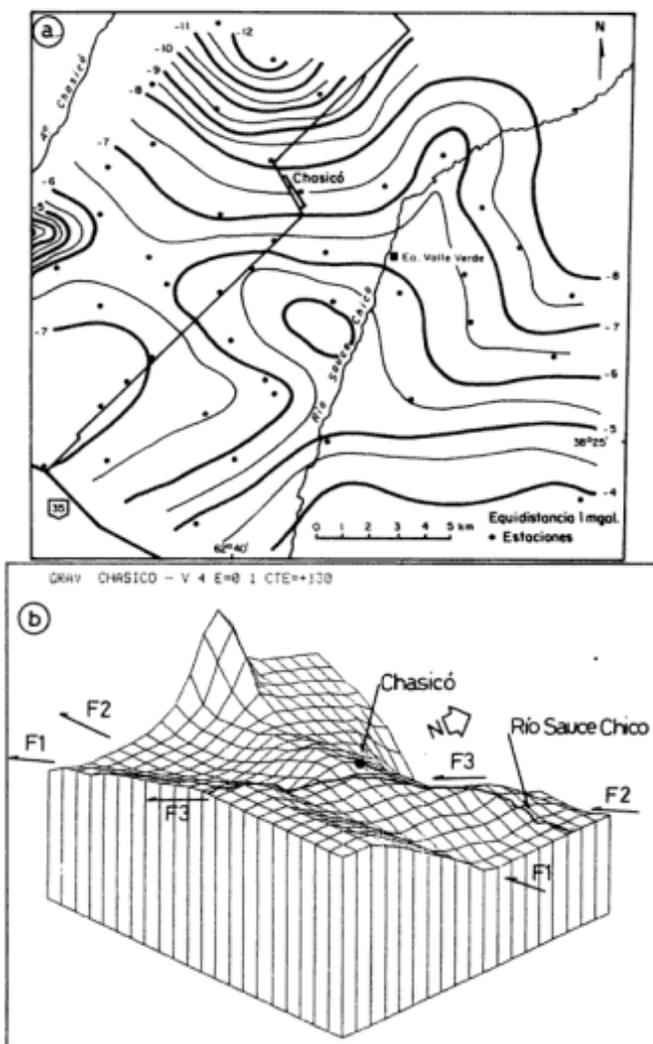


Figura 7: a. Mapa de anomalías de Bouguer con densidad de reducción de 2,67 gr/cm³. b: Diagrama tridimensional de las anomalías de gravedad (Bouguer). Vista desde el sureste, con un ángulo de 40° respecto del norte.

Universidad Nacional del Sur por el apoyo económico brindado. A V. Ramos y C. Costa por la lectura crítica y valiosas sugerencias. A los revisores anónimos por las sugerencias aportadas. A M. Farenga por las ilustraciones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Ameghino, F., 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral entre Mar del Plata y Chapadmalal. *Anales Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires*. Serie 3 (10): 343-428.
Bonorino, A.G., Schillizi, R. y Kostadinoff, J., 1986. Investigación geológica y geofísica en la región de Bahía Blanca. Servicio

- Suplementario 3º Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de La Pampa, 3: 55-63, Santa Rosa.
De Francesco, F., 1970. Sedimentología y geomorfología del Cenozoico en el flanco sudoccidental de las Sierras de Curamalal. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, informe (inédito).
De Francesco, F., 1992. Formación del Aguila: depósitos pedemontanos en el sector occidental de Sierras Australes. Provincia de Buenos Aires. *Actas 3º Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 13-16. La Plata.
De Francesco, F., y Nuccetelli, G.A., 1990. Sedimentos loésicos del Terciario en el sector occidental de las Sierras Australes Bonaerenses, Argentina. *Simpósio Internacional sobre Loess. Resúmenes expandidos*: 96-101. Mar del Plata.
Fidalgo, F., De Francesco, F., y Colado, U., 1973. Geología superficial de las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 4: 27-39. Villa Carlos Paz.
Frenguelli, J., 1950. Rasgos generales de la morfología y Geología de la provincia de Buenos Aires. LEMIT, Ministerio de Obras Públicas, Serie 2: 33 p. La Plata.
Frenguelli, J., 1957. Neozoico. En: *Geografía de la República Argentina*, 2 (3), pp. 1-218. GAEA, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, Buenos Aires.
Furque, G., 1974. Sistema de terrazas aluviales en los aledaños de Saldungaray, provincia de Buenos Aires. LEMIT, Ministerio de Obras Públicas, Serie 2 (265): 103-112, La Plata.
González Uriarte, M., 1984. Características geomorfológicas de la porción continental que rodea la Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3: 556-576. San Carlos de Bariloche.
Groeber, P., 1954. Geología e hidrogeología de Mar del Plata, en relación con el suministro de agua potable a la población urbana. *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradición de Mar del Plata*, 1(2): 5-25.
Introcaso, A. y Gerster, R., 1985. Análisis de la evolución de las cuencas sedimentarias del Salado y Colorado en Argentina. *Revista de Geofísica* 41: 3-22.
Kraglievich, J. L., 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires. Resumen preliminar. *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradición de Mar del Plata*, 1 (1): 8-37.
Kraglievich, J. L., 1953. La llanura bonaerense a través de un perfil geológico. *Revista Mundo Atómico*. Septiembre: 88-95.
Passoti, P., 1974. La neotectónica en la llanura pampeana. *Fundamentos para el mapa neotectónico*. Publicación Instituto Fisiográfico y Geológico, 57: 28. Rosario.
Passoti, P. y Canoba, C., 1979. Estudio de la llanura pampeana con imágenes Landsat. Publicación Instituto Fisiográfico y Geológico, 58-25. Rosario.
Passoti, P. y Castellanos, C., 1963. El relieve de la llanura santafesino-cordobesa comprendida entre los paralelos 32° y 33° 30' S y desde 62° 45' W hasta el Río Paraná. Publicación Instituto Fisiográfico y Geológico, 47: 1-79. Rosario.
Rabassa, J., 1989. Geología de los depósitos del Pleistoceno Superior y Holoceno en las cabeceras del Río Sauce Grande, provincia de Buenos Aires. *Actas 1º Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 765-790. Tandil.
Rolleri, E., 1975. Provincias Geológicas Bonaerenses. *Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires*. Actas 6º Congreso Geológico Argentino. 29-54. Bahía Blanca.
Schillizi, R. y Kostadinoff, J., 1989. Basamento geofísico del área sudoccidental de las Sierras Australes, provincia. de Buenos

- Aires. Actas 1° Jornadas Geológicas Bonaerenses, 1055-1074. Tandil.
- Tapia, A., 1935. Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras argentinas. Boletín Dirección de Minería y Geología, 40. Buenos Aires.
- Tonni, E. P. y Fidalgo, F., 1978. Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-Reciente en la provincia de Buenos Aires. Aspectos ecológicos y zoogeográficos relacionados. *Ameghiniana* 15 (1-2): 235-253.
- Tricart, J., 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. Colección Científica Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 12: 1-202. Buenos Aires.
- Yrigoyen, M., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. Relatorio 6° Congreso Geológico Argentino, 139-168. Bahía Blanca.
- Zambrano, J. J., 1972. La Cuenca del Colorado. En: Leanza, A.F. (Ed): *Geología Regional Argentina*, pp. 419-437. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Recibido: 22 de mayo, 1992

Aceptado: 31 de octubre, 1994

Geología de una pegmatita de tipo albita: la mina Independencia Argentina

Miguel Angel GALLISKI¹, María Florencia MÁRQUEZ ZAVALÍA¹,
Julio César OYARZABAL¹ y Osvaldo CORTONA²

¹Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco y Pedernera,
5700 San Luis.

²PG La Toma S. A. Ruta Provincial N° 20 km 82,4, 5750 La Toma, San Luis.

ABSTRACT. *The geology of an albite type pegmatite: the Independencia Argentina mine.* The Independencia Argentina mine is an albite type, rare element class pegmatite, located in the San Luis range at 65°55'28" W and 32°54'20" S. The pegmatite crops out in the SE border of a pegmatite population linked with the small stock of Cerro La Torre. This intrusive is a fertile granite in rare element pegmatites of LCT signature of probably Ordovician age, that intrudes micaceous schists of medium grade. The pegmatite has N35°-40°E strike and 45°-70°W dip, it is tabular, with 200 m long and 5 m wide average size in the main segment, but in the central part it reaches 30 m wide. The internal zonation is asymmetric, the wall and intermediate zones are in the west portion and they are principally composed by albite and quartz + muscovite; scarce K-feldspar and spodumene are partially replaced. The quartz core is in the E side, and has pods of muscovite or albite in the transition to the inner intermediate zone. A tabular replacement unit of saccharoidal albite that reaches 3 m wide in some parts is located in the hanging wall portion. The accessory minerals are tantalite, columbite, microlite?, bismuth?, apatite, beril, garnet and hematite. The albite is present as clevelandite in the different units or saccharoidal albite in the replacement unit. The saccharoidal albite has An₉₀ composition and a high grade of Al:Si order. The pegmatite was emplaced early sinkynematically during the Oclroyic diastrophism and later was boudinaged especially in the southern part. Its most probable origin is by sinkynematic fractional crystallization of one of the latest batches of pegmatitic magma derived from the Cerro La Torre granite differentiation.

Introducción

La taxonomía actual de pegmatitas graníticas reconoce a la clase elementos raros como la más poblada en categorías subordinadas; dentro de ellas las pegmatitas de tipo albita son comparativamente las menos estudiadas y abundantes (Černý 1989, 1991).

Aunque estas pegmatitas se caracterizan por tener leyes relativamente interesantes en berilo o -especialmente- en óxidos de Nb y Ta, las relaciones Ta/Nb intermedias y las dimensiones reducidas son factores que limitan su potencial para considerarlas yacimientos importantes de Ta (Černý 1989).

Sin embargo, la creciente demanda de albita como materia prima con ciertas ventajas tecnológicas sobre feldespato potásico en la fabricación de cerámicos de última generación, ha reactivado localmente el interés en investigar con mayor detalle sus yacencias.

Estas condiciones y la identificación de la mina Independencia Argentina como la primera pegmatita de tipo albita reconocida en el país, han motivado un estudio para describir la geología del cuerpo. Con ese objeto se realizó su levantamiento geológico, la descripción de sus unidades, la identificación de sus minerales mediante microscopio petrográfico y calcográfico, difracción de rayos X, espectroscopía IR y ensayos de fusión de la albita.

Los trabajos previos consultados que hacen mención al yacimiento principalmente en su aspecto geológico eco-

nómico son: Angelelli *et al.* (1980), Angelelli (1984) y Sosa (1992).

Ubicación y geología del área

La mina Independencia Argentina se encuentra ubicada en el partido Totoral, departamento Pringles de la provincia de San Luis, a 54 km al norte de la ciudad capital; su acceso está esquematizado en la Fig. 1.

En el área el basamento cristalino, constituido por metamorfitas de bajo grado y granitoides, conforma un relieve de suaves lomadas limitadas por quebradas rellenas de sedimentos loésicos, cortados en barrancas de 3 a 5 m de altura por arroyos de poco caudal. Los esquistos micáceos son de grano fino y sus bancos centimétricos están dispuestos con rumbo predominante N30-45°E y buzamiento 70-80°O; regionalmente gradan hacia el este a una faja de filitas, hacia el noroeste aumenta el grado metamórfico y la abundancia de diques pegmatíticos hasta el stock del Cerro La Torre. Fuentes (1973) denominó Complejo Santo Domingo al conjunto de pizarras, filitas, esquistos y micacitas gneísicas. Este autor determinó dos metamorfismos, uno regional que no supera la facies de esquistos verdes y otro de contacto asociado a la intrusión de los granitoides de Cerro La Torre, Loma Alta y Río de la Carpa. En el grado más alto del metamorfismo local describió asocia-

ciones con sillimanita-cordierita-muscovita-almándino en la aureola del Cerro La Torre, lo que le permite interpretar la presencia de la subfacies homónima de un metamorfismo tipo Abukuma, para el cual estimó una presión apenas inferior a 2 kbares. El stock del Cerro La Torre es un granitoide fértil en pegmatitas de elementos raros de signatura geoquímica LCT (Li, Cs, Ta) (Oyarzábal, tesis en preparación), cuyo cortejo filoniano contiene pegmatitas de tipo berilo como Santa Ana o de tipo albita como Independencia Argentina y Aquelarre; estas dos últimas se encuentran entre las más sudorientales del grupo. Las dataciones por el método U-Pb isotópico tienen valores variables entre 455 ± 25 y 465 ± 15 Ma para la mina Santa Ana (Linares 1959). Llambías *et al.* (1991) obtuvieron 454 ± 21 Ma con Ri de 0,7118 para una errorcrona Rb-Sr de intrusivos similares al del Cerro La Torre situados unos kilómetros al sur.

Descripción de la pegmatita

La pegmatita tiene un rumbo variable entre $N35-40^\circ E$, con buzamiento de $45^\circ O$ en las labores sur y $70^\circ O$ en el rajo principal. La longitud en la corrida explotada es de 200 m y el ancho máximo de 30 m. Hacia el N se prolonga 120 m con una potencia de 1-2 m y sólo cuenta con destapes superficiales. En el extremo sur existe otro dique de 50 m de largo y 2-3 m de espesor, desplazado unos 10-15 m al oeste de la pegmatita. Al sur del cuerpo principal y sobre la misma corrida, afloran 3 segmentos complementarios de la pegmatita que no han sido explotados. Las longitudes y espesores máximos de cada uno empezando desde el norte son: 45×5 m, 22×3 m y 65×5 m (Fig. 2).

La pegmatita está irregular y asimétricamente zonada en el cuerpo principal; en los restantes es más regular y

simétrica. La descripción de la estructura interna se hace en referencia al tramo principal de la pegmatita donde las exposiciones son mejores y en forma gráfica en los perfiles esquemáticos de la Fig. 2.

Zona de borde: su presencia es discontinua y se observa bien en el lado oeste del corte CC' (Fig. 2). Tiene 5 cm de espesor, es de grano fino y está compuesta por albita y cuarzo con muscovita y apatita como minerales accesorios.

Zona externa: alcanza 10 cm de espesor en CC' y está compuesta por cuarzo gris en granos redondeados de hasta 5 cm y en venillas irregulares que reemplazan a albita, la cual es el restante mineral esencial.

Zona intermedia externa: tiene en el borde oeste de CC' (Fig. 2) 3 m de potencia y está constituida por albita rosada, tabular, de grano fino, en cristales menores de 1 cm, cuarzo en dos generaciones, una primaria y otra hidrotermal y escasa muscovita verde clara en finas láminas deformadas.

Zona intermedia central: sólo fue vista en el perfil CC' (Fig. 2). Está constituida por cristales de espodumeno de grano grueso reemplazado por un agregado afanítico de mica blanca y albita. La mesostasis que contiene los cristales está formada por albita y cuarzo. Esta unidad es parcialmente reemplazada por albita sacaroides.

Zona intermedia interna: alcanza gran desarrollo y está constituida por muscovita y cuarzo como minerales esenciales. En la parte más alejada del núcleo es una masa de muscovita verdosa de grano medio (3-5 cm) que contiene algo de albita y cuarzo. Hacia adentro aumenta progresivamente el cuarzo y la muscovita está más diseminada o se concentra en nódulos irregulares de 1 a 2 m de grano muy fino.

Núcleo: se encuentra recostado en el flanco este de la pegmatita en casi todo su recorrido. Está constituido por cuarzo macizo que por aumento de muscovita pasa transicionalmente a la zona anterior. En el perfil CC' (Fig. 2) se observan cerca del centro sectores irregulares de 1 o 2 m² donde ha habido crecimiento centrípeto de clelandita y luego de clelandita+cuarzo±columbita. En el flanco oeste comienza a presentar escamas diseminadas de muscovita, las cuales localmente aumentan de proporción para constituir bolsones de mica prácticamente pura, generalmente elongados paralelamente al rumbo, o nódulos monominerales de mica de grano muy fino. En los segmentos de la pegmatita ubicados al sur y al norte del principal, la posición del núcleo es central y su espesor disminuye a menos de 1/3 del total de la pegmatita, pudiendo en cortos trechos estar dispuesto en forma de rosario.

Unidad de reemplazo de albita: está formada por albita de grano muy fino (<1 mm) y textura sacaroides. El color varía de rosado a blanco puro, o blanco con motas rosadas dispuestas como halos cromáticos alrededor de inclusiones menores a 1 mm de diámetro. Como minerales accesorios contiene cristales de 1-2 cm de apatita azul verdosa distribuidos irregularmente por sectores y

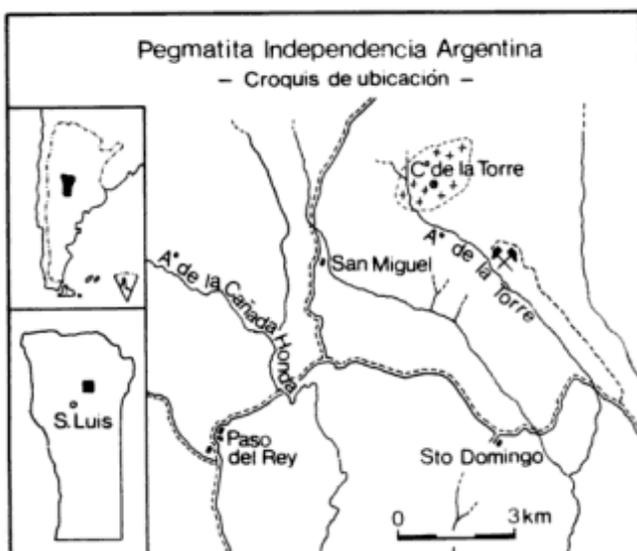


Figura 1: Croquis de ubicación.

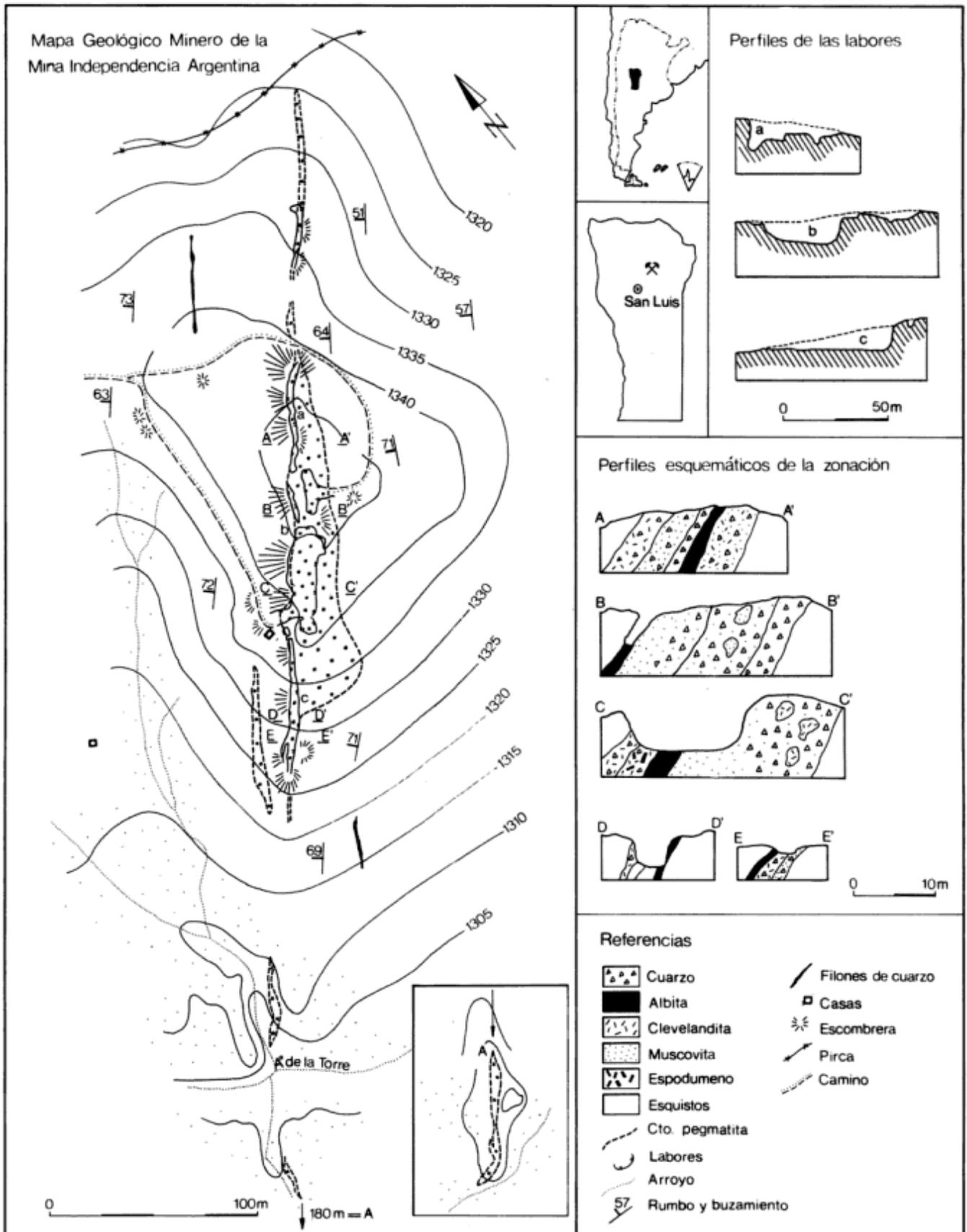


Figura 2: Mapa geológico-minero de la mina Independencia Argentina

comúnmente asociados con columbita en cristales tabulares, cuneiformes, fracturados y deformados, de tamaños variables entre pocos milímetros y 3-4 cm. La muscovita se encuentra dispersa en finas láminas en poca cantidad.

Esta unidad alcanza en el perfil CC' potencias máximas próximas a 3 m formando un cuerpo tabular del cual parten guías más delgadas, que suelen reemplazar cuarzo o muscovita+cuarzo de distintas zonas. El cuerpo es groseramente tabular y está recostado preferencialmente en el lado oeste, colgante, a veces entre la caja de esquistos y el resto de la pegmatita. No obstante, puede tener prolongaciones hacia el este, como se observa en la labor 3, o estar intercalado dando una textura en cintas por reemplazo de cuarzo, como en el lado este del perfil DD'. Excepcionalmente puede intruir los esquistos de caja fuera de los límites de la pegmatita como sucede en la labor 3. En algunos frentes se observa que esta unidad es atravesada por venillas irregulares de cuarzo, a veces con columbita, y en otros que suele presentar algunas fracturas rellenas con muscovita en finas láminas flexuradas paralelas al contacto. El espesor de la unidad aumenta en el rajo central y parece definirse mejor en profundidad.

Emplazamiento: el emplazamiento de la pegmatita fue aparentemente forzado y concordante en caja de esquistos, con desarrollo de metamorfismo térmico que generó motas de biotita de hasta 2-3 cm de largo, elipsoidales, y otras más pequeñas de clorita, sobreimpuestas a la mesostasis formada por cuarzo, biotita, muscovita, plagioclasa, granate, escasa clorita y minerales opacos. También existe turmalinización difusa de la caja, visible al microscopio. La intrusión principal fue con movilidad del magma pegmatítico y sincinemática temprana, con evidencias de reactivación y deformación durante la intrusión y cristalización sincinemática de la unidad de albita sacaroide. En el tramo sur la pegmatita muestra boudinage.

Mineralogía

Albita: ocurre en dos texturas diferentes: laminar y sacaroide. La albita laminar, variedad clevelandita, se presenta en cristales tabulares de hasta 2-3 cm, blancos o rosados, en agregados puros o asociada con cuarzo y/o muscovita. Las tablillas están curvadas con frecuencia y sólo en escasas cavidades desarrollan caras terminales. Las presentaciones más conspicuas ocurren en el núcleo, donde hay dominios con crecimiento centrípeto de clevelandita y cuarzo tardío. Esta albita tiene gran cantidad de inclusiones fluidas de distintos tipos y generalmente es portadora de cristales de columbita. La albita sacaroide se presenta en la unidad de reemplazo, con color rosado muy claro a blanco puro, brillo mate, en granos ≤ 1 mm que se desagregan con facilidad. A pesar de ser áspera al tacto, la granometría muy fina ha

llevado a confundirla con caolinita (Sosa 1992). Normalmente contiene menos del 1% en volumen de minerales accesorios, entre los que participan apatita, muscovita, columbita y microlita (?). La composición determinada ópticamente dio albita (An 0-2%). Los parámetros de la celda, determinados en base a un difractograma realizado con estándar interno, son: $a = 8,16$ (25) Å, $b = 12,814$ (17), $c = 7,16$ (2), $\alpha = 93^\circ 23'$, $\beta = 116^\circ 14'$, $\gamma = 88^\circ 23'$, $V = 667,88$ (2,36) Å³. Con el método de $2\theta(131) - 2\theta(1\bar{3}1)$ y el gráfico de Kroll y Ribbe (1980) se obtuvo $t_{1,0} - t_{1,m} = 1$ lo cual significa que es una albita de baja temperatura, completamente ordenada. Los métodos de determinación del grado de ordenamiento Si,Al basados en $[110]$ y τ (Kroll 1983) que son más precisos, dieron un valor de $t_{1,0} - t_{1,m} = 0,8$, lo cual indica un alto grado de ordenamiento que no alcanza a ser completo.

Los análisis químicos dieron los valores consignados en la Tabla 1. Los ensayos llevados a cabo en el INTEMIN por microscopía de calentamiento hasta 1300°C, registraron un punto de ablandamiento situado a 1260°C para las albitas sacaroides blancas y rosadas y a 1170°C para la clevelandita.

Tabla 1: Análisis químicos

%	IA01	IA02	IA03
SiO ₂	67,5	68,1	68,3
TiO ₂	<0,01	<0,01	<0,01
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01
Al ₂ O ₃	19,8	19,8	19,9
Fe ₂ O ₃	0,12	0,11	0,09
MgO	0,06	0,06	0,06
MnO	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	0,15	0,07	0,10
Na ₂ O	11,4	11,4	68,1
K ₂ O	0,12	0,15	0,08
P ₂ O ₅	0,23	0,12	0,16
LOI	0,25	0,15	0,25
Total	99,63	99,96	100,24
ppm			
Rb	14	15	13
Sr	50	30	40
Ba	10	8	12
Nb	<10	20	100
Y	<10	<10	<10
Zr	<10	20	30

IA01 Clevelandita. IA02 Albita sacaroide blanca. IA03 Albita sacaroide rosada. Análisis por FRX

Cuarzo: se encuentra solo o asociado con clevelandita, muscovita o ambos; es macizo, generalmente lechoso y de grano grueso. El cuarzo con clevelandita en cristales bien desarrollados y el que se presenta en venillas contienen numerosas inclusiones fluidas que a menudo bosquejan fantasmas de crecimiento. Cerca del borde

este del núcleo se presentan, en cavidades centimétricas irregularmente distribuidas, drusas con cristales idiomorfos de cristal de roca no mayores de 5 cm.

Muscovita: es siempre de color verdoso en estado fresco y de grano que normalmente no supera los 5 cm. Abunda en la zona de transición entre la zona intermedia y el núcleo donde se presenta diseminada en cuarzo o en bolsones puros. También se asocia con albita sacaroidal o con cuarzo formando venillas tardías que atraviesan otros minerales. Además son frecuentes los agregados afanáticos, que con variable cantidad de albita asociada reemplazan minerales previos. A veces estos pseudomorfo contienen cavidades dodecaédricas de algunos mm de diámetro, dejadas por granates. La asociación con albita y óxidos con Nb y Ta es frecuente. Los difractogramas realizados indican el politipo $2M_1$.

Microclino: sólo se lo ha observado en la zona intermedia, en cristales de varios centímetros, perfiticos, con maclado combinado según las leyes de Albita y Periclina, que están parcialmente reemplazados por clevelandita en aparente continuidad óptica.

Espodumeno: se infiere su presencia original en cristales prismáticos mayores de 10 cm, con clivaje, que han sido totalmente reemplazados por un agregado afanático de albita sacaroidal más mica blanca, de color blanco, con ligeros tonos rosados a verdosos. Sería irreconocible si no fuera por el hábito y cierta separación laminar con pátinas finísimas de limonita en la interfase, que indican la pseudomorfosis.

Granate: se presenta en nódulos oscuros, pardos a rojizos, de algunos cm de diámetro, generalmente contenidos en mica fina. Están constituidos por agregados de cristales equidimensionales, con estrías, brillo graso, tendencia al idiomorfismo y de color anaranjado claro; suelen presentar intersticios rellenos por cuarzo y pátinas de óxidos de hierro. El índice de refracción y el difractograma corresponden al grupo del granate y su color y paragénesis hacen sospechar una especie rica en el miembro *essartina*.

Berilo: esta especie es mencionada como mineral explotado (Angelelli *et al.* 1980) pero sólo se observó un cristal idiomorfo de color verde pálido incluido en un fragmento de cuarzo del desmonte sur de la mina.

Minerales de Niobio y Tantalio: se los considera genéricamente porque se los estudió bajo microscopio calcográfico con apoyo de difracción de rayos X, pero no se realizaron análisis químicos para precisar la composición.

Columbita: se presenta en cristales milimétricos hasta centimétricos de color variable entre pardo rojizo oscuro y negro y hábito tabular fino a grueso. Normalmente está incluida en albita sacaroidal o en clevelandita, aunque también se presenta en cuarzo. Los cristales gruesos tienen al microscopio reflejos internos preferentemente rojizos y en menor proporción anaranjados y amarillos. El difractograma de este material coincide mejor con el correspondiente a manganotantalita. Los

datos anteriores son más compatibles con esta especie que con los otros términos del grupo. Los cristales laminares en cambio, reúnen propiedades físicas como el hábito y el color negro que son más típicas de columbita. Es frecuente encontrar monocristales centimétricos segmentados y con las fracturas transversales soldadas por clevelandita o cuarzo.

Microilita (?): se encuentra irregular y espaciadamente dispersa en albita sacaroidal en granos equidimensionales redondeados <1 mm, que suelen estar rodeados por un halo cromático rosado. Es de color amarillo claro, de brillo graso, frágil e isotropa con un índice $n > 1,78$. Estas propiedades son comunes al grupo de la microilita con quien se la identifica con reservas porque la mínima cantidad disponible impidió su comprobación por DRX. **Bismuto (?):** es un mineral blanco amarillento, levemente pleocroico, que ocurre en granos redondeados <100 μm incluidos en manganotantalita. Tiene poder reflector muy alto y anisotropía de color. Con esas propiedades ópticas y la paragénesis podría tratarse de bismuto.

Fluorapatita: es un mineral accesorio frecuente en pequeña cantidad. Se presenta dispersa en granos milimétricos de color azul en albita sacaroidal, donde concurre a veces con columbita en dominios enriquecidos comparativamente en ambas especies. También se presenta en cristales de hasta 1 cm del mismo color, incluidos en cuarzo, en la periferia del núcleo. Su espectro IR permitió identificarla como fluorapatita.

Rutilo: solamente se lo ha observado al microscopio petrográfico incluido en cuarzo idiomorfo que está como venillas que atraviesan feldespato potásico y albita de la zona intermedia externa. Son cristales maclados, de color pardo y fortísimo relieve.

Discusión

La composición mineralógica de la pegmatita Independencia Argentina está volumétricamente definida por albita, cuarzo y muscovita. Además es evidente por las relaciones texturales que el cuerpo es compuesto y está formado por la suma de un sistema con esos componentes, que fue intruido por otro de composición albitica representado por la unidad de albita sacaroidal. Ambos sistemas estaban en condiciones de T y P magmáticas como se infiere de su capacidad térmica para producir una aureola centimétrica de metamorfismo con desarrollo de motas de biotita y clorita.

El primer sistema habría evolucionado a partir de un fundido silicatado inicialmente subsaturado en H_2O , emplazado en una etapa sincinemática temprana. Su composición queda representada por las zonas de borde y externa constituidas predominantemente por albita y cuarzo. Previsiblemente el incremento en la cantidad de H_2O , posiblemente presente como una fase vapor y la acción combinada de F, P y B aumentaron el tiempo de

retardo de la nucleación de minerales como fue explicado por London (1992), favoreciendo a continuación el desarrollo de una mayor granometría y la temprana presencia de feldespato potásico y espodumeno en las zonas intermedias. A partir de ese nivel evolutivo se desarrolla principalmente albita y luego -al aumentar la proporción de H_2O - muscovita de grano mediano a fino en lugar de microclino, y cuarzo, con bolsones esporádicos de clevelandita. La zonación marcadamente asimétrica del cuerpo sugiere una polaridad del proceso de cristalización de O a E posiblemente influenciado por factores gravitacionales cuya explicación se retomará más adelante. En una etapa sincinemática más avanzada se produce el emplazamiento de la unidad de albita sacaroides. Su mineralogía con más del 97% de albita, y trazas de muscovita, fluorapatita y óxidos de Nb-Ta, indica que la composición del fundido silicatado que la formó fue prácticamente la del sistema $NaAlSi_3O_8-H_2O$, con pequeñas adiciones de F, P y posiblemente B. La investigación experimental de este sistema (Swanson y Fenn 1992) ha permitido comprobar que el F baja drásticamente las temperaturas líquidas y también las viscosidades de estos fundidos. Su actividad, sumada a la acción de una fase de vapor de H_2O y a la presencia de P y B habría condicionado la movilidad y el emplazamiento de esta unidad a temperaturas comprendidas entre 500 y 600°C. A pesar de que la composición inferida de este fundido favorecería la formación de albita de grano grueso al demorar la nucleación, el resultado ha sido exactamente opuesto con formación de albita sacaroides. La explicación más viable supone la apertura tectónica de la cámara y el escape de la fase vapor (H_2O , F y B) que inhibía la nucleación. El sobreenfriamiento del fundido producido por la pérdida de esta fase vapor (Jahns y Burham 1969) y la ausencia de su efecto de retardo habría desencadenado la drástica y masiva nucleación de la albita. Un indicio adicional de esta posibilidad lo constituye la virtual ausencia de inclusiones fluidas en la albita sacaroidal, en contraste con su abundancia en la clevelandita. Precisamente esta diferencia podría ser la causa por la cual el punto de ablandamiento de la clevelandita se alcanza a una temperatura un 7% más baja que la de albita sacaroides. La procedencia del fundido que originó la albita sacaroides puede ser ajena al sistema en que evolucionó el primero, o podría tratarse de la autointrusión en niveles superiores de un remanente comagmático cuyo solidus estaba deprimido por el paulatino incremento en la proporción de volátiles. Los contenidos de elementos mayoritarios de las distintas albitas (Tabla 1) son virtualmente equivalentes y no tienen carácter determinante para discriminar entre ambas posibilidades. En los elementos traza en cambio, se observa que Nb y Zr se incrementan de la clevelandita a la albita sacaroides rosada, lo cual indica que en ese sentido aumenta la diferenciación y este argumento se convierte en un indicio que favorece la segunda alternativa.

Las pegmatitas de tipo albita se caracterizan según Černý (1989) por tener relaciones axiales altas comprendidas entre 30 y 120, espesores menores a 5 m, longitudes > 100 m, y por encontrarse en distritos de pegmatitas de elementos raros o, más raramente, en grupos de su misma especie. Suelen tener zonación asimétrica con unidades de borde de albita+cuarzo de grano fino seguidas por zonas externas de albita. La clevelandita es típica en la pared colgante y la albita sacaroidal en la yaciente. También son frecuentes las lentes de cuarzo, ocasionalmente con capas de muscovita de grano fino a medio o con feldespato potásico como accesorio. En cantidad subordinada pueden contener espodumeno y los minerales accesorios incluyen: columbita, tantalita, rutiloniobífero, raramente microlita, casiterita, berilo y apatita. Estos atributos concuerdan perfectamente en términos de estructura interna, composición, textura y mineralogía con la pegmatita Independencia Argentina y justifican su clasificación dentro de las pegmatitas de tipo albita. Asimismo su ubicación espacial alejada hacia el sureste del posible intrusivo parental del Cerro La Torre y el resto de su cortejo filoniano, también es una característica distintiva. La diferente relación axial en el tramo central de la pegmatita posiblemente se debe a un engrosamiento del núcleo provocado por el régimen de cristalización sincinemática.

La asimetría de la zonación de la pegmatita estudiada tiene un ordenamiento inverso al conocido en otros cuerpos del mismo tipo. En ellos la unidad sacaroidal está en el yaciente y la clevelandita+cuarzo en el colgante. Esta anomalía analizada en el contexto geológico del área que muestra una mayor población de pegmatitas al este de los granitoides asociados, y un grado metamórfico que disminuye rápidamente en la misma dirección, sugieren que el bloque de basamento que incluye el conjunto ha sido basculado en sentido horario mirando de sur a norte un ángulo mayor de 20°. Si se restituye la posición al momento del emplazamiento, la distribución de la zonación es normal en relación a las pegmatitas de tipo albita y también respecto a las zonaciones de depósitos de tantalio producidos por albitización de cúpulas graníticas (Fig. 2, Pollard 1989).

Conclusiones

La estructura interna, mineralogía y texturas de la mina Independencia Argentina permiten identificarla como una pegmatita de clase elementos raros tipo albita. Esta pegmatita se encuentra en posición distal espacialmente asociada al grupo de pegmatitas de elementos raros de signatura geoquímica LCT denominado Cerro La Torre cuya probable edad es Ordovícica. La pegmatita se ha formado por cristalización fraccionada de un fundido silicatado emplazado sincinemáticamente al inicio del diastrofismo Oclóyico. El

proceso se produjo en una cámara semicerrada que sufrió una reapertura con intrusión de otra unidad constituida por albita sacaroidal. Ambos procesos y los resultados producidos pueden interpretarse satisfactoriamente a la luz de los conocimientos sobre los efectos que tienen el F y otros volátiles en la cinética de cristalización de la albita en el sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. Exceptuando los volumétricamente escasos reemplazos producidos en estado supercrítico o hidrotermal, el resto de la pegmatita se habría formado por cristalización fraccionada de un magma residual a temperaturas comprendidas posiblemente entre 500° y 600° C y a presiones próximas a 2 Kbares.

En el contexto actual, la incidencia económica de las pegmatitas de tipo albita queda condicionada a la importancia de sus reservas de albita.

Agradecimientos

Los autores quedan reconocidos a G. Mas por los difractogramas realizados, a J. Pedregosa por los espectros IR, a V. Martínez por su colaboración en el levantamiento geológico y a J. Cassedanne por la lectura crítica del manuscrito. El Proyecto 349001 de la UNSL y la Empresa PG La Toma financiaron este estudio.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Vol. I 391 p., La Plata.
- Angelelli, V., Schalamuk, I. y Fernández, R., 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. Secretaría de Minería, Anales 19, Buenos Aires.
- Černý, P., 1989. Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. En: Möller, P., Černý, P. and Saupé, F. (Eds.): Lanthanides, tantalum and niobium, pp. 195-239. Special Publication No. 7 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits. Springer Verlag, Berlin.
- Černý, P., 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, 18 (2): 49-67.
- Fuentes, J.C., 1973. Petrología del complejo metamórfico de Santo Domingo y alrededores, Provincia de San Luis, Argentina. Tesis Doctoral Universidad de Buenos Aires, 89 p. (inédito).
- Jahns, R.H. y Burnham, C.W., 1969. Experimental studies of pegmatites genesis. I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, 64: 843-864.
- Kroll, H., 1983. Lattice parameters and determinative methods for plagioclase and ternary feldspars. En: Ribbe, P.H. (Ed.): *Feldspar Mineralogy* pp.: 101-119. *Reviews in Mineralogy* Vol. 2, 2da. Edición
- Kroll, H. y Ribbe, P. H., 1980. Determinative diagrams for Al, Si order in plagioclases. *American Mineralogist*, 65: 449-457.
- Linares, E., 1959. Los métodos geocronológicos y algunas edades de Argentina por medio de la relación plomo-uranio. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26 (3-4): 181-217.
- London, D., 1992. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. En: Martin, R.F. y Černý, P. (Ed.): *Granitic pegmatites*, pp.:499-540. *The Canadian Mineralogist*:30 (3):497-954. Ontario.
- Llambías, E., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz, A., Caminos, R., Toselli, A. y Saavedra, J., 1991. Leucogranodioritas sincinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis, Argentina. *Resúmenes Expandidos 6to. Congreso Geológico Chileno*: 187-191.
- Pollard, P. J., 1989. Geologic Characteristics and Genetic Problems Associated with the Development of Granite-Hosted Deposits of Tantalum and Niobium. En: Möller, P., Černý, P. and Saupé, F. (Eds.): *Lanthanides, tantalum and niobium*, pp.:240-256. Special Publication No. 7 of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits. Springer Verlag, Berlin.
- Sosa, G.M., 1992. Pegmatitas portadoras de niobio y tantalio de la Sierra de San Luis, Argentina. 4º Congreso Nacional de Geología Económica: 126-134.
- Swanson, S.E. y Fenn, P.M., 1992. The effect of F and Cl on the kinetics of albita crystallization: A model for granitic pegmatites?. En: Martin, R.F. y Černý, P. (Eds.): *Granitic pegmatites*, pp.:549-559. *The Canadian Mineralogist*: 30 (3):497-954. Ontario.

Recibido: 30 de agosto, 1994

Aceptado: 20 de diciembre, 1994

Rasgos geológicos del sector occidental de la sierra de Languineo, Provincia del Chubut

J.P. SPIKERMANN¹, M. DOMÍNGUEZ, G. MASSAFERRO², S. LAGORIO², I. ARENSBURG, S. PACHECO y H. VIZÁN³.

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas-Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires, Argentina.

²Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires, Argentina.

³Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas-Laboratorio de Paleomagnetismo de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT. *Geological features of the western flank of Sierra Languineo, Chubut Province.* Near Estancia Los Gemelos, in the western flank of Sierra de Languineo (Chubut), there is a stratigraphic sequence composed by Late Palaeozoic sedimentary rocks, Early Jurassic strata with pyroclastic components, a probable Middle Jurassic volcanic series, Middle Jurassic-Cretaceous basic plutonic rocks and a Cainozoic pyroclastic-volcanic complex. A block tectonic structure, controlled by the regional NE-SW and NW-SE faulting that dissects the igneous and metamorphic basement, affected this sequence. Four fluvial terraces related to glacial pulses in the Andes were observed in the area.

Introducción

El área de estudio se halla dentro del Departamento Languineo de la Provincia del Chubut. Se accede a ella recorriendo aproximadamente 25 km por la Ruta Nacional N°25, hacia el oeste de la localidad de Colan Conhué; luego se toma hacia el sur un desvío de huella que pasa por la estancia La Herradura y se recorren aproximadamente 30 km hasta llegar a la estancia Los Gemelos (ex Aleman, ex La Pobreza, ex La Agonía), (Fig. 1 y 2).

Este estudio comprende una síntesis y ulterior elaboración de los Trabajos Finales de Licenciatura de M. Domínguez, G. Massafarro, S. Lagorio, S. Pacheco e I. Arensburg y apunta a lograr un mejor conocimiento de la geología general del área, con especial interés en el magmatismo.

Geología

Formación Pampa de Tepuel (Lesta y Ferello 1972)

En el sector sudeste del área de estudio aflora una secuencia de aproximadamente 200 m de espesor, esencialmente lutítica, cuya base no se observa. Los bancos inferiores son de areniscas finas cuarzosas, blanco grisáceas, compactas y masivas, con ondulitas poco marcadas, que constituyen estratos tabulares con delgadas intercalaciones limolíticas. Sobre estas areniscas se apoya un paquete de lutitas negras a verdosas, afectadas por un marcado diaclasamiento que les otorga un carác-

ter fragmentoso, cuyo espesor es del orden de los 150 metros.

En estas lutitas se encontraron, en diversos lugares (Fig. 2), gastrópodos identificados por N. Sabattini (*com. verb.*) como *Neoplatelyteichum barrealese* (Reed), especie presente en la zona de *Levipustula* (Amos 1964) referida al Carbónico medio. Esta especie de gastrópodo fue hallada previamente por González (1972), en el miembro LS-7 del perfil Cerro Punta Pedregosa-Nasser, en una facies litológica similar a la aquí tratada.

Cerca de la base de las lutitas aflora una intercalación paraconglomerádica con matriz pelítica, cuya fracción gruesa está integrada por clastos redondeados y algunos con formas pentagonales. Los fragmentos líticos, distribuidos en forma caótica, corresponden a esquistos, lutitas, cuarzolechoso, areniscas y plutonitas graníticas.

Hacia el tope del paquete de lutitas se intercala un delgado banco tabular de areniscas medianas cuarzo feldespáticas, rosadas, coherentes, masivas y con ondulitas de oscilación.

Aproximadamente a 3 km hacia el norte, en el sector centro oriental (Fig. 2), se halla una secuencia sedimentaria con un espesor mínimo de 200 metros. Esta se inicia con un conglomerado mediano polimíctico de 20 m de potencia que pasa transicionalmente a areniscas cuarzo-feldespáticas medianas a finas, de color castaño amarillento, consolidadas, con estructuras sedimentarias tales como estratificación entrecruzada, paralela y ondulitas no muy bien definidas. Hacia el este, en la zona del puesto Urquiza, esta secuencia presenta intercalaciones de pelitas pardo grisáceas y niveles areniscosos más gruesos. Sabattini y

Riccardi (1984) citan la presencia de *Glaphyrites* sp. en el cerro Urquiza que ubican estratigráficamente en la zona de *Levipustula* (Amos 1964).

En el sector septentrional (Fig. 2), que incluye los afloramientos del cerro Aleman y del puesto La Ventana, se observa una secuencia de areniscas cuarzosas, pelitas, conglomerados y diamictitas. No se hallaron restos fósiles, pero de acuerdo a sus características litológicas, se los ha correlacionado con los anteriormente descritos.

El contenido paleontológico permite correlacionar esta secuencia con la Formación Las Salinas (González 1972).

La culminación de esta unidad en el sector sudeste del área de estudio está dada por una suave discordancia angular que la pone en contacto con rocas sedimentarias de edad jurásica inferior. Debido a la presencia de esta discordancia y a la discontinuidad en el registro paleontológico se establece la ausencia de la parte superior del Grupo Tepuel. Esta discordancia fue citada anteriormente para otras localidades, entre otros autores, por: Suero (1948-1953) en la zona del arroyo Genoa y en la del cerro Pirámide, Suero (1958) en la zona de Betancour y Ferraroti, Herbst (1966 y 1968) en la zona del cerro Meschio en Pampa de Agnia, Musacchio (1981) en el cañadón El Córdoba en la zona de la sierra de Pampa de Agnia, Turner (1982 y 1983) dentro de las Hojas Geológicas 44c sierra de Tecka y 44d Colan Conhué y Nullo (1983) dentro de la Hoja Geológica 45c Pampa de Agnia.

Formación Lepá (Rolleri 1970)

La base de la columna jurásica inferior dentro del área que nos ocupa, aflora en el sector sur (Fig. 2) y se inicia con conglomerados polimícticos clasto sostén, que lateralmente y verticalmente pasan a areniscas y limolitas. Los constituyentes principales de la fracción clástica de los conglomerados corresponden, en orden de mayor a menor abundancia, a areniscas, cuarcitas, pelitas, cuarzo lechoso, vulcanitas andesíticas y granitos. La matriz

es arenosa, con abundante clorita recristalizada y óxidos e hidróxidos de hierro. Estos conglomerados presentan base neta, techo transicional y estratificación poco marcada. Las areniscas son fundamentalmente cuarzosas y presentan minerales accesorios como apatita y circón; ostentan cierta laminación y escasas ondulitas.

Analizando la composición de los clastos es evidente la procedencia de material lítico del Grupo Tepuel (areniscas y pelitas) y del basamento metamórfico-granítico por la presencia de esquistos y de granitos, como así también de granate, microclino y cuarzo de extinción ondulosa.

En las limolitas se encontró una asociación faunística de amonites y de pequeños pectínidos (Fig. 2) junto a bivalvos no identificados. Los amonites corresponden a *Fanninoceras* sp. (Riccardi, *com. verbal*) que indica una edad pliensbachiana superior.

Hacia el norte (Fig. 2), la sección se inicia con limolitas, correlacionables con las de la zona sur, que también portan restos de *Fanninoceras* sp.. Hacia arriba siguen areniscas grisáceas cuarzosas, bien estratificadas con restos vegetales indeterminables, que presentan una intercalación de areniscas rojizas.

En el sector centrooriental se encuentran extensos afloramientos de tobas de distintos colores (gris, amarillo, rosado). Hacia la parte superior presentan buenas exposiciones de piroclastitas gris blanquecinas, que corresponden a tobas vitrocrystalinas ácidas. Se han conservado estructuras del tipo "hummocky" y estratificación entrecruzada en artesa. Estas rocas contienen restos de *Otozamites* sp. referidos al Jurásico inferior.

Integrando las tres secciones arriba descritas, se interpreta que la secuencia comienza con un conglomerado polimíctico sobre el que se depositan niveles marinos costeros, los cuales registran una continentalización con participación piroclástica hacia la parte superior.

De acuerdo a lo expuesto, se correlacionan estos depósitos en sentido amplio, con las formaciones Lepá (Rolleri 1970) y Velázquez (Turner 1982). Al mismo tiempo, se correlaciona con la sección más completa que aflora en la zona de Pampa de Agnia y se establece que estas sedimentitas son temporalmente equivalentes con la Formación Osta Arena en el concepto de Blasco *et al.* (1978).

Comparando la columna descrita con las observaciones realizadas por Perrot (1960) para la localidad de El Molle y por Volkheimer (1965) en la zona de Gualjaina, se hace evidente la ausencia de los niveles inferiores de la secuencia Jurásica inferior representada por las formaciones Puntudo Alto y El Córdoba (de acuerdo al esquema propuesto por Blasco *et al.* 1978) aflorantes en la zona de Pampa de Agnia.

Formación Lonco Trapial (Nullo y Proserpio 1975)

En el noroeste del Chubut tuvo lugar un vulcanismo mesojurásico, al que Feruglio (1949) le asigna la categoría

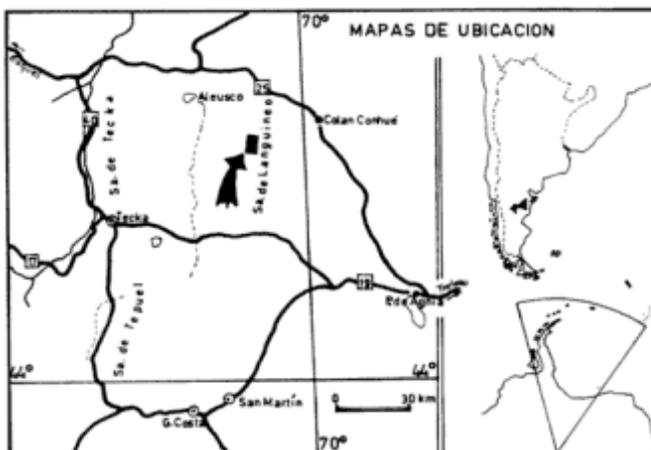


Figura 1: Mapa de ubicación

ría de Complejo Volcánico. No se han mencionado rocas pertenecientes a este complejo específicamente para la zona de estudio, ya que las rocas efusivas que allí afloran fueron asignadas al Terciario (Suero 1947, en Turner 1982).

En el sector centro-sur de la zona de estudio (Fig. 2), se reconoce una faja con dirección NE-SO de volcanitas mesosilíceas compuesta por dos secciones; una inferior integrada por coladas andesíticas y basálticas que aflora hacia el este de la mencionada faja y otra superior constituida por brechas de igual composición hacia el sector occidental.

La sección inferior está formada principalmente por andesitas de color gris, porfíricas, con fenocristales fundamentalmente de plagioclasa (andesina) y anfíboles alterados a óxidos de hierro, dentro de una pasta hialopilítica. Estas andesitas presentan intercalaciones

de mantos basálticos y brechas volcánicas de similar composición. El tope de esta sección lo constituye una colada basáltica porfírica integrada por fenocristales de plagioclasa e hipersteno inmersos en una pasta intersertal.

La sección superior se compone de brechas andesíticas de color gris claro con bloques provenientes de la sección inferior distribuidos en forma aleatoria. Hacia arriba los litoclastos disminuyen progresivamente de tamaño hasta constituir tobas y lapillitas de similares características composicionales.

Se cree que el posible origen de las brechas se deba a una removilización del material acumulado en las laderas de un aparato volcánico. Esta interpretación se basa en la falta de lineamientos de flujo y en los caracteres arriba mencionados.

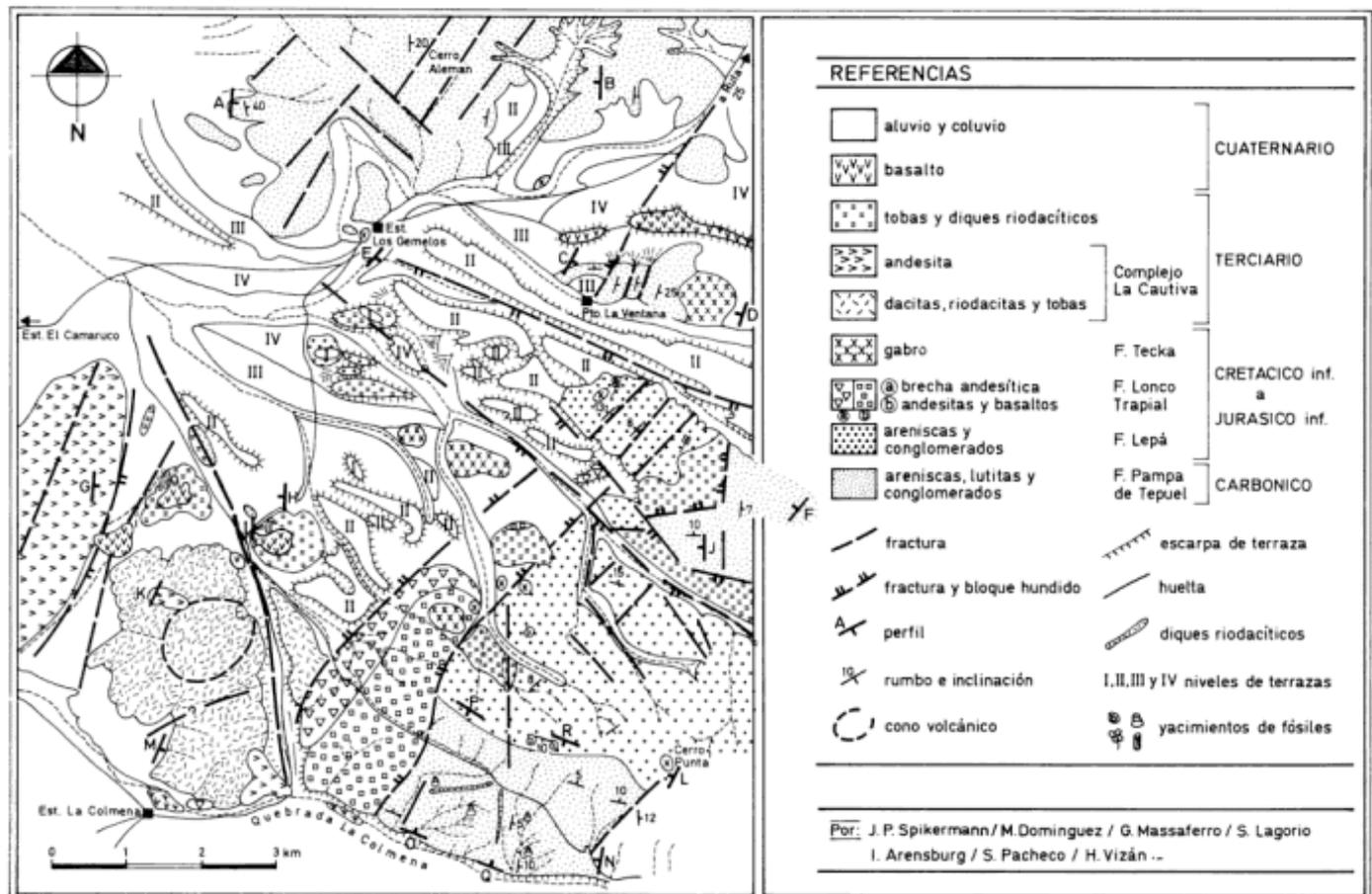


Figura 2: Mapa geológico

Para esta serie se estima una edad mesojurásica, debido a que estratigráficamente es posterior a las sedimentitas del Jurásico inferior de la zona y está intruida por gabros correspondientes al Complejo Cresta de los Bosques (Franchi y Page 1980) cuya edad fue acotada por Poma (1986) entre el Jurásico inferior y el Cretácico.

Sobre la base de características petrográficas, y lo expuesto anteriormente, estas volcanitas se pueden correlacionar con el Complejo Porfirico del Jurásico medio definido por Volkheimer (1965) en la zona de Gualjaina, con la Formación Puellman (Herbst 1968), con la Formación Lonco Trapial (Nullo 1983) en el área de Pampa de Agnia y con la Formación Cerro Colorado (Fernández Garrasino 1977) en la zona de Ferrarotti.

Formación Tecka (Turner 1982)

En la zona de estudio se reconocieron numerosos cuerpos intrusivos, la mayoría de los cuales presentan pequeñas dimensiones. El de mayor desarrollo se ubica en el sector nordoriental (Fig. 2) y posee una sección aflorante aproximadamente circular de unos 800 m de diámetro. Estos cuerpos presentan formas erosionales redondeadas características, como lo mencionara Poma (1986). En la superficie se observan pequeños hoyuelos de 3 a 5 cm de diámetro que resultan también de efectos erosionales.

Dentro del complejo se reconocieron cuatro variedades petrográficas que corresponden a:

- Gabros y noritas olivínicas de textura granosa media, ofítica a subofítica, constituidos esencialmente por plagioclasa (bitownita), piroxenos y olivina; como minerales accesorios presentan biotita y minerales opacos.

- Diabasas, que se caracterizan por presentar dos generaciones de cristales; la primera representada por cristales de plagioclasas y ortopiroxeno y, la segunda (última en cristalizar) compuesta por intercrecimientos gráficos intersticiales de cuarzo y feldespato.

- Diorita cuarcífera con textura granosa fina, formada por plagioclasa alterada a sericita y carbonato de calcio, cuarzo intersticial que desarrolla intercrecimientos mirmequíticos, piroxeno y hornblenda con importante alteración a minerales opacos.

- Granófiro con textura porfírica, constituido por fenocristales de feldespato potásico en implicancia gráfica con el cuarzo, plagioclasa, hornblenda y apatita; la pasta es microgranosa.

Las dos últimas variedades mencionadas se consideran producto de la diferenciación del magma básico que originó los gabros y diabasas. Este magmatismo fue estudiado por Poma (1986) y definido como de afinidades toleíticas cuya edad acotó en el lapso Jurásico inferior-Cretácico.

En el área que nos concierne, además de intruir rocas paleozoicas y liásicas, estos cuerpos de emplazamiento somero intruyen a las volcanitas mesojurásicas descrip-

tas anteriormente. Sobre la base de los antecedentes de campo y a los trabajos antes citados, se estima que la edad de este plutonismo en la zona de estudio debe de estar comprendida en el lapso Jurásico medio-Cretácico.

Esta Formación es equivalente a la Formación Cresta de los Bosques (Freytes 1971) y al Complejo Cresta de los Bosques (Franchi y Page 1980).

Cenozoico

Dentro de este capítulo se describen tres unidades ígneas; la más antigua se correlaciona con el Complejo Igneo La Cautiva del Terciario inferior, la que le sigue corresponde a tobos y filones ácidos de edad post-oligocena y en último lugar a basaltos cuaternarios.

Complejo La Cautiva (Groeber 1942)

En la zona de estudio, las rocas vulcanógenas cenozoicas representan un magmatismo recurrente. Sus manifestaciones más antiguas se reconocen en el sector sudoeste del área (Fig. 2), donde la secuencia se inicia con brechas blanco grisáceas compuestas por bloques de cuarcitas y tobos en una matriz lapillítica y tobácea. A éstas siguen tobos blancas cristalolíticas con abundante muscovita, tobos amarillentas más gruesas y lapillitas líticas de composición similar a las anteriores. Por encima aparecen manifestaciones lávicas que comienzan con mantos de dacitas gris verdosas, porfíricas, con fenocristales zonales de plagioclasas en una mesostasis devitrificada. Continúan dacitas blancas con pasta microgranosa, que hacia arriba van pasando a componentes más riódacíticos constituidos por abundantes fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico muy alterado y muscovita. Cierra esta secuencia un manto ignimbrítico con abundante vidrio parcialmente devitrificado, notorio desarrollo de *fiammes*, escasos cristales de cuarzo y gran cantidad de fragmentos líticos de pasta ácida. Toda la secuencia se encuentra intruida por pequeños diques ácidos y básicos. Culminando los afloramientos recientemente descritos, se observan coladas andesíticas porfíricas con fenocristales de plagioclasa e hipersteno inmersos en una pasta intersertal. En el oeste del área estudiada existen potentes mantos de andesitas petrográficamente similares a los anteriores.

Sobre la base de las observaciones efectuadas por (Suero 1947, en Turner 1982), se refiere esta secuencia al Complejo La Cautiva (Groeber 1942), aunque se debe tener en cuenta que la edad de parte de este Complejo fue asignada por otros autores al Cretácico (Groeber 1956; Franchi y Page 1980; Page 1980).

Rocas vulcanógenas ácidas

Posteriormente se registra un nuevo evento efusivo, que da origen a una gran cantidad de tobos y lapillitas

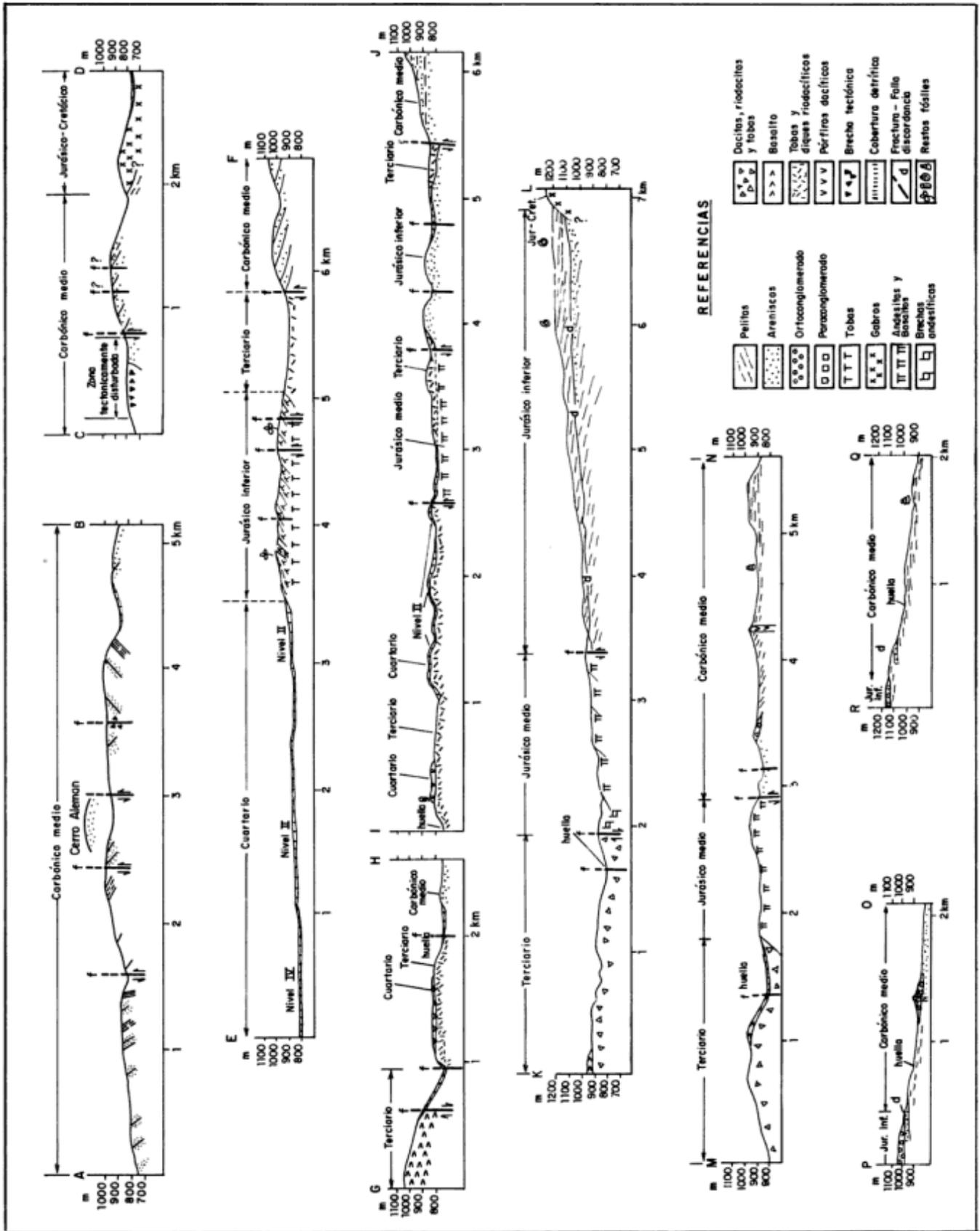


Figura 3: Perfiles geológicos.

de composición ácida y mesosilícica, aflorantes en la faja central del área en estudio (Fig. 2). En general son de color claro, con variable grado de consolidación, vitrocrystalinas, con participación ocasional de fragmentos líticos de volcanitas y sedimentitas. En algunos casos se hallaron restos vegetales mal conservados y troncos silicificados de gran tamaño.

El equivalente intrusivo de estas piroclastitas está representado por un sistema de diques dacíticos de color gris verdoso, constituido por fenocristales de plagioclasa zonal, cuarzo engolfado, biotita cloritizada y minerales opacos, inmersos en una pasta microgranosa.

Se considera a este último complejo volcánico, posterior al evento ígneo que generó a unos 5 km al norte el Stock de la Tapera de Burgos, ya que un sistema de diques de similar composición a los antes descritos intruyen al mencionado cuerpo que Spikermann (1978) consideró de edad oligocena por medio de dataciones radiométricas. Por lo tanto y de acuerdo con esta interpretación, cabe la posibilidad que una parte del volcanismo que Turner (1982) determinó dentro del Complejo La Cautiva de edad eocena, corresponda a efusiones más jóvenes.

Basaltos cuaternarios

El panorama ígneo de la zona cierra con basaltos olivínicos que constituyen mantos y pequeños centros de emisión. Estas rocas presentan una textura intergranular a intersertal media a gruesa y están compuestos por plagioclasa (labradorita), augita, olivina, minerales opacos y, en algunos casos, vidrio parcialmente argilizado. Petrográficamente, estos basaltos son similares a los de la Formación Epulef (Turner 1982), de edad pliocena según este autor. En la zona de estudio se han observado mantos de estos basaltos cubriendo el nivel de terraza II de edad cuaternaria, por lo que se propone dicha edad para los mismos.

Estructura

La trama tectónica del área está definida por fracturas que determinan bloques, tal como lo observara regionalmente Groeber (1942).

Las fracturas principales poseen rumbos N 10°-60°O y N 35°-50°E, en varios casos corresponden a fallas directas de alto ángulo, de rechazos variables, que definen bloques levemente basculados en diversas direcciones. Esto se evidencia por los bajos valores de inclinación (en general menores a los 15°) que se observan en los estratos (Fig. 2 y 3).

Las fallas con dirección nordeste serían las responsables del levantamiento escalonado hacia el este de la Sierra de Languineo. Las de dirección noroeste determi-

nan una alternancia de pilares y fosas tectónicas; en algunas de éstas es posible que exista una componente horizontal en sus rechazos.

El sistema estructural mencionado afecta a toda la columna estratigráfica, excepto a los basaltos y depósitos sedimentarios cuaternarios, observándose un mismo estilo estructural de las unidades estratificadas desde el Paleozoico. Evidencia de ello es la suave discordancia angular que media entre las rocas del Carbónico medio y del Jurásico inferior, reconocida fundamentalmente por los cambios litológicos y paleontológicos en el sudeste del área (Fig. 2 y 3).

De acuerdo con los rasgos señalados, se sugiere que el estilo estructural de la comarca está influenciado por la respuesta rígida de un basamento cristalino a esfuerzos tectónicos recurrentes. Este basamento aflora cerca de la zona de estudio, en Pampa de Agnia (Granito Catreleo, Robbiano 1971) y en Colan Conhué (Formación Cushamen, Volkheimer 1964; Grupo Notao, Turner 1983).

Caracteres geomórficos

El principal modelador del paisaje es el proceso fluvial, si bien se reconoce la acción de procesos volcánicos y de remoción en masa.

Las aguas drenan hacia el arroyo Languineo, afluente temporario del río Tecka-Gualjaina que pertenece a la cuenca del río Chubut, de vertiente atlántica. Dadas las condiciones climáticas semidesérticas, la red está poco desarrollada, los cursos son efímeros o intermitentes y conforman un diseño dendrítico reconociéndose, por sectores, diseños particulares tales como rectangular, subparalelo y radial divergente, controlados por fracturas y aparatos de origen volcánico. El hábito de los cursos es rectilíneo a levemente sinuoso. Asimismo, la amplitud de los valles depende de la litología presente. En su mayoría son valles subsecuentes (controlados por fracturas). Algunos pequeños cursos muestran signos de rejuvenecimiento (cárcavas).

Debido a las modificaciones de caudal los sistemas fluviales, como consecuencia de la alternancia de avances y retrocesos glaciares ocurridos al occidente, se generaron varios niveles de terrazas, lo que concuerda con lo observado por Turner (1982) y Vizán (1988) en otras localidades. En este sector se reconocen por lo menos cuatro niveles de este tipo (I, II, III y IV). Los más elevados constituyen terrazas rocosas labradas sobre sedimentitas neopaleozoicas y liásicas, gabros y diabasas jurásicas y piroclastitas terciarias. El nivel IV configura una terraza aluvial. En algunos casos se encuentran muy disectados por pequeños cursos de agua, lo que origina remanentes aislados correlacionables por altitud. Generalmente las terrazas se hallan cubiertas por una capa estimativamente delgada de material clástico. En

el sector nordoriental se observan restos del nivel II cubiertos por capas de coladas basálticas y detritos piroclásticos constituidos por bloques y bombas (Fig. 2). Todos los niveles desarrollan taludes importantes, especialmente el I y el II, en donde se producen movimientos de remoción en masa. El mayor desarrollo de las terrazas se observa en el sector central y septentrional.

En el sector suroriental, en donde afloran las pelitas paleozoicas, se desarrolla un plano suavemente ondulado con muy poca cubierta detrítica que probablemente corresponda al borde septentrional de una superficie de pedimentación que desarrolla hacia el sur, fuera de la zona de estudio.

La evidencia de morfología volcánica se aprecia en rocas de distinta edad. En el sector suroccidental aparece una estructura anular que correspondería a un aparato volcánico de composición ácida en vías de denudación. Al oeste afloran mantos basálticos (asignados al Terciario inferior) que aparecen elevados por los efectos de fracturamiento de rumbo aproximado NE-SO. Existen además algunos pequeños centros de emisión y mantos basálticos más jóvenes que conservan aún su morfología original.

La acción de estos procesos está atenuada por una gran cobertura detrítica, producto de la intensa meteorización física que afecta a la región. Este material se moviliza a través de mecanismos de remoción en masa: caídas de rocas y reptaje, sin generar formas características.

Consideraciones finales

Fueron reconocidos por primera vez para este sector de la Sierra de Languineo:

- la presencia de la discordancia de bajo ángulo que separa las sedimentitas suprapaleozoicas de las del Jurásico inferior evidenciada tanto por caracteres litológicos como paleontológicos

- la existencia de volcanitas andesíticas y basálticas de posible edad jurásica media

- mantos basálticos olivínicos cuaternarios

- el fallamiento que define una estructura en bloques basculados

- la presencia de cuatro niveles de terrazas fluviales relacionados probablemente a pulsos de la última glaciación

- la presencia de diversos yacimientos fosilíferos pertenecientes al Paleozoico superior, Jurásico inferior y Cenozoico.

Agradecimientos

Los autores agradecen a E. Olivero y a E. Malagnino por la lectura crítica del presente trabajo y las sugerencias

aportadas. De la misma forma a A. Riccardi, N. Sabattini y A. Baldoni, por las determinaciones paleontológicas; a A. González por la confección de mapas y perfiles y a G. Giordanengo por la ayuda brindada en campaña. El estudio ha sido solventado por el Proyecto de Investigación y Desarrollo (PID 3-901310/85) del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y desarrollado en el Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos (CIRGEO).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A.J., 1964. A review of marine Carboniferous stratigraphy of Argentina. Proceedings 22 International Geological Congress, India, Part 9, section 9:53-72, Nueva Delhi.
- Blasco, G., Levy R. y Nullo F., 1978. Los amonites de la Formación Osta Arena (Liásico) y su posición estratigráfica, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut. Actas 6º Congreso Geológico Argentino, 2:407-429. Neuquén.
- Fernández Garrasino, C.A., 1977. Contribución a la estratigrafía de la zona comprendida entre Estancia Ferrarotti, Cerro Colorado y Cerrito Negro, Departamento Tehuelches, Provincia del Chubut, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32 (2):130-144.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. I, II y III. División Geología de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- Franchi, M.R. y Page, R., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (2):208-229.
- Freytes, E.A., 1971. Informe geológico preliminar sobre la Sierra de Tepuel, Departamentos Languineo y Tehuelches, Provincia del Chubut. Informe de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 38 p. (inédito).
- González, C.R., 1972. La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut (República Argentina). Parte I: Estratigrafía, facies y ambientes de sedimentación. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (1):95-115.
- Groeber, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° a 44° y entre los meridianos 69° a 71°. Actas 1º Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, Geología, 1ra. Parte, 2:368-379. Santiago de Chile.
- Groeber, P., 1956. Anotaciones sobre Cretácico, Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuaternario. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 10 (4):234-261.
- Herbst, R., 1966. La flora liásica del Grupo Pampa de Agnia, Chubut, Patagonia. Ameghiniana 4 (9):337-349.
- Herbst, R., 1968. Las floras Liásicas argentinas con consideraciones estratigráficas. Actas 3º Jornadas Geológicas Argentinas, 1:145-162. Comodoro Rivadavia.
- Lesta, P. y Ferello R., 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En : Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp. 601-653. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Musacchio, E.A., 1981. Estratigrafía de la Sierra de Pampa de Agnia en la región extraandina de la Provincia del Chubut, Argentina. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 3:343-357. San Luis.
- Nullo, F., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 45C, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín Nº 199. 94 p.
- Page, R., 1980. La edad del Cautivalitense en su área tipo, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (1):151-155.

- Perrot, C.J., 1961. Estudio geológico de las inmediaciones del Paraje El Molle (Departamento Tehuelches, Provincia del Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 15 (1-2):53-79.
- Poma, S., 1986. Petrología de las rocas básicas precretácicas de la Sierra de Tepuel, Provincia del Chubut. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 258 p. (inédito).
- Robbiano, J.A., 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26 (1):41-56.
- Rolleri, E., 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. *Actas 4º Congreso Geológico Argentino*, 2: 273-277. Buenos Aires.
- Sabattini, N. y Riccardi A.C., 1984. Los cefalópodos del Carbónico y Pérmico de la Argentina, distribución geográfica y estratigráfica. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 4:348-361. San Carlos de Bariloche.
- Spikermann, J.P., 1978. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el Paleozoico de la región extraandina del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(1):17-35.
- Suero, T., 1948. Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina del Chubut. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 25 (287):31-48.
- Suero, T., 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut (Patagonia Austral), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 7 (1):37-53.
- Suero, T., 1958. Datos geológicos sobre el Paleozoico superior en la zona de Nueva Lubecka y alrededores. *Revista del Museo de La Plata (Geología 30)*:1-28.
- Turner, J.C., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 44C, Tecka, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 180, 92 p. Buenos Aires.
- Turner, J.C., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 44D, Colan Conhué. Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 197, 78 p. Buenos Aires.
- Vizán, H., 1988. Morfología en las margenes del río Gualjaina (paralelo 43°S l.s.), Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (3):412-414.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento Cushamen (Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19 (2): 85-107.
- Volkheimer, W., 1965. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (3):326-350.

Recibido: 11 de noviembre, 1992

Aceptado: 27 de setiembre, 1994

Geología del basamento ígneo-metamórfico de la loma de Las Chacras, sierra de La Huerta, San Juan

Graciela I. VUJOVICH

*Departamento Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires,
Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina*

ABSTRACT. *Geology of the igneous-metamorphic basement of the loma de Las Chacras, sierra de La Huerta, San Juan.* The igneous-metamorphic basement of western Sierra de La Huerta, western Sierras Pampeanas of San Juan province, is exposed in Loma de Las Chacras. The metamorphic basement, assigned to the Valle Fértil Complex, is characterized by mid grade amphibolite facies, and by low grade greenschist facies. Different formations are recognized based on the metamorphic grade and composition; the metamorphic rocks were derived from either igneous or sedimentary protolites. The metaigneous rocks were originated from acidic to basic volcanic rocks. The metasedimentary rocks are derived from shales, graywakes and limestones. The crystalline basement structure is analyzed, and the main transport direction of the basement is established as related to an important contraction. The mineral assemblages are analyzed and a tentative P-T path is proposed based on index minerals. The different metamorphic sequences enable the reconstruction of the geologic history of this area from the point of view of global tectonic principles.

Introducción

La Loma de Las Chacras se encuentra ubicada en el flanco occidental de la sierra de La Huerta, a 30 km al noroeste de la localidad de Marayes, en la provincia de San Juan (Fig. 1).

El objetivo del presente trabajo es caracterizar las facies metamórficas, establecer los pasos de presión y temperatura y sobre esta base reconstruir la evolución tectónica de este sector de las Sierras Pampeanas. Este trabajo es el resumen parcial de una tesis doctoral (Vujovich 1992a).

En las sierras de Valle Fértil-La Huerta afloran rocas del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas Occidentales, asignadas al Complejo Valle Fértil (Bossi 1971, 1976, Cuerda *et al.* 1984). Son principalmente metamorfitas de medio a alto grado y pequeños cuerpos de rocas ígneas máficas y ultramáficas; en el sector oriental se encuentran intruidas por granodioritas; rocas de bajo grado metamórfico han sido reconocidas en el flanco occidental (Mirré 1971, Cuerda *et al.* 1984, Llano y Castro de Machuca 1984, Marín y Ramos 1987, Pezzutti y Godeas 1988, Castro de Machuca 1990). Si bien no hay edades disponibles en el área estudiada, se puede correlacionar con los eventos datados en el sector occidental de las Sierras Pampeanas, asignados por diferentes autores al Precámbrico - Paleozoico inferior. Las dataciones radimétricas disponibles en la adyacente sierra de Pie de Palo permiten reconocer hasta tres ciclos ígneo-metamórficos, el más antiguo entre 1.100 y 953 Ma (Varela y Dalla Salda 1993; McDonough *et al.* 1993). El segundo ciclo, desarrollado entre el Proterozoico superior - Cámbrico inferior (750-530 Ma), asignable a la orogenia Pampeana, y por último el ciclo de la orogenia Famatiniana, entre los 500 y 400 Ma (González y Toselli 1974; Linares y Aparicio 1976; Linares 1977; Toubes,

1983; Cuerda *et al.* 1984; Linares y González 1990). Los análisis químicos de las metamorfitas fueron realizados por difracción de rayos X en el laboratorio de Geoquímica de la Universidad de Munich, Alemania.

Geología local

En la loma de Las Chacras aflora el Complejo Valle Fértil sobre el que se encuentran en discordancia sedimentos triásicos del Grupo Marayes (Bossi 1976), representado por las formaciones Esquina Colorada, Carrizal y Quebrada del Barro y, depósitos cuaternarios aterrizados y aluviales (Fig. 2).

El basamento cristalino ha sido subdividido en cinco unidades formacionales tomando como base las diferentes características de campo, petrológicas y estructurales.

El Gneis Villarcán corresponde a metamorfitas de origen sedimentario y el Esquisto Don Julio a rocas de origen ígneo (mesosilícicas y ácidas). La Anfibolita Las Chacras y la Formación La Víbora, a cuerpos ultramáficos. La otra Formación es el Mármol Pan de Azúcar. Afloran además, pequeños cuerpos de granitoides.

En el sector noroccidental existe una importante zona de fallamiento, donde el Complejo Valle Fértil presenta una intensa deformación cataclástica.

Gneis Villarcán (nov. nom.)

Presenta la mayor distribución areal y constituye alrededor del 60% de los afloramientos. Está integrado por los siguientes tipos rocosos:

Gneises biotítico granatíferos

Los afloramientos más representativos se encuentran en la margen norte de la quebrada de Las Chacras, aguas arriba del oratorio hasta la escuela de esa localidad (Fig. 2). Forman bancos de espesores variables de rocas bandeadas granatíferas, grises con tonalidades verdosas y rosadas. Localmente, el bandeamiento o foliación se encuentra plegado y afectado por cizallamiento.

Están integrados por cuarzo, plagioclasa ($An_{58} - An_{70}$), biotita y granate, con escasa moscovita, epidoto y feldespato potásico. Acompañan apatita, circón y minerales opacos. La textura varía entre granolepidoblástica a granoblástica con porfiroblastos de plagioclasa.

Gneises cianítico sillimanítico granatíferos

Los afloramientos más representativos están en la quebrada de Don Juan (Fig. 2); son de tamaño reducido y muestran bandas filossilicáticas y cuarzofeldespáticas con granate y turmalina, de 10 a 30 cm de espesor y con plegamiento dúctil: Venas, lentes y ojos de composición cuarzofeldespática y reducido tamaño, son característicos en estas rocas.

Están integrados por cuarzo, plagioclasa ($An_{54} - An_{72}$), feldespato potásico, biotita, moscovita, cianita, sillimanita y granate. Acompañan circón, apatita y

minerales opacos. La textura es granolepidoblástica; las bandas félsicas presentan un agregado granoblástico de cuarzo y feldespatos con escasa mica y sillimanita; las folias oscuras, lepidoblásticas, con biotita, cianita y porfiroblastos de granate. En algunas muestras el bandeo metamórfico se encuentra afectado por deformación dúctil con desarrollo de cizalla; la deformación afecta a los cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y cianita, los que presentan extinción ondulante, maclas aguzadas e inconclusas. La cianita (0,2 a 0,5 mm) está parcial a totalmente reemplazada por sericita. La sillimanita se presenta en la variedad fibrolita, formando nidos o diminutas fibras aisladas de 0,1 mm de largo. En algunos casos se observan mirmequitas de aspecto lobado en el contacto entre plagioclasa y cuarzo o feldespato alcalino.

Esquistos cuarzo micáceo granatíferos

Las mejores exposiciones están en la margen sur de la quebrada de Las Chacras, aguas arriba desde la escuela del poblado hasta la desembocadura de la quebrada de Don Juan; también han sido reconocidos en la quebrada de Villarcán y en las lomadas del sector austral (Fig. 2). Se presentan como una alternancia de bancos ricos en filossilicatos de 0,20 a 1 m de espesor, y bancos de esquistos ricos en cuarzo, de 0,20 a 0,40 m de espesor, con granate pardo rojizo de hasta 1 centímetro. Localmente han experimentado cizalla y plegamiento, como se observa en la margen sur de la quebrada de Las Chacras.

Microscópicamente están integrados por cuarzo, escaso feldespato, además de biotita, moscovita, granate y apatita; se presentan además apatita, circón y limonita. La textura es lentiblastica con bandas de cuarzo elongado, escasos cristales elongados de feldespatos con índice de refracción menor al bálamo y delgadas escamas de biotita aisladas entre sí definen la esquistosidad. En las variedades micáceas la biotita se torna abundante disminuyendo el cuarzo.

Esquistos cuarzo carbonáticos

Estos esquistos afloran al noreste de la quebrada de Villarcán (Fig. 2); forman bancos amarillento rojizos a amarillento grisáceos, concordantes con los gneises y esquistos. Presentan bandas cuarzosas y capas más ricas en carbonatos de pocos milímetros de espesor.

Están integrados por cuarzo, calcita y moscovita; se observa abundante mineral opaco diseminado y escaso circón ovoidal. La textura es granolepidoblástica.

Esquisto Don Julio (nov. nom.)

Esta unidad constituye alrededor del 20% de los afloramientos y se ubica en el sector oriental (Fig. 2). La

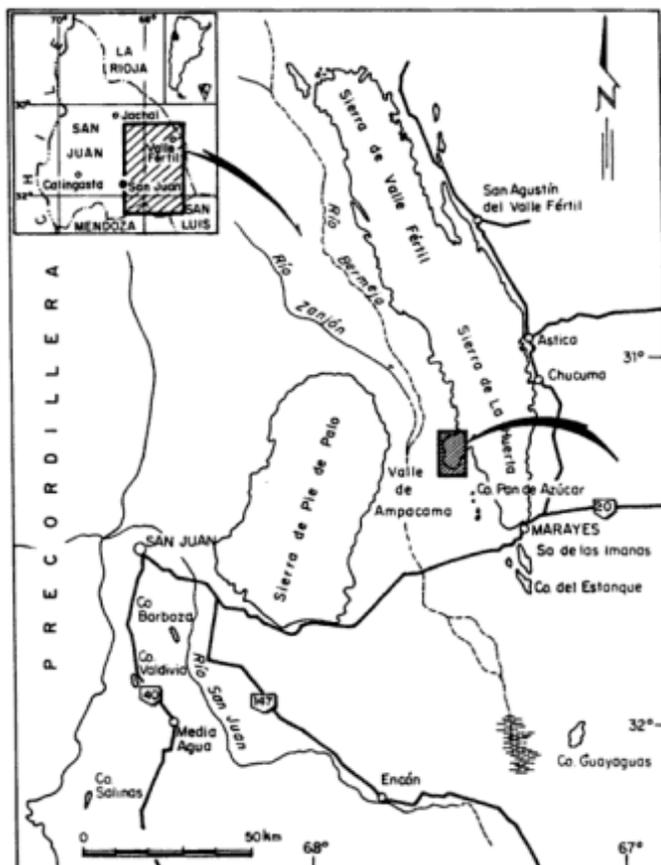


Figura 1: Mapa de ubicación, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan.

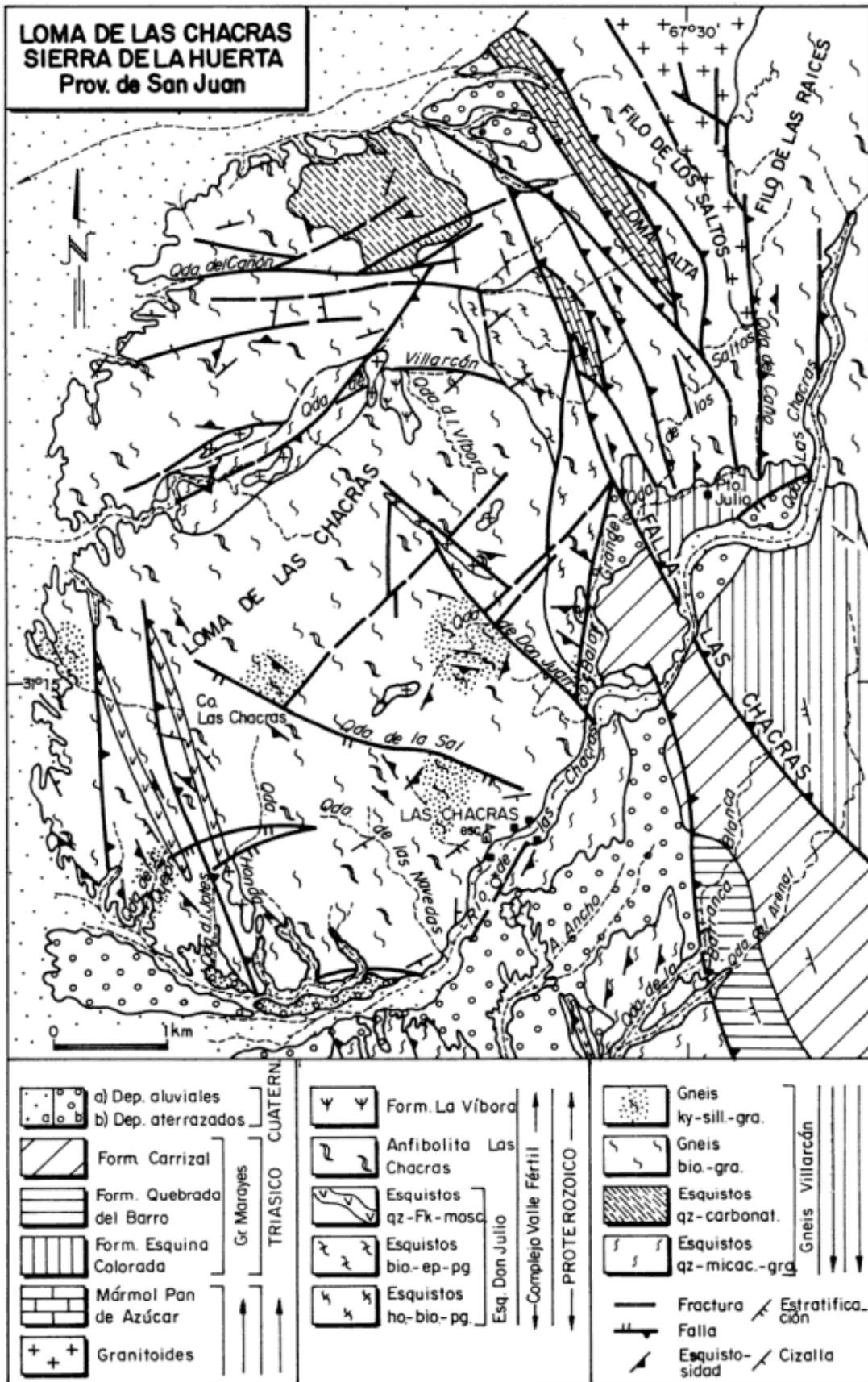


Figura 2: Mapa geológico del área de la loma de Las Chacras, sierra de La Huerta, San Juan.

secuencia típica se desarrolla a lo largo de la quebrada del bajo Grande, desde el pie de la loma Alta, hasta cerca de la desembocadura de la citada quebrada. El pasaje entre el Gneis Villarcán y el Esquisto Don Julio no es muy claro debido a la intensa deformación; en sectores es transicional, mientras que en otros parece mediar una angularidad posiblemente relacionada con fallamiento.

Dentro de esta unidad se han distinguido cuatro variedades litológicas:

Esquistos biotítico hornblendíferos

Afloran cerca de la desembocadura de la quebrada del bajo Grande (Fig. 2). Hacia el norte están parcialmente cubiertos por derrubio y hacia el este fueron reconocidos hasta el puesto de Don Julio en afloramientos saltuarios; al oeste se encuentran en contacto parcialmente por falla con el Gneis Villarcán.

Forman bancos intercalados con anfíbolitas, de 1 a 5 m de potencia de color verde morado a verde grisáceo y grano muy fino, con megacristales de anfíbol y granate. Están integrados por cuarzo, plagioclasa ($An_{36} - An_{60}$), biotita, hornblenda, epidoto (pistacita), granate poiquilítico y algo de moscovita; además apatita, junto con cloritas y sericita secundarias. La textura es granolepidoblástica con megacristales idiomorfos de plagioclasa y hornblenda. Pueden mostrar una delgada foliación, con folias ricas en biotita junto con hornblenda y epidoto, y bandas con cuarzo y plagioclasa.

Esquistos biotítico epidótico plagioclásicos

Afloran al pie de la loma Alta en forma saltuaria y a lo largo de las nacientes de la quebrada de Villarcán donde presentan sus mejores exposiciones (Fig. 2). Suprayacen al Mármol Pan de Azúcar en contacto por falla y lateralmente pasan al Gneis Villarcán. Son de color gris verdoso, con tonalidades rosadas y grano medio. Se destacan por la presencia de megacristales de plagioclasa (1 cm). La matriz granolepidoblástica está integrada por biotita, epidoto y cuarzo, además de granate, moscovita y clorita secundaria. Los megacristales de plagioclasa están maclados según las leyes de Carlsbad, albita y en menor proporción periclino; presentan alteración sericitica caolinítica epidótica y cerca de la zona de falla muestran corrugación intracristalina.

Esquistos cuarzo feldespático moscovíticos

Las mejores exposiciones se encuentran en la quebrada del Arenal, también han sido reconocidos en las quebradas del Quejón, de Los Jotes y Honda. Los bancos de color gris claro blanquecino, de hasta 7 m de espesor

e importante persistencia lateral presentan contactos netos con las anfíbolitas. Desarrollan una delgada y heterogénea foliación con bandas ricas en cuarzo, microclino peritítico y plagioclasa de regulares espesores, hasta 1 cm, con textura granoblástica. Estas alternan con folias micáceas muy delgadas que definen el carácter esquistoso. Escasos y pequeños cristales de epidoto, granate y turmalina. Acompañan apatita y cirión.

Esquistos cuarzo moscovíticos

Esta unidad, aflorante en la quebrada del Arenal, forma escasos y delgados bancos (0,15 a 0,50 m) de color pardo claro, intercalados con esquistos cuarzo micáceos. Estas rocas con cuarzo, escasos megacristales de plagioclasa y filosilicatos han sido sometidas a intensos procesos deformativos que condujeron al desarrollo de milonitas SC.

Mármol Pan de Azúcar (nov. nom.)

Los afloramientos de mármoles de la loma Alta han sido reunidos bajo esta denominación (Fig. 2). El nombre proviene del cerro Pan de Azúcar, ubicado a unos 15 km al sur del área de estudio, donde afloran mármoles, cuarcitas y esquistos micáceos con bajo grado metamórfico e intensamente deformados (Bossi 1976; Bastías *et al.* 1984; Marín y Ramos 1987; Vujovich, 1987). Dada la similitud que muestran en el área de estudio han sido correlacionados y utilizado ese nombre para denominar a la unidad.

En la loma Alta afloran dos bancos principales, con cierta continuidad lateral y rumbo meridional; los espesores son variables, alcanzando 20 metros. El contacto con las rocas cataclastizadas del Gneis Villarcán y del Esquisto Don Julio es tectónico.

Los mármoles son de color gris oscuro, con una pátina amarillenta y bandeado fino (1 a 3 mm) con signos de deformación por plegamiento y cizalla. Microscópicamente el bandeo es granulométrico y discontinuo, con alternancia de bandas de calcita recristalizada con deformación intracristalina, escaso cuarzo, plagioclasa y moscovita recristalizada y opacos diseminados (limonitas). El bandeo se encuentra atravesado en distintas direcciones por pequeñas fracturas, con o sin desplazamiento, rellenas por calcita secundaria. Presencia de estructuras de disolución, marcadas por óxidos de hierro.

Anfíbolita Las Chacras (nov. nom.)

Con esta denominación han sido reunidos los cuerpos de anfíbolitas, que constituyen alrededor del 25% de los

afloramientos. Forman bancos de 1 a 5 m de potencia y de mayor tamaño. Se caracterizan por su continuidad lateral, aunque localmente pueden formar budines; presentan contactos netos con el Gneis Villarcán y el Esquisto Don Julio. El color es verde oscuro, en algunos casos con tintes rojizos y el grano fino a medio. Se distinguen tres variedades, una con anfíbol y epidoto, otra portadora de biotita, y la tercera con porfiroblastos de granate pardo rojizo.

Anfibolitas hornblendíferas epidóticas

Afloran en el sector occidental, a lo largo de las quebradas del Quejón, de Las Navedas y de Las Pampitas; en el sector central y en el sector oriental en las quebradas de Don Juan y del bajo Grande.

Están integradas principalmente por hornblenda, plagioclasa (andesina a labradorita), epidoto (pistacita y clinozoisita) y cuarzo. Abundante titanita ovoidal y

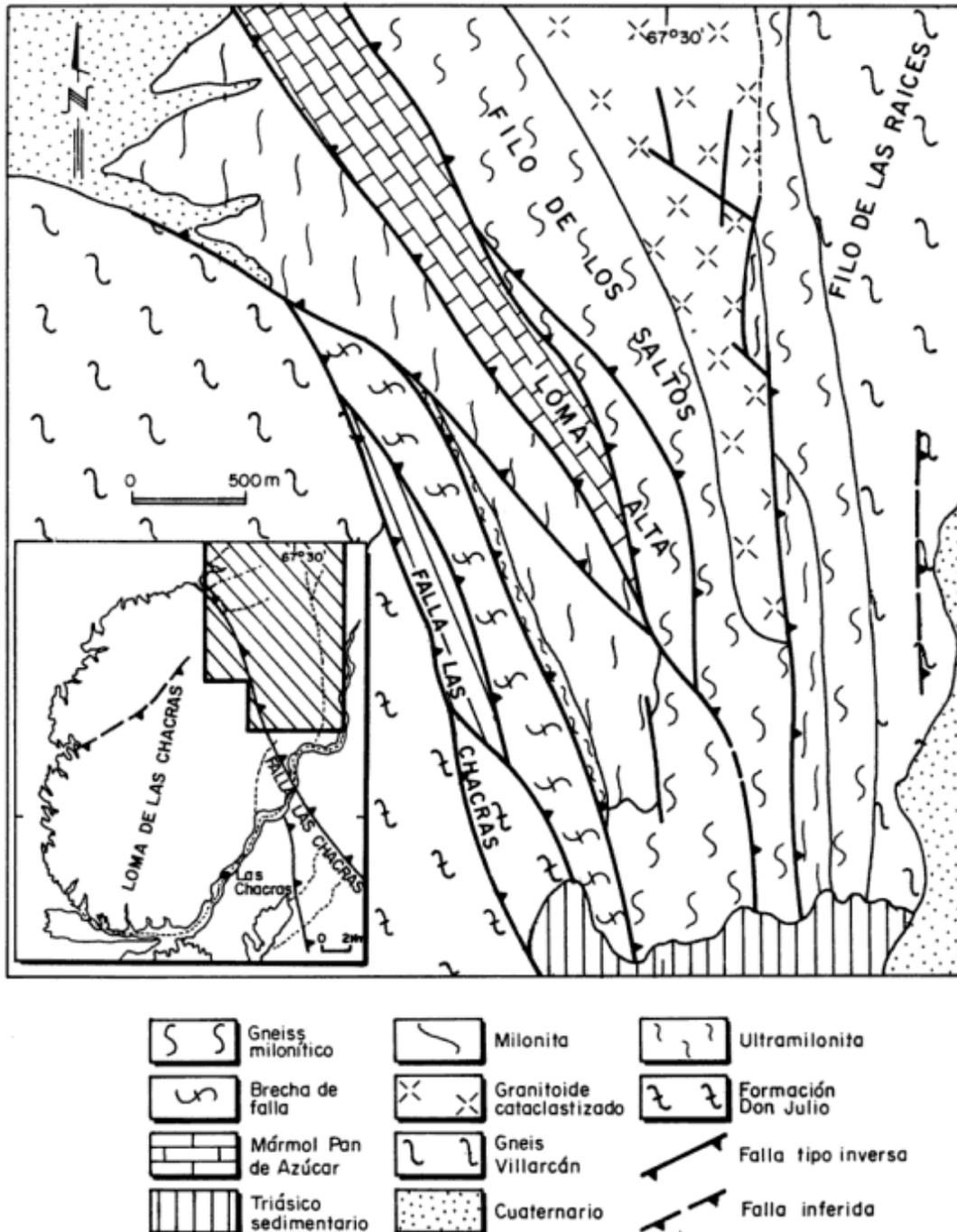


Figura 3: Mapa geológico del sector nororiental de la loma de Las Chacras. Distribución de los afloramientos de las rocas cataclásticas.

alargada, en cristales alineados, aislados o agrupados en forma de racimos. Además, circón, apatita y minerales opacos. Las texturas varían entre granoblásticas, grano-nematoblásticas y nematoblásticas, llegando a protomiloníticas. En algunos casos presentan bandas de pocos milímetros de espesor, ricas en cuarzo y plagioclasa, con anfíbol y epidoto subordinados, y bandas ricas en hornblenda y epidoto.

Anfibolitas hornblendíferas biotíticas

Afloran en los sectores central y meridional. Pueden ser masivas o bandeadas; la mineralogía y texturas observadas son similares a las anfibolitas hornblendíferas epidóticas distinguiéndose por la presencia de biotita, ya sea dispersa o formando pequeñas lentes, paralelas a la prismolineación. En casos se han sobrepuesto superficies de cizalla que alteran la foliación y dan origen a colas de presión asociadas a los cristales de hornblenda y/o plagioclasa y a un bandeado por flujo.

Anfibolitas hornblendíferas granatíferas

Esta variedad presenta espesores variables, entre 0,3 y 10 m hasta 30 m, con un ancho máximo de 70 m en afloramientos meridionales. Los afloramientos del bajo Grande se encuentran asociados al Esquisto Don Julio. Son cuerpos de reducidas dimensiones y se destaca dentro del perfil por presentar formas ovoidales remarcadas por una delgada banda de color blanquecino compuesta por cuarzo y plagioclasa. Los granates idiomorfos, pardo rojizos alcanzan un buen desarrollo (0,2 y 0,5 cm).

Los afloramientos de la quebrada de Las Chacras, loma Negra y loma Divisadero, presentan superficies de cizalla cortando la prismolineación y desarrollo de colas de presión asimétricas en los porfiroblastos de granate. En la quebrada de Villarcán predomina la deformación por aplastamiento y las colas de presión son simétricas. Microscópicamente se observa hornblenda, plagioclasa, granate, escaso epidoto, biotita y cuarzo, además de titanita. La textura es nematoblástica; cuando muestran deformación por cizalla en las colas de presión hay cuarzo y anfíbol. El granate, incoloro a ligeramente rosado, es subidiomorfo y poiquiloblástico, atestado de pequeñas inclusiones al azar o alineadas en forma de trenes de cuarzo, anfíbol y epidoto.

Formación La Víbora (nov. nom.)

Los cuerpos de rocas ultramáficas que afloran cerca de las nacientes de la quebrada del bajo Grande y en las adyacencias de la desembocadura de la quebrada de La

Víbora, han sido reunidos dentro de esta formación. Son cuerpos pequeños, de aproximadamente 150 m de longitud, cuya relación con las rocas que forman la caja no es fácilmente observable por estar parcialmente cubiertos por derrubio. Las mejores exposiciones se encuentran en la quebrada del Bajo Grande, donde el pasaje entre anfibolitas y mafititas es de tipo neto, mientras que en la quebrada de La Víbora se encuentran en contacto neto con el Gneis Villarcán.

Son rocas de color verde oscuro, en la cual se destacan grandes cristales de anfíbol (hasta 1,5 cm) dispuestos al azar en una matriz de grano medio a grueso, integrada por anfíbol, piroxenos y epidotos. Los afloramientos se caracterizan por la deformación heterogénea que presentan, ya que en sectores su aspecto es masivo mientras que en otros se observa el desarrollo de zonas donde se concentra la deformación de tipo dúctil. Entre estas zonas quedan lentes indeformados.

En la quebrada del bajo Grande cerca de la base del afloramiento se observa una estructura superficial que recuerda la de ciertas lavas almohadilladas sujetas a intensa deformación. Llama la atención la presencia de formas ovoidales aplastadas que se orientan paralelas a la foliación de las zonas con deformación dúctil.

Estas rocas fueron clasificadas, de acuerdo a las observaciones microscópicas, como metahornblenditas. La textura granoblástica está determinada por hornblenda, epidoto (pistacita, clinozoisita), enstatita y diópsido parcialmente reemplazado por actinolita; el cuarzo es muy escaso e intersticial; la titanita está presente en todas las muestras y en la quebrada de la Víbora se observa abundante clorita y carbonatos secundarios. Los megacristales de hornblenda edenítica son poiquilíticos y encierran epidoto, hornblenda y titanita; en algunos casos se observa un pasaje a biotita parda. En los afloramientos de la quebrada de la Víbora se han detectado formas relictas de plagioclasa (< 5%) totalmente reemplazadas por un agregado de sericita y epidoto, con restos de macla según ley de albita.

Granitoides

Estas rocas constituyen menos del 5% de los afloramientos del basamento cristalino y se concentran en el sector sudoccidental, a lo largo de las quebradas Honda, de Los Jotes y del Quejón. Otros cuerpos fueron reconocidos en los sectores central y meridional. Se destaca la presencia de un cuerpo granitoide en el área nororiental (filo de Los Saltos) con una extensión de 4 km dentro del área de estudio, continuando hacia el norte, el que muestra una intensa cataclasis.

Son cuerpos alargados, concordantes con la roca de caja (Gneis Villarcán), a la cual acompañan en la deformación; el contacto puede ser neto o pasar transicionalmente a la metamorfitita, la cual no presenta

metamorfismo de contacto. En su mayoría presentan deformación dúctil con desarrollo de foliación en general paralela al bandeamiento de la roca de caja.

Son de color rosado a grisáceo, grano medio a grueso y equi- a inequigranulares. Las texturas son granudas hipidiomorfas y alotriomorfas, con fenocristales de microclino perfitico; plagioclasa (andesina) en cantidades variables y cuarzo. Escasa biotita, moscovita, epidoto, granate, cianita y sillimanita, además de apatita y material limonítico.

Las rocas cataclásticas

Estas constituyen una faja de casi 2 km de ancho que aflora en el sector nororiental, desde la loma Alta, hasta el filo de Los Saltos (Fig. 3); se extiende a lo largo de varios kilómetros, desde el cerro Pan de Azúcar (Fig. 1) y continúa hacia el norte. Las rocas afectadas por la deformación, tanto frágil como dúctil, forman parte de las metamorfitas y granitoides del Complejo Valle Fértil.

A los efectos de una clasificación sistemática se siguió la propuesta por Higgins (1971), con las modificaciones de Leguizamón (1988). El contacto entre rocas afectadas por deformación frágil con las afectadas por deformación dúctil (serie de las cataclasitas y serie de las milonitas respectivamente) es generalmente por falla, mientras que dentro de la misma serie es transicional.

Rocas afectadas por deformación frágil

Dentro de la serie de las cataclasitas, se han reconocido diques graníticos, granitoides y anfibolitas cataclastizadas, así como brechas de falla afectando a rocas de composición granítica.

Los principales efectos cataclásticos reconocidos son los siguientes: desarrollo de estructuras lenticlásticas, principalmente en el granitoide. Fracturación de la roca, microdiaclamamiento inter- e intracrystalino en los cristales de feldespato. Desarrollo de extinción ondulante, estiramiento del cuarzo y de los minerales micáceos y prismáticos. Aparición de mortero recristalizado. Granulación marginal y recristalización de los cristales de cuarzo de mayor tamaño.

Minerales tales como biotita, granate, anfíboles y feldespatos muestran signos evidentes de una retrogradación metamórfica desde facies de anfibolitas a facies de esquistos verdes.

Rocas afectadas por deformación dúctil

Se han reconocido milonitas, ultramilonitas, gneises miloníticos y milonitas SC. Las milonitas y ultramilonitas

son macizas, de color verde oscuro negruzco, con porfiroclastos de feldespatos rojizos. Presentan una delgada foliación cataclástica que define superficies S.

En las milonitas la matriz está constituida por cuarzo, feldespato y escamillas de micas recristalizadas y cloritizadas. Inmersos en la misma, se encuentran porfiroclastos, con formas redondeadas y/o elongadas, de feldespato alcalino y plagioclasa. En menor proporción: epidoto con centros de allanita y pistacita asociados con clorita y calcita, provenientes de la alteración de un mineral preexistente no identificado. El granate se encuentra parcialmente cloritizado.

Las ultramilonitas presentan foliación cataclástica bien marcada con flujo de material y, en algunos casos, desarrollo de un bandeado granulométrico con diferentes grados de molienda y recristalización. La matriz recristalizada, de grano muy fino, está integrada por cuarzo y feldespato de formas elongadas además de biotita la que forma finas bandas de escamillas estiradas y cloritizadas. A su vez, se observa una incipiente neomineralización representada por cristallitos de epidoto. Escasos porfiroclastos redondeados de plagioclasa, feldespato alcalino y anfíbol, orientados siguiendo la foliación. Estos presentan granulación marginal a total, extinción ondulante y deformación del maclado en la plagioclasa; los de hornblenda muestran microfracturas y deslizamientos a lo largo de los planos de clivaje, con reemplazo pseudomórfico por clorita; escasos porfiroclastos de granate parcialmente cloritizados. Abundante mineral opaco y material limonítico tiñe las ultramilonitas, junto con parches de clorita y calcita. Microfracturas rellenas por minerales opacos, clorita y calcita las atraviesan en distintas direcciones.

En algunos casos, sobreimpuesta a la foliación cataclástica (superficies S), se desarrollaron superficies de cizalla cortando la foliación con un ángulo bajo. Están definidas por la orientación de filosilicatos y presencia de material limonítico, desarrollo de colas de presión asimétricas asociadas a los porfiroclastos, peces de mica con deslizamiento a lo largo de los planos de clivaje y bandas de cuarzo con cristales oblicuos con respecto a la foliación.

Milonitas SC tipo II (Lister y Snoke 1984) desarrolladas a expensas de esquistos cuarzo micáceos y esquistos cuarzosos fueron identificadas en el sector oriental y septentrional; las mejores exposiciones se encuentran en la quebrada de la barranca Blanca, a partir de su desembocadura en la quebrada del Arenal. Se caracterizan por aspectos microestructurales tales como peces de mica unidos por el desplazamiento de discontinuidades y zonas de muy alta deformación por cizalla a escala de grano. Estas discontinuidades y microcizallas están marcadas por colas de filosilicatos de grano muy fino, junto con minerales opacos y ocasionalmente por granos de feldespato fragmentados. En general, a nivel mesoscópico estas superficies definen la foliación dominante, mientras que las S no son claramente identificables. Las superficies S están representadas

por agregados de cuarzo recristalizados dinámicamente y dispuestos formando un ángulo oblicuo con respecto a la superficie de cizalla.

Los gneises miloníticos presentan foliación cataclástica con porfiroclastos de feldespato rojizos en forma de ojos. En algunos sectores la foliación se encuentra afectada por cizalla y con desarrollo de colas de presión asimétricas asociadas a los cristaloclastos. Microscópicamente las folias están integradas por cuarzo y feldespato recristalizados que alternan con finas bandas de filosilicatos estirados, recristalizados y cloritizados. Los porfiroclastos de feldespatos están alterados a epidoto, clorita y material sericítico; las colas de presión presentan cuarzo y feldespato recristalizado y entre las folias se disponen cintas de cuarzo recristalizado. En general estos gneises muestran metamorfismo retrógrado evidenciado por abundante clorita reemplazando a otros minerales o formando parches; presencia de microfracturas rellenas por material limonítico y otras con carbonatos recristalizado que cortan y desplazan a las anteriores.

En otros sectores de la loma de Las Chacras, se han identificado fajas de menos de 10 m de espesor de gneises miloníticos intercalados con gneises biotítico granatíferos de los que derivan. En estos casos el proceso de diafóresis es muy incipiente y no presentan microfractura.

Condiciones de metamorfismo

a) Facies de grado medio-alto

La presencia de granate y silicatos de aluminio (cianita y sillimanita) en el Gneis Villarcán permite ubicarlo dentro del grado medio a alto de metamorfismo. El granate correspondería a la serie de las pirlaspitas, con predominio de almandino (según Mirré 1971, Martínez 1988). Para su formación la presión debió haber superado los 4 kb a 500°C y 5 kb a 600°C (Hirschberg y Winkler 1968). La fibrolita, de acuerdo a sus relaciones petrográficas, se habría formado por reemplazo de la moscovita de la matriz. Su presencia, junto con la de cianita, permite ubicar el punto triple de los silicatos de aluminio a 5,5 kb, e inferir una temperatura mínima de formación de 622°C (Richardson *et al.* 1969).

Bajo las condiciones de presiones moderadas y altas temperaturas, como las alcanzadas dentro del campo de estabilidad de la sillimanita, se habría formado feldespato potásico y un fundido anatético formado por feldespatos, cuarzo, silicatos de aluminio y agua disuelta, tal como se observa en el Gneis Villarcán. Los granitoides presentes en el área se habrían generado también a través de este proceso anatético, por lo cual, siguiendo a Winkler (1978) la PH_2O debió ser superior a los 5 kb y la temperatura de 680°C. Estos valores son coherentes con los mencionados anteriormente para la formación granate y silicatos de aluminio.

Se considera un origen sedimentario para el Gneis

Villarcán, acorde con las paragénesis minerales encontradas, y con los estudios geoquímicos más adelante detallados. El mismo sería correlacionable con los Esquistos del Centro (Dalla Salda y Varela 1984) y con la faja occidental de metamorfitas aflorantes en las sierras de Valle Fértil y La Huerta (Mirré 1971; Marín y Ramos 1987).

En la anfibolita Las Chacras la hornblenda asociada con plagioclasa de composición intermedia ($\text{An}_{35} - \text{An}_{60}$), permite ubicarla por encima de la isógrada del granate, en facies de anfibolitas almandínicas. El granate en estas rocas marca condiciones de presión medias a altas (Yardley 1989), mientras que la biotita pardo oscura indica condiciones de temperatura coherentes con el grado medio de metamorfismo (Katada 1965). El aumento de temperatura también se encuentra evidenciado por la disminución de epidoto, principalmente en la variedad granatífera.

El origen ígneo de estas anfibolitas ha sido demostrado por Vujovich (1992b) y Vujovich *et al.* 1991, 1994). Las mismas serían correlacionables con las aflorantes en la sierra de Pie de Palo (Llano y Escalante 1979, Ramos *et al.* 1993), en el Cerro Valdivia (Dalla Salda y Rapela 1972), y en gran parte de las sierras de Valle Fértil y La Huerta.

Los principales minerales índices encontrados en el Esquisto Don Julio: biotita, granate, hornblenda y plagioclasa de composición intermedia permite pensar que las condiciones de presión y temperatura han sido similares a las determinadas para el Gneis Villarcán y la Anfibolita Las Chacras. Se considera un probable origen ígneo para las distintas unidades litológicas del Esquisto Don Julio. La disposición de campo y su alternancia con anfibolitas hace pensar en un origen a partir cuerpos volcánicos o subvolcánicos de composición intermedia. El idiomorfismo de la plagioclasa, la ausencia de inclusiones y el predominio de maclas de Carlsbad y Albita-Carlsbad, sugieren un origen ígneo (Turner y Verhooogen 1963). Los esquistos cuarzo feldespáticos moscovíticos del Esquisto Don Julio fueron clasificados como rocas subvolcánicas metamorizadas (metariolitas y metariodacitas con granate) por Marín y Ramos (1987) y Pezzutti y Godeas (1988). Rocas similares, aunque con menor grado metamórfico afloran en la sierra de San Luis (Brodtkorb *et al.* 1984; Delakowitz *et al.* 1991; Hack *et al.* 1991), donde se las consideró como derivadas de rocas ígneas ácidas.

De acuerdo al análisis previo el rango de temperatura habría oscilado entre 550 y 750°C, con presiones entre 5,5 y 7,5 kilobares. Estos valores intermedios de presión y temperatura permiten ubicar al sistema dentro de un metamorfismo regional barroviense en facies de anfibolita, subfacies cianita-almandino-moscovita que alcanzó la subfacies sillimanita-almandino-ortosa en su máxima expresión metamórfica (Winkler 1978). Sería correlacionable con la serie de facies cianita-sillimanita, típica de zonas de colisión (Thompson y England 1984).

Facies de grado bajo

El Mármol Pan de Azúcar sólo presenta recristalización de la calcita y moscovita por lo que se lo ubica dentro del grado bajo, parte de alta temperatura, del metamorfismo regional, al que se le ha sobreimpuesto un intenso metamorfismo dinámico.

Estos mármoles son correlacionables con los del cerro Pan de Azúcar, la Formación Angaco del Grupo Cauçete (Borrello 1969), o Metamorfitas Cauçete (Dalla Salda y Varela 1984), asignadas recientemente al Precámbrico superior-Cámbrico inferior en base a trazas fósiles (Bordonaro *et al.* 1992), y los mármoles y filonitas cataclastizadas, en facies de esquistos verdes presentes en el cerro Salinas (Llano y Castro de Machuca 1984; Comínguez y Ramos 1991).

Geoquímica

Estudios geoquímicos realizados sobre anfibolitas, metahornblenditas y esquistos cuarzo feldespático moscovíticos han demostrado que las mismas derivan de rocas ígneas de naturaleza ácida y básica (Vujovich 1992a y b, Vujovich *et al.* 1991, 1994).

Las anfibolitas y metahornblenditas subcalcinas y toleíticas, se formaron a partir de basaltos subcalcinos y andesitas en un ambiente de arco magmático tipo islándico, instalado sobre una corteza oceánica o continental muy atenuada (Vujovich, 1992a; Vujovich *et al.* 1994).

Los esquistos cuarzo feldespático moscovíticos del Esquisto Don Julio derivan de rocas volcánicas ácidas (riolitas y riolitas-dacitas); podrían estar formados en probables arcos islándicos.

Las rocas analizadas del Gneis Villarcán permiten confirmar su procedencia sedimentaria, ya avalada por

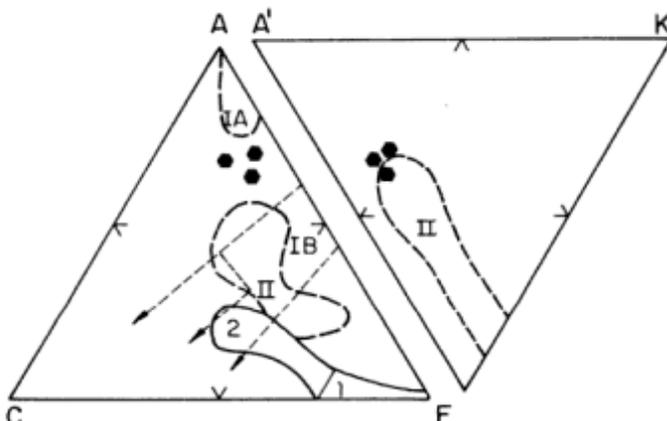


Figura 4: Diagramas ACF y AK'F para el Gneis Villarcán. El campo IA corresponde a las arcillas y argilitas ricas en aluminio. Campo IB: arcillas y argilitas sin carbonato, o con hasta un 35% del mismo; entre las líneas con flecha se ubican las margas con 35 - 65% de carbonato. Campo II: grauvacas. Área (1): rocas ultrabásicas y en (2): rocas basálticas y andesíticas (Winkler 1978).

Tabla 1: Gneis Villarcán. Análisis químicos de gneis biotítico granatíferos

MUESTRA	77	78	79
SiO ₂	69,02	62,53	81,56
TiO ₂	1,30	1,00	0,47
Al ₂ O ₃	12,47	17,34	8,48
Fe ₂ O ₃	2,24	2,30	0,85
FeO	4,13	4,34	1,66
MnO	0,1	0,09	0,08
MgO	1,76	2,28	0,75
CaO	2,29	1,63	2,02
Na ₂ O	2,39	2,13	2,44
K ₂ O	2,13	4,10	0,92
P ₂ O ₅	0,09	0,11	0,11
Total	97,92	97,84	99,33
V	135,0	178,50	5,86
Cr	67,25	71,65	24,45
Co	20,65	22,90	11,05
Ni	18,20	69,50	23,76
Cu	11,53	10,40	0,00
Zn	91,65	114,50	50,45
Ga	17,15	14,20	0,23
Rb	97,45	150,50	42,55
Sr	229,00	200,75	186,50
Y	47,60	84,50	25,45
Zr	413,50	386,00	295,00
Nb	12,65	18,75	1,74
Pb	64,10	50,45	62,15
Sc	12,35	14,85	3,66
Ba	352,50	679,00	346,50
Hf	8,88	8,36	5,93
Ta	9,43	9,26	14,60

(Equipo de fluorescencia de rayos X, FRX Siemens, laboratorio geoquímico del Instituto de Geología General y Aplicada de la Universidad de Munich, Alemania).

la presencia de los metasilicatos de aluminio. Las tres muestras analizadas (Tabla 1), se compararon con gneises del basamento ígneo-metamórfico de San Luis (López de Luchi 1986). En los diagramas ACF y A'KF (Winkler 1978) estas rocas se ubican en un campo intermedio entre argilitas ricas en aluminio y grauvacas (Fig. 4). Similar resultado se observa al tener en cuenta las relaciones Al-Fe (total)-Si; la relación Al/Fe oscila entre 1,39 y 2,39, o sea dentro de los límites propuestos para rocas de origen clástico (1,5-2,5, Moore y Dennen 1970; Fig. 5). Las relaciones entre los óxidos de calcio, magnesio, hierro y aluminio (Ghaderi 1975), también permiten ubicarlas como derivadas de rocas pelíticas y grauvacas (Fig. 6).

Dado que las grauvacas pueden formarse en diferentes ambientes geotectónicos, se considera su relación con el sistema de subducción - arco magmático propuesto para el origen de las anfibolitas y rocas asociadas.

Estructura

El basamento cristalino presenta una deformación interna, de tipo dúctil, de probable edad proterozoica - paleozoica inferior, y los efectos de la estructuración ándica típica de las Sierras Pampeanas.

Estructura preándica

Las metamorfitas presentan planos o superficies S de discontinuidad de carácter regional, tales como esquistosidad y foliación o bandeamiento y prismolineación. La esquistosidad presenta una tendencia regional en la orientación con rumbo noreste y bajas inclinaciones al oeste-noroeste (Fig. 7a).

Se observan pliegues isoclinales, decimétricos a métricos y esquistosidad paralela al plano axial. El análisis de la esquistosidad y ejes de pliegues en áreas puntuales permitió determinar dos direcciones de ejes de pliegues, una nor-noroeste y la otra oeste-noroeste, con inclinaciones en igual sentido (Figs. 7b, 7c y 7d).

Las superficies S se encuentran afectadas por superficies de cizalla de muy bajo ángulo. Estas superficies C distorsionan a los planos S, plegándolos y llegando a producir desplazamientos por corte. El análisis estadístico de las superficies de cizalla permitió determinar la importancia que tiene en la región la cizalla de desplazamiento inverso y la de desplazamiento oblicuo con altos valores de cabeceo. Las cizallas con componentes normales presentan, en su mayoría, desplazamientos tanto levógiros como dextrógiros menores a 45°. Las dispersiones observadas son propias en un área de basamento cristalino sometido a una deformación heterogénea.

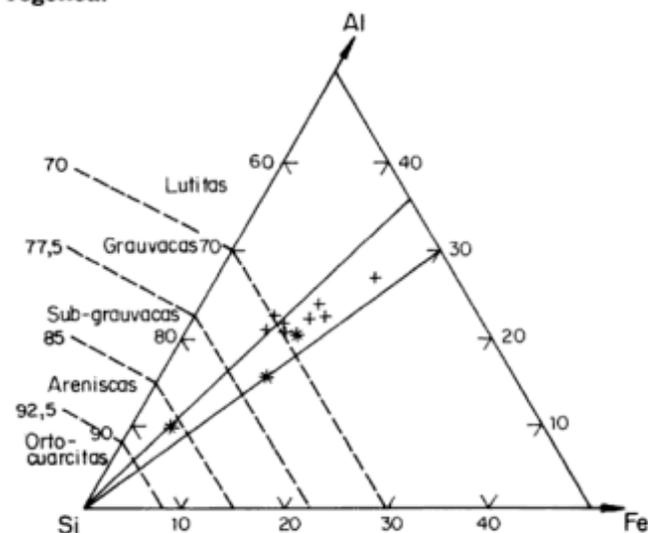


Figura 5: Diagrama de concentraciones Si-Al-Fe (Moore y Deenen 1970) para sedimentitas de origen clástico. Las muestras de las Chacras (+) se representan en los campos de las arcillas, grauvacas y arenitas. También se han representado las metamorfitas de la sierra de San Luis (*) (según López de Lucchi 1986).

Para tratar de discernir la dirección y sentido del movimiento de la masa rocosa se utilizaron indicadores cinemáticos tales como colas de presión sigmoidales asimétricas, asociadas a porfiroblastos de granate y feldespatos, y lineaciones formadas sobre el plano de cizalla.

El análisis del azimut y buzamiento del plano de cizalla, azimut y buzamiento de la lineación y sentido de desplazamiento de la cizalla, lleva a visualizar una dirección de transporte debida a contracción que se orienta en el cuadrante noroeste (Fig. 8a). La dirección de transporte tectónico vinculada a extensión es más variable (Fig. 8b); la dirección orientada al noreste, podría ser compatible con la vinculada a contracción. Dado que no se conoce el orden cronológico de las deformaciones contraccionales y extensionales, la interpretación de las direcciones de transporte tectónico noroeste y sudeste, vinculadas a extensión, presentan una mayor incertidumbre; podrían corresponder tanto a episodios de relajación extensional inmediatamente posteriores a la contracción, o estar vinculados a eventos distintos con reactivaciones de estructuras previas.

Assumiendo que cada zona de cizalla representa una deformación infinitesimal, se determinaron los ejes de acortamiento (Z), de extensión (X) e intermedio (Y). El análisis de los diagramas de frecuencia de los ejes de acortamiento y extensión de las cizallas menores permite concluir que existió un evento contraccional con ejes de acortamiento de dirección noroeste - sudeste y próximos a la horizontal. Asimismo, se ha determinado un evento extensional, con ejes de estiramiento en igual orientación (Figs. 8c y 8d).

Al realizarse la comparación del diagrama de dirección de transporte para cizallas con componentes inversas con el diagrama de distribución de ejes de acortamiento y extensión para el mismo tipo de cizallas, puede apreciarse que la dirección principal de transporte tectónico es compatible con la dirección de acortamiento noroeste - sudeste.

También existe coincidencia entre las direcciones de transporte, asociadas a cizallas con componentes nor-

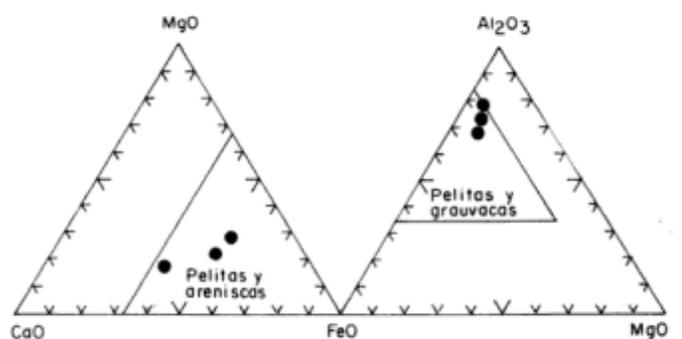


Figura 6: Gneis Villarcán, diagramas CaO-MgO-FeO y FeO-Al₂O₃-MgO (Gadheri 1975) para gneis biotítico granatíferos. Las metamorfitas bajo estudio grafican en el campo de las pelitas y areniscas.

males, orientadas con máximos en el noroeste - sudeste y las direcciones de extensión en igual dirección. La coincidencia entre las direcciones de contracción y de extensión de rumbo noroeste - sudeste podría estar relacionada con una relajación extensional de las estructuras con posterioridad a la contracción, o bien podría ser debida a una reactivación de las estructuras con ejes de contracción y extensión coaxiales.

Para la estructura interna del basamento cristalino se propone un esquema general cronológico en el cual se reconoce: una primer etapa de deformación con desarrollo de esquistosidad y plegamiento; una etapa de deformación por ciza, expresada por superficies de cizalla menores que cortan la esquistosidad, y por último una extensa faja de cizalla representada por rocas cataclásticas y milonitas, la cual fue reactivada en diferentes etapas de la historia geológica de la región.

Estructura ándica

El bloque de las Chacras se halla levantado en su flanco occidental por la Falla Valle Fértil (Snyder *et al.* 1990), de rumbo nor-noroeste, visible por su expresión morfológica. El sector nor-oriental se encuentra afectado por un conjunto de fallas que con rumbo nor-noroeste e inclinación al este afectan la secuencia metamórfica (Fig. 2). Este sistema correspondería a la representación local de la Falla de Las Chacras (*sensu* Marín y Ramos 1987), con importantes reactivaciones recientes (Bastías *et al.* 1990), afectando tanto al basamento cristalino como a los depósitos triásicos. Algunas de estas fracturas evidencian movimientos más antiguos, ya que se han desarrollado aprovechando zonas de cizalla previas, con deformación dúctil sobre las que se sobreimpuso una deformación frágil.

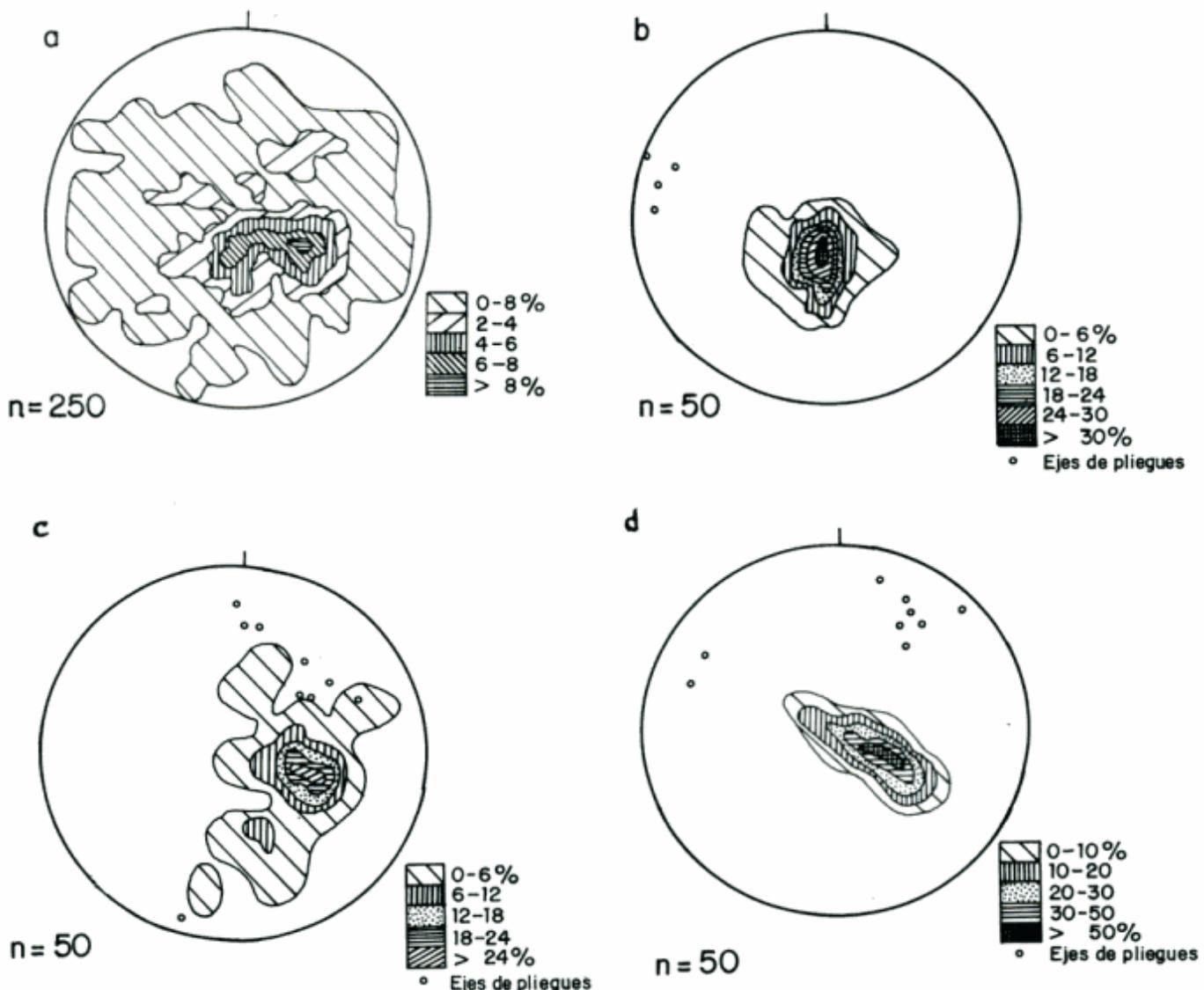


Figura 7: Diagrama de distribución de planos de esquistosidad en la loma de Las Chacras (7a). Diagramas de distribución de planos de esquistosidad y ejes de pliegues en las quebradas del Caño (7b), de Las Chacras (7c) y de Villarcán (7d).

Metamorfismo y ambiente geotectónico

Etapa I: Ciclo Pre-Pampeano

El metamorfismo de presión y temperatura intermedias a altas que afectó a estas rocas, sumado a sus características de campo y químicas, es coherente con una asociación volcánica en un ambiente de arco. Este, de tipo islándico, se habría desarrollado sobre una corteza continental muy atenuada u oceánica, asociada a un margen convergente, durante el Proterozoico medio (Vujovich *et al.* 1991, 1994). Este evento ígneo-metamórfico estaría evidenciado por las edades Rb/Sr obtenidas en metamorfitas de la sierra de Pie de Palo (Varela y Dalla Salda 1993), y las dataciones presentadas por McDonough *et al.* (1993) que indicarían una edad proba-

ble para las rocas metamórficas del sector aledaño al este.

En este probable ambiente de subducción - arco magmático y posterior colisión se habrían alcanzado las condiciones para el desarrollo de un metamorfismo regional en facies de anfibolitas almandínicas (Ernst 1974). La profundidad mínima alcanzada por las rocas habría estado en el orden de los 20 km, bajo presiones de 5,5 kb y temperaturas entre los 550° y 650° centígrados. Los datos disponibles no permiten calcular la presión máxima alcanzada por el sistema, pero dado que las anfibolitas no presentan evidencias de fusión, se considera que la presión mínima se ubicaría aproximadamente en 7,5 kb, equivalente a una profundidad cercana a los 25 km (punto A, Fig. 9).

La presencia de fibrolita y la persistencia de la cianita dentro del campo de estabilidad de la sillimanita (punto

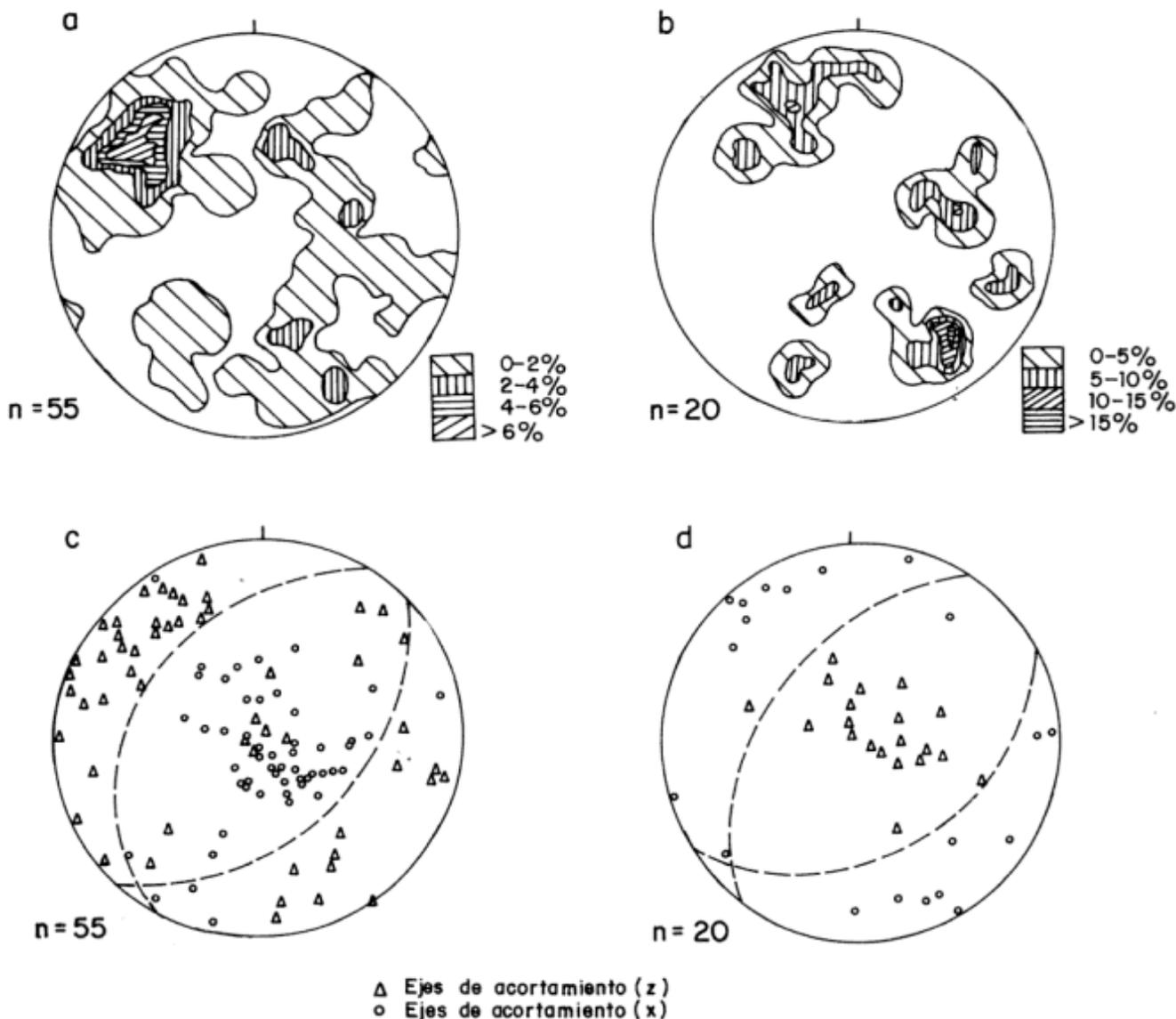


Figura 8: Diagramas de dirección y sentido de transporte tectónico para cizallas con comportamiento inverso (8a) y para cizallas con comportamiento normal (8b). Diagramas de distribución de ejes de contracción y extensión para cizallas con comportamiento inverso (8c) y con comportamiento normal (8d).

B, Fig. 9), asociación metamórfica típica de ambientes de colisión (Thompson y England 1984), permite inferir un rápido descenso en las condiciones de presión. A su vez, al alcanzarse la curva de fusión para las rocas pelíticas hidratadas (Thompson y Tracy 1979) y llegar al máximo pico térmico, se habrían alcanzado localmente condiciones anatécicas. Esto se habría producido durante el primer levantamiento regional del área, que ha sido interpretado como producto de la acreción de los arcos islándicos contra el borde occidental del cratón Pampia (Ramos y Vujovich 1993) hacia fines del Proterozoico medio (Fig. 9). Durante esta etapa se habría formado la faja de intensa deformación del sector nororiental, interpretada como raíces de corrimientos,

actualmente representadas por rocas de la serie milonítica, generadas a profundidades de 20-25 km (Sibson 1977).

Con posterioridad, se habría desarrollado un ambiente de plataforma donde se habría depositado el protolito del Mármol Pan de Azúcar, probablemente durante el Proterozoico superior (?) (Bordonaro *et al.* 1992).

Etapa II: Ciclo Pampeano

Más al norte, en el ámbito del actual noroeste argentino, se reconoce para este período, la colisión del bloque de Arequipa contra el margen occidental de Sudamérica

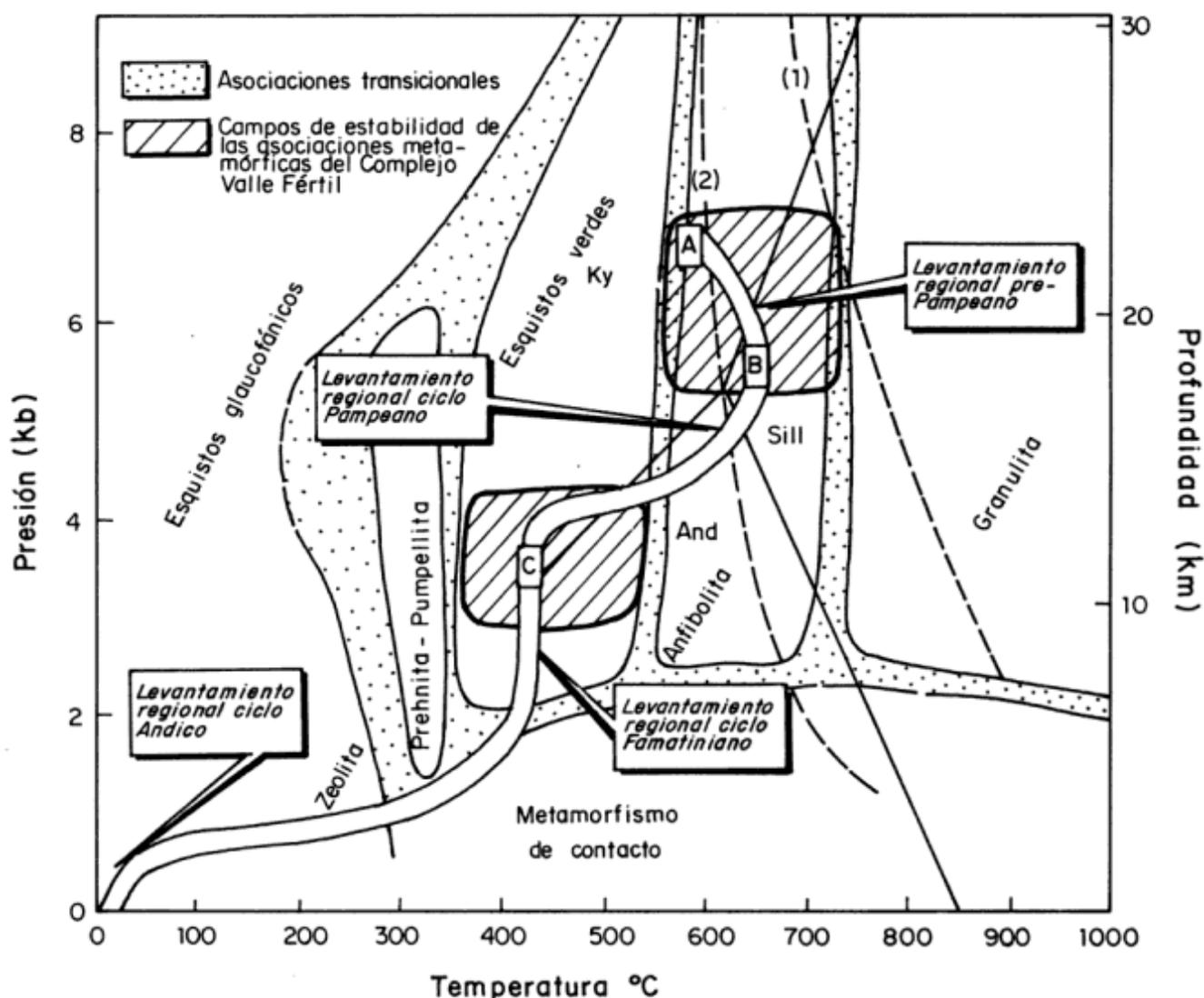


Figura 9: Trayectoria de P-T inferida para las metamorfitas de la loma de Las Chacras (modelado de Yardley 1989; Vujovich 1992a). Condiciones de Metamorfismo: Punto A: P= 7,5 Kb, T= 550-650°C. Facies anfíbolitas almandínicas, subfacies cianita-almandino-moscovita. Punto B: P= 5,5 Kb, T= 650-750°C. Facies anfíbolitas almandínicas, subfacies sillimanita-almandino-ortosa. Punto C: P= 3-4 Kb, T= 350-550°C. Metamorfismo retrógrado, facies esquistos verdes. Relaciones de facies de Al_2O_3 , según Richardson *et al.* (1969), Ky= cianita, Sill= sillimanita, And= andalucita. (1) Curva de fusión para pelitas hidratadas (Thompson y Tracy 1979), (2) Curva de fusión para anfíbolitas hidratadas (Yoder y Tilley 1962).

(Aceñolaza 1982). En el área estudiada no se han encontrado aún evidencias de la colisión de un bloque, por lo cual se interpreta que el levantamiento regional y la deformación ocurridas durante el ciclo Pampeano, pueden estar relacionados con una subducción normal.

Etapa III: Ciclo Famatiniano

En el Cámbrico la instalación de una nueva zona de subducción favoreció el desarrollo de un arco magmático típicamente calcoalcalino en el margen occidental del terreno Pampeano (Lottner y Miller 1986, Rapela *et al.* 1990, 1992, Toselli 1992, Toselli *et al.* 1991a, 1991b) sobre una corteza previamente engrosada y deformada; a su vez, este episodio generó la reapertura del antiguo sistema metamórfico, evidenciado por las numerosas edades radimétricas cambro-ordovícicas obtenidas en las Sierras Pampeanas Occidentales.

El levantamiento regional, acaecido durante el Ciclo Famatiniano, como consecuencia del desplazamiento y colisión de la Precordillera contra el margen occidental del terreno Pampeano (Ramos *et al.* 1986), generó la interrupción del arco magmático y del sistema metamórfico. Este evento se encuentra representado en el sector nororiental de la loma de Las Chacras donde, por reactivación de antiguas fallas, las rocas miloníticas fueron llevadas a niveles corticales superiores, con temperaturas de 350-550°C. Este levantamiento favoreció el desarrollo de las rocas de la serie de las cataclistas, a profundidades de 10-15 km (Sibson 1977). La presencia de fluidos favoreció el desarrollo de un metamorfismo retrógrado, en facies de esquistos verdes, que se sobreimpuso sobre ambas series de rocas (punto C, Fig. 9).

El ciclo Famatiniano culmina con la deformación chánica (Devónico superior - Carbonífero inferior) responsable de la cratonización final de las Sierras Pampeanas y de habilitar las cuencas del Grupo Paganzo a partir del Carbónico medio.

Por último, los movimientos tectónicos acaecidos durante el ciclo Andico, motivados por la interacción de la placa de Nazca con la Sudamericana, produjeron el levantamiento y la estructuración en bloques actualmente observado.

Conclusiones

Se ha reconocido dentro del basamento ígneo-metamórfico del área de la loma de Las Chacras, la presencia de metavolcanitas básicas y ácidas asociadas con paragneises y mármoles. Esto ha permitido proponer una división del Complejo Valle Fértil en cinco formaciones.

Estas rocas, afectadas por un metamorfismo regional barrowiano en facies de anfibolitas almandínicas,

subfacies cianita almandino moscovita y sillimanita almandino ortosa, son coherentes con un metamorfismo asociado a un arco magmático y ambiente de colisión. El Mármol Pan de Azúcar sólo presenta recristalización, por lo cual se lo ubicó dentro del metamorfismo de grado bajo, e interpretó tentativamente como correspondiente a una etapa posterior, relacionada con un ambiente de plataforma.

El estudio geoquímico del Gneis Villarcán, ha permitido constatar su origen sedimentario, presupuesto por la presencia de metasilicatos de aluminio. Las metabasitas, representadas por la Anfibolita Las Chacras y la Formación La Víbora, de acuerdo con su disposición de campo, petrología y quimismo, han derivado de una secuencia subalcalina toleítica relacionada con un arco magmático de tipo islándico. Los esquistos cuarzo feldespático moscovíticos se interpretan como derivados de riolitas y formados en un ambiente relacionado con la fusión de corteza previa (Vujovich *et al.*, 1991, 1994).

El análisis de la deformación interna del basamento cristalino permitió reconocer que la secuencia fue afectada por plegamiento, desarrollo de esquistosidad y posterior cizallamiento. La masa rocosa sufrió una importante contracción con dirección de transporte al noroeste.

Por último, de acuerdo a los estudios petrográficos y determinaciones experimentales del campo de estabilidad de minerales índices, se ha determinado una trayectoria presión-temperatura-profundidad inferida, que permite una reconstrucción tentativa de la evolución metamórfica en el área de la loma de Las Chacras, sector clave para la interpretación tectónica de las Sierras Pampeanas Occidentales.

Agradecimientos

La autora quiere expresar su agradecimiento a Hubert Miller, a Klaus Weber-Diefenbach y a Lisa Bock de la Universidad de Munich, por la realización de los análisis químicos. A Víctor A. Ramos y Amalia Leguizamón por la dirección del trabajo de tesis e importantes sugerencias. A Roberto Caminos y Luis Dalla Salda por las importantes sugerencias realizadas en su lectura crítica del manuscrito. A la Fundación Elbaum y al Servicio Geológico Nacional por el soporte técnico y financiero.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., 1982. El Sistema Ordovícico en Sudamérica. *Acta Geológica Lilloana*, 14: 91-93.
 Bastías, H., Baraldo P. y Pina, L., 1984. Afloramientos calcáreos en el borde oriental del valle del Bermejo, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2): 153-155.
 Bastías, H.E., Uliarte, E., Paredes, J., Sanches, A., Bastías, J.A.,

- Ruzycki, L. y Perucca, P., 1990. Neotectónica de la provincia de San Juan. Relatorio 11º Congreso Geológico Argentino: 228-244. San Juan.
- Bordonaro, O., Aceñolaza, G. y Pereyra, M.E., 1992. Primeras trazas fósiles de la sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Ciencias* 1 (1): 7-14.
- Borello, A.V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. *Anales Dirección Nacional de Geología y Minería*, 14: 1-136.
- Bossi, G., 1971. Análisis de la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. *Actas 1º Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, 2, sección 1: 611-626. Madrid.
- Bossi, G., 1976. Geología de la cuenca de Marayes-El Carrizal, provincia de San Juan, república Argentina. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 1: 23-38. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de, Pezzutti, N.E. y Dalla Salda, L.H., 1984. Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de la provincia de San Luis. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 181-190. San Carlos de Bariloche.
- Castro de Machuca, B., 1990. Caracterización petrológica del basamento cristalino del extremo sur de la sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 1: 157-161. San Juan.
- Comínguez, A. y Ramos, V.A., 1991. La estructura profunda entre la Precordillera y Sierras Pampeanas (Argentina): evidencias de la sísmica de reflexión profunda. *Revista Geológica de Chile*, 18(1): 3-14.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R. y Schauer, O.C., 1984. Descripción geológica de la hoja 19d, Mogna, provincia de San Juan. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, 192: 1-86. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. y Rapela, C., 1972. El origen de las anfíbolitas del cerro Valdivia. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 1: 111-121. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. y Varela, R., 1984. El metamorfismo en el tercio sur de la sierra de Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2): 68-93.
- Delakowitz, R., Höll, R., Hack, M., Brodtkorb M.K. de y Stärk, H., 1991. Geological and geochemical studies of the Sierra del Morro Oeste (San Luis Province, Argentina): Meta-sediments and meta-volcanics from a probable backarc setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 4 (3): 189-200.
- Ernst, W.G., 1974. Metamorphism and ancient continental margins. En: Burk, C.A. y Drake, C.L. (Eds.): *The Geology of continental Margins*: 907-919. Springer. New York.
- Ghaderi, R., 1975. *Geochemische Untersuchungen der Schwarzschiefer und Habachphyllite in der Tuxer Gneis und Greiner Schieferserie (oberer Zemmgrund, Zillertal/Tirol; Teil II. Unveröff. Diplomarbeit: 115 pg. Univ. München.*
- González, R. y Toselli, A.J., 1974. Radiometric dating of igneous rocks from Sierras Pampeanas, Argentina. *Revista Brasileira de Geociencias*, 4: 137-141.
- Hack, M., Brodtkorb, M. K. de, Höll, R. y Brodtkorb, A., 1991. Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos scheeliticos entre el dique la Florida y Pampa del Tamboreo, provincia de San Luis. En: Brodtkorb M.K. de (Ed.): *Geología de Yacimientos de Wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba, Argentina*. I R M, 1, pp. 113-152. Universidad Nacional de La Plata.
- Higgins, M.W., 1971. *Cataclastic Rocks*. Geological Survey, Professional Paper 687: 1-97. Washington.
- Hirschberg, A. y Winkler, H., 1968. Stabilitäts-beziehungen zwischen chlorit, cordierit and almandin by der metamorphose. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 18: 17-42.
- Katada, M., 1965. Petrography of Ryoke metamorphic rocks in northern district, central Japan. *Journal Japanese Association Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 53: 77-90, 155-164, 187-204.
- Leguizamón, M.A., 1988. Las rocas cataclásticas. Ediciones Argentina, serie Geociencias 1: 1-62. La Plata.
- Linares, E., 1977. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina y Catálogo de edades radimétricas realizadas por el INGEIS y sin publicar. *Asociación Geológica Argentina, Serie B, Publicación Especial*, 4: 1-38, Buenos Aires.
- Linares, E. y Aparicio, E., 1976. Edades potasio-argón de rocas de las Sierras Pampeanas de San Juan (Sierra de Pie de Palo, Cerro Valdivia y Cerrillos de Barboza), República Argentina. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 1: 495-500. Buenos Aires.
- Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria* 19: 1-628.
- Lister, G.S. y Snoke, A.W., 1984. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6 (6): 617-638.
- López de Luchi, M. G., 1986. Geología y petrología del basamento de la sierra de San Luis al oeste de Tilisarao. "Región del batolito de Renca". Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Buenos Aires, 374 p. (inédito).
- Lottner, U.S. 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 für Geologie und Paläontologie, Teil I, Heft 9/10* : 1269-1281. Munich.
- Llano, J. y Escalante, A., 1979. Petrología de las anfíbolitas de la quebrada del Gato, sierra de Pie de Palo. *Actas 2º Congreso Geológico Chileno*, 39-58.
- Llano, J. y Castro de Machuca, B., 1984. Estudio petrográfico de las metamorfitas de alto grado de la quebrada de Yanzi, sierra de La Huerta, provincia de San Juan. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 243-260. San Carlos de Bariloche.
- Marín G. y Ramos, V.A., 1987. Descripción geológica de la Hoja 20e, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. *Servicio Geológico Nacional* (inédito).
- Martínez, H., 1988. Estudio por difracción de Rayos X de granates de la loma de Las Chacras, Sierra de La Huerta, San Juan. Informe interno Secretaría Minería de la Nación, 5 p. (inédito).
- McDonough, M.R., Ramos, V.A., Isachsen, C.E., Bowring, S.A. y Vujovich, G.I., 1993. Nuevas edades de circones del basamento de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan: sus implicancias para los modelos del supercontinente proterozoico de Rodinia. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 3 : 340-342. Mendoza.
- Mirré, J.C., 1971. Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26 (1): 113-127. Corrigenda en *Revista* 26 (2): 279.
- Moore, B.R. y Dennen, W.H., 1970. A geochemical trend in silicon-aluminum-iron ratios and the classification of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40 (4): 1147-1152.
- Pezzutti, N. y Godeas, M., 1988. Petrografía de la Hoja 20e, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. *Servicio Geológico Nacional*, 40 p. (inédito).
- Ramos, V.A. y Vujovich, G.I., 1993. Laurentia-Gondwana connection: a Southamerican perspective. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, A-232, Boston.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J.M. y Palma, M.A., 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5: 855-880.
- Rapela, C.W., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; An Inner Cordilleran Paleozoic Arc in the Southern Andes. En: Kay, S. y Rapela, C.W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper 241: 77-90. Boulder.
- Rapela, C.W., Coira, B., Toselli, A. y Saavedra, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior en el Sudoeste de Gondwana. En: Gutiérrez Marco, J., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.):

- Paleozoico inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura. 21 : 68. Extremadura.
- Richardson, S.W., Gilbert, M.C. y Bell, P.M., 1969. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *American Journal of Science*, 267 (3): 259-272.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal Geological Society of London*, 133: 191-213.
- Snyder, D.B., Ramos, V.A. y Allmendinger, R.W., 1990. Thick-skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in Western Argentina. *Tectonics*, 9 (4): 773-788.
- Thompson, A.B. y England, P.C., 1984. Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 929-955.
- Thompson, A.B. y Tracy, R.J., 1979. Model systems for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series melting and reactions in the system $\text{CaO-KAlO}_2\text{-NaAlO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 70: 429-438.
- Toselli, A., 1992. El magmatismo del Noroeste argentino. Reseña sistemática e interpretación. Serie Correlación Geológica N°8. Universidad Nacional de Tucumán, 243. Tucumán.
- Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G., Durand, F.R., Rossi de Toselli, J.N., Indri, D., Cisterna, C., Lisiak, H., López, J.P., Saal, A., Esteban, S., 1991a. El Paleozoico Inferior del Sistema de Famatina, Noroeste de Argentina. Resúmenes Expandidos 6° Congreso Geológico Chileno, 1 : 867-871. Santiago.
- Toselli, A., Weber-Diefenbach, K., Rossi de Toselli, J. y Miller, H., 1991b. Interpretación genética de los granitoides del Paleozoico Inferior, cerro Toro y Nuñorco: Sistema de Famatina, Argentina. Resúmenes Expandidos 6° Congreso Geológico Chileno. 1 : 248-252. Santiago.
- Toubes Spinelli, R.O., 1983. Edades potasio-argón de algunas rocas de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 405-411.
- Turner, F.J. y Verhoogen, J., 1963. *Petrología ígnea y metamórfica*. Omega. 726 p. Barcelona.
- Varela, R. y Dalla Salda, L., 1993. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del tercio sur de la sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(3): 271-275.
- Vujovich, G.I., 1987. La facies metamórfica Pan de Azúcar, sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, 7 p. (inédito).
- Vujovich, G.I., 1992a. Estudio petrológico y tectónico del metamorfismo del flanco occidental de la sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 300 p. (inédito).
- Vujovich, G.I., 1992b. Anfibolitas y metabasitas de la loma de Las Chacras, sierra de La Huerta, provincia de San Juan. En: Brodtkorb, M.K. de y Schalamuk, I. (Eds.): *Publicación 1° Jornadas de Mineralogía Petrología y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas*, Universidad Nacional de La Plata, 2: 491-500.
- Vujovich, G., Marin, G., Miller, H. y Ramos, V.A., 1991. Proterozoic metavolcanics from western Sierras Pampeanas Terrane, Argentine. Resúmenes expandidos, *Comunicaciones 5° International Circumpacific Terrane Conference*, 42: 238-239. Santiago.
- Vujovich, G., Miller, H. y Ramos, V.A., 1994 (en prensa). Proterozoic metavolcanics from western Sierras Pampeanas Terrane, Argentine. *Journal of South American Earth Sciences*, volumen 7.
- Winkler, H.G., 1978. *Petrogénesis de rocas metamórficas*. H. Blume. 1-348. Madrid.
- Yardley, B.W., 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Logman Scientific & Technical, 1-248. New York.
- Yoder, H.S. Jr y Tilley, C.E., 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3: 342-532.

Recibido: 4 de marzo, 1993

Aceptado: 8 de octubre, 1994

Geología y geoquímica del Granito Papachacra (¿Carbonífero?), Sierras Pampeanas, Catamarca

José Enrique LAZARTE

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 San Miguel de Tucumán, Argentina

ABSTRACT. *Geology and geochemistry of Papachacra Granite (Carboniferous?), Pampean Ranges, Catamarca.* The Papachacra Granite (Altohuasi and El Portezuelo stocks) crops out in Sierras de Altohuasi-Culampajá and Papachacra, at the northwestern border of Sierras Pampeanas Ranges, near the Puna. Approximate coordinates are 26°55'S - 27°08'S and 66°45'W-67°05'W. Composition is quartz, K feldspar, acid plagioclase, biotite, secondary muscovite and epidote, zircon, apatite, allanite and Fe oxides. Modal composition range from sienite to monzogranites according to three recognized facies. The intrusion began with the Altohuasi Stock (monzo and sienogranites facies I and II) and the major facies of El Portezuelo Stock, following a final intrusion stage of microleucogranites (facies III). Pseudobanded dikes (related with facies I and II), porphyritic rhyolites and microgranite dikes (related with facies III) were intruded too. The rocks are calc-alkaline, peraluminous, very evolved and have a high silica contents with peralkaline trend at last stages of the intrusion. Certain fractionation is inferred early in the process but the high volatile concentration (F,B) interfered the magmatic evolution postponing mainly the K-feldspars crystallization. Yttrium and rubidium contents increase with the increment of alkali contents. All the bodies were emplaced at depths less than 7 km, at about 2 kb and 670°C. The significant alteration stages occurred at the end in the process and consisted of feldspathization, muscovitization-sericitization, albitization, greisenitization with progressive acidification. Gold, tungsten (with Sn), copper-lead-zinc-silver mineralization are associated to this stage. The tectonic setting may be defined as post-tectonic related with an extensional stage. Magma has a possible deep origin with an important later crustal contamination. The age of Papachacra Granite may be upper Carboniferous.

Introducción y métodos

En las sierras de Culampajá y Papachacra (Sierras Pampeanas noroccidentales), cerca del límite con la Puna, el basamento cristalino está caracterizado por ectinitas intruídas por dos tipos de granitoides: un ortogneis de posible edad cámbrica (Fm. Chango Real) y un leucogranito evolucionado posiblemente del Carbonífero (Granito Papachacra, Lazarte 1991).

El Granito Papachacra, que comprende a los stocks de Altohuasi y El Portezuelo (Fig.1), ha sido mencionado en trabajos de índole regional y local. Este trabajo, parte de una tesis doctoral (Lazarte 1991) tiene por objeto caracterizar estas unidades y proponer un modelo petrogenético en base a datos de campo, petrográficos y geoquímicos; lo que constituye un aporte nuevo para una región poco estudiada en este aspecto, cuya ubicación en el borde noroeste de Sierras Pampeanas le da especial relevancia en el estudio de su evolución tecto-magmática.

Geología

Basamento metamórfico (Fm. Loma Corral, Turner 1962)

La Formación Loma Corral está constituida por filitas y esquistos de color gris verdoso, con foliación marcada,

subparalela al plano de estratificación primitivo. Se intercalan las Metabasitas La Cuesta, originadas por metamorfismo de volcanitas de posible extrusión sinsedimentaria y los Mármoles Totorillas, concordantes, originados en el metamorfismo de facies carbonáticas. Hay cornubianitas en contacto con el Granito Papachacra. La edad de esta formación es precámbrica-cámbrica inferior (García *et al.* 1981; Lazarte 1991).

El metamorfismo regional dinamo-térmico es de bajo grado (paragénesis cz-bio-mu) con temperaturas de 400 a 500°C y presiones menores a 5 kb (Lazarte 1991). Hay clorita que representa un metamorfismo retrógrado sobreimpuesto ampliamente distribuido.

Formación Chango Real (Turner 1962)

Esta unidad, de dimensiones batolíticas, es un ortogneis foliado, granítico biotítico; compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, muscovita (secundaria), epidoto, apatito, circón y opacos; con turmalina, rutilo, anfíboles y titanita muy ocasionales. Predominan composiciones granodioríticas y monzograníticas. Esta unidad es pre-tectónica con respecto a un evento deformacional muy importante desarrollado posiblemente entre el Cámbrico y el Carbonífero inferior en el borde noroeste de Sierras Pampeanas.

Químicamente, el ortogneis es de características calcoalcalinas, peraluminosas, con contenidos de ele-

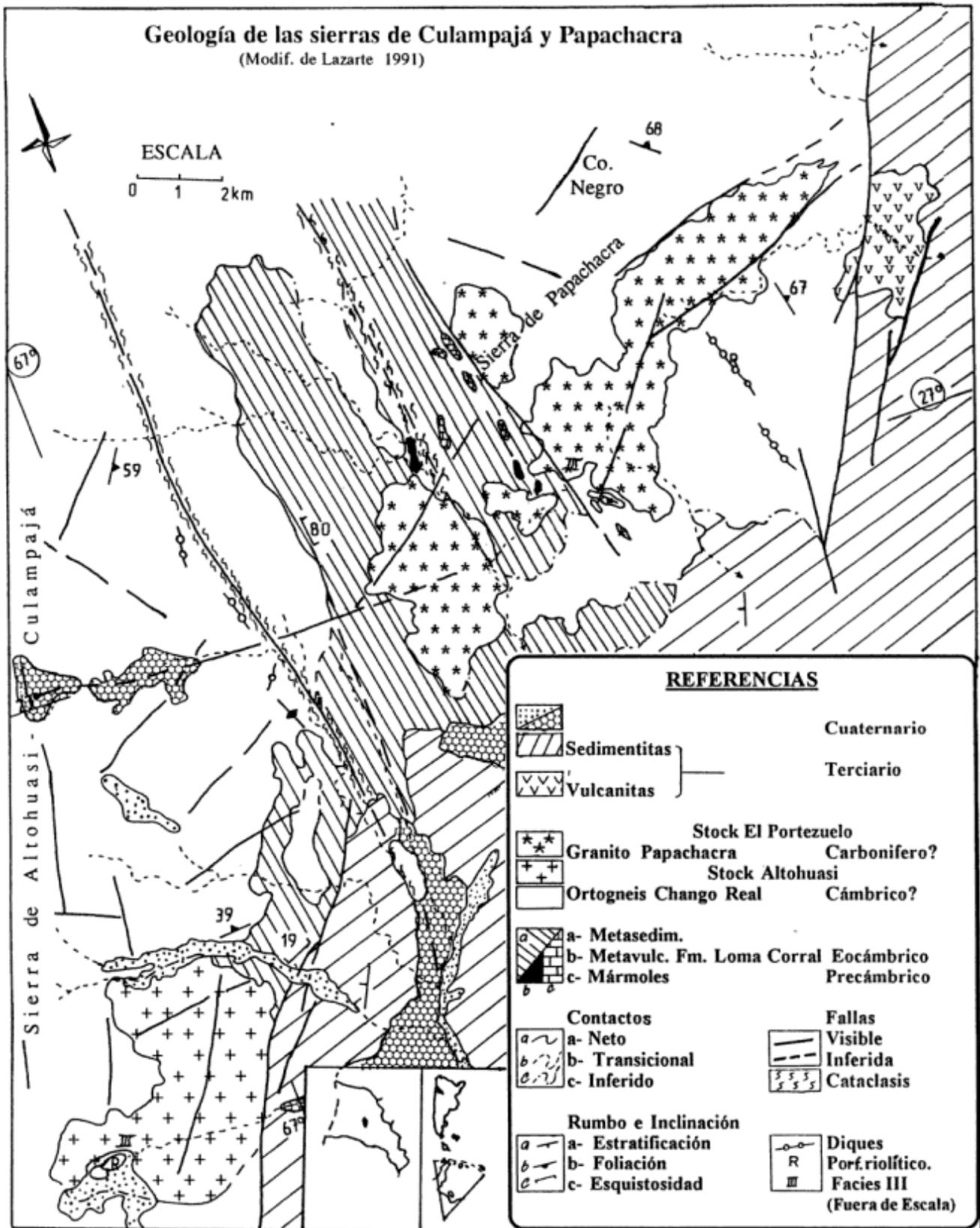


Figura 1: Mapa geológico de las sierras de Altohuasi-Culampajá y Papachacra.

mentos mayores y trazas normales para la corteza. Se lo atribuye a un ambiente de margen de placas convergente con una evolución por cristalización fraccionada, cristalizando en las etapas finales alrededor de los 680°C y a 4 a 3,5 kb de presión. Lazarte (1988, 1992) asigna con reservas, el granito biotítico original, al Cámbrico.

Granito Papachacra (García et al. 1981, Lazarte 1991)

Incluye a todos los cuerpos de características macro y microscópicas similares que intruyen al ortogneis Chango Real. Los principales son los stocks de Altohuasi (en la vertiente oriental de la sierra homónima) y El Portezuelo (entre la localidad de Papachacra y el Alto de la Mina). El stock de El Portezuelo comprende afloramientos dispuestos en dirección ENE-OSO, coincidente con fallas.

Los contactos con el basamento metamórfico (Fm. Loma Corral) y con el Ortogneis Chango Real son de tipo intrusivo, con aporte metasomático sobre el encajante, generándose feldespatos potásico (fenoblastos), turmalina y topacio. No se observaron minerales indicadores de presión y/o temperatura en las cornubianitas.

La roca, sin deformación interna, tiene granularidad variable (0,5 a 5 mm), color rosado, con textura inequigranular y xenomórfica.

Se reconocieron tres facies principales en ambos stocks (Tabla 1) más una subfacie IIa en el stock El Portezuelo. Hay también facies pegmatíticas y de pórfiros riolíticos en menor medida.

La facies II es predominante en ambos stocks. Tiene composición sien y monzogranítica (véase Figs. 2 a y b y Tablas 2 y 3) y ocupa más del 65% en superficie de afloramientos en el stock de Altohuasi y más del 50% en el stock El Portezuelo (sector occidental). En el sector oriental de este cuerpo se reparten cerca del 65% de la superficie las facies II (45) y la subfacies IIa (20). La facies I (periférica) tiene menor desarrollo en el stock de Altohuasi ($\pm 30\%$) y mayor en el sector occidental del stock El Portezuelo ($\pm 40\%$). La facies III, intrusiva, es ampliamente minoritaria con 1-3% del total de superficie aflorante.

En la facies I hay halos limoníticos y oquedades miarolíticas. Se observa alteración moderada a fuerte y, ocasionalmente, foliación paralela a los contactos, schlieren y/o bordes de enfriamiento.

La facies II, principal, es porfiroide (fenocristales de FK y cuarzo), xenomórfica. El feldespato potásico es peritítico, con perfitas de desmezcla y reemplazo. Presenta alteración variable (muscovitización y caolinización). La plagioclasa (oligoclasa sódica predominante) tiene inclusiones de biotita y sericitización como alteración predominante. El circón tiene halo pleocroico y es

Tabla 1: Facies (litología y mineralogía) de los stocks del Granito Papachacra.

Facies	Posic.	Grano	Color	Mineralogía (general)	Observaciones	Clasif. QAP
Al I	P	F-M(2)	R(am)	Cz,FK,Plg,Bio,Mu 2a, circón, apatito, epidoto 2°, monacita c/r, allanita	Bio alter.,cz hialino subhedr. Ortosa y microclino en dos etapas (todas las facies).	Granito (s y m)
Al II	N	G(1)	R	Plg: Olig. sód. (cálc. escasa) y Ab (todas las facies)	Anfiboles cloritizados.	Granito (s y m)
AlIII	Intrus.	F(2)	B(r)		Albita predominante	Monzogranito
Po I	P	F-M(2)	R(am)		Bio alter.,cz hialino,	Monzogranito
Po II	N	G(1)	R			Granito (s y m)
Po IIa	P	G(1)	R int.		FK abund.,cz tardío.	Sienogranito
Po III	Intrus.	F(2)	B(r)		Albita predominante	Monzogranito

Al= Stock Altohuasi; Po= Stock El Portezuelo.
 Posición (Posic.): P=periférica; N=núcleo; Intrus.=intrusiva
 Grano: F=fino; M=mediano; G=grueso. (1)=inequigranular; (2)=equigranular
 Color: R=rosado; B=blanco (tonos entre paréntesis)
 Clasificación: s y m= sien y monzogranitos.

inclusión en biotita y plagioclasa (ocasional). El contacto entre I y II es transicional en el centenar de metros. La subfacies IIa del stock El Portezuelo es producto de alteración feldespática de la facies principal. Aparenta una zonación invertida al predominar plagioclasa en el núcleo y FK en los bordes.

La facies III es un microleucogranito que intruye a I y II.(Fig. 2).

La secuencia general de aparición de los feldespatos sería: (andesina, oligoclasa cálcica?)-oligoclasa-ortosa?-albita (oligoclasa sódica)-microclino-(albita ocasional).

Diques relacionados al Granito Papachacra

Diques micrograníticos: Se emplazan en zona de contacto de la facies III, intruyendo a I y II, en posición NNE a NE, subverticales en el stock de Altohuasi y ONO, 70° en el sector El Portezuelo oriental. Tienen similar textura y mineralogía al stock, aunque con mayor grado de alteración. Espesor: 1,0 a 1,8 metros.

Diques pseudobandeados: Se emplazan en el Ortogneis Chango Real y no tienen una posición estructural definida ya que pueden adaptarse a la estructura de la caja como en el Alto de la Mina o el cerro Negro donde son concordantes a la foliación (NNO, subverticales); o bien aprovechan zonas de cataclasis donde se intruyen discordantes o concordantes, en posición variada. Son leucocráticos, con orientación de micas subparalela a los contactos. Tienen características mixtas entre el ortogneis y los granitos que lo intruyen. Algunos presentan porciones discretas con textura gráfica de FK y cuarzo rodeadas por material félsico con muscovita y topacio, además de turmalina. Espesor: 0,4 a 2,0 metros.

Diques lamprofíricos: Escasos cuerpos, de tipo spessartítico, que se emplazan en el Granito Papachacra sin posición estructural definida. Tienen textura porfírica con fenocristales de feldespatos y máficos con moderada alteración. Predominan plagioclasa, piroxenos y anfíboles. Espesor: 0,1 a 1,7 metros.

Pórfiro riolítico: Ocurre como cuerpo irregular en la sierra de Altohuasi y como diques de gran extensión de rumbo NNO con inclinaciones de 70-80°E en el Alto de la Mina. En ambos casos la caja es la Fm. Chango Real, con efectos térmicos. La roca es de color rosado, porfírica, con fenocristales de cuarzo y feldespatos en pasta microgranular, holocristalina e hipidiomórfica de cuarzo y feldespato potásico, biotita escasa y fluorita ocasional. Por mineralogía se relacionan genéticamente al Granito Papachacra.

Geoquímica

Los métodos químico-analíticos utilizados fueron: fotocolorimetría para SiO_2 y P_2O_5 ; fotometría de llama para Na_2O y K_2O ; absorción atómica para TiO_2 , Fe total como Fe_2O_3 , MnO, MgO, CaO, Al_2O_3 , Rb, Sr y Ba; calcinación para volátiles y fluorescencia de rayos X para Y y Zr. Las técnicas corresponden a García Sánchez y Saavedra Alonso (1983) y Saavedra y Medina (1983). Se escogieron en el campo muestras de 1 a 2 kg según las características de la roca, siguiendo perfiles. Para elementos mayores y oligoelementos, se analizaron 45 muestras (13 del stock de Altohuasi, 27 del stock El Portezuelo y 5 de diques). Para elementos traza (<0,01%) se analizaron 26 muestras principalmente del stock El Portezuelo.

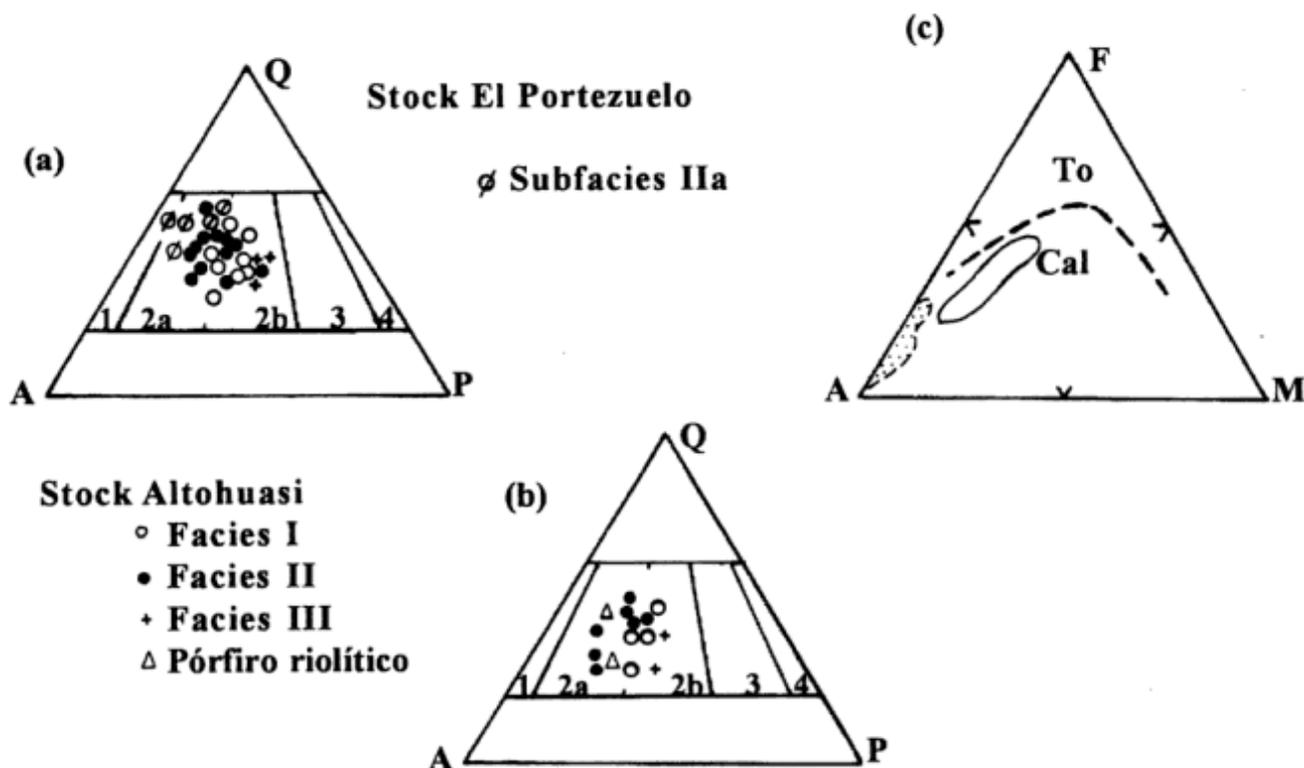


Figura 2: a) Diagrama QAP del stock El Portezuelo. b) Diagrama QAP del stock de Altohuasi. c) Diagrama AFM. A= $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$; F= Fe_2O_3 (total) y M= MgO. Área sombreada corresponde al Granito Papachacra; sin sombreadar corresponde al Ortogneis Chango Real. To= Campo tholeiítico, Cal= Campo calcoalcalino.

Tabla 2: Medias y límites de variación de los valores modales. Stock Altohuasi (n=14)

	Cz.	FK	Plg.	Bio.	Musc	Ap.	Top.	Fluo	Opa
Med.	33,81	38,74	20,96	3,4	1,57	---	---	---	0,9
Lím. var.	43,40-25,00	47,70-28,75	33,55-12,20	6,35-1,30	5,05-0,17	tr.	0,4máx	0,31máx.	4,4tr.

Tabla 3: Medias y límites de variación de los valores modales. Stock El Portezuelo (n=30)

	Cz.	FK	Plg.	Bio.	Musc	Ap.	Top.	Epi	Opa
Med.	39,14	32,27	22,06	3,29	2,52	---	---	---	0,56
Lím. var.	51,29-27,13	41,16-22,71	33,58-3,86	10,9-0,37	7,69-0,27	0,3máx	0,76máx	0,34tr.	2,60máx

Elementos mayores

Se consideran los elementos en proporciones mayores al 1% (mayoritarios *sensu stricto*) y entre 1 y 0,1% (oligoelementos).

Con respecto a la composición (véase Tablas 4 y 5), tanto el stock de El Portezuelo como el Altohuasi tienen medias altas de SiO₂ (74,90 y 73,69% respectivamente) con estrechos márgenes de variación.

Los valores de Fe₂O₃ (hierro total), MgO y CaO son bajos. En el diagrama AFM (Fig. 2c) se pone de manifiesto la composición calcoalcalina.

El contenido de K₂O (entre 4 y 7%) es alto en función de sílice y en el diagrama K₂O vs. Na₂O (Fig. 3a) cae en el campo potásico.

Para el stock de Altohuasi se observa un aumento de K₂O para Na₂O aproximadamente constante entre 2,5 y 3,5%. En el stock El Portezuelo, la subfacies IIa, con importante feldespatización, no tiene el K₂O especialmente alto (4 a 5,3%) por lo que el proceso habría sido predominantemente isoquímico, sin una adición significativa de este óxido. Exceptuando esta subfacies, se observa una relación inversa entre ambos óxidos (disminución de K para aumento de Na). En general, los valores más altos de sodio corresponden a la facies III.

Esto implica que las etapas de enriquecimiento para Na y K fueron diferentes; acaso con más de un pulso para cada uno y con tendencia al enriquecimiento en Na₂O hacia el final, en algunos sectores.

En el diagrama con índices de Shand (1927), Fig. 3b, se observa una tendencia que va desde el campo peraluminoso hacia el peralcalino en concordancia con lo observado al microscopio; con valores de aluminosidad entre 0,92 y 1,68 y de alcalinidad (índice agpaítico) entre 0,56 y 1,03. La facies III de ambos cuerpos presenta en

general, los valores más altos del índice agpaítico (>0,8).

Ambos stocks están fuera de la tendencia calcoalcalina normal, con posición subparalela hacia el extremo de mayor evolución (Fig. 3c).

En cuanto a la Norma C.I.P.W., en el Granito Papachacra el exceso de alúmina es menor que en el ortogneis de la caja, con medias de corindón normativo de 2,47% (Altohuasi) y 2,03% (El Portezuelo), con importante desviación. Los valores altos (>5%) corresponden a sectores periféricos en su gran mayoría y por lo general van acompañados por una mayor proporción de anortita normativa. Sobresalen las facies III con casos extremos que dan acmita normativa o metasilicato de Na por exceso de álcalis. El tenor general es de una peraluminosidad con tendencia a la subsaturación.

El contenido de componentes mayoritarios de los diques micrograníticos es muy semejante al stock El Portezuelo salvo por una mayor proporción de CaO y Na₂O. Es mayor también el contenido de CaO en diques pseudobandeados, lo que concuerda con la idea de "mezcla" con elementos del ortogneis (relictos).

En los diagramas de variación (Fig. 4), SiO₂ presenta cierta tendencia ascendente (correlación positiva con el índice de Larsen) pero con bastante dispersión. El stock de Altohuasi tiene una trayectoria mejor definida, acaso por menor acción de componentes volátiles.

Para TiO₂, Fe₂O₃ (Fe total) y CaO hay tendencias ligeramente decrecientes (correlación negativa), acordes con una evolución normal de la cristalización; similar aunque con menor definición para MgO. Para estos óxidos se cumple que las muestras con valores más bajos (más evolucionadas) pertenecen a las facies III, al pórfiro riolítico o a las facies II.

Los álcalis tienen una configuración dispersa que no responde a procesos de cristalización fraccionada o en

Tabla 4: Análisis químicos Granito Papachaera (Stock Altohuasi)

	321	322	452	135	141	144	145	146	147	148	152	153	159
SiO ₂	73,00	74,20	74,25	73,00	71,50	69,50	73,00	74,50	74,00	74,00	73,50	75,50	78,00
Al ₂ O ₃	15,87	14,84	12,53	4,49	17,63	17,83	12,82	12,62	14,64	12,02	13,40	12,02	12,02
Fe ₂ O ₃	0,77	0,50	0,82	0,53	0,40	1,06	0,66	0,80	0,66	0,40	0,53	0,53	0,53
FeO	1,03	0,68	1,12	0,72	0,54	1,44	0,89	1,08	0,89	0,54	0,72	0,72	0,72
TiO ₂	0,14	0,10	0,23	0,10	0,06	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,09	0,32
MnO	0,06	0,08	0,10	0,07	0,07	0,17	0,05	0,03	0,07	0,08	0,07	0,07	0,04
MgO	0,16	0,08	0,31	1,00	0,29	0,35	0,58	0,87	0,20	0,58	0,29	0,29	0,31
CaO	0,95	0,45	0,79	0,68	0,37	0,91	0,48	0,82	0,40	0,31	0,40	0,34	0,48
Na ₂ O	2,60	3,50	3,00	2,85	2,90	2,60	2,80	2,80	2,50	2,70	3,65	3,65	3,40
K ₂ O	5,05	4,00	5,40	5,00	4,90	5,50	7,00	6,10	4,80	7,00	5,70	5,90	4,00
P ₂ O ₅	0,10	0,04	0,18	0,10	0,02	0,04	0,04	0,02	0,06	0,20	0,00	0,14	0,02
vol.	0,45	0,52	0,55	0,40	0,69	1,23	0,83	0,76	1,40	1,21	0,63	0,44	0,59
Total	100,28	99,06	99,40	99,01	99,42	100,89	99,35	100,62	99,83	99,20	99,07	99,76	100,50
Rb		584	278										
Sr		14	67										
Ba		-50	75										
Y		71	40										
Zr		77	224										
Sn		-10	-10										

equilibrio. En K₂O la dispersión indica que los procesos de alteración ocurren al final de la evolución.

El Al₂O₃ no configura una tendencia definida aunque para el stock de Altohuasi se podría considerar decreciente.

El P₂O₅ se comporta de manera análoga a los álcalis, como si participara en la etapa post magmática o deutérica.

Elementos traza

Se observan altos en los contenidos de rubidio e itrio, con bajos contenidos relativos de estroncio (Tablas 4 y 5). Para zirconio hay contenidos similares con el ortogneis encajante.

En elementos formadores de mena, el stock El Portezuelo tiene un contenido medio de wolframio de 9,5 p.p.m., tomando para muestras por debajo del límite de sensibilidad del análisis (15 p.p.m.), la mitad del valor medio para rocas ígneas ácidas (2 p.p.m. seg. Taylor 1966 en Reedman 1979); por lo que se considera como contenido anómalo de este metal, dato extrapolable al stock de Altohuasi. Sólo una muestra del stock El Portezuelo da contenido anómalo de Sn de 50 p.p.m.

Ninguno de los elementos traza analizados da una configuración definida en diagramas de variación sea con índice de Larsen o en los tipo Harker, salvo Sr y Zr que presentan una configuración decreciente mal definida respecto a sílice.

El rubidio reemplaza al potasio en feldespatos y micas. Hay un enriquecimiento de Rb independiente de K según el diagrama K vs. Rb (Fig. 5a) concordante con la "tendencia pegmatita" de Shaw (1968) que se atribuye a

la acción de fases acuosas ricas en volátiles. Los mayores contenidos en Rb corresponden a la facies III y los menores a sectores poco evolucionados o periféricos.

La relación K/Rb en rocas ígneas comunes para la corteza varía entre 115 y 460 (X=229; Erlank 1968) ó 150 y 300 (Taylor 1965), (ambos en Rapela 1976). El encajante tiene valores normales. El Stock El Portezuelo tiene una media de 74,5; variando entre 225 (zona periférica) y 34 (facies III).

En el diagrama K/Rb-Rb (Fig. 5b) se configura una curva bien definida con muestras de las facies de intrusión final en el extremo inferior más evolucionado.

Para estroncio, los contenidos más altos están en muestras de zonas periféricas de ambos stocks. Se comprueba una relación inversa entre Rb y Sr. Las rocas más evolucionadas, con altos contenidos de Rb, se ubican en la zona de mayor dispersión (Fig. 5c). Las zona menos evolucionadas son sectores periféricos de los cuerpos (facies I y IIa).

El diagrama de la figura 5d muestra, salvo excepciones, correlación negativa de Y respecto a Ca, especialmente para muestras de la facies II (principal). Algunas zonas periféricas del stock El Portezuelo dan alto contenido de Y y la facies III tiene marcada dispersión por lo que se infiere que, además de reemplazar al Ca, este elemento se concentró en soluciones póstumas. Los diques micrograníticos siguen la tendencia del stock El Portezuelo, mientras que los pseudobandeados tienen una clara deficiencia de itrio.

El zirconio es un elemento "inmóvil" que pasa a la fase cristalina en etapas tempranas de la evolución magmática granítica; al igual que el Ti y si bien autores como Teale y Lottermoser (1987) consideran que este

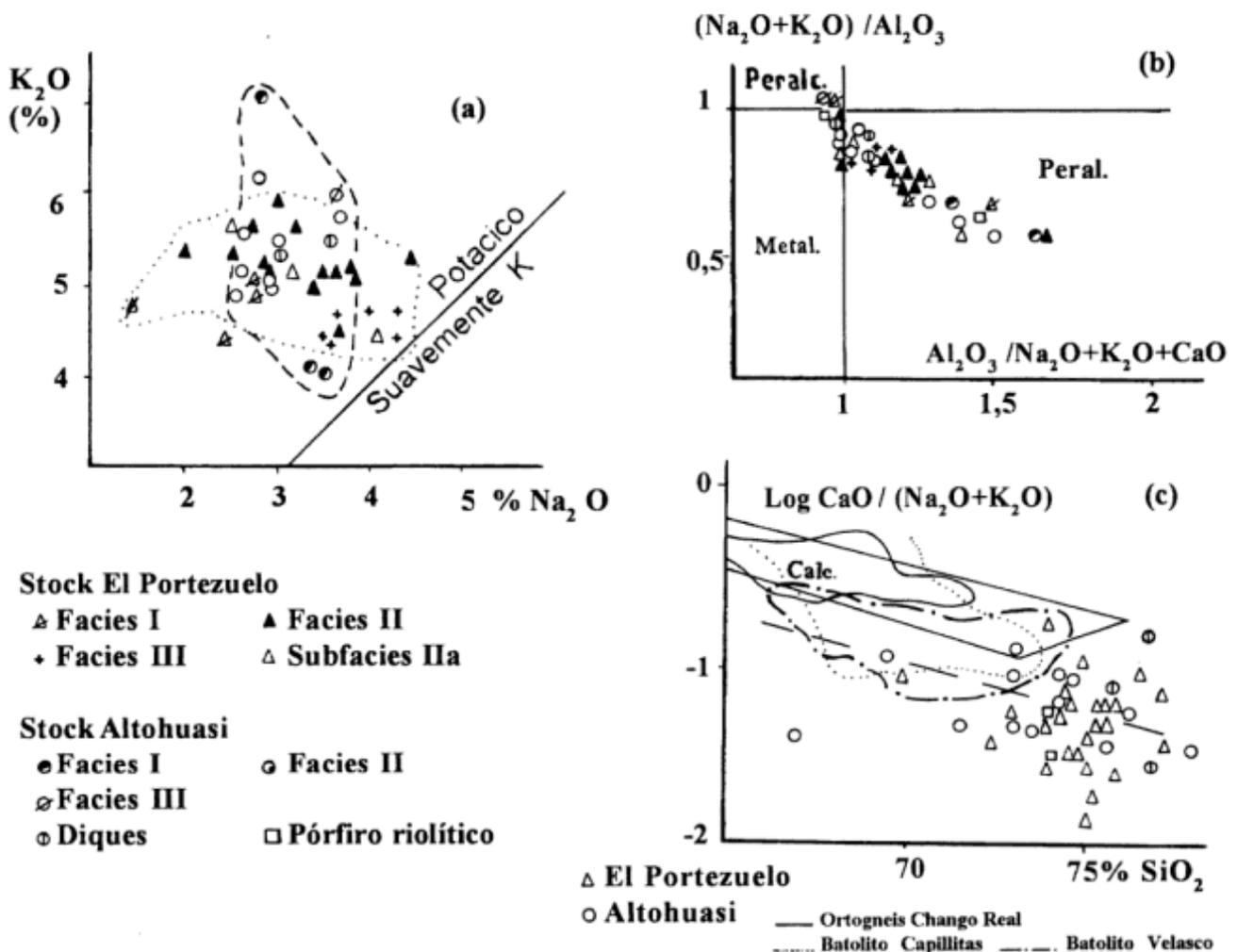
último puede ser redistribuido por soluciones póstumas, en los diagramas utilizados no hay indicios claros de este comportamiento salvo pocas muestras que se separan de la tendencia general, en función de sílice. En el diagrama TiO_2 -Zr (Fig.5e) hay una tendencia decreciente para ambos valores, con pocas muestras que se separan de la tendencia general. La posibilidad de dos generaciones de circones (stock El Portezuelo) podría interferir en la lectura del diagrama. Las tendencias del mencionado cuerpo señalan a la facies III como la más evolucionada. Todos los diques se ajustan a la tendencia general, siendo los pseudobandeados los más empobrecidos en ambos elementos.

Ambiente tectónico

Se consideran modelos basados en elementos mayores y traza.

En el modelo de Batchelor y Bowden (1985), el efecto de los volátiles en la cristalización del magma sólo permite observar una tendencia al mínimo de fusión entre los campos de "granitos subalcalinos" (o tardío orogénicos) y de "granitos alcalinos-peralcalinos" (o anorogénicos).

La utilización de los diagramas de Maniar y Piccoli (1989) no siempre es posible ya que no se produce discriminación en función de alúmina ni en el diagrama ACF modificado (en este caso por los bajos contenidos de los elementos intervinientes). Se puede, sin embargo, apreciar alguna discriminación en función de TiO_2 que asigna el Granito Papachacra al grupo de granitos de levantamiento epirogénico continental (CEUG) como más probable, si bien sólo como contrapartida de los relacionados a rift (RRG). Por otra parte, en el diagrama AFM modificado (Fig. 6a), la coincidencia es con el grupo III (POG) de granitos post-orogénicos y, en menor medi-



da, con el grupo I (IAG+CAG+CCG) de granitos de arcos islándicos, continentales y de colisión respectivamente; discriminando a los CEUG. Las coincidencias con el grupo I, a su vez, choca con los valores de los índices de Shand que descartan la mayor parte, salvo los granitos colisionales que difieren en composición modal (sólo facies monzograníticas) e índices de Shand (exclusivamente peraluminosos, según Maniar y Piccoli 1989).

En elementos traza, los altos contenidos de Rb y especialmente Y, ubican a estos granitos, de acuerdo al modelo de Brown *et al.* (1984), como intrusiones de arco maduro (tipo intraplaca), diferentes de los "inmaduros", de la zona próxima a la fosa (arcos de islas y continentales primitivos) y de los "normales", calcoalcalinos, hacia el continente. En el diagrama Rb/Zr - Y (fig.6b) se

observa que el Granito Papachacra tiene mayor "madurez" respecto al Ortogneis Chango Real y a los granitoides ordovícicos de Capillitas y Velasco, siendo las facies micrograníticas las que se sitúan en el extremo de la tendencia. Los diagramas clásicos para obtener el índice de Peacock dan tendencias subparalelas que los tornan inútiles en estos granitos. Sin embargo, en el diagrama de la figura 3c, modificado por Weaver *et al.* (1990); se obtiene un índice alcalino-cálcico para el stock de Altohuasi (54) y alcalino para el stock El Portezuelo (49).

En los diagramas de Pearce *et al.* (1984) se observa que, para Y vs. sílice (Fig. 7b), el Granito Papachacra se corresponde con granitos de intraplaca y de dorsal oceánica (WPG+ORG). En el diagrama Rb vs. sílice (Fig. 7a), coincide con granitos de intraplaca y de sincolisión

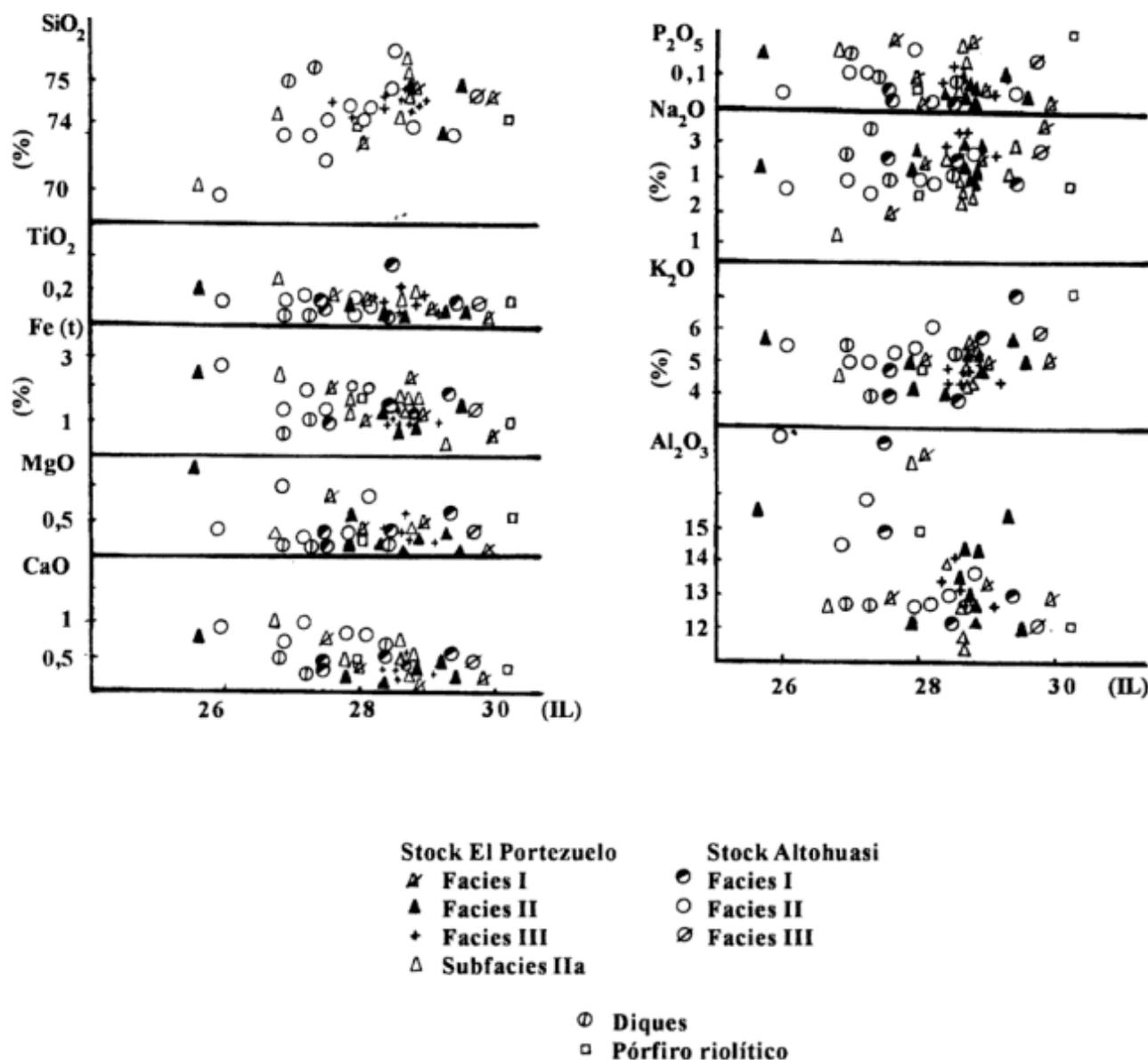


Figura 4: Diagramas de variación. IL= Índice de Larsen ($1/3\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} / (\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO})$).

Tabla 5: Análisis químicos Granito Papachacra

Stock El Portezuelo-occidental																	
	20	22	24	68	69	71	79	469	105	106	107	108	109	111	124	128	129
SiO ₂	74,89	75,46	75,20	75,14	75,74	77,41	75,12	74,50	74,75	72,50	73,00	75,00	74,50	74,00	74,00	75,00	70,00
Al ₂ O ₃	13,44	14,13	3,10	13,79	12,76	12,64	13,26	13,50	12,52	17,03	15,24	14,24	12,52	16,90	12,32	12,82	15,39
Fe total	1,02	0,87	1,23	1,22	1,14	1,03	1,24	1,30	2,32	0,99	0,33	0,99	0,99	1,32	1,65	1,99	2,32
Fe ₂ O ₃	0,41	0,35	0,49	0,49	0,46	0,41	0,50	0,52	0,93	0,40	0,13	0,40	0,40	0,53	0,66	0,80	0,93
FeO	0,55	0,47	0,67	0,66	0,62	0,56	0,67	0,70	1,26	0,54	0,18	0,54	0,54	0,72	0,89	1,08	1,26
TiO ₂	0,09	0,04	0,05	0,09	0,08	0,05	0,07	0,16	0,11	0,11	0,07	0,11	0,08	0,09	0,09	0,13	0,17
MnO	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,02	0,02	0,01	0,05	0,05	0,08	0,07	0,13	0,16
MgO	0,38	0,21	0,07	0,17	0,19	0,19	0,40	0,31	0,29	0,29	0,29	0,31	0,60	0,15	0,58	0,87	1,25
CaO	0,28	0,21	0,33	0,21	0,45	0,26	0,11	0,46	0,17	0,28	0,43	0,28	0,59	0,20	0,42	0,74	0,76
Na ₂ O	3,92	4,25	3,64	3,54	4,25	3,53	3,47	2,54	2,70	3,40	3,00	3,80	2,50	3,05	3,65	2,00	3,20
K ₂ O	4,64	4,33	4,62	4,38	4,66	4,36	5,08	5,29	5,55	5,00	5,85	5,00	5,60	4,30	5,15	5,30	5,60
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,12	0,05	0,04	0,04	0,04	0,10	0,06	0,02	0,10	0,02	0,19	-	0,08	0,21	0,16
volat.	0,61	0,53	0,76	0,85	0,52	0,54	0,35	0,87	0,60	1,14	0,75	0,87	1,48	0,73	1,21	1,67	0,64
Total	99,38	100,10	99,18	99,50	99,88	100,11	99,20	99,09	99,09	100,78	99,07	100,67	99,10	100,82	100,86	100,86	99,65
Rb	760	770	785	1070	1020	1025	1060	746	669		509	433	207				
Sr	36	45	30	30	30	30	36	24	24		40	24	83				
Ba	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50		-50	-50	197				
Y	67	74	95	170	145	145	87	113	105		76	99	51				
Zr	110	50	112	115	80	80	106	142	139		235	153	54				
Sn	-10	-10	-10	-10	-10	-10	50	-10	-10		-10	-10	-10				
W	15	20	15	16	17	15	-15										
Pb	26	22	22	22	32	25	16										
Cu	13	15	23	15	13	30	16										
Zn	-10	-10	10	-10	-10	-10	-10										

Stock El Portezuelo-oriental											Rocas de dique		
	7	12	23	53	57	a60	b60	b66	70	81	18	36	61
SiO ₂	76,53	75,72	74,43	77,33	75,38	74,02	75,55	75,92	75,98	75,39	76,92	75,63	76,02
Al ₂ O ₃	11,58	12,28	14,20	11,41	12,80	12,50	12,50	12,64	12,01	13,23	12,60	12,84	12,62
Fe total	1,60	1,44	1,28	1,61	0,54	2,29	1,56	0,81	1,28	1,28	1,05	1,20	0,59
Fe ₂ O ₃	0,64	0,58	0,51	0,64	0,22	0,92	0,62	0,32	0,51	0,51	0,42	0,48	0,24
FeO	0,87	0,78	0,69	0,87	0,29	1,24	0,84	0,44	0,69	0,69	0,57	0,65	0,32
TiO ₂	0,14	0,12	0,10	0,10	0,03	0,23	0,12	0,01	0,06	0,12	0,02	0,06	0,04
MnO	0,06	0,07	0,09	0,09	0,01	0,63	0,09	0,09	0,03	0,06	0,03	0,03	0,02
MgO	0,29	0,29	0,24	0,17	0,03	0,27	0,27	0,13	0,04	0,24	0,06	0,16	0,08
CaO	0,71	0,48	0,48	0,46	0,18	0,98	0,48	0,47	0,21	0,33	0,22	0,62	0,51
Na ₂ O	2,75	2,90	3,12	2,46	4,40	1,29	2,84	4,02	3,76	2,75	4,33	3,05	3,61
K ₂ O	5,01	5,15	5,15	4,38	5,26	4,62	5,24	4,37	5,16	4,84	3,96	5,27	5,45
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,13	0,18	0,01	0,17	0,06	0,04	0,03	0,04	0,09	0,09	0,16
volat.	0,70	0,66	0,79	0,91	0,70	2,33	0,64	0,68	0,57	0,78	0,80	0,97	0,72
Total	99,42	99,16	100,01	99,10	99,34	99,33	99,35	99,18	99,13	99,06	100,08	99,92	99,82
Rb	450	485	640	380	720	325	485	520	840	680	600	200	325
Sr	47	48	48	37	38	123	40	36	30	35	40	51	57
Ba	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50	-50
Y	76	65	95	60	85	61	80	73	145	130	145	17	15
Zr	172	135	160	135	94	135	150	64	110	136	94	57	-50
Sn	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
W	-15	15	15	15	-15	16	15	-15	15	-15	-15	15	480
Pb	25	17	21	27	20	26	24	33	26	21	19	15	17
Cu	12	16	22	16	15	13	13	15	10	13	16	25	16
Zn	-10	-10	-10	-10	-10	75	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10

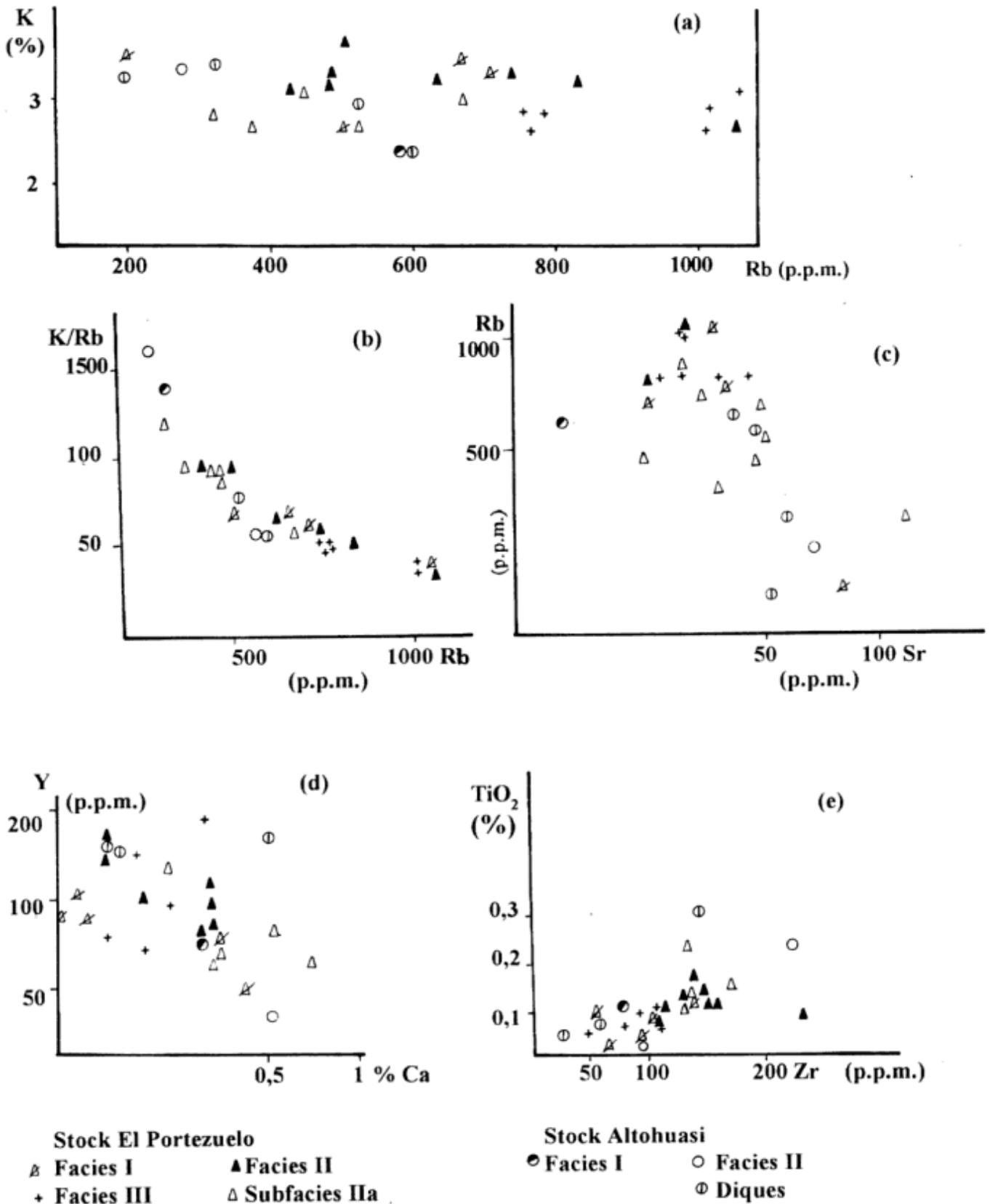


Figura 5: a) Diagrama K-Rb. b) Diagrama K/Rb-Rb. c) Diagrama Rb-Sr (ambos elementos en escala logarítmica). d) Diagrama Y-Ca. e) Diagrama TiO₂-Zr.

(WPG+COLG). Considerando las pocas muestras que cuentan con análisis de Nb (Fig. 7c), hay coincidencias para el campo de sincolisión y de intraplaca (COLG+WPG). Tomando los mismos datos con Nb en función de Y, el Granito Papachacra cae en el campo WPG. Sin embargo, según la propuesta de Harris *et al.* (1986), por la relación Rb/Zr (valores entre 1 y 10), sería clasificable como de sin-colisión. Los mismos autores indican una relación K/Rb=150 para granitos colisionales, la que resulta alta para el Papachacra.

De acuerdo a las características apuntadas más arriba, el Granito Papachacra sería de tipo post-orogénico, de arco maduro. Las coincidencias con los granitos de intraplaca, especialmente en lo que hace al contenido de Y, no tienen peso suficiente y deben ser revisadas teniendo en cuenta las características subalcalinas de este cuerpo. No se descarta, sin embargo, un proceso de contaminación, en proporción considerable, con otros componentes; aún con las reservas que imponen los diagramas utilizados. Las tendencias al campo de granitos colisionales no tienen, hasta ahora, sustento geológico en la región.

Alteraciones como la sericitización pueden producir, según Pearce *et al.* (1984) enriquecimiento en Rb, alterando los resultados; si bien, en este caso, la riqueza en Rb se da aún en muestras donde no se observan alteraciones de este tipo.

Correlaciones

En el batolito de Capillitas (González Bonorino 1950, 1972; Aceñolaza y Toselli 1981), que podría hacerse

extensivo a los granitoides aflorantes entre el faldeo occidental del Aconquija y la sierra de Hualfín hasta el extremo de las sierras de Fiambalá, Vinquis y Zapata; se citan cuerpos intrusivos de tipo evolucionado como el Plutón de Los Ratones (Arrospide 1980) o los granitos orbiculares de Velasco (Linares y Quartino 1978).

Es frecuente que dichos cuerpos se encuentren en contacto, o cerca de, ortogneises biotíticos. Tal es el caso de la sierra de Fiambalá, donde aflora el Ortogneis de La Puntilla en el extremo sur; el Cordón de los Colorados donde aflora una asociación de "granitognésico" biotítico intruído por leucogranitos (Guidi y Capuccino 1987). Hacia el norte, Navarro García (1984), cita afloramientos de la Formación Papachacra (sic) al E de la sierra de Laguna Blanca y de Suri Ara, en ambiente de la Formación Chango Real (ortogneis).

Como se ve, esta asociación ortogneis-granito evolucionado está ampliamente extendida en la región y habría tenido gran importancia en la evolución de las Sierras Pampeanas.

Los ortogneises representarían un primer evento (Cámbrico), al que intruyen granitoides de un segundo evento (Ordovícico- Silúrico).

El Granito Papachacra representaría el tercer evento magmático paleozoico (Lazarte 1991), separándose claramente de los anteriores según las relaciones K/Rb y Rb/Sr (Figs. 8a y b) y en el diagrama de tendencia calcoalcalina; situándose en una posición extrema de mayor evolución respecto de los granitos de Velasco y Capillitas (intermedios) y el Ortogneis Chango Real (el más primitivo). También por el contenido de Y se separa claramente según se aprecia en la figura 6b. Si se

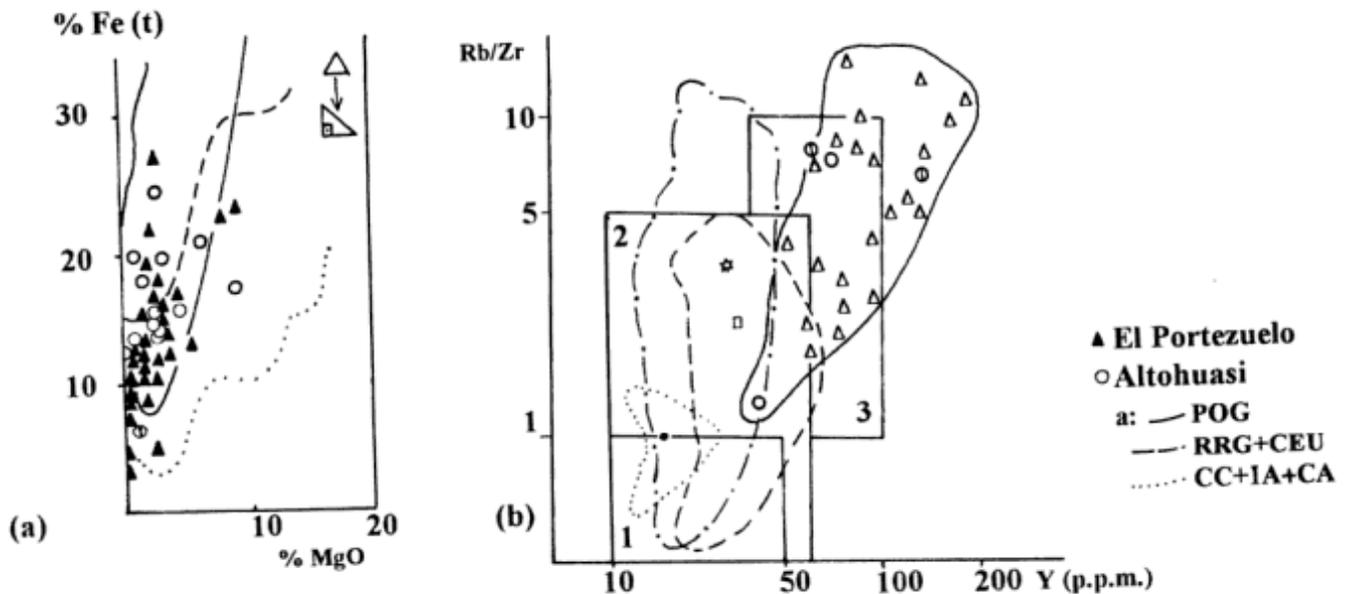


Figura 6: a) Diagrama de Maniar y Piccoli (1989) AFM modificado. POG=Granitos postorogénicos; RRG: Granitos relacionados a rift; CEU: Granitos de levantamientos epirogénicos continentales; CC: Granitos relacionados a colisión continental; Granitos de arcos islándicos; CA: Granitos de arcos continentales. b) Diagrama de Brown *et al.* (1984) 1=Granitoides de arco inmaduro o primitivo; 2=Granitoides de arcos normales; 3=Granitoides de arcos maduros.

consideran las medias, esta tendencia es notablemente lineal, en el sentido de mayor grado de evolución.

De acuerdo a lo expuesto, el Granito Papachacra es correlacionable con los granitoides que intruyen a los ortogneises y granitos ordovícicos sin deformación, como las etapas micrograníticas de Capillitas, Plutón Los Ratones, Granito Quimivil de la sierra de Zapata, etc.

Discusión

La única datación disponible del Granito Papachacra (Cretácico, García *et al.* 1981) resulta dudosa.

Atendiendo a las correlaciones, el rango de edades a considerar, a priori, es Devónico-Carbonífero (fase Somuncúrica del ciclo Variscico o fase Malimánica del Precordillerano). Existe magmatismo de edad Carbonífero representado desde Cafayate hasta Velasco (Granito Cerro Amarillo: 296 ± 42 Ma; facies aplítica sienogranítica de Capillitas: 318 ± 5 Ma; Velasco: 332 ± 16 Ma; todos con isócronas Rb-Sr, Rapela *et al.* 1982); ya considerado por otros autores (Rapela *et al.* 1990; Grissom 1991; Lazarte 1991), que mencionan tres ciclos en el Paleozoico de Sierras Pampeanas: Cámbrico, Ordovícico-Silúrico y Devónico-Carbonífero. Gorustovich y Guidi (1993) discriminan estos tres eventos en base a la respuesta radioactiva de los diferentes tipos de granitos y los contenidos de U y Th.

En el Plutón de Los Ratones, Arrospeide (1980) data diques básicos que lo intruyen entre 330 y 302 ± 15 Ma, asignando al granito edad carbónica. Grissom (1991) data este cuerpo en 325 Ma por el método U-Pb.

También puede usarse para acotar edades la actividad de los lineamientos de Vicuña Pampa y Corral Quemado, que habrían tenido sus últimos movimientos significativos en el Carbonífero inferior, según dataciones en las fajas de milonitización (Lazarte 1991). Dado que la milonitización no afecta al Granito Papachacra, es posible que, dentro del rango Devónico-Carbonífero, la edad carbonífera superior sea la más plausible.

Sobre el origen del magma, ciertos caracteres geoquímicos de los stocks de Papachacra (peraluminosidad y subalcalinidad), indicarían una fuente cortical. Sin embargo, presentan una alcalinidad relativa (que se manifiesta en la riqueza en feldespatos de K y Na, y valores de los índices de Shand pero no respecto al contenido de sílice) que los identifica con los granitos post-orogénicos (Harris *et al.* 1986 y Maniar y Piccoli 1989) o los anorogénicos, de tipo alcalino o peralcalino (Batchelor y Bowden 1985).

No se observaron hasta el momento minerales característicos como egrina, riebeckita, etc.; si bien no se descarta que pueda ocurrir entre los anfíboles cloritizados del stock de Altohuasi. Autores como Rapela (1982) o Huges (1982, en Teale y Lottermoser 1987) consideran un índice agpaítico >1 como rasgo de alcalinidad (además de la presencia de minerales índices).

Los elementos traza podrían indicar un origen no cortical ya que, en parte, dan características de intraplaca o arco maduro según los modelos utilizados; además, el contenido de Y (entre 190 y 51 p.p.m., $X = 91,65$) es sensiblemente mayor al promedio cortical (40 p.p.m. Mason 1968, en Reedman 1979). La otra posibilidad sugerida por los diagramas de Pearce *et al.* (1984) de granitos de sin-colisión está directamente relacionada a la riqueza de Rb si bien éste resulta mayor de lo normal aún para este grupo. El esquema geológico actual de la región no apoya esta idea si bien no deja de ser significativa y no debe descartarse hasta tanto se disponga de más datos.

Por otra parte, se descarta un posible origen por anatexis del ortogneis, sugerido por la asociación

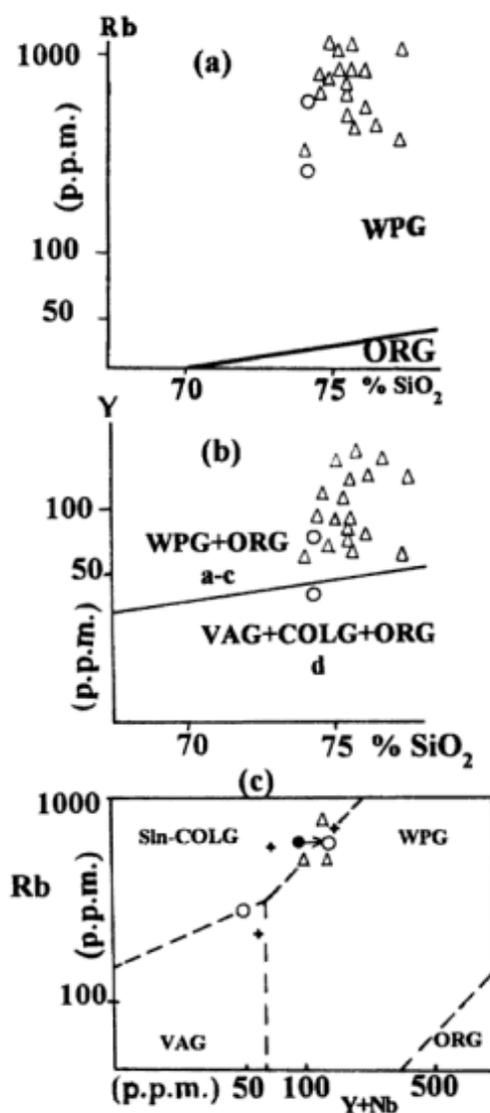


Figura 7: Diagramas de Pearce *et al.* (1984). a) Rb-SiO₂; b) Y-SiO₂; c) Rb-Y+Nb. WPG=Granitoides de intraplaca; ORG=Granitoides de dorsal oceánica; VAG=Granitoides de arco volcánico; COLG, SinCOLG=Granitoides de colisión.

ortogneis-granito evolucionado que se observa frecuentemente; ya que la biotita y el circón del Granito Papachacra tienen características diferentes que en el encajante (Lazarte 1991). La fusión casi total que esto implica tendría como resultado valores similares de las relaciones K/Rb y Rb/Sr, cosa que no ocurre.

Wyllie (1988) propone un origen cortical para todos los granitoides, salvo en el ambiente de intraplaca, donde acepta la posibilidad de un aporte profundo de magma básico. Hildreth (1981) aporta evidencias importantes (p.ej. isótopos de He) para sostener su tesis de magmatismo originado en el manto por aporte de magma basáltico.

Si bien no hay suficientes datos del Granito Papachacra (p.ej. relación isotópica inicial) para afirmar un origen determinado, al descartarse la refusión del ortogneis, la peraluminosidad que presenta no asegura un origen cortical (a profundidades medianas o someras) sino que es posible una fuente de mayor profundidad, cortical o no, coherente con el contenido de elementos traza, en un ambiente de distensión tectónica.

Los escasos y pequeños xenolitos encontrados hacen descartar, en principio, el *stopping* como principal mecanismo de ascenso del magma. Considerando la foliación y deformación cerca del contacto y paralelas al mismo, tal como se observa en el stock El Portezuelo, es posible una intrusión por diapirismo, en parte forzada.

La presencia, en casi todos los cuerpos, de una facies fina en la periferia, indicaría intrusión en caliente con bordes de enfriamiento no desarrollados de manera uniforme. En algunos sectores dicho enfriamiento fue rápido, "congelando" el contacto; en otros habría sido más lento, permitiendo la percolación de soluciones póstumas. El caso extremo se observa en el sector oriental del stock El Portezuelo donde un autometasomatismo potásico enmascaró dicho borde, generándose la subfacies IIa como una falsa zonación invertida.

Varios rasgos texturales como ser diques con textura gráfica, oquedades miarolíticas en las facies periféricas, sugieren para estos cuerpos una cristalización a baja presión. La temperatura según el índice de diferenciación sería de aproximadamente 680°C. Sin embargo, la presencia de minerales de flúor (topacio y fluorita) y boro (turmalina), volátiles, de acuerdo a Manning (1981 y 1982) y Pichavant (1981), producen descenso de la temperatura de cristalización de un fundido.

En el sistema Q-Ab-Or-An-H₂O el Granito Papachacra tiene valores muy bajos de $\bar{A}n$ situándose todas las muestras por debajo de la superficie cotéctica, en el campo de los feldspatos alcalinos, lo que permite, según Winkler (1978), tomar los valores de la isoterma (<680°C para la media del Granito Papachacra).

La virtual ausencia de muscovita primaria se relaciona a la presencia de topacio. La cristalización de este mineral supone una saturación del medio en flúor que evita la de muscovita primaria salvo raras excepciones,

situándose el equilibrio en el miembro de la derecha de la ecuación: $\mu + q \approx FK + SA + tp + H_2O$ (Barton 1982).

De este modo, considerando el desplazamiento del sólido y la curva de estabilidad de muscovita en presencia de topacio, el Granito Papachacra debió haber cristalizado a presiones menores a 2kb y temperaturas por debajo de 670°C, al menos en la segunda mitad del proceso. Es posible la aparición de minerales tardíos hasta unos 450°C. La presencia de allanita acota la temperatura máxima en 763°C (Hildreth 1981).

La riqueza en flúor tendría origen magmático ya que el topacio se encuentra en casi todas las facies de los distintos cuerpos creciendo en frecuencia desde el stock de Altohuasi al sector oriental del stock El Portezuelo, advirtiéndose intrusiones de diferente tipo (p.ej. diques micrograníticos) que atraviesan zonas con topacio; similar a lo que se observa en granitos del sudoeste de Inglaterra (Alderton y Moore 1981; Manning y Exley 1984).

El efecto de los volátiles como F y B se evidencia en la ausencia de configuraciones lineales en la distribución de los elementos como K, Na, Rb, etc. Ello hace imposible

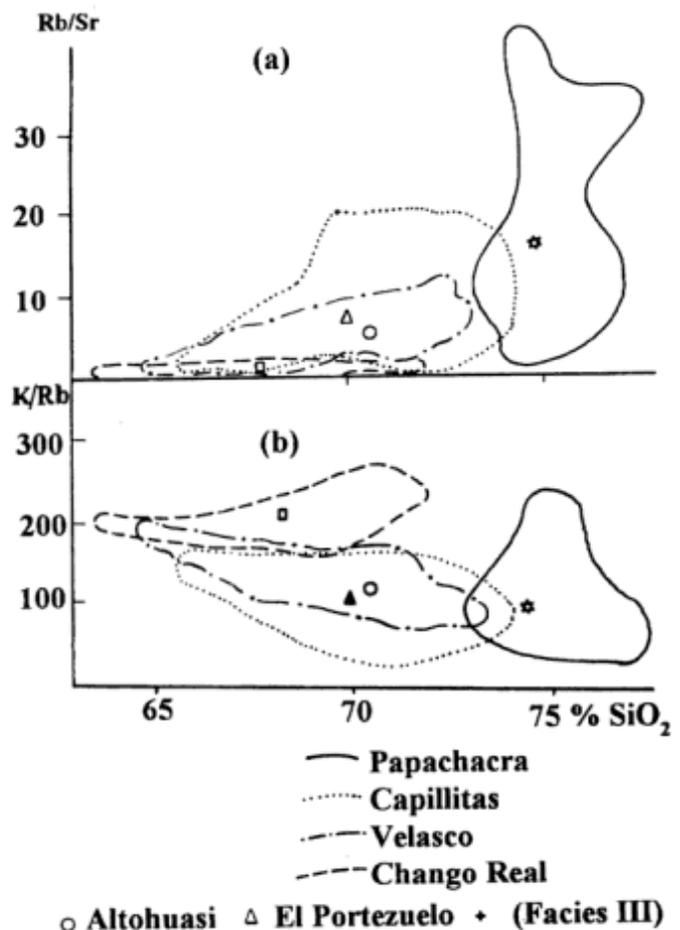


Figura 8: Diagramas de relaciones K/Rb y Rb/Sr comparativos. Los símbolos corresponden a las medias de las poblaciones de cada campo. (Con datos de Rapela y Heamann 1982).

una lectura de secuencia de cristalización normal y sólo se puede señalar un enriquecimiento en álcalis, Rb e Y; con empobrecimiento en Sr, especialmente hacia la facies III del stock de El Portezuelo. Los fluidos remanentes, en condiciones subsolvus, pueden redistribuir elementos tales como Na, Ca, K, Fe, Si, Ti, Mg, etc. (Teale y Lottermoser 1987) pero para el Granito Papachacra sólo se constata para los álcalis y, en menor medida, para Mg y Fe.

Un problema importante es el contenido de agua ya que, junto a rasgos que implican pobreza del fluido en el magma (p.ej. facies de pórfiros riolíticos) existen indicadores de riqueza de agua y otros fluidos (saturación en alúmina, presencia de micas y dos feldespatos, rasgos texturales como macla en tablero de ajedrez, etc.). Además, para la migración de volátiles sería necesaria la presencia de agua (Hildreth 1981), que podría haber sido más acentuada en la etapa de cristalización de las facies III, aparentemente enriquecidas en volátiles.

Es posible que se dieran diferentes etapas de intrusión con variado contenido de agua y/o migración de volátiles hacia niveles superiores hasta quedar atrapados en las irregularidades del techo de la cámara. Al respecto se observa, en la zona subcentral del cuerpo de Altohuasi, una subfacies marcadamente porfírica, originada posiblemente por caídas de presión o pérdidas de volátiles en zona de techo que hizo cristalizar rápidamente el fundido en el que estaban suspendidos cristales de feldespato alcalino.

De este modo, los posibles procesos que condujeron a diferentes etapas y/o grados de saturación de agua del Granito Papachacra podrían resumirse en: a) cámara magmática con compartimientos casi estancos con enriquecimiento en fluidos por sectores, o b) una incorporación errática de agua por el magma, desde el encajante. El desarrollo de facies de pórfiros riolíticos podría haberse dado al comienzo, en la etapa subsaturada. La combinación de estas situaciones para diferentes pulsos, podría acercarse más a los hechos.

Considerando un posible origen profundo del magma (no necesariamente en el manto), es factible que las facies III representen una reactivación de la cámara magmática. De este modo, las primeras etapas de la intrusión habrían tenido mayor proporción de material cortical (por fusiones parciales, intercambio iónico, etc.) en niveles inferiores lo que produjo el aporte de alúmina y agua a partir de dichos materiales (carácter peraluminoso). Las etapas finales, microleucograníticas, tendrían un lógico enriquecimiento en volátiles (ya observado en los diagramas de evolución composicional). La riqueza en álcalis admitiría dos lecturas: o bien es un rasgo del magma "primario", para lo que es necesario suponer que la inclusión de material rico en halógenos y otros volátiles se produjo al atravesar las capas superiores de la hipotética cámara magmática principal; o bien se trata de un enriquecimiento póstumo, paralelo al de los volátiles.

De este modo, es posible que las muestras de zonas periféricas de los cuerpos hacia extremos menos evolucionados de los diagramas (riqueza en Ca, Sr, etc.), tengan un importante componente por contaminación con la roca de caja, siendo difícil de distinguir del carácter primitivo del magma en esa etapa.

En consecuencia, la evolución del magma de Papachacra pudo haber comenzado con una cristalización fraccionada según sugiere la configuración del diagrama TiO_2 vs. Zr.

Al aumentar la concentración de volátiles y de agua, posiblemente coincidente con el paso a condiciones subsolvus (la saturación en alúmina sería un indicio según Luth *et al.* 1964) se alteró la secuencia de cristalización, especialmente para los feldespatos. Finalmente se produjeron alteraciones cuya secuencia general sería: microclinización- albitización- muscovitización- sericitización- greisenización. De acuerdo con Saavedra (1982) corresponde a una acidificación progresiva de las soluciones póstumas. Se relaciona a esta etapa la génesis de las diferentes manifestaciones metalíferas (Au, W, Cu-Zn-Pb-Ag) encontradas en la zona (Lazarte 1990).

En cuanto a los diques, se considera que los pseudo-bandeados se relacionan a la intrusión de las facies I y II, sin que exista evidencia para ubicarlos respecto al pórfiro riolítico. Los micrograníticos se relacionan a la facies III. Los lamprofíricos también podrían relacionarse al Granito Papachacra según los criterios que se emplean en el sudoeste de Inglaterra para asociaciones similares (Rock y Hunter 1987) pero no hay evidencias al respecto.

La cristalización de los feldespatos alcalinos fue un proceso complejo ya que, habría comenzado en la etapa hipersolvus del sistema para continuar en la etapa tardía y aún hidrotermal, tal como lo demuestran las diferentes texturas observadas. Esta cristalización es posible directamente de una mezcla rica en F (Manning 1982) o por enfriamiento lento de una mezcla rica en álcalis (Whitney y Stormer 1977, en Teale y Lottermoser 1987) lo que, para nuestro caso, podría haber ocurrido al final de la etapa de cristalización, con mayor concentración de álcalis.

Los procesos de albitización fueron localizados y se relacionarían a la presencia de B, que provoca que se lixivie más Na que K, quedando este último enriquecido junto con alúmina, en la etapa magmática; mientras que el sodio pasa a las soluciones póstumas (Pichavant 1981). El predominio de FK sobre Ab indicaría concentraciones <0,7% de F y <0,3% de litio (Schwartz 1992).

En los stocks del Granito Papachacra, estaríamos aparentemente en el sector alto de la cámara dada la riqueza en volátiles (halógenos) y la presencia de allanita, mineral que constituye un ejemplo de la acción de los volátiles, superando el efecto de fraccionamiento de REE (Hildreth 1981).

La presencia de rocas básicas relacionadas a los granitoides, fuera de la zona de estudio, sería una contrastación de peso para la hipótesis de corteza tensionada en relación a la intrusión del magma "madre".

Conclusiones

El Granito Papachacra (stocks de Altohuasi y El Portezuelo) es de tipo calcoalcalino, peraluminoso, muy evolucionado, con tendencia peralcalina (respecto de alúmina) hacia las etapas finales de la intrusión. Posiblemente, el emplazamiento comenzó con el cuerpo de Altohuasi (facies I y II) y las facies principales de El Portezuelo; una etapa final de intrusión la constituyen las facies III de microleucogranitos. Se infiere, al comienzo del proceso, cierto fraccionamiento pero, la alta concentración de volátiles (F,B) interfirió la evolución magmática retrasando la cristalización de feldespatos alcalinos principalmente. Junto al aumento en el contenido de álcalis se produce el de rubidio e itrio.

Los sectores periféricos de los plutones tienen, en general, mayor contenido de Ca y menor de álcalis que los sectores de núcleo. También altos Zr y Sr, lo que, en parte, se atribuye a contaminación con la roca de caja. En sectores puntuales se nota actividad tardía magmática con altos contenidos de Rb e Y en la periferia.

Todos estos cuerpos se emplazaron a profundidades menores a 7 km (límite epizona-mesozona aproximadamente), a menos de 2kb y 670°C. Se intruyen también diques pseudobandeados (relacionados a las facies I y II), de pórfiros riolíticos y micrograníticos (relacionados a las facies III). No se descarta que las facies III y diques relacionados sean posteriores a los pórfiros riolíticos y diques pseudobandeados. Hacia el final del proceso se producen las siguientes etapas de alteración: feldespatización, muscovitización-sericitización, albitización, greisenización; con un progresivo descenso del pH del medio. Se asocian manifestaciones de Au, W-Sn, Cu-Pb-Zn-Ag.

En cuanto a ambiente tectónico, estos cuerpos se caracterizan como post-tectónicos, relacionados a una etapa de distensión, con posible origen profundo (corteza inferior o manto superior) y posterior contaminación cortical. A este granito se le asigna posible edad carbonífera superior.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. y Toselli, A., 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. Publicación Especial 1287: 1-212. San Miguel de Tucumán.
- Alderton, D. y Moore, F., 1981. New determinations of tin and tungsten in granites from SW England. *Mineralogical Magazine*, 44: 354-356.
- Arrospide, A., 1980. Metalogénesis de la sierra de Fiambalá en el sector comprendido entre la quebrada de Los Árboles y Los Ratonés, Catamarca. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad de La Plata, (Inédito).
- Barton, M.D., 1982. The thermodynamic properties of topaz solid solutions and some petrologic applications. *American Mineralogist*, 67: 956-974.
- Batchelor, R. y Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- Brown, G., Thorpe, R. y Webb, P., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arc and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London*, 141: 413-426.
- García, H., Masabié, A. y Rossello, E., 1981. Contribución a la geología de La Cuesta, Belén, Catamarca. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 4:833-865. San Luis.
- García Sánchez, A. y Saavedra Alonso, J., 1983. Datos analíticos sobre cuatro patrones geoquímicos de Salamanca (granitos, s.l.) y técnicas utilizadas. *Anuario del Centro de Edafología y Biología Aplicadas*, 9:321-331.
- González Bonorino, F., 1950. Geología y petrología de la hoja 12d-Capillitas y 13d-Andalgalá. *Boletín Dirección General de Industria Minera*, 70, 121 pp., Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1972. Descripción geológica de la hoja 13c-Fiambalá. *Boletín Servicio Nacional Minero Geológico*, 127. Buenos Aires.
- Grissom, G., 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic areas: Sierra de Fiambalá, Northwestern Argentina. PhD. Thesis, Stanford University, 262 p. (Inédito).
- Gorustovich, S. y Guidi, F., 1993. Caracterización uranífera de los granitoides del N de las Sierras Pampeanas noroccidentales. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 5: 297-305, Mendoza.
- Guidi, F. y Capuccino, S., 1987. Aspectos petrográficos del extremo austral del cordón de los Colorados y sus relaciones con el U, dep. Belén, Catamarca. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 2: 221-225. Tucumán.
- Harris, N., Pearce, J. y Tindall, A., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En: Shacleton, R., Ries, A. y Coward, M. (Eds.): *Collision Tectonics*, Geological Society of London, Pub. esp. 19: 67-81. Londres.
- Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11): 10153-10192.
- Lazarte, J.E. 1988. Aspectos de la deformación interna de la Fm. Chango Real en las sierras de Culampajá y Papachacra. 5a. Reunión de Microtectónica, pp. 35-39, Córdoba.
- Lazarte, J.E., 1990. Análisis preliminar de la alteración de la roca de caja de las vetas auríferas de Culampajá. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 1: 332-335, San Juan.
- Lazarte, J.E., 1991. Estudio petrológico y geoquímico de los granitoides de las sierras de Papachacra y Culampajá. Relaciones metalogenéticas. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 270 p. (Inédito).
- Lazarte, J.E., 1992. La Fm Chango Real (NO de Sierras Pampeanas, República Argentina), ejemplo de magmatismo Paleozoico (Cámbrico?). Diferencias geoquímicas con batolitos ordovícicos. *Estudios Geológicos*, 48(5-6): 257-267.
- Le Maitre, R., Bellieni, G., Le Bas, M., Schmid, R., Streckeisen, A., Zanettin, E., Piccirillo, M. y Justin-Vincent, E., 1982. A proposal for a definitive chemical classification of Volcanic Rocks based on the total alkali-silica diagram. I.U.G.S., Subcomisión de Sistemática de Rocas Ígneas. Circular 36, cont. 100: 1-24 (Inédito).
- Linares, E. y Quartino, B., 1978. Nuevas aportaciones a la génesis de las rocas orbiculares de La Rioja y el control recíproco de los

- datos K-Ar e interpretación petrogenética. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 2:585-593. Neuquén.
- Luth, W., Jahns, R. y Tuttle, O., 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 Kb. *Journal of Geophysical Research*, 69:759-773.
- Maniar, P. y Piccoli, P., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101:635-643.
- Manning, D.A., 1981. The effect of fluorine on liquid phase relationships in the system Q-Ab-Or with excess water at 1 Kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76:206-215.
- Manning, D.A., 1982. An experimental study of the effects of fluorine on the crystallization of granitic melts. En: Evans, A. (Ed.): *Metallization Associated with Acid Magmatism*, 6:191-203, J. Wiley and Sons.
- Manning, D.A. y Exley, C., 1984. The origin of late-stage rocks in the St. Austell Granite. A re-interpretation. *Journal of Geological Society of London*, 141:581-591.
- Mueller, R. y Saxena, S., 1977. *Chemical Petrology*, 394 pp., Springer-Verlag, New York.
- Navarro García, L., 1984. Estratigrafía de la región comprendida entre los paralelos 26° y 26°15' y los meridianos 66°30' y 67°, Catamarca. *Actas 9º Congreso. Geológico Argentino*, 1:353-383, S.C. de Bariloche.
- Pearce, J., Harris, N. y Tindall, A., 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4):956-983.
- Pichavant, M., 1981. An experimental study of the effect of boron on a water-saturated haplogarnite at 1 kb pressure. *Geological applications. Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76:430-439.
- Rapela, C., 1976. Las rocas granitoides de la región de Cafayate, Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(4): 260-278.
- Rapela, C. y Heaman, L., 1982. Composición química de granitos batolíticos de las Sierras Pampeanas. *Revista del Museo de La Plata*, 9: 89-96.
- Rapela, C., Heaman, L. y McNutt, R., 1982. Rb-Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, República Argentina. *Journal of Geology*, 90:574-582.
- 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. En: Kay, S. y Rapela, C. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America, Special Paper 241: 77-90.
- Reedman, J., 1979. *Techniques in mineral exploration*. Applied Science Publishers, 533 pp., London.
- Rock, N.M. y Hunter, R., 1987. Late Caledonian dyke-swarms of northern Britain: spatial and temporal intimacy between lamprophyric and granitic magmatism around the Ross of Mull pluton, Inner Hebrides. *Geologisches Rundschau*, 76:805-826.
- Saavedra, J., 1982. Geochemistry of barren granites and those mineralized with tin and tungsten in west central Spain. En: Evans, A. (Ed.): *Metallization Associated with Acid Magmatism*, 6: 291-300, J. Wiley and Sons.
- Saavedra, J. y Medina, M.E., 1983. Esquema para el análisis rápido de elementos mayores y menores en rocas. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 14(1-2):7-14.
- Shand, S.J., 1927. *Eruptive Rocks*. Ed. Murby & Co., 360 pp., Londres.
- Shaw, D., 1968. A review of K-Rb fractionation trends of covariance analysis. *Actas Geochimica et Cosmochimica*, 32:573-601.
- Schwartz, M., 1992. Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids. Example from the Ta-Li granite Yichun (China) and the Sn-W deposits Tikus (Indonesia). *Mineralium Deposita*, 27:101-108.
- Teale, G. y Lottermoser, B., 1987. Paleozoic granites of the Umberatana region, South Australia: the role of volatiles in the crystallization of some alkaline-peralkaline granites. *Geologisches Rundschau*, 76(3):857-868.
- Turner, J.C., 1962. Estratigrafía de la región al naciente de Laguna Blanca, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 17(1-2):11-46.
- Weaver, S., Bruce, R., Nelson, E., Brueckner, H. y LeHuray, A., 1990. The Patagonian batholith at 48°S latitude, Chile; Geochemical and isotopic variations. En: S. Kay y C. Rapela (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper 241:33-50.
- Winkler, H.G., 1978. *Petrogénesis de rocas metamórficas*, Blume Ediciones, 346 p., Madrid.
- Wyllie, P., 1988. Magma genesis, Plate Tectonics and chemical differentiation of the Earth. *Review of Geophysics*, 26(3): 370-404.

Recibido: 6 de mayo, 1994

Aceptado: 13 de noviembre, 1994

Cianotriquita y carbonatocianotriquita de mina Capillitas, Catamarca

María Florencia MÁRQUEZ ZAVALÍA y José Carmelo PEDREGOSA

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis, Argentina

ABSTRACT. *Cyanotrichite and carbonate-cyanotrichite in Capillitas mine, Catamarca.* The first occurrence of cyanotrichite and carbonate-cyanotrichite in Argentina is described. Both minerals were found at Capillitas mine, a Miocene epithermal deposit in Catamarca province (27° 27' S and 66° 30' W). These minerals occur in the oxidation zone of the Restauradora, La Rosario and Malaquita veins associated with malachite, linarite, antlerite, cerusite, brochantite and gypsum. Cyanotrichite occurs in spherulitic aggregates of small ($\leq 20 \mu\text{m}$) acicular to fibrous or flattened crystals, elongated along [001]. The strongest X-ray diffraction lines are (d in Å, Int., hkl): 6.22, 100, 020; 3.95, 95, 220; 10.6, 80, 100; 5.28, 80, 120. Its calculated cell-parameters are: $a = 10.10$ (5) Å, $b = 12.67$ (7) Å, $c = 2.89$ (2) Å, $V = 370.36 \pm 3.16$ and $a:b:c = 0.797:1:0.228$. Cyanotrichite is greenish light blue and has silky luster. It is optically transparent, $\text{bxa} (+)$, $2V_{(\text{calc.})} = 82^\circ$, $\alpha = 1.605$ (3), $\beta = 1.626$ (3), $\gamma = 1.655$ (3), $r < v$ strong; the crystals are blue with $X =$ colorless, $Y =$ very pale light blue, $Z = c =$ bright greenish blue. The IR spectrum shows the internal mode of sulphate tetrahedral species and the modes corresponding to OH^- and H_2O . Carbonate-cyanotrichite occurs in small and thin crusts ($< 1 \text{ mm}$), formed by minute blue crystals with silky luster and light blue streak. The strongest X-ray lines are: 4.23, 100; 10.0, 90; 5.67, 80; 4.90, 50; 2.02, 50. It is also transparent, $\text{bxa} (+)$, $2V_{(\text{obs.})} = 46^\circ$, $\alpha = 1.617$ (3), $\beta = 1.645$ (3), $r > v$ strong, pleochroic with $X =$ very light blue, $Y = c =$ light blue, $Z =$ bright blue. The IR spectrum shows the SO_4^{2-} and CO_3^{2-} species bands and the modes of OH^- and H_2O .

Introducción

Cianotriquita $\text{Cu}_4\text{Al}_2(\text{SO}_4)(\text{OH})_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ es un sulfato hidroxilado e hidratado de aluminio y cobre descubierto en 1839 (Palache y Vassar 1926). En 1922 un espécimen de este mineral procedente de la mina Grandview, Gran Cañón, Arizona, Estados Unidos, fue descrito como bisbeeita (Rogers 1922); este error fue subsanado por Gordon (1923).

Carbonatocianotriquita $\text{Cu}_4\text{Al}_2(\text{CO}_3, \text{SO}_4)(\text{OH})_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ es un carbonato sulfato hidroxilado e hidratado de aluminio y cobre, descubierto por Aikinovich *et al.* (1963, en Fleischer 1964).

El presente es el primer hallazgo de ambas especies en la República Argentina. Se las identificó en muestras procedentes de las vetas Restauradora, La Rosario y Malaquita, en el yacimiento Capillitas, como productos de alteración muy poco comunes.

Ubicación y yacencia

El yacimiento Capillitas se encuentra ubicado a 27° 27' latitud sur y 66° 30' longitud oeste, en el departamento Andalgalá, Catamarca. Se trata de un depósito epitermal que se conoce desde el siglo pasado y que ha sido objeto de numerosos estudios; entre los más recientes se encuentran una síntesis de sus principales características (Angelelli 1984) y un estudio mineralógico de detalle (Márquez Zavallía 1988).

Cianotriquita fue encontrada en la zona de oxidación de la veta Restauradora y en proporciones menores en la veta La Rosario; se presenta asociada a malaquita, linarita, antlerita y yeso, en agregados radiales esferulíticos de color celeste con leve tinte verdoso de 0,05 mm de diámetro.

Carbonatocianotriquita fue hallada en veta Malaquita, asociada a otros minerales secundarios como malaquita, linarita, cerusita, brochantita y yeso, en pequeñas costuras de menos de 1 mm de espesor, de color azul celeste.

Cianotriquita

Cristalografía

La cianotriquita es un mineral que cristaliza en el sistema rómbico (Nickel y Nichols 1991) y aunque es conocido desde el siglo pasado y fue objeto de numerosos estudios, aun se desconoce su grupo espacial, posiblemente porque no se lo ha encontrado en individuos adecuados para su estudio por cristal único, como ocurre con el material de Capillitas. Los cristales individuales son aciculares a fibrosos y debido a su pequeño tamaño (promedio $< 10 \mu\text{m}$, con algunos cristales mayores excepcionales de hasta $20 \mu\text{m}$), no se reconocen las formas presentes; según Rogers (1922) en los cristales que él estudió podrían estar presentes los tres pinacoides: (100), (010) y (001).

El diagrama de rayos X obtenido con cámara Debye-Scherrer de 114,6 mm de diámetro (radiación CuK_α y

Tabla 1: Diagramas de rayos X de cianotriquita.

D-300 Mina Capillitas-Argentina Rad. Cu/Fil. Ni Debye-Scherrer-114,6 mm			JCPDS 11-131 Last Chance-Gran Canyon-USA Rad. Cu/Fil. Ni Debye-Scherrer-114,6 mm		
d (Å)	Int.	hkl	d (Å)	Int.	hkl
10,6	80	100	10,2	100	100
9,66	60	110	---	---	---
---	---	---	8,63	5	---
6,22	100	020	6,35	10	020
---	---	---	5,47	50	---
5,28	80	120	5,26	80	120
4,93	10	200	5,07	10	200
3,95	95	220	3,88	90	220
3,63	20	130	---	---	---
3,35	30	300	3,38	35	300
3,22	5	230	---	---	---
3,10	5	040	3,16	15	040
3,02	20	140	3,04	40	140
2,876	10	001	2,935	10	001
2,818	30	011	---	---	---
2,727	5	111	---	---	---
2,636	5	021	---	---	---
2,502	15	400	2,539	25	400
2,388	50	031	2,392	35	031
2,332	15	131	2,318	25	131
2,268	10	250	2,256	5	250
---	---	---	2,071	5	321
2,022	25	500	2,032	35	500
1,972	5	241	1,969	5	241
1,932	15	520	---	---	---
---	---	---	1,861	10	151
1,804	10	421	1,821	5	421
1,765	1	170	---	---	---
---	---	---	1,689	5	600
---	---	---	1,675	10	610
1,617	5	460	1,617	10	460
---	---	---	1,575	5	080
1,538	5	531	1,546	15	531
---	---	---	1,525	5	451
---	---	---	1,495	5	640
1,458	5	611	1,452	10	611
---	---	---	1,411	5b	022
---	---	---	1,370	5b	032

filtro de Ni) tiene buena correlación con el brindado por el Joint Committee for Powder Diffraction Standards (JCPDS 1986), que fue utilizado para indexar por comparación el diagrama del mineral de Capillitas (Tabla 1). Se calcularon las dimensiones de la celda elemental utilizando el programa de Appleman y Evans (1973)

adaptado para su uso en computadoras personales por Benoit (1987) y también mediante ese mismo programa se controlaron y completaron las indexaciones de las reflexiones asignadas previamente por comparación. Los datos obtenidos son: $a = 10,10 (5) \text{ \AA}$, $b = 12,67 (7) \text{ \AA}$, $c = 2,89 (2) \text{ \AA}$ y $V = 370,36 \pm 3,16 \text{ \AA}^3$, con una relación axial

a:b:c = 0,797:1:0,228; todos estos valores presentan buena correlación con los brindados por la bibliografía (JCPDS 1986): $a = 10,16 \text{ \AA}$, $b = 12,61 \text{ \AA}$, $c = 2,90 \text{ \AA}$, a:b:c = 0,8057:1:0,2300.

Propiedades físicas y ópticas

La cianotriquita se presenta en cristales aciculares a fibrosos o laminares, de color celeste con leve tinte verdoso, reunidos en agregados radiales esferulíticos (Fig. 1). Los cristales individuales son levemente flexibles y poseen brillo satinado, mientras que los agregados exhiben lustre aterciopelado. El color de su raya es celeste muy pálido con suave tinte verdoso. Al microscopio de polarización es transparente, pleocroica: X = incoloro, Y = celeste muy pálido, Z = c = azul verdoso brillante, sus índices de refracción, medidos con líquidos de inmersión Cargille y platina uniáxica son: $\alpha = 1.605$ (3), $\beta = 1.626$ (3), $\gamma = 1.655$ (3); presenta clivaje MB paralelo al eje [c]. Es un mineral biáxico (+), su 2V medido es de 78° (Kamb) y su 2V calculado es de 82° , posee fuerte dispersión $r < v$.

Análisis del espectro de infrarrojo

La figura 2a muestra el espectro IR de cianotriquita que fue realizado con un espectrómetro Perkin Elmer 683, doble haz, utilizando la técnica de pastillas de KBr.

Este espectro es bien definido y presenta la mayoría de las bandas esperadas para cada una de las especies constituyentes de la red.

Para la especie tetraédrica sulfato (SO_4) se esperan bandas correspondientes al modo de estiramiento antisimétrico ν_3 (F_2) y de deformación antisimétrica ν_4 (F_2). Por la simetría de este ión en posiciones generales

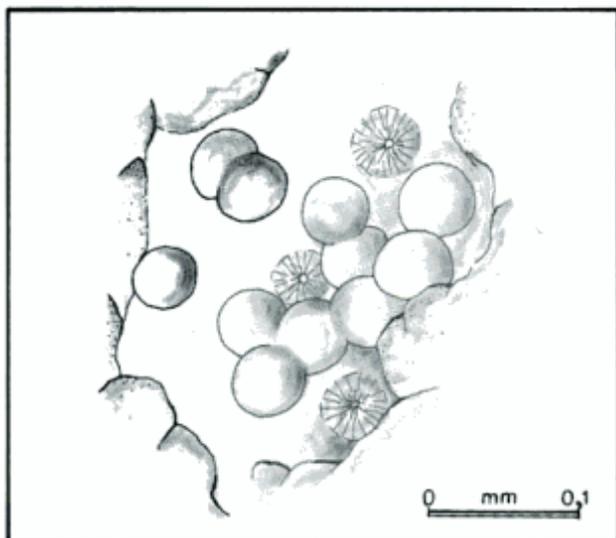


Figura 1: Presentación típica de cianotriquita

en la red, son esperados desdoblamientos de estos modos y activación de los modos simétricos ν_1 (A_1) y ν_2 (E). En estas condiciones se esperan una banda para ν_1 , dos para ν_2 y tres para ν_3 y ν_4 respectivamente. Esto se cumple con exactitud en nuestro espectro. Así asignamos las bandas en 1200 , 1135 y 1100 cm^{-1} como componentes del modo ν_3 y la banda en 1005 cm^{-1} al modo ν_1 . Las bandas en 555 , 500 y 475 cm^{-1} son asignadas como componentes del modo ν_4 y aquéllas en 390 y 355 cm^{-1} como componentes del modo ν_2 .

Para el grupo OH se observa la banda aguda del modo de estiramiento en 3580 cm^{-1} , la banda en 950 cm^{-1} seguramente está asociada al modo de deformación Cu-OH tal como lo mencionan previamente otros autores (Ferraro y Walker 1965, en Nakamoto 1970). Los modos correspondientes a libraciones se manifiestan en las bandas simétricas en 705 y 640 cm^{-1} .

La banda ancha centrada en 3400 cm^{-1} incluye los modos simétricos y antisimétricos de estiramiento del agua, la banda en 1650 cm^{-1} es la de la deformación angular, mientras que aquéllas en 815 y 555 cm^{-1} incluyen a los modos ρ_r (H_2O) y ρ_w (H_2O) respectivamente.

Carbonatocianotriquita

Cristalografía

La carbonatocianotriquita se encuentra en cristales aciculares a laminares de muy pequeñas dimensiones ($\leq 20 \mu\text{m}$) lo que imposibilita la observación mesoscópica de las formas cristalográficas presentes. Aikinovich *et al.* (1963 en JCPDS 1986) mencionan que este mineral es isoestructural con cianotriquita, pero no proporcionan más datos. Debido a esta falencia su diagrama se encuentra sin indexar tanto en las tablas del JCPDS (1986) como en este trabajo (Tabla 2) y no se pudieron determinar los parámetros de su celda.

Propiedades físicas y ópticas

La carbonatocianotriquita se presenta en pequeñas y delgadas costras de menos de 1 mm de espesor, formadas por cristales aciculares a laminares, flexibles, de color azul, brillo satinado y raya celeste. Al microscopio es transparente, pleocroica: X = celeste pálido, Y = c = azul pálido, Z = azul brillante, sus índices de refracción son $\alpha = 1,617$ (3), $\beta = 1,645$ (3), γ no se pudo medir debido al pequeño tamaño de los cristales; Aikinovich *et al.* (1963) determinaron $\alpha = 1,616$ (2) y $\gamma = 1,677$ (2). Presenta clivaje en dos direcciones: MB paralelo a la mayor longitud del cristal y B perpendicular al anterior; su elongación es (\pm). Es biáxica (+), su 2V observado es de 46° (Tobi) y posee fuerte dispersión $r > v$.

No se pudo determinar el peso específico ni la dureza de carbonatocianotriquita al igual que de cianotriquita

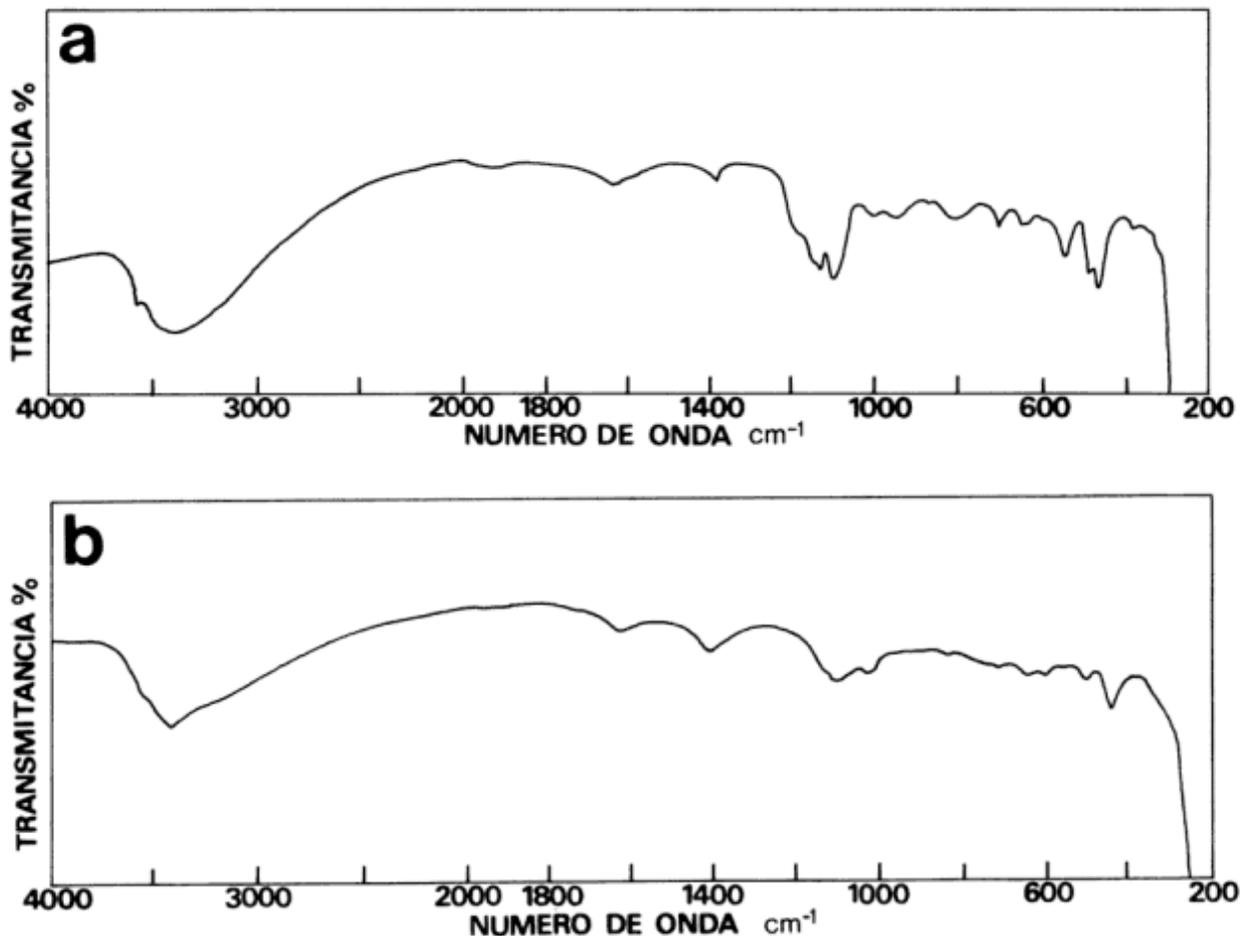


Figura 2: Espectro infrarrojo de a, cianotriquite y b, carbonatocianotriquite

debido a sus pequeños tamaños, ambos carecen de fluorescencia a la luz UV tanto de onda corta como larga.

Análisis del espectro de infrarrojo

La Fig. 2b muestra el espectro IR de carbonatocianotriquite, realizado en las mismas condiciones que el de cianotriquite. Este espectro resultó menos definido que el anterior, pero sí es concluyente en cuanto a la presencia del ión carbonato en la red, con simetría puntual D_{3h} . La banda ancha centrada en 1420 cm^{-1} y la otra en 730 cm^{-1} corresponden a los modos antisimétricos ν_3 (E') y ν_4 (E') respectivamente del ión carbonato, mientras que la inflexión en 845 cm^{-1} indica la activación del modo ν_2 (A'_2). No se logra observar la posible activación de ν_1 (A'_1).

Los modos del ión sulfato aparecen menos definidos y no se observa la activación de los modos ν_1 y ν_2 , posiblemente por la competencia en la red con el ión carbonato. Solamente se observan los modos predecibles por grupo puntual T_d . Las bandas en 1120 (desdoblada

en dos) y 1035 cm^{-1} corresponden al modo antisimétrico ν_3 (F_2) y aquellas en 505 y 445 cm^{-1} al modo ν_4 (F_2).

La ancha y antisimétrica banda centrada en 3420 cm^{-1} correspondiente a los estiramientos del H_2O , incluye sobre su parte superior la aparición del modo de estiramiento del grupo OH. Las bandas simétricas en 655 y 605 cm^{-1} pertenecen seguramente a los modos de libraciones de esta especie. El modo de deformación angular del agua aparece en 1640 cm^{-1} . No se observaron en este espectro bandas correspondientes a los modos ρ_r (H_2O), ρ_w (H_2O) y Cu-OH.

Consideraciones finales

Se describen las yacencias, propiedades y paragénesis de dos minerales isoestructurales nuevos para el país: cianotriquite y carbonatocianotriquite. Los espectros infrarrojos y las propiedades ópticas son distintivos para ambas especies y fundamentaron su determinación.

Tabla 2: Diagramas de rayos X de carbonatocianotriquita.

D-434 Mina Capillitas-Argentina Rad. Cu/Fil. Ni Debye-Scherrer-114,6 mm		JCPDS 16-365 Balasauskandyk (NO Kara-Tau) Rusia Rad. Cu Difractómetro	
d (Å)	Int.	d (Å)	Int.
16,3	10	---	---
11,7	15	---	---
10,0	90	10,1	95
5,67	80	5,63	45
5,08	30	5,03	60
4,90	50	---	---
4,23	100	4,21	100
3,88	20	3,89	6
3,63	30	3,65	16
3,67	50	3,33	60
3,06	15	---	---
2,93	5	2,93	2
2,83	10	---	---
2,78	45	2,77	45
2,70	10	---	---
2,52	40	2,51	50
2,47	35	2,45	45
2,37	40	2,38	8
2,22	10	---	---
2,02	50	2,01	55
1,952	10	---	---
1,883	15	---	---
1,828	20	---	---
1,690	10	1,670	2
1,548	10	1,529	2
1,454	20	1,441	2
1,372	10	---	---

Estos minerales son de origen supergénico y se encontraron en la zona de oxidación de mina Capillitas asociados con malaquita, linarita, cerusita, brochantita y yeso; en ningún caso se los observó coexistiendo en la misma paragénesis.

Agradecimientos

Los autores agradecen a H.D. Gay la cuidadosa revisión del manuscrito durante el arbitraje, a S. Augsburger la realización de los espectros de infrarrojo y a J. C. Oyarzábal la confección del material gráfico.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aikinovich, E.A., Gekht, I.I. y Zaitseva, R.I., 1963. [A new variety of cyanotrichite - carbonate-cyanotrichite] (en ruso). *Zapiski Vses. Mineralog. Obschch* 92: 458-463. En: Fleischer, M., 1964. New mineral names: carbonate-cyanotrichite. *American Mineralogist*, 49(3-4): 441-442.
- Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC), 1: 121-125 y 333.
- Appleman, D.E. y Evans, H.T.Jr., 1973. Job 9214: Indexing and least squares refinement of powder diffraction data. United States Geological Survey, Computer Contribution 20, United States National Technical Information Service, Document PB2-16188.

- Benoit, P.H., 1987. Adaptation to microcomputer of the Appleman-Evans program for indexing and least-squares refinement of powder-diffraction data for unit-cell dimensions. *American Mineralogist*, 72(9-10): 1018-1019.
- Ferraro, J.R. y Walker, W.R., 1965. *Inorganic Chemistry*, 4: 1382. En: Nakamoto, K., 1970. *Infrared spectra of inorganic and coordination compounds*. Second Edition, John Wiley, 338 pp. New York.
- Gordon, S.G., 1923. Recently described "bisbeeite" from the Grand Canyon is cyanotrichite. *American Mineralogist*, 8(1-2): 92-93.
- JCPDS - International Centre for Diffraction Data., 1986. *Mineral powder diffraction file. Data book.*, 1396 p., Pennsylvania.
- Márquez Zavalía, M.F., 1988. *Mineralogía y génesis del yacimiento Capillitas (Catamarca, República Argentina)*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, 258 p. (Inédita).
- Nickel, E.H. y Nichols, M.C., 1991. *Mineral Reference Manual*. Van Nostrand Reinhold, 250 p., New York.
- Palache, Ch. y Vassar, H.E., 1926. A note on cyanotrichite. *American Mineralogist*, 11(1-2): 213-214.
- Rogers, A.F., 1922. The optical properties and morphology of bisbeeite. *American Mineralogist*, 7(1-2): 153-154.

Recibido: 7 de mayo, 1994

Aceptado: 16 de diciembre, 1994

Variaciones morfológicas decenales (1983-1993) de las playas de Mar del Plata

F.I. ISLA^{1,2,3}, G. WITKIN⁴, G.R. BERTOLA^{1,2,3} y M.O. FARENGA^{2,3}

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

²Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina

³Centro de Geología de Costas y del Cuaternario, Casilla de Correo 722, 7600 Mar del Plata, Argentina

⁴Municipalidad de General Pueyrredón, 7600 Mar del Plata, Argentina

ABSTRACT. *Decennial morphological changes (1983-1993) of Mar del Plata beaches.* Mar del Plata beaches, north of the harbour, are subject to severe erosion in response to drift obstruction. Southern beaches, on the other hand, suffer erosion caused mainly by storms, intense sand mining and improper management of resort places. After ten years of beach survey, we conclude that in spite of jetty constructions erosion continues. Beaches were altered in compartments that diminished drift sand inputs and increased turbidity and pollution. Sand remains at the backshore, but became scarce at the nearshore as jetties induced rip currents. Playa Grande is receding rapidly, Playa Popular is stable and La Perla beaches (Alfonsina, El Cachafaz and J. Acevedo) reduced their dynamics.

Introducción

La erosión de las playas del norte de Mar del Plata (Fig. 1) puede explicarse por efecto de la obstrucción de la deriva a consecuencia de la construcción del Puerto de Mar del Plata (Isla 1992; Isla y Villar 1992). No obstante, en las playas del sur, la erosión es intensa aún en las zonas donde no hubo extracción de arena (Farenga *et al.*). En 1983 se iniciaron los relevamientos morfológicos y sistemáticos de estas playas, las más populosas o con problemas más críticos del país.

En el presente trabajo se aportan los resultados de los últimos años a la vez que se obtienen tendencias bien definidas al cabo de diez años de medición.

Características locales

La ciudad de Mar del Plata se encuentra en una saliente rocosa conformada por el Sistema de Tandilia, fallado a través de bloques que originan una costa con entrantes (playas del Centro, Balneario de Punta Mogotes, Ensenada de Mogotes) y cabos (Punta Iglesia, Cabo Corrientes, Punta Cantera, Punta Mogotes). Los bloques de ortocuarcita (Formación Balcarce, Paleozoico; *sensu* Dalla Salda e Iñiguez 1978) normalmente constituyen bancos de erosión resistentes a la abrasión y atrición. Su posición horizontal favorece la presencia de marmitas (*taffoni*) en las superficies causadas por la erosión diferencial de los estratos de arcillas caoliníferas.

En cambio, los afloramientos costeros de limos arenosos-loessoides, entoscados y "pampianos" del Pleistoceno y Plioceno (Zárate y Fasano 1989)-, ayudan a conformar

acantilados bastantes vulnerables, y rígidas plataformas de abrasión de ola (horizontes de tosca).

En la Ensenada de Mogotes, los bloques son lo suficientemente bajos para permitir el desarrollo de una barrera arenosa por delante o por encima de viejos acantilados de limos plio-pleistocenos. Próximo a la Punta Mogotes, se han reconocido dunas fósiles pleistocenas (eolomarino = Belgranense, *sensu* Frenguelli 1950) y playas holocenas bioclásticas con clastos volcánicos (Isla *et al.* 1986).

El régimen de mareas es micromareal con desigualdades diurnas, variando el rango entre 0,6 y 0,90 m. En Playa Grande, la altura de rompiente de las olas supera normalmente 1,20 m. A pocos cientos de metros, y por construcción de obras artificiales (espigones), la altura de ola puede disminuir a 0,10 m (Playa Varese).

Si bien existe una importante incidencia oblicua de olas (hacia el norte), la configuración de la costa sumada a las obras de defensa ejecutadas impiden la deriva litoral. El transporte litoral se realiza a través de la retención de arena en bancos y cabos (Punta Mogotes, Punta Cantera, Cabo Corrientes, Torreón, Punta Iglesia). Sólo en la Ensenada de Mogotes se puede reconocer una celda litoral, con erosión en Los Acantilados, transporte en Alfar y acumulación en la playa vecina al Faro de Punta Mogotes (Farenga *et al.* 1993). De todos modos, los efectos de los espigones han probado la existencia de un voluminoso transporte costero más allá de la rompiente, posiblemente inducido por tormentas.

En la mayoría de las playas del centro de Mar del Plata (Las Toscas, Popular, Alfonsina, El Cachafaz y Joaquina Acevedo), la construcción de espigones (rectos o curvos) han alterado la circulación costera estableciendo celdas artificiales caracterizadas por corrientes rip adyacentes a los espigones.

Materiales y métodos

Se realizaron series de tres perfiles por playa en los balnearios (de sur a norte): Playa Grande (GRA), Las Toscas (TOS), Playa Popular (POP), Alfonsina (ALF), El Cachafaz (ELC) y Joaquina Acevedo (ACE) (Fig. 1). Los perfiles estaban vinculados según distancias variables de acuerdo a las características morfológicas de la playa. Las descripciones morfológicas se realizaron según las definiciones de Komar (1976) y Davis (1978).

A partir de un teodolito ubicado en el perfil central, se tomaron cotas cada 5 m desde la playa distal hasta una profundidad de aproximadamente un metro. Preferentemente se trabajó en bajamar. Se fijaron mojones y marcas con pintura en las instalaciones balnearias para facilitar la remediación de los perfiles. Todos los relevamientos se realizaron en condiciones aproximadamente normales (Tabla I).

Cálculo de volúmenes

Los datos originales de los perfiles relevados fueron transformados en volúmenes unitarios simplemente multiplicando por el distanciamiento entre perfiles (40-100 m) y distancia entre puntos (5 m). Se tomó un datum de referencia de -2 m para que todos los valores volumétricos subaéreos y sumergidos poseyeran valores positivos.

$$V_{ij} = (H_{ij} + 2) \cdot 5 \cdot D_j$$

donde V_{ij} : volumen correspondiente al punto i del perfil j ; H_{ij} : cota del punto i en perfil j ; y D_j : distancia entre perfiles.

Se sumaron los volúmenes unitarios a lo largo de los perfiles

$$V_j = \sum V_{ij}$$

de manera que la longitud de la transecta (l_t)

$l_t = n \cdot 5$, donde n : número de puntos por transecta;

Los volúmenes erosionados o acumulados se obtuvieron a partir de los datos de relevamientos periódicos de las playas según la fórmula:

$$\text{Variación Volumétrica} = \text{Vol. final} - \text{Vol. inicial} \text{ (m}^3\text{)}$$

Las plataformas de abrasión sumergidas (normalmente a 2 m de profundidad debajo del nivel medio) marcan el límite inferior del movimiento de arena, de manera que el cálculo de volúmenes de perfiles de playa de distinta longitud resulta:

$$\Delta V = \sum \{100 \cdot dh_f \cdot 5 - 100 \cdot dh_i \cdot 5\};$$

siendo $l_f = m \cdot 5$ y $l_i = n \cdot 5$ donde h_i son las alturas respecto al plano de referencia del primer relevamiento y h_f son las alturas del relevamiento posterior; m = número de puntos del perfil f y n = número de puntos del perfil i .

Se calcularon las diferencias volumétricas entre transectas de distintos relevamientos considerando la longitud de la transecta menor; es decir,

$$V_t = V_{t2} - V_{t1}, \text{ siempre que } l_{t2} = l_{t1}. \text{ De lo contrario,}$$

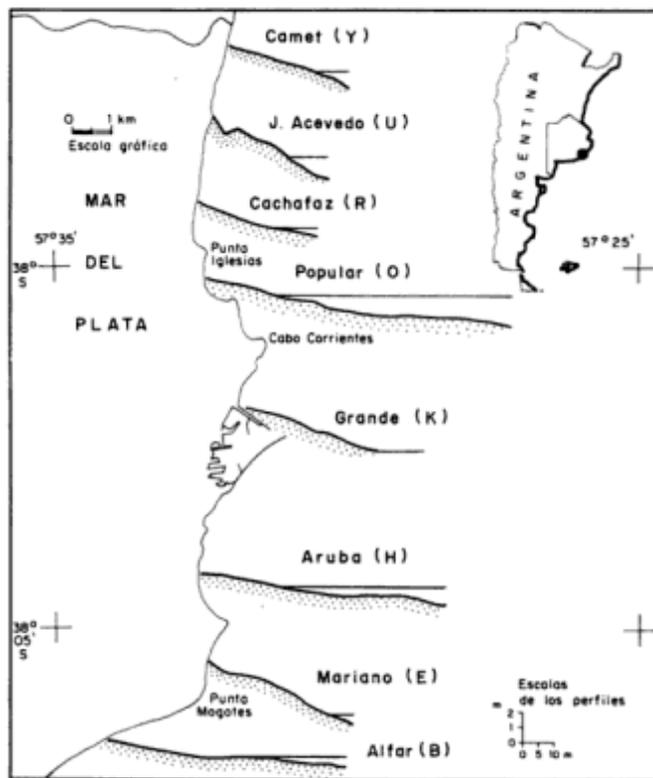


Figura 1: Ubicación de las playas y perfiles tipos de las playas relevadas topográficamente. Las playas al sur del Puerto (Aruba, Mariano y Alfar) mantienen aproximadamente sus características dinámicas naturales ya que no han sido disminuidas en sus aportes por deriva.

se recalculan los volúmenes de las transectas para la menor longitud. Por ejemplo, si $l_{t2} > l_{t1}$, $V_t = V_{t2} - V_{t1}$ donde $V_{t2} = \sum V_i$

Las diferencias volumétricas entre relevamientos resulta de la suma de variaciones volumétricas entre transectas

$$V_{2-1} = \sum V_t$$

Tabla 1: Variaciones volumétricas (m³) estacionales de las playas relevadas entre julio de 1983 y agosto de 1993.

	GRA	TOS	POP	ALF	ELC	ACE
7.83 - 9.83	-16515		37112		-763	2745
9.83 - 11.83	18030		3804		-1462	-972
11.83- 3.84	-6180		-7088		-770	2675
3.84 - 5.84	-305		5276		-806	387
5.84 - 11.84	65		1468		-2128	-2882
5.91 - 8.91	2947	168	-3256	-1567	-1675	-542
8.91 - 11.91	-2746	-571	-253	-4626	-981	-1716
11.91- 5.92	3052	-48	6019	1816	583	-3612
1991 - 1992	2868	-249	3533	-3534	-2136	-5024
5.92 - 8.92	520	-78	-2375	2783	243	3845
8.92 - 12.92	4540	1409	1128	-2725	23	-1102
12.92- 4.93	-10406	-1344	-3500	1913	-354	1843
1992 - 1993	-5046	-181	-4418	2033	95	4722
4.93 - 8.93	3318	-43	-3573	-600	-1844	1202

Resultados

Balances estacionales

En general, las playas se comportan de diferente manera a los efectos meteorológicos y oceánicos. Sólo en el período agosto-noviembre 1991 hubo una erosión generalizada en todas las playas (Tabla 1). Salvo Playa Grande y Las Toscas, todas la demás playas tuvieron balances erosivos durante el año 1991-1992 (mayo a mayo; véase Tabla 1). En cambio en el año 1992-1993 (mayo-abril), no tuvieron balances erosivos las playas del norte (Alfonsina, El Cachafaz, J. Acevedo).

Salvando la influencia de los distanciamientos entre perfiles que interviene en el cálculo de volúmenes, se destaca la dinámica de las playas Grande y Popular con variaciones en el orden de decenas de miles metros cúbicos. En cambio, las playas Las Toscas, Alfonsina, El Cachafaz y J. Acevedo, restringidas por espigones rígidos, poseen una dinámica menor con variaciones normalmente por debajo de unos miles de metros cúbicos (Tabla 1).

Balances por playa

Teniendo en cuenta que los balances 1983-1984 ya han sido descriptos (Isla 1992), restringiremos el análisis a los balances en 1991-1993.

Grande: En Playa Grande predominan los períodos acumu-lativos. Durante ambos veranos (91-92 y 92-93), hubo saldos erosivos, al punto que los 10.400 m³ erosionados entre diciembre 1992 y abril 1993 influyeron en un balance erosivo para el año 1992-1993 (Tabla 1).

En el área central de Playa Grande, mientras los sectores supramareales son estables, los inter y submareales (30-40 m del inicio de los perfiles) poseen considerable dinámica (Fig. 2a).

Las Toscas: En general, predominan los saldos erosivos aunque mínimos gracias a lo protegida de esta playa artificial. Las acumulaciones se observaron en otoño (1991) y primavera (1992; Tabla 1).

Las variaciones volumétricas de esta playa son muy pequeñas comparada con la dinámica de las demás en estudio (Fig. 2b).

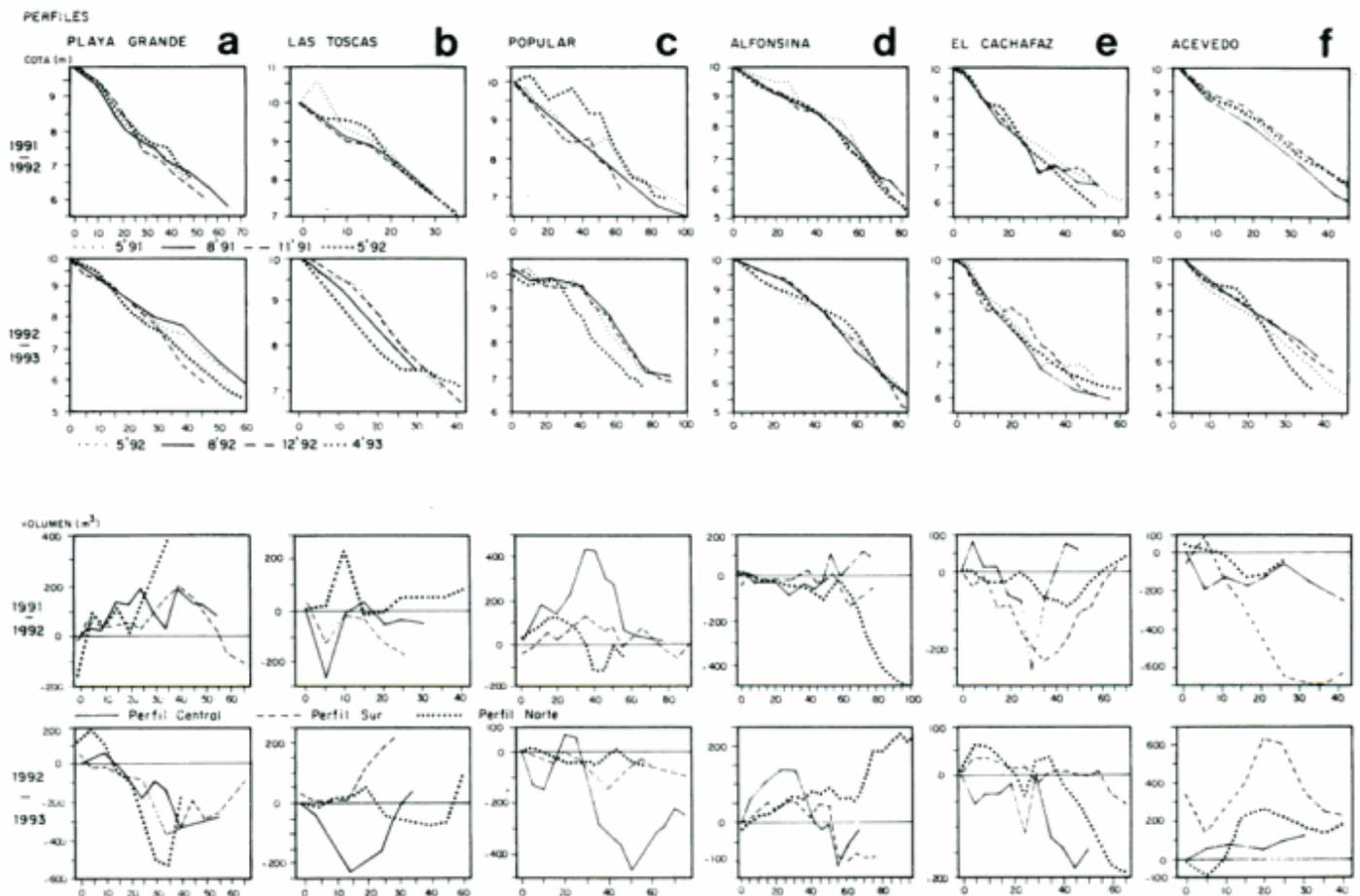


Figura 2: Variaciones volumétricas estacionales a lo largo de los perfiles centrales de las playas relevadas. Para evitar el uso de cotas positivas y negativas se ha tomado una cota arbitraria de 10 m para el origen de los perfiles.

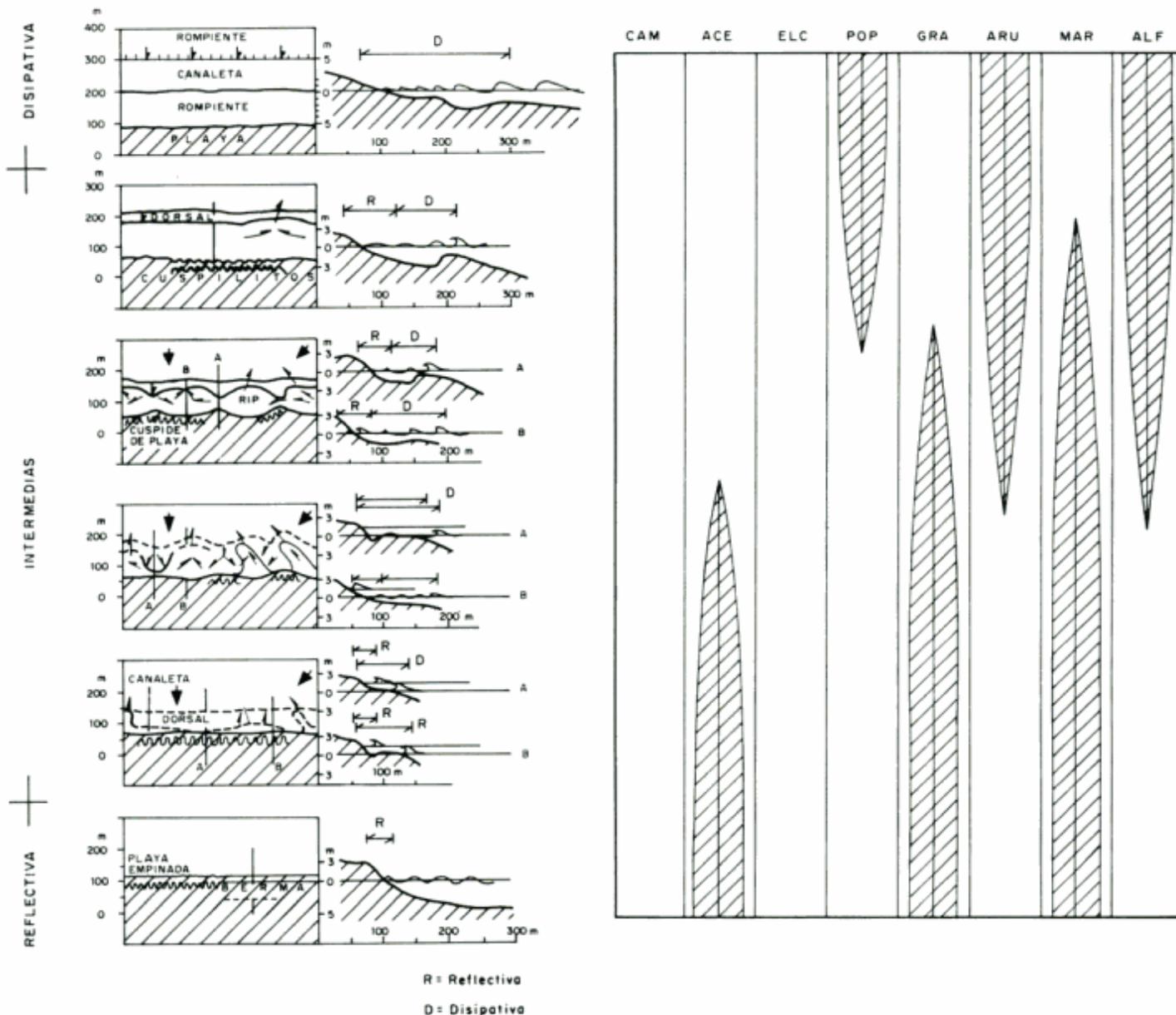


Figura 3: Frecuencia de estadios morfodinámicos de las playas en estudio.

Popular: Esta playa tiene un comportamiento irregular. El balance 91-92 fue acumulativo y el 92-93 erosivo (Tabla 1). Al mismo tiempo, saldos acumulativos se registraron en algunos veranos y algunos inviernos.

Los perfiles de los cambios volumétricos reconocen que la mayor dinámica de la playa se ubica a 40-50 m del muro de inicio de los perfiles (Fig. 2c).

Alfonsina: La playa conocida como Alfonsina, a diferencia de la anterior Popular, dio saldos erosivos entre 91-92 y acumulativo entre 92-93 (Tabla 1). Este comportamiento opuesto obedece a la posición de ambas playas respecto a la Punta Iglesias. En general, se reconocen saldos erosivos en primavera y acumulativos en verano.

En sus extremos supralitorales se mantiene aproximadamente estable, teniendo variaciones significativas del perfil en los extremos sumergidos (Fig. 2c).

El Cachafaz: Las variaciones de la playa conocida como El Cachafaz son pequeñas. 2136 m³ fueron cuantificados como erosionados en 1991-1992 y sólo 95 se habrían recuperado en 1992-1993 (Tabla 1).

En esta playa no se conocen aportes (acumulaciones) significativos a la playa supralitoral. La mayor dinámica consiste en la erosión y recuperación de los sectores sublitorales (Fig. 2d).

J. Acevedo: En la playa de J. Acevedo, 1991-1992 fue un año erosivo; en cambio, entre 1992 y 1993 predominaron saldos acumulativos (Tabla 1).

La gran dinámica de los bermas mareales de esta playa queda evidenciada por los volúmenes (700 m³) erosionados o transportados a sólo 20-30 m del inicio de los perfiles (Fig. 2e).

(Fig. 5). Estos fenómenos episódicos parecen ser más frecuentes e intensos en los últimos años.

La tormenta del 8 de junio de 1993 causó serios destrozos a lo largo del litoral bonaerense. Los vientos superaron los 90 km/h al tiempo que el nivel de marea alcanzaba 2,50 m sobre el plano de reducción (Fig. 6). Sus consecuencias afectaron de distinta forma: en Punta Mogotes, un gran transporte de arena hacia el continente formó dunas en los jardines del complejo turístico.

Conclusiones

Completados diez años de relevamientos de las playas de Mar del Plata, estamos en condiciones de afirmar:

Existe una erosión generalizada consecuencia de sucesivas obstrucciones de la deriva litoral, tormentas y prácticas impropias de manejo y defensa de playas.

Las playas artificiales han sido alteradas de manera tal que han restringido sus posibilidades de aportes y su dinámica, aumentando la turbidez y favoreciendo la contaminación.

Los espigones retienen arena en los sectores supralitorales pero inducen corrientes rip que erosionan la playa sumergida.

Cuidadosos programas de relleno de playas podrán revertir los balances negativos de Playa Grande o la recuperación de Playa Chica.

Agradecimientos

Este proyecto fue iniciado en 1982 por E. J. Schnack. La Universidad Nacional de Mar del Plata apoyó económicamente el proyecto. La Municipalidad de Gral. Pueyrredón a través de sus secretarías de Obras y Turismo respaldaron los trabajos. S. Serra realizó el tamizado de las arenas. M. J. Bo realizó los gráficos.



Figura 5: Una tormenta de noviembre de 1992 causó la erosión de la acumulación medanosa sobre la que se asentaban las construcciones sanitarias del Balneario San Patricio, Ensenada de Mogotes.

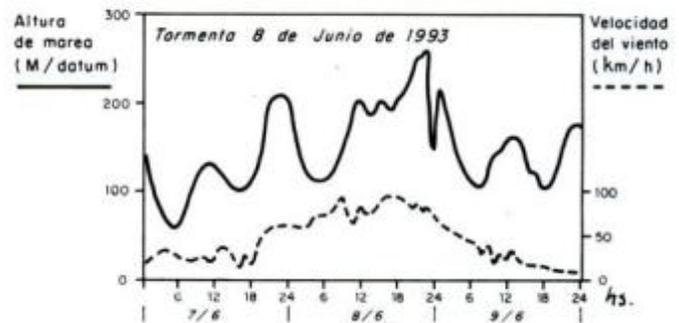


Figura 6: Registro de vientos del Aeropuerto de Mar del Plata (altura de medición = 18 m) y altura de la marea (mareógrafo del espigón Club de Pesca Mar del Plata) correspondientes a la tormenta del 8 de junio de 1993.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Dalla Salda, L. H. e Itúñez Rodríguez, M., 1978. "La Tinta", Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, Neuquén, 1: 539-550.
- Davis, R. A., 1978. Beach and nearshore zone. En: Davis, R. A. (Ed.): Coastal sedimentary environments, Ch. 5. Springer-Verlag, pp. 285-327.
- Farenga, M. O., Adamini, R. e Isla, F. I., 1993. Evaluación de playas de intensa extracción de arena: Ensenada Mogotes, Mar del Plata, Argentina, 1987-1990. Revista Thalassas, Universidad de Vigo y Santiago de Compostela, 10: 41-47.
- Frenguelli, J., 1950. Rasgos generales de la morfología y geología de la Provincia de Buenos Aires. Ministerio de Obras Públicas, LEMIT, Serie 2 (30) 72 pp.
- Isla, F. I., 1992. Balance sedimentario y estacionalidad en 8 playas de Mar del Plata. Revista Thalassas, Universidad de Santiago de Compostela y Universidad de Vigo, 11: 11-21.
- Isla, F. I., Ferrero, L., Fasano, J. L., Espinosa, M. A. y Schnack, E. J., 1986. Late Quaternary marine-estuarine sequences of the Southeastern coast of the Buenos Aires Province, Argentina. International Symposium on Sea Level Changes and Quaternary Shorelines. IGCP 200-IGCP 201, INQUA-ABEQUA, Sao Paulo. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 4: 137-157.
- Isla, F. I. y Villar, M. del C., 1992. Ambiente costero. Pacto Ecológico. Convenio UNMDP-Cámara de Diputados de la Provincia de Buenos Aires, Mar del Plata, 23 pp.
- Komar, P. D., 1976. Beach processes and sedimentation. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 429 pp.
- Short, A. D., 1979. Three dimensional beach-stage model. Journal of Geology, 87: 553-571.
- Wright, L. D., Short, A. D. y Nielsen, P., 1982. Morphodynamics of high energy beaches and surf zones: a brief synthesis. Coastal Studies Unit Technical Report 82/5, Department of Geography, University of Sydney, 64 pp. Sydney.
- Zárate, M. A. y Fasano, J. L., 1989. The Plio-Pleistocene of the Central Eastern Pampas, Buenos Aires Province, Argentina. The Chapadmalal case study. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 72: 27-52.

Recibido: 14 de setiembre, 1994

Aceptado: 20 de diciembre, 1994

NOTA BREVE

Significado estratigráfico del Miembro Superior de la Formación San Juan, cordón de Las Chacritas, Ordovícico medio de la Precordillera de San Juan

Ricardo A. ASTINI

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, C.C. 395, 5000 Córdoba, Argentina

Introducción

En la Hoja Geológica 19 c, entre el Cerro La Chilca y la Serranía de Mogotes Azules (Fig. 1a), Precordillera de San Juan, se interpone una escama paleozoica atravesada por el Río de Las Chacritas que en su base aflorante posee una sucesión calcárea de 350 m de espesor máximo que conforma un cordón de aproximadamente 12,5 km de longitud meridional. Esta sucesión fue descrita por Espisúa (1968), quien sobre la base de su estratofábrica diferenció un Miembro Superior de calizas lajosas (estratificación delgada) en el tope de la Formación San Juan de aproximadamente 60 m de espesor y un Miembro Inferior de calizas macizas con base no expuesta. El objeto de esta contribución es aclarar el significado y la posición estratigráfica del Miembro Superior de la Formación San Juan (Espisúa 1968).

Independientemente de la subdivisión de la Formación San Juan en litosomas menores (véase Beresi 1986 y 1990, Keller *et al.* 1994), dos hechos son bien reconocidos por los especialistas en el tema: a) el carácter nodular de los depósitos calcáreos cercanos al tope de la unidad (Zona de Ahtiella de Herrera y Benedetto 1990), en los cuales la estratificación es un producto diagénético (acumulación de doloesparitas amarillentas) más que un verdadero reflejo de ritmos sedimentarios y b) el pasaje a pelitas negras que la suprayacen o en forma neta o a través de un paquete mixto calcáreo-pelítico (Baldis y Beresi 1981, Benedetto *et al.* 1986).

Perfiles de detalle levantados por el autor (Fig. 1b) en el tramo superior de la sucesión calcárea corroboran algunas de las características señaladas por Espisúa (1968) para el Miembro Superior, a las que se agregan las siguientes: 1) Su contacto con el Miembro Inferior de la Formación San Juan es neto concordante y está dado por una superficie coarctada con pátinas ferruginosas y localmente bioperforada que a ambos lados separa litosomas con estratofábrica y facies bien diferenciadas. Esta superficie posee un marcado desarrollo en las Quebradas La Tuna y El Atajo. 2) La existencia de delgadas intercalaciones de pelitas negras dentro del

metro y medio basal. 3) Un pasaje gradual desde calcilimolitas y calcarenitas con estructuras sedimentarias mecánicas y marcas de base (turbiditas calcáreas?) a *mudstones* y *wackestones* esqueletales, nodulares y estratocrecientes. 4) Un incremento paulatino del contenido fosilífero (fundamentalmente de braquiópodos y esponjas con trilobites, restos de crinoideos y gastrópodos subordinados) que reemplazan a una fauna con nileidos y rafiofóridos típica del metro y medio basal, similar a las descritas por Baldis *et al.* (1984) y Benedetto *et al.* (1986). 5) Un incremento gradual de la bioturbación que a partir del tercio medio borra las estructuras mecánicas. 6) La presencia de conspicuas evidencias de deformación penecontemporánea (e.g. *slumps*, cicatrices de cizalla cóncavas) e intercalaciones de flujos de detritos constituidos por paraconglomerados calcáreos (*floatstones*) con matriz fangosa y abundantes restos fósiles. Estos últimos están mejor desarrollados en la sección del río de Las Chacritas.

La superficie coarctada basal y las intercalaciones pelíticas indican una fuerte reducción de la tasa de sedimentación y una restricción de oxígeno en la base, en tanto que el incremento gradual de la diversidad y abundancia faunística, como de la bioturbación, indican el restablecimiento de condiciones de sedimentación normales de plataforma abierta. Las estructuras de deformación señalan la existencia de una marcada topografía de fondo.

En el cordón de Las Chacritas el conglomerado basal de la Formación La Chilca (Ordovícico superior-Silúrico basal) bisela al Miembro Superior, eliminando términos más jóvenes hacia el sur. Esto queda manifiesto al norte de la quebrada de Las Chacritas, donde el Miembro Superior lajoso incluye un segundo litosoma calcáreo (Fig. 1b) que suprayace al inferior en contacto neto concordante. Este aumenta su espesor de 5 a 15 m en 250 m de distancia y se compone de calizas y margas negras lajosas, con estratificación delgada y muy delgada y superficies de meteorización amarillentas. Estos depósitos son de naturaleza hemipelágica, presentando una buena laminación interna y abundantes graptolitos.

La fauna de esta unidad está actualmente siendo

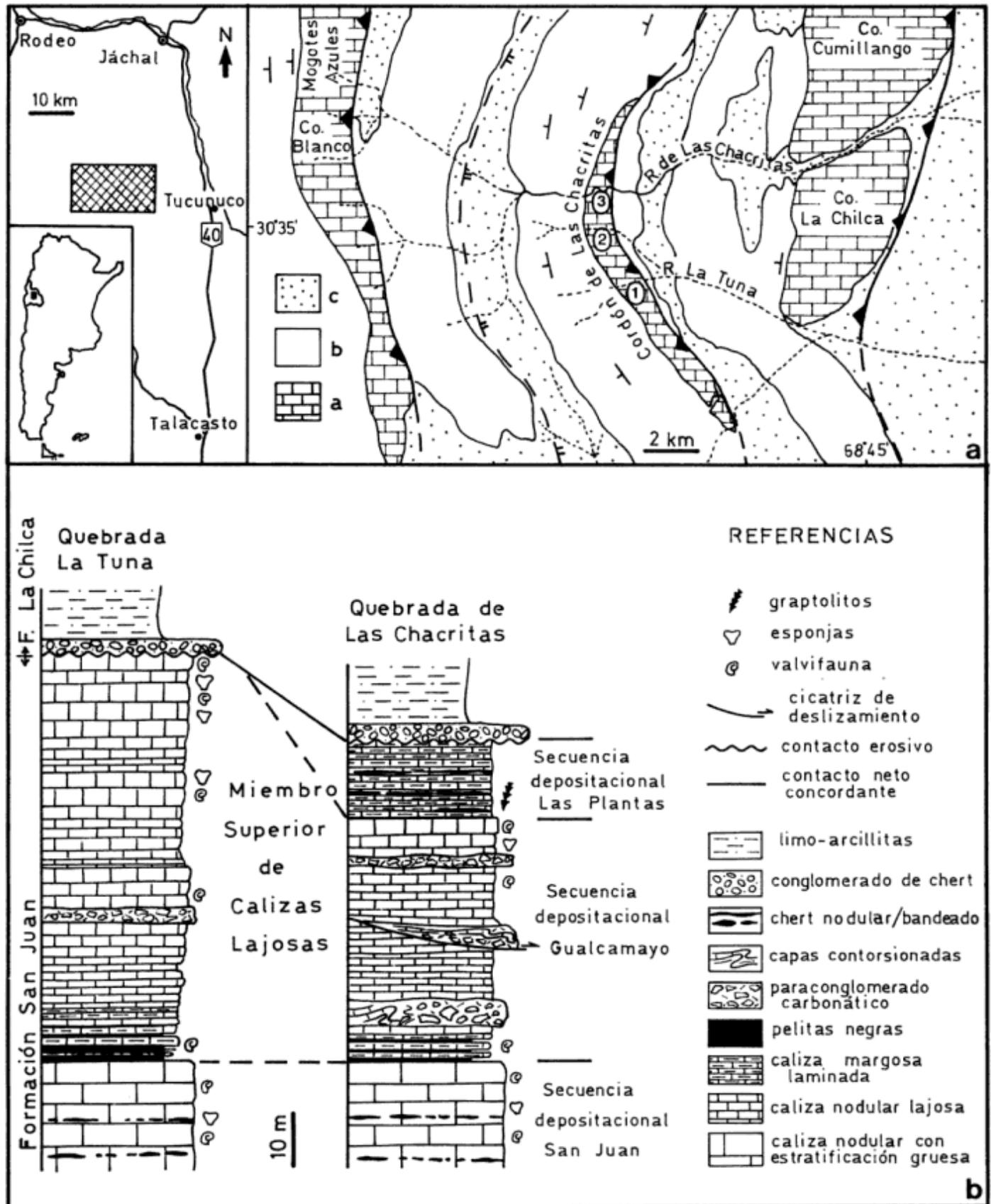


Figura 1: a) Mapa de ubicación y bosquejo geológico del área considerada. a) rocas carbonáticas ordovícicas, b) Paleozoico clástico y c) sedimentos actuales y recientes. 1, 2 y 3 corresponden a las quebradas de La Tuna, El Atajo y Las Chacritas, respectivamente. b) Columnas estratigráficas detalladas.

estudiada, pudiendo anticiparse que los cambios litológicos mencionados permiten establecer discontinuidades correlacionables con las que limitan unidades de mayor distribución areal (Astini 1991) dentro del Ordovícico inferior-medio precordillerano.

Discusión

El litosoma basal del Miembro Superior de la Formación San Juan constituiría la evidencia atenuada del evento de inundación regional que afectó a la Precordillera (Astini *et al.* 1988, Astini 1995) a partir del límite Arenigiano-Llanvirniano y por lo tanto se correlaciona con el paquete inferior de la aloformación Gualcamayo (Astini 1991, 1995) o secuencia Gualcamayo. En esta región, se produjo tras una incipiente inundación un restablecimiento del sistema carbonático, generándose una sucesión somerizante ("sucesión de alcance" de Astini 1995), de naturaleza progradacional-agradacional, nucleada en un alto estructural o abultamiento marginal occidental, de la cuenca restringida de la secuencia Gualcamayo. El litosoma superior en cambio, se incluye dentro de la aloformación Las Plantas (Astini 1991) o secuencia Las Plantas, correlacionándose con la Formación Las Aguaditas y el Miembro Superior de la Formación Los Azules en localidades vecinas (cordón de Los Blanquitos y Mogotes Azules, respectivamente). Así, quedan registrados dentro de la sucesión calcárea del cordón de Las Chacritas tres ciclos sedimentarios que abarcarían el lapso comprendido entre el Arenigiano y el Llandeiliano superior con interrupciones representadas por saltos de facies (discontinuidades en sentido amplio), de gran importancia en la interpretación paleoambiental de estos depósitos.

Conclusiones

El Miembro Superior lajoso de la Formación San Juan aflorante en el Cordón de Las Chacritas posee 70 m de espesor promedio y está compuesto por dos litosomas bien diferenciados. El inferior posee 65 m de espesor promedio y está constituido por calizas grises lajosas, muy fosilíferas, con estructura interna predominantemente nodular e indicios de somerización hacia el tope. El superior, de espesor creciente hacia el norte y ausente hacia el sur, está compuesto por calizas margosas negras y laminadas con abundantes graptolitos, análogas a las de la Formación Las Aguaditas. Desde un punto de vista secuencial el Miembro Superior de la Formación

San Juan no correspondería al ciclo depositacional calcáreo arenigiano (Formación San Juan), sino a dos ciclos transgresivos posteriores que, respectivamente, pueden correlacionarse con las secuencias Gualcamayo y Las Plantas, separados entre sí por sendas superficies de inundación.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Astini, R.A., 1991. Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clásico de la Precordillera Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba. 851 p. (inédita).
- Astini, R.A., 1995. Análisis secuencial y paleoambientes de las pelitas negras (aloformación Gualcamayo) que suprayacen a las sucesiones carbonáticas eo-ordovícicas en la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2):71-84.
- Astini, R.A., Cañas, F.L. y Benedetto, J.L., 1988. The Ordovician in the Precordillera Basin, western Argentina. 5th International Symposium of the Ordovician System, Abstract:4. Newfoundland.
- Baldis, B.A. y Beresi, M., 1981. Biofacies de culminación del ciclo deposicional calcáreo del Arenigiano en el Oeste de Argentina. Congreso Latinoamericano de Paleontología, 11-19. Porto Alegre.
- Baldis, B.A., González, S.B. y Pires de Carvalho, M.G., 1984. Una fauna arenigiana de la Sierra de Villicum (San Juan, Argentina) ubicada en las transfacies calcáreo-pelíticas. 3^o Congreso Latinoamericano de Paleontología, 68-72. Oaxatepec.
- Benedetto, J.L., Cañas, F.L. y Astini, R.A., 1986. Braquiópodos y trilobites de la zona de transición entre las Formaciones San Juan y Gualcamayo en el área de Guandacol (La Rioja, Argentina). 4^o Congreso Argentino Paleontología y Bioestratigrafía, 1:103-111. Mendoza.
- Beresi, M.S., 1986. Paleocología y biofacies de la Formación San Juan al sur del paralelo de 30° sur, Precordillera de San Juan. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Juan, 430 p. (inédita).
- Beresi, M.S., 1990. El Ordovícico de la Precordillera de San Juan. Relatorio 11^o Congreso Geológico Argentino, 32-46. San Juan.
- Espisúa, E., 1968. El Paleozoico inferior del Río de Las Chacritas, Dpto. de Jáchal provincia de San Juan, con especial referencia al Silúrico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23:297-311.
- Herrera Z.A. y Benedetto, J.L., 1990. Early Ordovician brachiopod faunas of the Precordillera Basin, Western Argentina: Biostratigraphy and paleogeographical affinities. En: Mackinnon, D.I., Lee, D.E. y Campbell, J.E. (Eds.): *Brachiopods through time*. 283-301. Balkema, Rotterdam.
- Keller, M., Cañas F., Lehnert, O. y Vaccari, N.E., 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (Western Argentina): Some stratigraphic reconsiderations. *Newsletters on Stratigraphy*, 31:115-132. Berlín.

Recibido: 3 de agosto, 1993

Aceptado: 21 de abril, 1994

NOTA BREVE

Evolución estructural de la porción austral del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires

María Silvia JAPAS

Depto. de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Pabellón II, Ciudad Universitaria. 1428 Buenos Aires, Argentina.

Introducción

El sector comprendido entre los cerros San Mario, Pan de Azúcar y del Corral ha sido motivo de numerosos estudios en virtud de las particulares características estructurales que presenta (Rayces 1941; Cucchi 1966; Kilmurray 1961, 1968, 1969; Kilmurray *et al.* 1971; Varela *et al.* 1987; Cobbold *et al.* 1986, 1991; von Gosen *et al.* 1991; Delpino y Dimieri 1991, 1993; entre otros).

A escala mayor, el área ha sido descrita por Cobbold *et al.* (1986, 1991) como el extremo austral de un arco asimétrico, verificándose transurrencia en dirección NE (Cobbold *et al.* 1986) o N-S (Cobbold *et al.* 1991) y corrimientos. Por su parte von Gosen *et al.* (1990) interpretan la estructura como el resultado de una primera fase de plegamiento a la que posteriormente se superpone una segunda fase que genera corrimientos y cizallamiento asociado. Para estos autores, el arco tendría un origen secundario, producto de una tercera fase de deformación (F3, cizallamiento senestral). Con posterioridad, Japas (1991, 1993 a y b) presenta evidencias en favor del esquema de Cobbold *et al.* (1986), define el ancho de la faja involucrada y demuestra la existencia de una componente de extensión asociada a la transurrencia regional. El control que habría ejercido la estructuración previa del basamento en la región ha sido sugerida por Sellés Martínez (1989) y detallada por Japas (1993b) al considerar la deformación del arco.

En el presente trabajo se analizan a distintas escalas las características estructurales de la región comprendida entre los cerros San Mario, Pan de Azúcar y del Corral y se propone un modelo de evolución estructural para el sector.

Características estructurales

Las estructuras deformativas reconocidas para el área bajo análisis aparecen sintetizadas en la Tabla 1 y la Figura 1b.

Discusión

Las evidencias estructurales mencionadas conducen a la definición de un sistema de deformación transcurrente (sector NE) a transtensivo (sector SO). Japas (1993 a y b).

Sector noreste (cerro del Corral-cerro Pan de Azúcar)

Los indicadores cinemáticos en el basamento evidencian transurrencia dextral en dirección Az 185° (Delpino y Dimieri 1991). Al sur del cerro del Corral existen indicios de evolución hacia un sistema transtensivo: Los indicadores cinemáticos revelan en la Fm. La Lola la superposición de cizallamiento dextral según un Az promedio de 210° (Japas 1991). Esta evolución encuentra correlato en el pasaje descrito por Delpino (1993) de condiciones deformativas dominadas por baja presión de fluido y alta rotación mecánica a otras de mayor presión de fluidos (que favorece el desarrollo de fracturas de extensión) y atenuamiento de la componente de cizalla simple.

Sector sudoeste (cerro San Mario)

Las siguientes evidencias apuntan hacia un sistema transtensivo:

-Relación espacial entre pliegues y zona de cizalla en la zona más deformada: La lineación del plegamiento originada bajo un régimen de cizallamiento simple tiende a paralelizarse a la dirección de cizalla en aquellas áreas de mayor deformación. Ello ocurre al sur del cerro San Mario (zona de mayor deformación de Cobbold *et al.* 1991), donde los ejes de los pliegues primarios se aproximan al Lineamiento Sauce Chico.

-Estructuras relacionadas a deformación progresiva transtensiva (sur del cerro San Mario): La aparición, en este sector, de corrimientos y plegamiento secundario transversales (Cobbold *et al.* 1991) se relacionaría con la

Tabla 1: Síntesis estructural para el área. Tomado de Cucchi (1966), Varela *et al.* (1987), Cobbold *et al.* (1986, 1991), Delpino y Dimieri (1991, 1993), von Gosen *et al.* (1990) y Japas (1991). L: Lineación de estiramiento; tN: techo al Norte; hSO: Sudoeste hundido; Dx: desplazamiento dextral; Sn: desplazamiento senestral.

	Sur cerro San Mario	Cerro San Mario	Cerro Pan de Azúcar	Cerro del Corral
CUBIERTA PALEOZOICA				
Plegamiento	Pliegues pericinales, arqueados, distribuidos en échelon y sobrecorridos al NE			
Pliegues Primarios	Subparalelos al lineamiento Sauce Chico	170° 10°	327° 10°	150° 18°
Secundarios	Sublatitudinales subhorizontales, asociados a corrimientos			
Clivaje	incl. S (L alto ángulo) tN incl. O (L bajo ángulo) Dx	155° 60° SO	150° 70° SO	150° 55° SO
Fallas Corrimientos	Sublatitudinales (con evidencias de superposición sobre desplazamiento de rumbo)	N-S 60° O	NNO inclina al SO	N-S 60°-70° O
Transcurrentes				OSO-ENE genera cambios en el rumbo del plegamiento
Estructuras S/C Mesoscópicas Microscópicas	Corrimiento (tN) sobre Dx Sin información	Dextral y corrimiento Sin información	Dextral en rumbo Dextral y antivergente c paralela al eje pleg.i=NE	Corrimiento NE y dextral en rumbo Dextral y provergente c 210° inclina al NO
Lineación de estiramiento	005° 10°	180°-190° 05°-30°		210° 20°
Deformación interna	Intensa	aum XY 70-98% aum Y/Z 66-100%	aum XY 41-58% aum Y/Z 42-62% ZX 0,85 ZY 1,00	aum XY 70-98% aum Y/Z 66-100% ZX 0,38 ZY 0,55
Foliación		150° 45° SO	160° 60° SO	140°-170° 40°-60° SO
Estructuras S/C Zonas de cizalla		c 010°-020° (Existe rotación) s ₁ , R ₁ , R ₂ , P	Sin información Sin información	c 005° inclina al ONO z ₁ subhorizontal (ENE) z ₂ muy inclinada (hSO) z ₃ moderada inclinación SO (Dx) z ₄ muy inclinada al SSO (Sn)
Deformación interna		Sin información	Sin información	2,5/2,0/1,0
BASAMENTO				

deformación progresiva transtensiva de la manera indicada en las Figuras 2b y 2c.

-Orientación de las zonas de cizalla: Las franjas de cizalla observadas en el basamento de este sector (Delpino y Dimieri 1993) presentan una orientación más sublatitudinal.

-Relación espacial entre la zona de cizalla y el plegamiento: La relación angular entre la dirección de cizalla definida (Lineamiento Sauce Chico) y el plegamiento primario en las áreas menos deformadas revelaría también la existencia de la componente de extensión asociada al cizallamiento dextral.

A diferencia de los modelos de Cobbold *et al.* (1986, 1991), se interpreta la existencia de una componente de extensión asociada a la transcurrancia, a raíz de la relación existente entre la dirección de transporte tectónico calculada (Az. 20°; Japas 1988) y la orientación de la faja deformada (Az. 35°; Japas 1993a), como así también a las estructuras relacionadas con la deformación progresiva del sistema local (Fig.2).

Conclusiones

Sobre la base de la información presentada en la Tabla 1 y la Figura 1b, se propone el siguiente modelo de

evolución estructural para el sector del arco analizado (Fig.2):

a) Generación de la faja de cizallamiento controlada por la estructuración previa del basamento;

b) Deformación por cizallamiento dextral de acuerdo a la orientación de la faja respecto de la dirección de transporte tectónico (Fig.2a);

c) Evolución del cizallamiento dextral:

Ensanchamiento de la faja deformada, deformación heterogénea con rotación de los elementos estructurales en las áreas más deformadas (los ejes de los pliegues y demás estructuras tienden a la dirección de cizalla).

Sector NE (cerro del Corral-cerro Pan de Azúcar): deformación transcurrente.

Deformación de acuerdo a la geometría local del Lineamiento Sauce Chico (Az 185°; zona de inflexión del lineamiento). Rotación de los elementos estructurales en las zonas más deformadas y evolución a un cizallamiento más sublatitudinal. No se descarta la posibilidad que en un primer estadio deformativo, el Lineamiento Sauce Chico no fuese activo localmente: La existencia de zonas de cizalla dextral en dirección aproximada Az 160° en la localidad cerro Pan de Azúcar (mínima deformación interna) así parece indicarlo.

Sector SO (cerro San Mario): deformación transtensiva.

Comprende el tramo rectilíneo del Lineamiento Sauce Chico. Se produce la rotación de los elementos estructu-

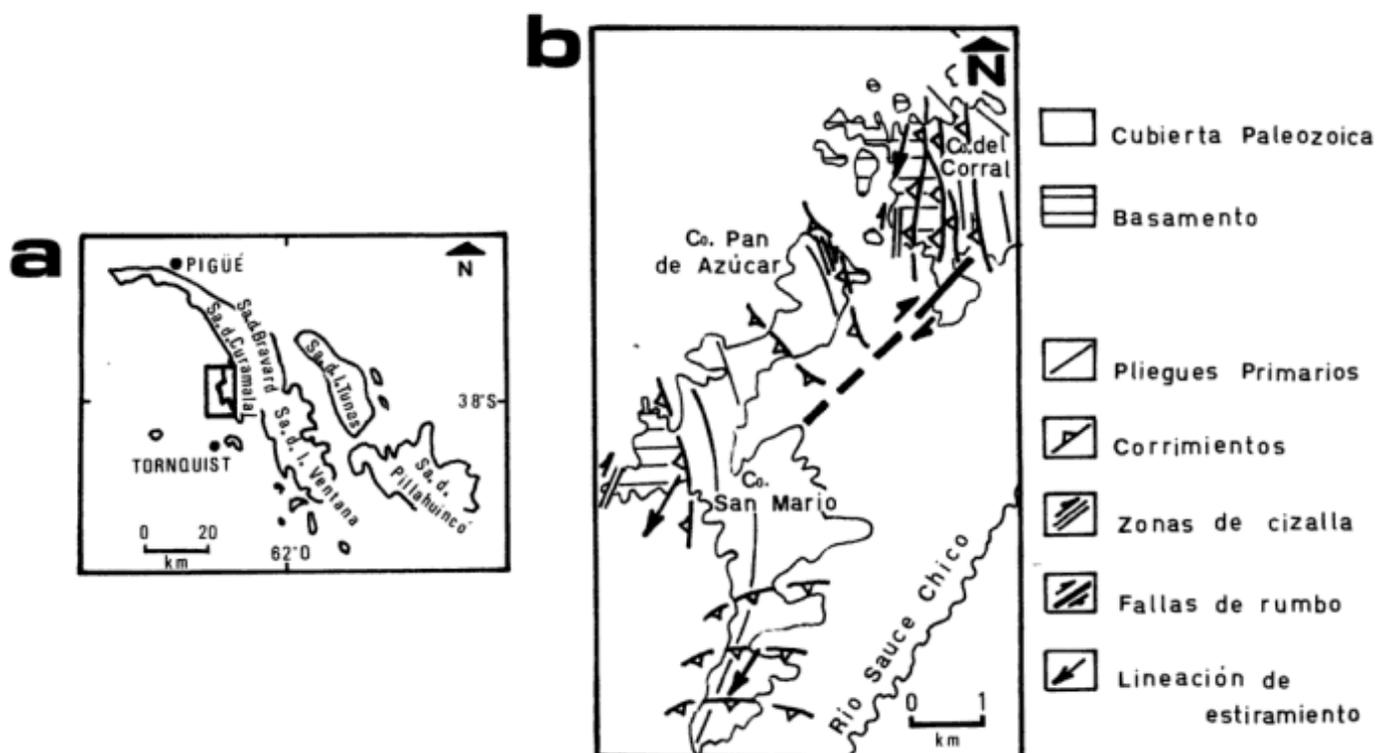


Figura 1: a. Mapa de ubicación. b. Bosquejo estructural del área. Tomado de Cobbold *et al.* (1991), Varela *et al.* (1987), Cucchi (1966), Delpino y Dimieri (1991, 1993) y Japas (1991).

rales de acuerdo a la cizalla y a la cantidad de deformación. En este esquema transtensivo, la dirección de cizalla no coincide con la línea de no deformación longitudinal (Indl) razón por la cual, durante la rotación, las estructuras superan la Indl y pasan al campo de acortamiento de la elipse de deformación. Así, se generan estructuras deformativas secundarias transversales superpuestas a las iniciales (deformación progresiva, Fig. 2c).

Vale la pena destacar que existe concordancia entre las estructuras deformativas relevadas al sur del área (von Gosen *et al.* 1990, en Tornquist; Dimieri com.pers. 1993, en el sector occidental de la Ea. Fortín Chaco; Ducós 1994, en el cerro de los Terneros; Coppolecchia com.pers. 1993, en el cerro del Barril) y al NE del área (Juan 1989, 1992; Bussio 1990, 1992, en el Abra del Chaco) para la región estructuralmente correspondiente (véase Japas 1991, 1993b).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bussio, D., 1990. Análisis meso y microestructural de la F. Providencia, Qda. del Ao. Providencia. NE Abra del Chaco. Sa. de Bravard.

- Sierras Australes de Buenos Aires. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 92p.(inédito).
- Bussio, D., 1992. Las diaclasas de la F. Providencia en las Sierras Australes de Buenos Aires: Análisis geométrico de su relación con la lineación de plegamiento y el valor de deformación interna en un esquema de cizallamiento simple. Monografías de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 8: 149-151.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina. *Hercynica*, 2 (2) : 135-148.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. y Rossello, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: The variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13 (7) : 743-758.
- Cucchi, R.J., 1966. Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21 (2) : 71-106.
- Delpino, S.H., 1993. Mecanismos de deformación y transformaciones mineralógicas como indicadores del régimen de deformación operante sobre las rocas del basamento del faldeo occidental del Cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3 : 21-31. Mendoza.
- Delpino, S.H. y Dimieri, L.V., 1991. Análisis de la deformación sobre rocas del basamento aflorantes en el faldeo occidental del Cerro del Corral, Sierras Australes Bonaerenses. *Acta 7ª Reunión sobre Microtectónica*, 53-61. Bahía Blanca.

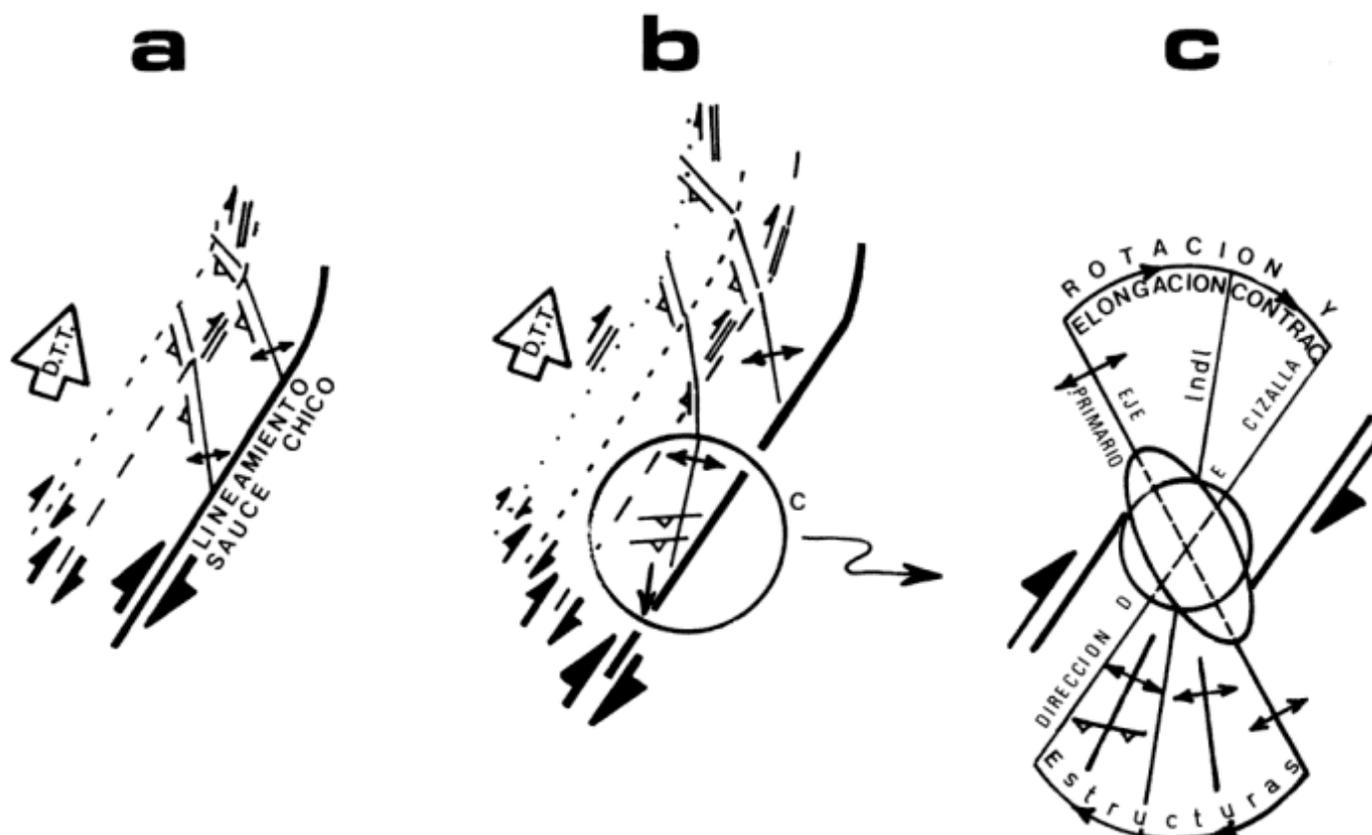


Figura 2: Modelo de evolución estructural propuesto: a. Estadio temprano de deformación. Plegamiento y fallas inversas asociadas al cizallamiento dextral propuesto. (D.T.T.= dirección de transporte tectónico). b. Estadio avanzado de deformación. Ensanchamiento de la franja involucrada. Rotación de las estructuras previas (fallamiento y plegamiento). Aparición en la zona de mayor deformación transtensiva, de estructuras que revelan el carácter progresivo de la deformación (corrimientos y plegamiento secundario transversales). c. Esquema detallado del sector de mayor deformación mencionado en b, indicando las características de la deformación y su relación con las estructuras reconocidas. Indl: línea de no deformación longitudinal.

- Delpino, S.H. y Dimieri, L.V., 1993. Características de la deformación y cinemática de las rocas del basamento, Perfil Las Lomas, Sierras Australes de Buenos Aires. Acta 8ª Reunión sobre Microtectónica, 11-14. Bariloche.
- Gosen, W.von, Buggisch, W. y Dimieri, L.V., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires province/Argentina). *Geologisches Rundschau*, 79 (3): 797-821.
- Ducós, E.I., 1994. Análisis meso y microestructural en el área del cerro de los Terneros, Sierras Australes de Buenos Aires. Trabajo final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 100 p. (Inédito).
- Japas, M.S., 1988. Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicancia geodinámica. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 359p. (inédito).
- Japas, M.S., 1991. Análisis microtectónico de la fábrica deformada del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de Buenos Aires. Acta 7ª Reunión sobre Microtectónica, 85-91. Bahía Blanca.
- Japas, M.S., 1993a. Evolución estructural del sector noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires. Acta 8ª Reunión sobre Microtectónica, 55-59. Bariloche.
- Japas, M.S., 1993b. Structural evolution of the northwestern arc from the Sierras Australes foldbelt. Buenos Aires province, Argentina. International Conference on Structures and Tectonics at different lithospheric levels. (Poster). Graz, Austria.
- Juan, R.C., 1989. Análisis micro y mesoestructural de la Formación Lolén en el sector aledaño al Abra del Chaco, Sierras de Bravard y de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 138p. (inédito).
- Juan, R.C., 1992. Micro y mesoestructuras de la Formación Lolén en las adyacencias del Abra del Chaco, Sierras Australes Bonaerenses. Monografías de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 8 : 93-98. (6ª Reunión sobre Microtectónica).
- Kilmurray, J.O., 1961. Petrografía de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Tesis Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata, 250p. (Inédito).
- Kilmurray, J.O., 1968. Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar (Partido de Saavedra, Buenos Aires). Actas 3ª Jornadas Geológicas Argentinas, 3:217-238. Buenos Aires.
- Kilmurray, J.O., 1969. Lineaciones columnares de clivaje en las rocas deformadas del Abra Agua Blanca y Cerro Pan de Azúcar. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (3) : 239-252.
- Kilmurray, J.O., Iñíguez Rodríguez, A.M. y de Francesco, F., 1971. Petrogénesis de las filonitas del sector occidental de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Reunión sobre la geología de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. Bahía Blanca.
- Rayces, E.C., 1941. Estructuras tectónicas del Cerro Pan de Azúcar en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de La Plata, 30 (inédito). La Plata.
- Sellés Martínez, J., 1989. The structure of the Sierras Australes (Buenos Aires Province, Argentina): An example of folding in a transpressive environment. *Journal of South American Earth Sciences*, 2 (4) : 317-329.
- Varela, R., Leone, E.M. y Manceda, R., 1987. Estructura tectónica en la zona del Cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (3-4): 256-261.

Recibido: 21 de diciembre, 1993

Aceptado: 16 de setiembre, 1994

† **Prof. Dr. Alberto Ricardo Germán Mingramm**
(18/07/94, Córdoba)



Con el fallecimiento del Dr. Alberto Mingramm desaparece uno de los brillantes geólogos argentinos que llegaron a formarse en la escuela de los maestros europeos que actuaron en el país.

Nacido en Buenos Aires el 21 de julio de 1921 e hijo de distinguidos progenitores

de origen alemán, cumplió sus estudios primarios en la Goethe Schule y se recibió de bachiller en el Instituto Incorporado Burmeister, ambos de la ciudad de Buenos Aires. En su juventud frecuentó la colectividad germana y fue aquilatando una sólida cultura pictórica, literaria y musical.

Terminado su bachillerato, se trasladó a Córdoba para seguir la carrera de ingeniería aeronáutica, la que abandonó para enrolarse en la de geología, en la cual se doctoró en Ciencias Naturales (especialidad Minerología y Geología) en la Universidad Nacional de Córdoba (1948), habiendo versado su tesis sobre el "Estudio geológico de la zona comprendida entre Ñorquín y Trelav-Tue, Departamento Ñorquín, Territorio de Neuquén". Su padrino formal era el Dr. Otto Schlagintweit, pero por el carácter del tema a desarrollar, su verdadero director fue el Prof. Dr. Pablo Groeber, de la Universidad de Buenos Aires. Siguió cursos de post-gradó, diplomándose de Doctor en Ciencias Naturales, especializado en Geología del Petróleo (1948), en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y luego completó su formación en el exterior (1962), especializándose en geotectónica en el Bureau des Recherches Géologiques et Minières de la Ecole des Mines de París y en la Société Nationale de Pétales de l'Aquitaine, ambas en Francia. En el mismo año cumplió visitas de información en La Haya/Holanda) y Hannover (Alemania), invitado por la Compañía Shell Petroleum.

El Dr. Mingramm guardaba un cálido recuerdo de algunos docentes con los cuales había tenido una estrecha vinculación, como los Dres. Otto Schlagintweit, Hans Seckt y Juan Olsacher, de la Universidad Nacional de Córdoba; Pablo Groeber y Alberto Castellanos, de la Universidad de Buenos Aires y de Enrique Fossamancini, de la Universidad Nacional de La Plata.

Su actividad profesional la inició en Yacimientos Petrolíferos Fiscales, en los que cumplió una etapa de becario entre 1944 y 1948, para luego pasar a ocuparse de investigaciones estratigráficas regionales y de estudios sedimentológicos y tectotópicos de cuencas jurásicas

y cretácicas de San Juan, Mendoza y Neuquén. De esa época datan los trabajos que efectuara con uno de nosotros (PNS), los que contribuyeron a adecuar el esquema estratigráfico propuesto por el maestro de ambos, el Dr. Pablo Groeber, quien incorporó las ideas de sus discípulos en dos de sus contribuciones ("La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30', etc. 1951 y "Jurásico", en GAEA, 1953). A partir de 1955, YPF le asignó actividades de geología aplicada para la zona de Neuquén y luego pasó a ocuparse de la ejecución y control de los estudios en el noroeste argentino y áreas vecinas de Bolivia y de Paraguay, comenzando a adquirir una fuerte especialización en tectónica de estructuras complejas, a la vez que intervino en estudios sobre la composición geológica del subsuelo de la llanura Chaco-mesopotámica.

De este último período (1960-67) datan sus valiosas publicaciones sobre las cuencas sedimentarias del Carbonífero, Pérmico y "Triásico" de la región citada, las que realizó en coautoría con otros colegas, aunque siempre se reconoce el papel relevante que Mingramm tuvo en la redacción de ellas. Asimismo, debe mencionarse su participación en la síntesis sobre la geología de las Sierras Subandinas y del Chaco salteño que se publicaron en las dos ediciones de la Geología Regional Argentina de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba (1972 y 1979).

En 1970 se incorporó a la empresa Shell, Capsa, con sede en Buenos Aires, para actuar en la Argentina, Bolivia, Chile, Paraguay, Perú y Uruguay, comenzando una intensa etapa de actividades geológicas y estructurales vinculadas al quehacer petrolífero. Por sus destacados méritos, Shell International SIMP lo trasladó en 1974 a su establecimiento madre en La Haya, confiándole el cargo de Geólogo Regional para Sudamérica. Es entonces cuando nuestro colega incrementa su ya valioso bagaje de información anterior con la que poseía esa empresa holandesa que actuaba a través del mundo, lo que le permitió alcanzar un envidiable dominio en el conocimiento de todo el continente (en especial el estructural), el que volcó en sus 52 informes inéditos preparados para YPF y los numerosos que realizó para el grupo Shell, comprendiendo áreas de la Argentina, del Altiplano de Bolivia, Chile y Perú, de la cuenca de Magallanes y de las Malvinas, de los Llanos del Ecuador y de varias regiones de Belize, Bolivia, Brasil, Colombia, Costa Rica, Chile, Ecuador, Guatemala, Honduras, México, Nicaragua, Panamá, Perú y Venezuela, además de Sudáfrica.

Paralelamente a sus actividades petrolíferas, el Dr. Mingramm cumplió tareas docentes superiores y así, entre 1956 y 1958 se desempeñó como Profesor Adjunto en la cátedra de "Geología Histórica y Regional" de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires; como Profesor Titular de la cátedra "Sedimentación y Análisis Regionales" del Instituto del Petróleo de la Facultad de Ingeniería de la misma casa de altos estudios (1956-69) y como Profesor

Titular de "Sedimentología I y II. Análisis de cuencas sedimentarias" del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de dicha Universidad, cargo del cual fue separado en 1973 por presiones de jóvenes colegas, cuando a pesar de habersele reconocido sus indiscutibles méritos académicos, se lo consideró no apto para la docencia superior por el hecho "de estar vinculado con una empresa multinacional..."

Habiendo pasado a retiro en el grupo Shell, el Dr. Mingramm retornó a la Argentina en 1981, pero siguió relacionado con aquél y con firmas consultoras locales. Asimismo, volvió a la actividad universitaria, cuando a instancias de uno de nosotros (MAH) pasó a actuar como Profesor Titular de "Geología Regional Argentina y Sudamericana" en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad Nacional de Córdoba, donde puso todo su énfasis en transmitir sus conocimientos, su larga experiencia y la valiosa información de que disponía sobre aspectos estructurales, ofreciendo cursos y conferencias que sus alumnos y aún sus colegas consideraron como ejemplares.

En 1987 fue distinguido con el grado de Profesor Consulto en la Universidad recién citada y en 1988 fue nominado miembro de la Academia Nacional de Ciencias, con sede en Córdoba.

Su lamentable desaparición no nos privará de conocer dos importantes contribuciones suyas, las que serán editadas por la Academia mencionada. Una de ellas, que tuvo como coautor a uno de sus discípulos, el Dr. Pablo Kraemer, versa sobre la "Estratigrafía y evolución de los Andes Fueguinos de Argentina y Chile" y la segunda, también realizada con otro discípulo, el Dr. Antonio Nacioni, se refiere a la "Estructura cenozoica y presente de las cordilleras de Mendoza y Neuquén.

Tenía gran habilidad para los idiomas y aparte del castellano, si bien dominaba a la perfección el alemán, el francés y el inglés, se regodeaba en usar este último, haciéndolo en el más puro estilo de Oxford o bien en el no tan pulcro de los norteamericanos. Poseía asimismo un buen dominio del italiano y del portugués.

En el campo personal, el Dr. Mingramm mostraba dos facetas que servían para caracterizarlo. Así, en reuniones de amigos era capaz de amenizarlas al máximo, gracias a su fina cultura y a sus sutiles (cuando no irónicas) ocurrencias y chistes.

En el terreno académico era un investigador profundo, al que lo afectaban las posturas de ciertos colegas, propensos a seguir tendencias del momento, a pesar que algunas de ellas no contaban aun con la madurez y certificación debidas. Al respecto, escribía a uno de nosotros (PNS) que a veces "lo desalentaba un poco la avalancha de trabajos cuyo único afán parecería ser el estar a la moda con ciertas técnicas con las que yo mismo tuve que lidiar en Shell" (se refería a los ensayos geotectónicos). En otros aspectos, extendía sus críticas hacia aquéllos que con excesos y sin limitaciones compatibilizadoras con otras disciplinas, aplicaban a

ultranza la estratigrafía secuencial y recordaba la reacción que ya se está produciendo en contra de esas corrientes y en favor de las bondades de la estratigrafía tradicional.

Hoy, lamentablemente, nos toca despedir a quien fuera no sólo un excelente amigo y brillante colega, sino también un profesional que ha dejado un gran bagaje de conocimientos en varias publicaciones y que ha contribuido a formar jóvenes investigadores en el sensible campo de la geotectónica. Al Dr. Alberto Mingramm le rendimos un sincero, respetuoso y cálido homenaje.

Pedro N. Stipanovic
Mario A. Hünicken

Producción científica del Dr. Alberto Mingramm

Disertaciones principales

1960. Nota preliminar sobre la presencia del Dogger superior y Malm inferior en la Vega de la Veranada, Neuquén septentrional (en coautoría con P. Stipanovic).- Reunión de Comunicaciones en Asociación Geología Argentina, Buenos Aires.
1964. Confección de mapas geológicos estadísticos y aplicación de la computación electrónica para el procesamiento de la información.- Departamento de Geología, Universidad Nacional de Córdoba.

Informes inéditos

1. Para YPF (1948-70)
Más de 50 informes regionales, locales, de emplazamiento de pozos de exploración y sobre valorización económica de áreas. Gerencia de Exploración YPF, Buenos Aires.
2. Para el grupo Shell (1970-80)
Numerosos informes sobre evaluación de cuencas petrolíferas de Argentina, Belize, Bolivia, Brasil, Colombia, Costa Rica, Chile, Ecuador, Guatemala, Honduras, México, Nicaragua, Panamá, Perú y Venezuela.- Shell Capsa (Buenos Aires) y Shell International (La Haya).

Publicaciones

1953. Groeber, P.F.C., Stipanovic, P.N. y Mingramm, A.R.G., Jurásico, en Mesozoico, II.- Geografía de la República Argentina, GAEA. Buenos Aires.
1960. Stipanovic, P.N. y Mingramm, A.R.G., Minería, en "La Argentina, Suma de Geografía", 4, (1) Editorial Peuser. Buenos Aires.
1960. Criado Roque, P., de Ferrariis, C., Mingramm, A., Roller, E., Simonato, I. y Suero, T., Sedimentary basins of Argentina.- Proceedings, Fifth World Petroleum Congress (1959), New York.
1960. Criado Roque, P., de Ferrariis, C., Mingramm, A., Roller, E., Simonato, I. y Suero, T., Cuencas sedimentarias de la Argentina.- Boletín de Informaciones Petroleras 320. Buenos Aires.
1963. Padula, E. y Mingramm, A., The fundamental geological pattern of the Chaco-Parana Basin (Argentina), in relation to its oil possibilities.- Proceedings Sixth World Petroleum Congress, Section I, Paper 1. Frankfurt am Main.
1967. Padula, E., Roller, E.O., Mingramm, A.R.G., Criado Roque, P., Flores, M.A. y Baldi, B.A., Devonian of Argentina.- First International Symposium on the Devonian System, Proceedings 2. Calgary.
1968. Roller, E. y Mingramm, A., Sobre el hallazgo de Ordovícico inferior al oeste de San Antonio de los Cobres (Provincia de

- Salta).- Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (2)
1968. Padula, E.L. y Mingramm, A., Estratigrafía, distribución y cuadro geotectónico-sedimentario del Triásico en el subsuelo de la llanura Chaco-Paranense.- 3º Jornadas Geológicas Argentinas, C. Rivadavia, 1. Buenos Aires.
1969. Padula, E. y Mingramm, A., Subsurface Carboniferous beds of the Chaco-Mesopotamian Region, Argentina, and their relatives in Uruguay, Paraguay and Brazil.- First Symposium on the Stratigraphy and Paleontology of the Gondwana System (Mar del Plata).- Proceedings Unesco, Paris.
1969. Padula, E., Mingramm, A. Permian subsurface beds of the Parana Basin, Argentina, and their relatives in Brazil, Paraguay and Uruguay.- First Symposium on the Stratigraphy and Paleontology of the Gondwana System (Mar del Plata).- Proceedings Unesco, Paris.
1969. Padula, E. y Mingramm, A. Subsurface Mesozoic red beds of the Chaco Mesopotamian Region, Argentina, and their relatives in Uruguay and Brazil.- First Symposium on the Stratigraphy and Paleontology of the Gondwana System (Mar del Plata).- Proceedings Unesco, Paris.
1972. Mingramm A. y Russo, A., Sierras Subandinas y Chaco salteño, Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
1979. Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. y Cazau, L., Sierras Subandinas.- Geología Regional Argentina, 1. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

NOTA NECROLOGICA

† Dr. Carlos A. Devizia (1935-1993)



El 2 de julio de 1993 falleció en Buenos Aires el Doctor Carlos Alberto Devizia. Había nacido el 28 de abril de 1935, en Necochea, provincia de Buenos Aires. Allí, junto a las barrancas del río Quequén Grande, inició su formación intelectual y siguió los pasos de sus co-

terráneos, amigos y colegas, Angel V. Borrello y Anselmo M. Anselmino, primero en las aulas del Colegio Nacional José Manuel Estrada y luego en las de la Universidad Nacional de La Plata, ciudad esta última en la que se radicó junto con sus padres y hermana. Comenzó sus estudios universitarios en la Facultad de Ingeniería y, posteriormente, su vocación por la Geología y el estímulo brindado por varios geólogos amigos, lo llevaron a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, donde el 30 de agosto de 1965 finalizó la Licenciatura en Geología. Sus años de estudiante universitario pusieron en evidencia no solamente su inteligencia, sino también la personalidad activa y multifacética que lo caracterizó a través de toda su vida. Simultáneamente con el curso regular de la carrera, Devizia impulsó también con excelentes resultados las actividades cooperativas del Centro de Estudiantes de Ciencias Naturales.

Inmediatamente de recibido y luego de una entrevista con los Doctores C. De Ferrariis e I. Simonatto, en ese entonces a cargo de la Gerencia de Minería y Geología de Explotación de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Devizia se incorporó a esa repartición como Geólogo de Subsuelo. Su primer destino, luego de contraer matrimonio, lo cumplió en Comodoro Rivadavia. Desde ese lugar y mientras atendía las actividades propias de su cargo, completó su Tesis Doctoral, bajo la dirección, primero del Doctor A. V. Borrello, hasta su fallecimiento, y luego del Doctor A. Cuerda. La misma, titulada "Estudio geológico del sector de San Isidro, Mendoza", fue aprobada el 18 de diciembre de 1973 con la máxima calificación. Con este trabajo culminó una etapa comenzada en mayo de 1962, cuando el Dr. Angel V. Borrello lo invitara a participar en una campaña de estudios en el área precordillerana de San Juan y Mendoza, en la que estuvo vinculado estrechamente con la División Geología del Museo de La Plata. En todos esos años Devizia colaboró con el Dr. Borrello en el laboratorio y en el

campo en las investigaciones que culminarían en la publicación de la obra que este último realizara sobre los Geosinclinales de la Argentina. Al decir de Devizia, Borrello le inculcó los principios fundamentales de su formación geológica y como "padre y amigo" lo incluyó junto a sus padres y esposa en la dedicatoria de su trabajo doctoral.

A partir de 1978, Devizia pasó a trabajar en la Gerencia Comercial de la Compañía Naviera Pérez Companc, donde se desempeñó hasta su muerte. En la actividad petrolera, además de actuar en la Cuenca del Golfo San Jorge, lo hizo en las Cuencas Neuquina y Austral de nuestro país, en las de Talara del Perú, Tarija de Bolivia y Paraná y Recónvaco del Brasil.

Sus primeras contribuciones al conocimiento geológico las realizó, siendo aún alumno, en las reuniones de comunicaciones de la División Geología del Museo de La Plata, bajo la guía del Dr. Borrello. De allí en más Devizia fue autor de más de un centenar de trabajos técnicos y conferencias, especialmente sobre temas relacionados con la energía y las proyecciones estadísticas comparativas del ámbito nacional y el resto del mundo.

En el campo de la Geología desarrolló también una intensa carrera docente, en la cual se desempeñó desde Ayudante Alumno, cargo obtenido por concurso en 1962, a Profesor Titular. Así enseñó en las Universidades de La Plata, de la Patagonia "San Juan Bosco", Nacional del Comahue, en el Instituto del Petróleo de la Universidad de Buenos Aires (I.P.U.B.A.) y en el Instituto Tecnológico de Buenos Aires (I.T.B.A.). Devizia tuvo una definida vocación docente, ayudada por una gran capacidad para sintetizar y transmitir conocimientos mediante exposiciones claras y ordenadas.

Fue miembro de numerosas sociedades profesionales, incluyendo la Asociación Geológica Argentina, la Asociación Paleontológica Argentina y el Centro Argentino de Geólogos. Es de destacar que en todas las oportunidades en que desde estas instituciones se le pidió apoyo, colaboración en alguna gestión o se requirió su presencia, siempre estuvo dispuesto y dió u obtuvo lo que se necesitaba. Es que Devizia consideraba que la Geología era una sola y que no cabían, sobre la base de diferencias de actividad, divisiones o separaciones antagónicas. Fundamentalmente, quería a la profesión que había elegido y no comprendía que hubiese geólogos que no trataran de jerarquizarla en todos los campos posibles, ya que al hacerlo se jerarquizaban a sí mismos.

Devizia tuvo siempre un gran amor y fidelidad por su familia, por sus padres, por su esposa, por su hijo y por sus amigos. Es en relación con ellos que se evidenciaba claramente su sensibilidad y bondad, facetas que para quienes lo conocían poco no siempre resultaban evidentes, debido quizás a sus usuales enfoques pragmáticos expuestos en forma fuerte y directa. Basta como muestra de su verdadero espíritu, releer la nota que escribí

en esta Revista luego de la muerte de su amigo y colega A.M. Anselmino, especialmente los párrafos en los que rememora con cariño la trayectoria compartida a lo largo de una vida.

Devizia sobresalió en todos los campos en los que actuó y para quienes compartimos con él las aulas universitarias, fue reconfortante comprobar, en todas las ocasiones en que lo volvimos a ver, que seguía siendo el compañero abierto y cordial de nuestra juventud, siem-

pre dispuesto a dar lo mejor de sí. Aún en los momentos en que, con admirable conciencia y entereza, sobrellevaba los males que finalmente, sin doblegar su espíritu de lucha, extinguieron su enorme vitalidad física.

Con su desaparición la Asociación Geológica Argentina y quienes lo conocimos y apreciamos, perdimos un amigo.

A.C. Riccardi

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

Salvador, A. (Ed.). *International Stratigraphic Guide, A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure*, 1994, 214 pp. Second Edition. International Union of Geological Sciences-Geological Society of America.

Esta nueva edición de la Guía Estratigráfica Internacional incluye los resultados de los estudios y discusiones realizados por la Subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica (ISSC - International Subcommission on Stratigraphical Classification, dependiente de la Comisión Internacional de Estratigrafía de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas), en los casi veinte años transcurridos desde la publicación de la primera (Hedberg, 1976; véase comentario en esta Revista, 1977, vol. 32, 2, p. 153-154).

El esquema de esta edición es, en líneas generales, similar al presentado en 1976, exceptuando la adición de dos nuevos capítulos y un glosario en los que se incluyen las "Unidades Limitadas por Discordancias" (Capítulo 6), las "Unidades Magnetoestratigráficas de Polaridad" (Capítulo 8) y una lista de términos estratigráficos con sus correspondientes definiciones.

Los tres primeros capítulos están dedicados a tratar aspectos generales de la clasificación estratigráfica, tipos de unidades, terminología, definiciones y procedimientos a seguir. El cuarto considera en detalle la definición de Estratotipos y Localidades Tipos. Estos capítulos, al igual que los referidos a las Unidades Litoestratigráficas (Capítulo 5) y Cronoestratigráficas (Capítulo 9), que también incluye las geocronológicas equivalentes y a las relaciones entre las diferentes clases de unidades estratigráficas (Capítulo 10) no muestran mayores diferencias con respecto a la primera edición de la Guía, salvo en lo que hace a una mayor precisión en las definiciones, organización y redacción. El Capítulo 7, referido a las Unidades Bioestratigráficas, presenta en cambio modificaciones en su organización y en el abandono de la Zona de Opper ("Opper-Zone"). La obra se completa con las listas, actualizadas, de los códigos nacionales y regionales existentes - entre los que figuran las dos ediciones (1972, 1992) del código argentino-, la bibliografía pertinente y un índice temático.

La nueva edición de la Guía Estratigráfica Internacional coincide con el Código Argentino de Estratigrafía (CAE, 1992) en casi todos sus aspectos. Las diferencias principales se hallan por un lado en la inclusión en este último de una Clasificación Geoclimática y de Unidades Pedoestratigráficas y por otro en el alcance dado a las Unidades Limitadas por Discordancias (Guía) y a las Unidades Limitadas por Discontinuidades (CAE). También hay discrepancias en las Unidades Bioestratigráficas, pues en el CAE las Biozonas de Intervalo incluyen las Bizonas de Distribución, al tiempo que se han omitido las "Lineage Zones". Tanto la Guía como el Código Argentino difieren a su vez del "North American Stratigraphic Code" (NASC, 1983) en que no

reconocen a las unidades litodémicas, aloestratigráficas, geocronométricas y diacrónicas de este último.

En lo que hace a las aloestratigráficas, la Guía da prioridad a las Unidades Limitadas por Discordancias, y el Código Argentino a las Limitadas por Discontinuidades. En este aspecto es importante remarcar que las Unidades Aloestratigráficas se definen de la misma manera que las Unidades Limitadas por Discordancias y que la introducción de éstas tiene prioridad sobre la de aquéllas. En lo que hace a las Unidades Limitadas por Discontinuidades del Código Argentino, su alcance es mayor. Tal como lo establece el Artículo 67, inc. 1 del Código, las discontinuidades pueden ser de diferente tipo. Por ello hasta las discordancia y concordancia ejemplificadas en la fig. 11 del Código son consideradas discontinuidades, tal como lo indica la explicación de la figura y se halla extensamente discutido en el trabajo del cual fue tomada. Así definidas las Unidades Limitadas por Discontinuidades del Código incluyen las "secuencias depositacionales" de la estratigrafía secuencial, al margen del arreglo interno de éstas. Por esta razón el Código homologa los términos Secuencia y Miosintema. Pese a ello el Código no propone formalmente otros términos y solamente se limita a mencionar algunos de los más usados, pues tal como se indica en sus secciones introductorias el tema se halla en discusión. Actualmente es objeto de consideración, tanto por el "Committee on Genetic Stratigraphy" recientemente establecido por la Comisión Internacional de Estratigrafía, como por la ISSC.

En cualquier circunstancia es oportuno señalar que el objetivo de la Guía es lograr un acuerdo internacional sobre los principios de la clasificación estratigráfica y desarrollar una terminología y procedimientos internacionalmente aceptables con la finalidad última de mejorar la comunicación entre los especialistas en Ciencias de la Tierra. En tal sentido se considera que la misma será aplicada en tanto se acepte la lógica y valor de sus definiciones, al tiempo que las propuestas conflictivas se verán convalidadas, o no, de acuerdo al uso que se haga de las mismas.

Al participar en la publicación de la Guía, la Geological Society of America se ha ocupado de remarcar que acepta y recomienda el uso del NASC, aunque otras propuestas, como las de la Guía, deban necesariamente aparecer en publicaciones realizadas en cooperación con la IUGS.

De la misma manera, si bien en nuestro ámbito debe recomendarse la aplicación de las normas fijadas en el CAE, también resulta útil contar con una síntesis de calidad, como la de la Guía, sobre principios, procedimientos y clasificación estratigráfica. Por ello esta obra seguramente será de utilidad a investigadores, profesionales y estudiantes en el área de Ciencias de la Tierra.

A.C. Riccardi

José Antonio Vera Torres. Estratigrafía: Principios y Métodos. Editorial Rueda, C/Porto Cristo nº 13, Parque de Lisboa, E-28924 Alcorcón, Madrid, España, Fax nº 34 1 6102855; 806 páginas, ISBN 84 7207 0743.

Esta obra ha sido publicada por la Editorial Rueda que ya había editado en 1977 el libro de Estratigrafía escrito por varios autores (I. Corrales, J. Rosell, L.M. Sánchez de la Torre, J.A. Vera y L. Vilas) que en aquel momento representaron la concreción de las nuevas generaciones de profesores españoles que, con gran dedicación, trabajaron para que la Estratigrafía fuera entendida como una ciencia joven, integradora y con amplio futuro. Eso quedó reflejado tanto en la gran aceptación como en la amplia difusión que tuvo aquel libro entre los geólogos de habla hispana. Además aquella obra fue prologada por C. Virgili y O. Riba, profesores de estratigrafía de una generación anterior y que actuaron durante un largo período como unos auténticos pioneros de la Estratigrafía española. Como que tras la publicación de aquel libro, los métodos, conceptos y filosofía de la Estratigrafía cambiaron substancialmente, se hacía necesario escribir un nuevo tratado en lengua castellana.

A mediados del último trimestre de 1994 empezó a distribuirse en España el libro que con el título de "Estratigrafía: Principios y Métodos" ha escrito Juan Antonio Vera Torres. El Profesor Vera como buen conocedor de los aciertos y carencias del anterior libro de Estratigrafía del que fue coautor, nos presenta el presente libro fruto de sus reflexiones sobre la Estratigrafía. Su larga experiencia investigadora y docente, de más de treinta años en las aulas de la Universidad de Granada, ha quedado reflejada tanto en los aspectos conceptuales y metodológicos como en la confección y estilo de la obra que ahora llega a nuestras manos.

El libro, con una extensión total de 806 páginas se ha estructurado en 22 capítulos, un epílogo, un glosario, una bibliografía, un índice analítico y una clave de las abreviaturas y unidades de medida utilizadas en el texto. Los capítulos tienen una extensión media de casi 34 páginas impresas, aunque existen variaciones notables que abarcan desde las 15 páginas que tiene el del "Estrato y estratificación" hasta las 73 páginas del de "Análisis de Cuencas", pasando por las 19 páginas del de "Bioestratigrafía", las 45 páginas del de "Continuidad y discontinuidad" o las 50 páginas del de "Estratigrafía sísmica y secuencial". Hay que notar que esas variaciones en extensión no son óbice para que los capítulos más cortos sean tratados con la rigurosidad que merecen y en cambio en los más largos se agradece la cantidad y calidad de la información aportada.

En el apartado de Bibliografía se ha realizado un gran esfuerzo, de tipo intensivo, por incluir los mejores artículos y libros de amplia difusión y por tanto fácilmente encontrables en las bibliotecas geológicas usuales. Las citas más recientes corresponden a trabajos publicados durante 1993, por lo que la bibliografía fundamental

anterior a esa fecha se halla ampliamente representada. Hay que agradecer al autor que haya incluido algunos ejemplos estudiados por otros geólogos españoles, de manera que constituyen una pequeña muestra representativa del estado actual de la Estratigrafía en España.

Se ha incluido un Glosario en el que con criterios modernos y acordes con las actuales tendencias, se han propuesto equivalencias inglés-castellano y viceversa de los términos estratigráficos más usuales. Existe un índice analítico bien estructurado que remite al lector a las páginas específicas donde se encuentra la definición o concepto buscado. Finalmente, se incluye un listado completo con las diferentes abreviaturas utilizadas en el texto.

Se trata pues de un nuevo libro de Estratigrafía bien estructurado, escrito con una prosa de fácil lectura, no exenta de la rigurosidad científica que el tema requiere, que viene a llenar un hueco en la literatura científica castellana sobre el tema. Aunque siempre es matizable el enfoque que cada uno de nosotros hubiera dado a una obra como ésta, el resultado final es muy bueno y altamente recomendable tanto para los estudiantes avanzados como para los profesionales de la geología. Desde hacía tiempo se necesitaba de una puesta al día y de un texto en lengua castellana que facilitase la transmisión de los conceptos y tendencias de la actual Estratigrafía.

Ferran Colombo
Dept. de Geologia Dinàmica,
Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia
Universitat de Barcelona.
E-08071 Barcelona, España.

Roland Trompette. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. Edit. Balkema (Rotterdam/Brookfield), 350 p., ISBN 90 5410 1652, P.O. Box 1675, 3000 BR Rotterdam, Netherlands. 1994.

Un trabajo de verdadera síntesis es el presentado a la consideración de la comunidad geocientífica por el Dr. Trompette, abarcando la evolución geológica de un sector del Gondwana (Sudamérica-Africa) de más de 20 millones de km², durante el lapso comprendido entre los 2000 y 500 Ma. Ello ha sido posible en gran parte, porque el autor ha acumulado una gran experiencia de campo de más de 20 años en el continente africano y de alrededor de 13 años en Sudamérica (especialmente en Brasil). En ambos casos participando activamente en tareas de campaña y gabinete en fructífera colaboración con numerosos colegas del ámbito local. Asimismo, a la luz de los amplios temas tratados, ha debido realizar una vasta consulta bibliográfica, fundamentalmente de la relevante y voluminosa información regional.

Según el autor, la clave de la obra presentada, ha sido la consideración de Unidades Litoestratigráficas para el

Precámbrico medio y superior, tanto del ámbito cratónico como de zonas plegadas adyacentes.

El texto está estructurado de manera coherente en cuatro divisiones principales. La primera está referida, por un lado, a los Cratones Pan-Africano-Brasilianos (Oeste Africano, Amazónico, Congo, Río de la Plata y Kalahari) y, por otra parte, se tratan las Coberturas y Secuencias Metasedimentarias del Proterozoico medio y superior. El segundo capítulo está referido a los Cinturones Plegados del Pan-Africano-Brasiliano (Orógenos Trans-Sahara, Cadenas del Congo Occidental, Araçuaí, Brasília, Dom Feliciano, Kaoko, Gariep, Malmesbury, Damara, Oubanguide-Sergipe, Oeste de Africa, Paraguay-Araguaia y Sierras Pampeanas). En la parte tercera el Dr. Trompette trata toda la problemática correspondiente al Mosaico de Micratones Pan-Africano-Brasiliano y a las Cadenas Plegadas Menores, como el

NE de Brasil y la porción central y occidental de Africa.

En el capítulo final, dedicado a las conclusiones y discusiones, presenta un análisis de la evolución geodinámica comparativa y sobre la posible amalgamación (a los 600-500 Ma) del Gondwana occidental con el Gondwana oriental, teniendo en cuenta el nivel de información disponible.

Cabe destacar finalmente que la obra está presentada con una esmerada impresión, con muy buenas ilustraciones y tipografía de buena calidad, que permite la amena lectura, constituyendo a mi criterio, una herramienta útil y recomendable para todos aquellos colegas que se interesan particularmente en la geotectónica del Precámbrico de los continentes sudamericano y africano.

Carlos A. Cingolani
Centro de Investigaciones Geológicas
Universidad Nacional de La Plata-CONICET

AGRADECIMIENTO A ARBITROS

La Subcomisión de Publicaciones de la Asociación Geológica Argentina agradece la tarea realizada por los miembros del Comité Editorial y la colaboración prestada por los siguientes colegas que han actuado durante el año 1994 como árbitros de manuscritos enviados para su publicación a esta Revista.

- Dr. Richard Allmendinger (Cornell University, EE.UU.)
 Dr. Ricardo Astini (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dra. Matilde Beresi (CRICYT, Mendoza)
 Dra. Norma Brogioni (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. José Calvo Sorando (Universidad Complutense, España)
 Dr. César Casquet Martin (Universidad Complutense, España)
 Dra. Liliana Castro (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. Elena Centeno García (Universidad Nacional Autónoma, México)
 Dra. Silvia Césari (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Peter Cobbold (Université de Rennes, Francia)
 Dr. José Cortés (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Carlos Costa (Universidad Nacional de San Luis)
 Dr. Pedro Depetris (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dr. Robert Evans (British Geological Survey, Gran Bretaña)
 Dr. Fernando Fernández Seveso (YPF S.A., Buenos Aires)
 Dra. Hebe Gay (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dr. Gustavo González Bonorino (Universidad de Salta)
 Dr. Carlos Gulisano (Petrolera Argentina San Jorge)
 Dr. Mario Iñíguez Rodríguez (CIG, La Plata)
 Dr. Susanne Kay (Cornell University, EE. UU.)
 Dr. Alan Kendall (University of South Carolina, EE.UU.)
 Dr. Pierfranco Lattanzi (Università degli Studi, Firenze, Italia)
 Dr. Carlos Limarino (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. María F. Márquez Zavalía (Universidad Nacional de San Luis)
 Dr. Armando Massabie (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Sergio Matheos (CIG, La Plata)
- Dr. Mario Mazzoni (CIG, La Plata)
 Dr. Julio Merodio (CIG, La Plata)
 Dr. Alberto Mingramm (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dra. Teresita Montenegro (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. Paulina Nabel (Museo Argentino de Ciencias Naturales)
 Dr. Igor Pacca (Univerdidade de Sao Paulo, Brasil)
 Dr. Ricardo Palma (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. José Luis Panza (Secretaría de Minería, Buenos Aires)
 Dr. Miguel Parada (Universidad de Chile, Chile)
 Dr. Josép Pares (The University of Michigan, EE.UU.)
 Dr. Gerardo Parker (Servicio de Hidrografía Naval)
 Dr. Silvio Peralta Universidad Nacional de San Juan)
 Dr. Jorge Rabassa (CADIC, Ushuaia)
 Dr. Alberto Riccardi (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. A. Rocha Campos (Universidade de Sao Paulo, Brasil)
 Dr. Eduardo Rossello (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. Nora Sabbattini (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Amos Salvador (The University of Texas at Austin, EE.UU.)
 Dra. Ana María Sato (CIG, La Plata)
 Dr. Juan Manuel Sayago Universidad Nacional de Tucumán)
 Dr. Roberto Scasso (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Pedro Stipanovic (Buenos Aires)
 Dra. Luisa Villar (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Wolfgang Volkheimer (Museo Argentino de Ciencias Naturales)
 Dr. Marcelo Yrigoyen (Buenos Aires)
 Dra. Patricia Zalba (CETMIT, Gonnet)

CRONICA DE LA ASOCIACION

COMISION DIRECTIVA

Debido a la renuncia del Dr. B. Antelo Pérez, por razones de trabajo, se procedió a designar como nuevo Tesorero de la Asociación a la Dra. N. Pezzutti. Por renuncia de la Dra. N. Brogioni al cargo de vocal de la Comisión Directiva, se designó como Coordinador del Boletín Informativo al Dr. H. Vizán.

PREMIO STORNI

La Comisión Directiva procedió a ratificar la composición del jurado actuante, el cual quedó integrado por los Doctores A.C. Riccardi, S.E. Damborenea y L. Legarreta.

ASAMBLEA GENERAL EXTRAORDINARIA

El miércoles 29 de junio de 1994 se realizó en la Casa del Geólogo una Asamblea Extraordinaria para aprobar el nuevo Reglamento de Congresos Geológicos Argentinos y modificaciones al Reglamento de Publicaciones. Los textos aprobados fueron elevados a la Inspección General de Justicia para su convalidación definitiva.

ASAMBLEA GENERAL ORDINARIA

El 12 de septiembre de 1994 tuvo lugar la Asamblea General Ordinaria en la que se aprobaron la Memoria, Balance General y Cuenta de Gastos y Recursos correspondientes al período 16 de mayo de 1993 - 15 de mayo de 1994.

50º ANIVERSARIO DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Con motivo de celebrarse el 30 de junio de 1995 el 50 aniversario de la fundación de la Asociación, la Comisión Directiva resolvió designar al año comprendido entre el 30 de junio de 1994 y el 30 de junio de 1995 como AÑO DEL 50 ANIVERSARIO DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA. El 12 de mayo la Comisión Directiva organizó una reunión de Miembros Honorarios en la Casa del Geólogo, con el objeto de solicitar colaboración para los actos del 50º aniversario de la Asociación. En el transcurso de la misma se constituyó una Comisión de Homenaje al 50 Aniversario de la Asociación Geológica Argentina, con el Dr. P. Stipanovic como Presidente y el Dr. E. Linares como Secretario e integrada por los Dres. S. Archangelsy, H. Camacho, E.

González Díaz, M. Hünicken, H. Rimoldi, M. Yrigoyen y todos los Miembros Honorarios que pudiesen participar. En la oportunidad se designó el Jurado para el Premio AGA 50. Desde la fecha citada la Comisión se reunió periódicamente, trabajando en un programa de actos a desarrollar durante el AÑO DEL 50 ANIVERSARIO DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA.

CUOTA SOCIETARIA

Las cuotas del año 1994 para socios activos y adherentes fueron fijadas en \$ 50.- y 30.- y las reincorporaciones en \$ 60 y \$ 35.-, respectivamente. Con posterioridad al 30 de junio se estableció un recargo de \$ 10.- y \$ 5.-.

PAGOS CON TARJETAS DE CREDITO

A partir de enero de 1994 se habilitó el pago de cuotas societarias y compras de publicaciones mediante tarjetas de crédito.

PRECIO DE PUBLICACIONES

La suscripción a la revista para 1994 se fijó en \$ 80.- y también se establecieron nuevos precios para los vol. 13 a 42 de la Revista.

DELEGACIONES

Nuevos Delegados: La Comisión Directiva designó como único Delegado en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, al Lic. A. Caselli, por renuncia de la Dra. A. Vrba. Por renuncia se produjeron los siguientes reemplazos: Río Gallegos, el Lic. R. Andreone fue reemplazado por el Lic. Pedro Tiberi; Salta, la Dra. M. C. Moya por la Dra. R.A. Marquillas; La Plata, el Dr. J.R. Franzese por el Lic. A. Benialgo; Museo Bernardino Rivadavia, la Dra. E. Di Paola por la Dra. P. Nabel; Plaza Huincul, el Dr. F.H. Bettini por el Lic. M. A. Rebasea.

SOCIOS

En el transcurso de 1994 se incorporaron 21 socios activos y 13 adherentes. Hubo además 9 reincorporaciones. Hubo 9 bajas por fallecimiento, una por renuncia y 114 por falta de pago.

REVISTA DE LA ASOCIACION GEOLOGICA

Fueron publicados y distribuidos los volúmenes 47(4) y 48 (1) de la Revista. Se inició la composición de los volúmenes 48(2) y 48 (3-4). Se resolvió que para publicar en la Revista los autores de los trabajos deben ser miembros de la Asociación.

NUEVAS SERIES

Por resolución de la Comisión Directiva, aprobada por la Asamblea General Extraordinaria realizada el 29 de junio se modificó el Reglamento de Publicaciones de la Asociación, con el fin de introducir dos nuevas series aperiódicas: SERIE D: PUBLICACIONES ESPECIALES y Serie E: GUIAS DE CAMPO. Fue publicado el N° 1 de la Serie D, el cual contiene los Abstracts y Proceedings del "Second Field Meeting" (Antofagasta, Noviembre de 1993) del "IGCP 322, Correlation of Jurassic Events in South America". Se pusieron en prensa los números 1, 2 y 3 de la Serie E, editados conjuntamente con la Secretaría de Minería de la Nación, los cuales incluyen las Guías de las excursiones intra, pre y post-Congreso del 4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology.

BOLETIN INFORMATIVO

Durante 1994 se publicaron los Boletines Informativos 20 (abril), 21 (agosto) y 22 (diciembre).

CONGRESOS GEOLOGICOS ARGENTINOS

De acuerdo al mandato recibido por la Asamblea de Apertura del XII Congreso Geológico Argentino (Mendoza, 1993), la Asociación Geológica Argentina, conjuntamente con los ex-Presidentes de los Congresos Geológicos Argentinos, modificó el Reglamento de los Congresos y asumió transitoriamente las funciones del Comité Permanente de Congresos. El proyecto elaborado por la Comisión Directiva fue analizado en varias reuniones con ex-Presidentes. En dichas reuniones se aprobaron un nuevo Reglamento de Congresos Geológicos Argentinos y se designaron como sede del XIII Congreso Geológico a la Ciudad de Buenos Aires y como Presidente de la Junta Ejecutiva del mismo al Dr. Enrique Mainardi. Con posterioridad la Comisión Directiva de la Asociación ratificó el texto definitivo del Reglamento y, dado el compromiso institucional que el mismo implica, llamó a Asamblea Extraordinaria para su aprobación definitiva. El Reglamento fue convalidado por la Asam-

blea realizada el 29 de junio de 1994 y sometido a la aprobación de la Inspección General de Justicia.

AUSPICIOS

En el transcurso del año se realizaron las siguientes reuniones auspiciadas por la Asociación: IX Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología (Mar del Plata, 5-7 de octubre); 4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology (Mendoza, 18-23 de octubre); IGCP 322 Third Field Conference (Neuquén-Mendoza, 15-27 de octubre); Reunión de Geología Ambiental (Río Cuarto); Segundo Seminario sobre Geociencias y Cambio Global (Buenos Aires, 22-23 de noviembre).

CAPICG, CAPLI, CADINQUA: La Comisión Directiva renovó a los representantes de la Asociación ante comités del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET): 1) Comité Argentino para el Programa Internacional de Correlación Geológica (CAPICG): Dres. C. Rapella (Titular) y O. Limarino (Suplente); 2) Comité Argentino del Programa de la Litósfera (CAPLI): Dras. N. Pezzutti (Titular) y M. Brodtkorb (Suplente); 3) Comité Argentino para la Investigación del Cuaternario (CADINQUA): Dres. P. Nabel (Titular) y B. Antelo (Suplente).

RELACIONES CON ENTIDADES EXTRANJERAS

IUGS. La Comisión Directiva, en su carácter de Comité Nacional, postuló a varios miembros de la Asociación para el Comité Ejecutivo y cuatro Grupos de Trabajo de esa entidad. Propuso además a la IUGS la necesidad de lograr un balance más adecuado de las disciplinas representadas en su Comité Ejecutivo, en el cual predominan actualmente representantes de Petrología, Geoquímica y Geología de Yacimientos.

GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA. La Asociación contestó favorablemente una propuesta de la Geological Society of America para desarrollar relaciones interinstitucionales de carácter formal e informal.

SOCIEDAD GEOLOGICA DEL PERU. A raíz de la visita de un miembro del Consejo Directivo de la Sociedad Geológica del Perú, se resolvió iniciar gestiones tendientes a desarrollar relaciones interinstitucionales similares a las propuestas por la Geological Society of America.

SOCIEDAD CUBANA DE GEOLOGIA. Durante la segunda quincena de noviembre el Presidente de la Asociación Geológica Argentina participó del Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería, por invitación de la Sociedad Cubana de Geología. En la oportunidad se

iniciaron conversaciones con el fin de establecer vinculaciones oficiales entre ambas instituciones.

DIA DEL GEOLOGO

El 24 de junio se realizó, con la participación de numerosos colegas, una cena conmemorativa del Día del Geólogo. La misma fue organizada conjuntamente con el Consejo Superior Profesional de Geología y la Asociación Paleontológica Argentina.

CONCURSO AGA 50

Con motivo del año del 50 Aniversario de la Asociación Geologica Argentina, se realizó un concurso para proveer con material gráfico mural a los salones de la

institución. El mismo estuvo abierto hasta la última semana de noviembre. El Jurado fue integrado con los Dres. H.H. Camacho, M. Yrigoyen, E. González Diaz, H. Rimoldi y S. Archangelsky y fue facultado para requerir el asesoramiento de especialistas en artes plásticas y diseño.

SEDE

- Se habilitó un servicio de Fax con el número 325-3104.
- Las entidades propietarias de la Casa del Geólogo realizaron una rifa contribución destinada a recaudar fondos para realizar tareas de mantenimiento y mejoras del inmueble.
- Donaciones. Durante 1994 se recibieron donaciones para la sede de varios miembros (S. Archangelsky, M. Hünicken, M. Yrigoyen) y de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba).

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA
(1993-1995)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.
Vicepresidente: Dr. Vicente Méndez.
Secretaria: Dra. Paulina Nabel.
Tesorero: Lic. Norma E. Pezzutti.
Vocales titulares: Dra. Susana Damborenea.
Dr. Sergio Matheos.
Dr. Haroldo Vizán.

Vocales suplentes: Dra. Milka K. de Brodtkorb.
Dr. Belarmino Antelo Pérez.
Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.
Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.
Dr Sergio D. Matheos.
Dr. Haroldo Vizán.

COMITE EDITORIAL

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb, Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dalla Salda, Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix González Bonorino, Dr. Emilio González Dfáz, Ing. Antonio Introcaso, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo Llambías, Dr. Norberto Malumián, Dr. Rosendo Pascual, Dr. Víctor A. Ramos, Dr. Carlos W. Rapela, Dr. José A. Salfity, Dr. Jorge N. Santa Cruz y Dr. Luis A. Spalletti.

MIEMBROS HONORARIOS

Dr. Pablo Groeber †
Dr. Juan Keidel †
Dr. Joaquín Frenguelli †
Dr. Franco Pastore †
Dra. Edelmira Mortola †
Dr. Horacio J. Harrington †
Dr. Armando F. Leanza †
Dr. Jorge Polanski †
Dr. Percy Quensel †
Ing. Victorio Angelelli †
Dr. Angel V. Borrello †
Dr. Osvaldo Braccacini †
Dr. Richard Foster Flint †
Dr. Carlos Storni †
Dr. Juan C. M. Turner †
Dr. Carlos Gordillo †
Dr. Emiliano Aparicio †
Dr. Raúl N. Dessanti †
Dr. Alberto R. Mingramm †
Ing. Daniel Valencio †
Dr. Pedro Criado Roque †
Dr. Juan Carlos Riggi †

Dr. Félix González Bonorino
Dr. Horacio Camacho
Dra. Pierina Pasotti
Dr. Enrique de Alba
Dr. Bernabé Quartino
Dr. Edgardo Rolleri
Dr. Pedro N. Stipanovic
Dr. Mario E. Teruggi
Dr. Marcelo R. Yrigoyen
Dr. Juvenal J. Zambrano
Dr. Roberto Luis Caminos
Dr. Enrique Linares
Dr. Rosendo Pascual
Dr. Carmelo de Ferrariis
Dr. Alfredo Cuerda
Dr. Francisco Fidalgo
Dr. Emilio González Dfáz
Dr. Arturo J. Amos
Dr. Sergio Archangelsky
Dr. Telasco García Castellanos
Dr. Mario Hünicken
Dr. Horacio V. Rimoldi

MIEMBROS CORRESPONDIENTES

Dr. Arnoldo Heim †
Dr. Luciano Jacques de Moraes †
Dr. Enrique Gerth †
Dr. Abel Herrero Ducloux †
Ing. Héctor Flores Williams †
Ing. Jorge Muñoz Cristi †
Dr. Rodolfo Méndez Alzola †
Dr. Guillermo Zuloaga
Ing. Carlos Ruiz Fuller
Dr. G. Umberto Cordani
Dr. Jean Dalziel
Dr. Jean-Claude Vicente

Dr. Gerd E. Westermann
Dr. Michael R. Thomson
Dr. Hubert Miller
Dr. Oscar Rösler
Dr. Marcel Arnould
Dr. Mario Barbieri
Dr. Emiliano Mutti
Dr. José Corvalán Dfáz
Dr. Reynaldo Charrier
Dr. Estanislao Godoy Pirzio-Biroli
Dr. Francisco Hervé
Dr. Julio Saavedra Alonso

INDICE DEL TOMO 49

Alvarez, P.P., Benoit, S.V. y Ottone, E.G. Las formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la Cordillera Principal de San Juan	123
Astini, R.A. Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (suroeste de Guandacol y cordón de Perico-Potreriño), Precordillera septentrional	55
Astini, R.A. Análisis secuencial y paleoambientes de las pelitas negras (aloformación Gualcamayo) que suprayacen a las sucesiones carbonáticas eo-ordovícicas en la Precordillera argentina	71
Bjerg, E.A. Platinum group elements and gold in serpentized ultramafic rocks from the Cordillera Frontal, Argentina	48
Bonorino, A.G. Geohidroquímica de la lluvia en la región del suroeste bonaerense	93
Brogioni, N. y Ribot, A. Petrología de los cuerpos La Melada y La Gruta, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis	269
Bujalesky, G.G., Coronato, A.M., Roig, C.E. y Rabassa, J.O. Forma de rodados de ambientes glaciogénicos del Pleistoceno y costeros actuales del lago Fagnano, Tierra del Fuego	154
Cristallini, E.O., Mosquera, A. y Ramos, V.A. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan	165
Galliski, M.A. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos	99
Galliski, M.A. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos	113
Galliski, M.A., Márquez Zavalía, M.F., Oyarzábal, J.C. y Cortona, O. Geología de una pegmatita de tipo albita: la mina Independencia Argentina	306
García, V.M., Zavala, C.A. y Quattrocchio, M.E. Relación entre análisis palinológico y análisis de facies. Aplicación al Grupo Cuyo (Jurásico medio) en la Cuenca Neuquina	184
Gelós, E.M., Spagnuolo, J.O., Schillizzi, R.A. y Gómez, E.A. Textura y mineralogía de los sedimentos de playa entre San Antonio Oeste (Río Negro) y Puerto Lobos (Chubut)	85
González Bonorino, G. y González Bonorino, F. El armazón estratigráfico del Paleozoico inferior (Cámbrico-Devónico) en Sudamérica meridional; controles tectónicos y eustáticos	241
Hongn, F.D. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento de la Puna oriental; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva	256
Iglesias, J.C., Labudía, C.H. y Bjerg, E.A. Intercalaciones piroclásticas en la cuenca sedimentaria triásica de Los Menucos, Provincia de Río Negro	236
Isla, F.I. Evolución comparada de bahías de la península Mitre, Tierra del Fuego	197
Isla, F.I., Witkin, G., Bertola, G.R. y Farenga, M.O. Variaciones morfológicas decenales (1983-1993) de las playas de Mar del Plata	359
Kostadinoff, J. y Gelós, E.M. Análisis de las mediciones gravimagnéticas realizadas entre El Fuerte y arroyo Verde, Provincia de Río Negro	19
Koukharsky, M. y Morello, O. Zunyita asociada a alunita y pirofilita del yacimiento Mi Vida, Provincia de Catamarca. Características mineralógicas y significado paragenético	211
Labudía, C.H. y Bjerg, E.A. Geología del sector oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro	284
Lazarte, J.E. Geología y geoquímica del Granito Papachacra (¿Carbonífero?), Sierras Pampeanas, Catamarca	337
Limarino, C.O., Morelli, J.R. y Gaidano, D. Sedimentología y origen del yacimiento Corral Amarillo (Cuaternario), Sistema de Famatina, Provincia de La Rioja	143
Márquez Zavalía, M.F. y Galliski, M.A. Mineralogía y paragénesis de "La Estancia", un depósito epitermal de la Sierra de San Luis	39

Márquez Zavalía, M.F. y Pedregosa, J.C. Cianotriquita y carbonatocianotriquita de mina Capillitas, Catamarca	353
Martínez, D.E., Gómez Peral, M.A. y Maggi, J. Caracterización geoquímica y sedimentológica de los fangos de la laguna Mar Chiquita, Provincia de Córdoba: aplicación del análisis multivariante	26
Martino, R., Escayola, M. y Saal. Estructura del cuerpo de "kinzigita" del río Santa Rosa, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba	3
Milana, J.P. y Alcober, O. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina)	217
Parker, G., Paterlini, C.M. y Violante, R.A. Edad y génesis del Río de la Plata	11
Quattrocchio, M.E., Kostadinoff, J., Martínez, G.A. y Prieto, A.R. Evidencias de neotectónica en el río Sauce Chico, Provincia de Buenos Aires	297
Spikermann, J.P., Domínguez, M., Massaferró, G., Lagorio, S., Arensburg, I., Pacheco, S. y Vizán, H. Rasgos geológicos del sector occidental de la sierra de Languineo, Provincia del Chubut	313
Varela, M.E. Surface alteration and lithogeochemical indicators in the Angela mine District, Chubut Province	206
Vujovich, G.I. Geología del basamento ígneo-metamórfico de la loma de Las Chacras, sierra de La Huerta, San Juan	321
NOTAS BREVES	
Astini, R.A. Significado estratigráfico del Miembro Superior de la Formación San Juan, cordón de Las Chacritas, Ordovícico medio de la Precordillera de San Juan	365
Japas, M.S. Evolución estructural de la porción austral del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires	368
Notas necrológicas: Prof. Dr. Alberto Ricardo Germán Mingramm	373
Dr. Carlos A. Devizia	376
Comentarios bibliográficos	378
Agradecimiento a árbitros	381
Crónica de la Asociación	382

Los trabajos publicados en la Revista de la Asociación Geológica Argentina son citados en:
Bibliography and Index of Geology, Georef Thesaurus and Guide to Indexing, Geo Abstracts,
Mineralogical Abstracts y Zoological Record.

○○○

**La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico
de los siguientes organismos, empresas y asociados:**

YPF S.A.
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Amoco Argentina Oil Company
BHP-Utah International Exploration Inc.
Compañía General de Combustibles S.A.
Compañía Naviera Pérez Companc
Total Austral S.A.
E. Linares
A.C. Riccardi

○○○

Edición realizada por Alcira Vergara Oroño
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 30 de junio de 1995
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires.

INTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

La **Revista de la Asociación Geológica Argentina** considera para su publicación artículos originales e inéditos que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur.

Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la **Revista de la Asociación Geológica Argentina** serán propiedad de la Asociación.

Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica Argentina", publicado en el número 1 del tomo 47.

Sólo se recibirán manuscritos que se adecúen a estas normas. Todos los manuscritos presentados para su publicación serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener una calidad adecuada de los artículos a publicar.

Presentación del manuscrito

El texto del manuscrito mecanografiado, incluidas las explicaciones de las figuras y tablas, se entregará por triplicado. Se presentará además el original de cada figura y tabla y dos copias adicionales de cada una de ellas, reducidas al tamaño de publicación.

Los manuscritos serán enviados a:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1º piso 1006 Buenos Aires

Se recibirán trabajos escritos en idioma castellano o inglés. Los manuscritos deberán estar escritos a máquina o impresos en papel tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a doble espacio y con márgenes amplios a cada lado. La extensión del texto, excluida la bibliografía, no deberá ser mayor de 30 páginas.

La primera página del manuscrito incluirá el título, el nombre de los autores y su dirección postal completa.

La segunda página incluirá un resumen, consistente en un único párrafo con un máximo de 250 palabras. Para artículos escritos en castellano el resumen será en idioma inglés y se titulará "Abstract", e irá precedido por una traducción del título del trabajo al inglés. Trabajos escritos en inglés llevarán además un resumen en castellano con una traducción del título a ese idioma.

El texto del trabajo comenzará en la tercera página y deberá observarse en general el siguiente orden de planificación: introducción, métodos, resultados, discusión, conclusiones, agradecimientos y trabajos citados en el texto.

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la Revista, es decir, 18x23 cm. Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada seis páginas de manuscrito.

Las explicaciones de cada figura o tabla se incluirán como texto corrido en hoja aparte al final del texto.

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en el texto y los listados. Debe prestarse especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse completos, sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse el nombre del editor y el lugar (ciudad) de edición.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J.C., 1972. Ciclos metalogénicos de la Argentina. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp.797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. y Smith, D.G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

Autores

Los autores de los artículos publicados deberán ser Socios de la Asociación Geológica Argentina.

Rev. Asoc. Geol. Argent.

Tomo 49, N° 3-4

CONTENIDO

Isla, F.I. Evolución comparada de bahías de la península Mitre, Tierra del Fuego <i>Comparative evolution of the bays of peninsula Mitre, Tierra del Fuego</i>	197
Varela, M.E. Surface alteration and lithogeochemical indicators in the Angela mine District, Chubut Province <i>Alteración superficial e indicadores litogeoquímicos en Mina Angela, Provincia de Chubut</i>	206
Koukharsky, M. y Morello, O. Zunyita asociada a alunite y pirofillita del yacimiento Mi Vida, Provincia de Catamarca. Características mineralógicas y significado paragenético <i>Zunyite associated to alunite and pyrophyllite from Mi Vida ore deposit, Catamarca Province</i>	211
Milana, J.P. y Alcober, O. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina) <i>Tectosedimentary model of the Triassic Ischigualasto Basin (San Juan, Argentina)</i>	217
Iglesias, J.C., Labudía, C.H. y Bjerg, E.A. Intercalaciones piroclásticas en la cuenca sedimentaria triásica de Los Menucos, Provincia de Río Negro <i>Pyroclastic intercalations in the Los Menucos Triassic sedimentary basin, Rio Negro Province</i>	236
González Bonorino, G. y González Bonorino, F. El armazón estratigráfico del Paleozoico inferior (Cámbrico-Devónico) en Sudamérica meridional; controles tectónicos y eustáticos <i>The stratigraphical framework of the lower Palaeozoic (Cambrian-Devonian) in southern South America</i>	241
Hongn, F.D. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento de la Puna oriental; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva <i>Precambrian and Palaeozoic structures of the eastern Puna basement; their application for the regional analysis of the eruptive belt</i>	256
Brogioni, N. y Ribot, A. Petrología de los cuerpos La Melada y La Gruta, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis <i>Petrology of La Melada and La Gruta bodies, mafic-ultramafic belt of Sierra de San Luis</i>	269
Labudía, C.H. y Bjerg, E.A. Geología del sector oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro <i>Geology of the eastern sector of the Bajo Hondo Sheet (39e), Rio Negro Province</i>	284
Quattrocchio, M.E., Kostadinoff, J., Martínez, G.A. y Prieto, A.R. Evidencias de neotectónica en el río Sauce Chico, Provincia de Buenos Aires <i>Neotectonic evidence in Sauce Chico river, Buenos Aires Province</i>	297
Galliski, M.A., Márquez Zavalía, M.F., Oyarzábal, J.C. y Cortona, O. Geología de una pegmatita de tipo albita: la mina Independencia Argentina <i>The geology of an albite type pegmatite: the Independencia Argentina mine</i>	306
Spikermann, J.P., Domínguez, M., Massafarro, G., Lagorio, S., Arensburg, I., Pacheco, S. y Vizán, H. Rasgos geológicos del sector occidental de la sierra de Languineo, Provincia del Chubut <i>Geological features of the western flank of Sierra Languineo, Chubut Province</i>	313
Vujovich, G.I. Geología del basamento ígneo-metamórfico de la loma de Las Chacras, sierra de La Huerta, San Juan <i>Geology of the igneous-metamorphic basement of the loma de Las Chacras, sierra de La Huerta, San Juan</i>	321
Lazarte, J.E. Geología y geoquímica del Granito Papachacra (¿Carbonífero?), Sierras Pampeanas, Catamarca <i>Geology and geochemistry of Papachacra Granite (Carboniferous?), Pampean Ranges, Catamarca</i>	337
Márquez Zavalía, M.F. y Pedregosa, J.C. Cianotriquita y carbonatocianotriquita de mina Capillitas, Catamarca <i>Cyanotrichite and carbonato-cyanotriquite in Capillitas mine, Catamarca</i>	353
Isla, F.I., Witkin, G., Bertola, G.R. y Farenga, M.O. Variaciones morfológicas decenales (1983-1993) de las playas de Mar del Plata <i>Decennial morphological changes (1983-1993) of Mar del Plata beaches</i>	359
Astini, R.A. Significado estratigráfico del Miembro Superior de la Formación San Juan, cordón de Las Chacritas, Ordovícico medio de la Precordillera de San Juan	365
Japas, M.S. Evolución estructural de la porción austral del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires	368
Notas necrológicas: Prof. Dr. Alberto Ricardo Germán Mingramm	373
Dr. Carlos A. Devizia	376
Comentarios bibliográficos	378
Agradecimiento a árbitros	381
Crónica de la Asociación	382
Índice del Tomo 49	386

**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina
deberá ser dirigida a:**

Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires Argentina