

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 51 N° 4 1996



51 4

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

289-416
30 de diciembre de 1996

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISIÓN DIRECTIVA
(1995-1997)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. José Salfity.

Secretaria: Dra. Susana Damborenea.

Tesorero: Lic. Omar Lapido.

Vocales titulares: Lic. Pamela Alvarez.

Dra. Mónica López de Luchi.

Dra. Paulina Nabel.

Dr. Daniel Rubiolo.

Vocales suplentes: Dr. Eugenio Aragón.

Dr. Pedro Depetris.

Dra. Graciela Mas.

Lic. Ernesto Cristallini.

Director de la Revista: Dr. Alberto C. Riccardi.

Subcomisión de Publicaciones: Dr. Eugenio Aragón.

Dra. Mónica López de Luchi.

Dr. Alberto C. Riccardi

Dr. Daniel Rubiolo.

ORGANO DE FISCALIZACIÓN

Titulares: Dr. Pedro N. Stipanovic

Dr. Marcelo Yrigoyen

Suplente: Dr. Gualter A. Chebli

Delegados en el interior

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.

Catamarca: Dr. Gustavo Toselli, Facultad de Tecnología, Universidad Nacional de Catamarca, Maximio Victoria 55, 4700 Catamarca.

Comodoro Rivadavia: Dr. Raúl Giacosa, Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia, 9000 Comodoro Rivadavia.

Córdoba: Dra. Zarela Herrera y Lic. Juan C. Candiani Secretaría de Minería de la Nación, Delegación Centro, Av. Poeta Lugones 161, 5000 Córdoba.

Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CECOAL, C.C. 291, 3400 Corrientes.

Jujuy: Lic. José Alcalde, Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, Av. Bolivia 1312, 4600 S.S. Jujuy.

La Plata: Lic. A. Benialgo, Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata.

Mar del Plata: Lic. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario, Funes 3350, C.C. 722, 7600 Mar del Plata.

Mendoza: Dra. Matilde Beresi, CRICYT, C.C. 131, 5500 Mendoza, Lic. Juan C. Zanettini, C.C. 32, 5519 Guaymallén, Mendoza.

Neuquén: Lic. Nélida Casali, Lab. Suelos y Hormigones, Fac. Ingeniería, U.N. Comahue, Buenos Aires 1400, 8300 Neuquén.

Plaza Huincul: Lic. M.A. Rebasa, Campamento 1 YPF, 8319 Plaza Huincul, Neuquén.

Puerto Madryn: Lic. Claudia Cano, CENPAT, Boulevard Brown 3500, 9120 Puerto Madryn, Chubut.

Río Cuarto: Lic. A.M. Esparza de Serralonga, Ciudad Universitaria, Ruta 8 Km 602, Pabellón H, 5800 Río Cuarto, Córdoba.

Río Gallegos: Lic. Pedro Tiberi, Manchuria 50, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.

Rosario: Sr. Horacio Parent, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional del Litoral, Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe.

Salta: Dra. Cristina Moya, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta.

San Carlos de Bariloche: Dr. Arturo J. Amos, Apartado 47, 8400 San Carlos de Bariloche, Río Negro.

San Juan: Dra. Lucía Ruzycki de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan, Cereceto y Meglioli, Rivadavia, 5400 San Juan.

San Luis: Dra. Graciela Sosa, Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis, San Martín 895, 5700 San Luis.

Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, C.C. 495, 3000 Santa Fe.

Santa Rosa: Lic. Silvio Casadio, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa.

Tucumán: Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.

Ushuaia: Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC, C.C. 92, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.

Zapala: Lic. J.C. Danieli, Dirección Provincial de Minería, C.C. 101, 8340 Zapala, Neuquén.

Delegados Institucionales en Buenos Aires

Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver, Av. Leandro N. Alem 1180, 1001 Buenos Aires.

CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann, Juan Ramírez de Velazco 839, 1414 Buenos Aires.

Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Av. Libertador 8250, 1429 Buenos Aires.

Consejo Federal de Inversiones: Lic. Claudio Trinca, San Martín 871, 1004 Buenos Aires.

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA: Lic. Alberto Caselli y Lic. Selvia Tourn, Departamento de Geología, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.

INGEIS: Dra. Claudia Armella, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.

Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. P. Nabel, Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.

Subsecretaría de Minería: Lic. Eva Donnari, Julio A. Roca 651, piso 10, 1067 Buenos Aires.

Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto Violante, Av. Montes de Oca 2124, 1271 Buenos Aires.

YPF S.A.: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini, Diagonal Norte 777, piso 10, 1035 Buenos Aires.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. Geología, Univ. Federaldo Parana, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.

Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESP, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.

Chile: E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.

Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

Lampróforo ultramáfico (aillikita), Abra de Santa Cruz, Departamento Santa Victoria, Provincia de Salta.
Flogopita, olivino serpentizado, diópsido, perovskita, ilmenita, apatita y calcita. Campo: 4 x 5,5 mm aprox.
Colección y fotomicrografía por Daniel Rubiolo.

Ultramafic lamprophyre (aillikite), Abra de Santa Cruz, Santa Victoria Department, Salta Province.
Phlogopite, serpentized olivine, diopside, perovskite, ilmenite, apatite and calcite. Field: 4 x 5.5 mm aprox.
Collection and photomicrography by Daniel Rubiolo.

La Cerrillada Pedemontana Mendocina: un sistema geológico retrocorrido en vías de desarrollo

Juan Pablo MILANA¹ y Jorge Juvenal ZAMBRANO²

¹Universidad Nacional de San Juan y CONICET, Departamento de Geofísica, Cereseto y Meglioli, 5401 Rivadavia, San Juan

²Consultor Independiente, Av. La Rioja 498 Norte, 5400 San Juan

ABSTRACT. *The Mendoza Piedmont Hills: a backthrust geological system in active development.* The geological province known as "Cerrillada Pedemontana Mendocina" (Mendoza Piedmont Hills) is a recently formed tectonic and sedimentary system, and one of the most active units of Mendoza area. Its geological characteristics are different from those of the Mendoza Precordillera, but it shares some features with the Eastern Precordillera tectonic belt. This province can be divided in a southern and a northern area, separated by a major fracture, the Río Mendoza fault. Along this transverse structure, which coincides with the southern end of the Mendoza Precordillera, Neogene accumulation was strongly controlled by tectonic events. Furthermore, this activity gave rise to topographic differences on Quaternary sediments of ca. 500 m. Almost all the oil fields in the North Mendoza Triassic basin are located in the southern area, along three main structural alignments trending NNW-SSE. Between such belts, there are structurally and topographically negative areas which may also contain minor productive structures, such as the Ugarteche oil field. Although some E-vergent faults (typical Andean type) occur at the eastern rim of these three belts, most of the active faults tend to be W-vergent (Western Pampean type) and described as backthrusts. Such dominant back-thrust deformation is present on Cerro de La Gloria, near Mendoza City, where progressive unconformities formed as the structure grew. Recent uplift is demonstrated by the involvement of late Pleistocene and Holocene sediments in the deformation. Uplift occurred along a nearly vertical fault system on the western side of the hill. The west block is downthrown with more than 15 m throw within late Quaternary sediments, and a series of convergent upward unconformities on the backlimb of the structure, indicating a progressive growth along a listric fault. Such tectonic growth against the natural slope of the neighbouring fold-thrust belt (the Mendoza Precordillera), caused damming of drainage lines and the temporal development of a playa-lake environment. The Cerro de La Gloria structure shows features similar to some hydrocarbon productive structures. Subsurface information suggests this structural play-type is a result of the compressive reactivation of ancient normal faults formed during the Triassic rifting. This structural inversion is observed elsewhere in Triassic depocenters of central-western Argentina. A detailed revision of subsurface information may lead to a better understanding of the structural development of the Piedmont Hills, which may, in turn, have a bearing on future hydrocarbon exploration policies.

Introducción

Es ampliamente conocido que la provincia geológica denominada Precordillera de Cuyo presenta a la latitud de la provincia de San Juan tres franjas geológicas muy bien diferenciadas desde puntos de vista estructurales y estratigráficos (Ortiz y Zambrano 1981; Baldis *et al.* 1982). Sin embargo, tales diferencias tienden a desaparecer tanto hacia el norte como al sur, como se observa en las precordilleras riojana y mendocina. En el presente trabajo se llama la atención acerca de estructuraciones tectónicas en el área mendocina con características diferentes a las típicamente andinas (Cordillera, Precordillera central

y occidental) y que son más comparables a un esquema de deformación pampeana ya que presentan gran similitud con las de la Precordillera oriental sanjuanina y con las observadas en gran parte de las Sierras Pampeanas occidentales. Por otra parte, también se han observado afinidades estratigráficas de la Cerrillada Pedemontana con la Cordillera Frontal, por la presencia de vulcanitas y piroclastitas permotriásicas en casi todo el subsuelo. Debido a que la provincia geotectónica que nos ocupa muestra una importante actividad neotectónica, la magnitud de la deformación tectónica tenderá a acentuarse preferencialmente en un futuro, y esto probablemente conducirá a la generación de un elemento positivo



diferenciable tanto de Precordillera como de Cordillera Frontal y Sierras Pampeanas.

La Cerrillada Pedemontana (Polanski 1963; Regairaz y Zambrano 1991), ha sido considerada tradicionalmente como una natural extensión de la Precordillera en su parte norte porque en gran parte de su extensión se han observado corrimientos con vergencia al este (planos buzantes al oeste, y labio hundido hacia el este). Tal interpretación se presenta en varias reseñas estructurales basadas tanto en información de superficie como de subsuelo, provenientes de la exploración de la Cuenca Cuyana (Padula 1972; Rolleri y Fernández Garrasino 1979; Alfonso *et al.* 1984; Ramos 1989). Sin embargo, tanto los recientes trabajos de campo realizados en el marco del proyecto de microzonificación sísmica del gran Mendoza y alrededores (INPRES 1989) como las reinterpretaciones de la geología de subsuelo de la Cuenca Cuyana (Dellapé y Hegedus 1993), sugieren que existe no sólo una mezcla de estilos estructurales andinos y pampeanos, sino que también han demostrado estructuras descriptibles genéricamente como retrocorrimientos (*backthrusts*) que muestran claras indicaciones de actividad tectónica reciente.

Luego de efectuar una breve reseña de las características morfoestructurales de esta provincia geológica, presentaremos una descripción más detallada de uno de estos retrocorrimientos con el fin de mostrar algunas características que brindan cierta información acerca de su génesis. Esta estructura, está asociada a una alineación de cerrilladas menores entre las que se cuenta el cerro de La Gloria y que se prolonga hacia el sur en la cerrillada pedemontana de Chacras de Coria, donde aparentemente finaliza contra una falla de rumbo ENE-OSO, aunque podría estar asociada más hacia el sur con la falla de Agrelo, ya en zonas netamente productivas de la Cuenca Cuyana (Regairaz y Zambrano 1991; INPRES 1989). Hacia el norte, está interrumpida por la deflexión de los corrimientos frontales "normales" de la Precordillera (corrimiento de San Isidro y de Divisadero Largo).

Las evidencias de la actividad moderna de esta falla han sido detectadas a lo largo de la mayor parte de su traza, siendo una de las más notables, la dislocación de terrazas recientes incididas por el río Mendoza a la altura de Luján. Se ha tomado esta estructura como ejemplo, no sólo por la importante actividad neotectónica a lo largo de su traza, sino también por la existencia de afloramientos con una estructuración bastante clara a ambos márgenes de la falla, que permiten discernir si se ha generado como un retrocorrimiento en asociación al sistema de corrimientos andinos con transporte tectónico hacia el este, o si se trata de una estructura con identidad propia producto de un sistema mayor de transporte hacia el oeste. Una de las claves para resolver tales

situaciones es la presencia de discordancias progresivas localizadas en el oriente de la estructura (*backlimb*), las cuales también han sido señaladas en el anticlinal de Tupungato (Yrigoyen 1993).

Definición y límites de la Cerrillada Pedemontana Mendocina

La Cerrillada Pedemontana es una provincia geológica de relieve colinado a montañoso, en la que afloran sedimentitas terciarias y cuaternarias plegadas y falladas por procesos tectónicos muy recientes y especialmente muy activos en tiempos actuales, situada entre los meridianos 68°18' y 68°40' de longitud occidental y los paralelos 32°40' y 34°14' de latitud sur. Esta provincia geológica está limitada al norte por la Precordillera mendocina, al sur por la Sierra Pintada, al este por la llanura occidental mendocina y al oeste por la Precordillera y la Cordillera Principal (Fig. 1).

Las estructuras de la Cerrillada Pedemontana han generado elevaciones entre 800 y 1200 metros sobre el nivel del mar y entre 100 y 500 metros con respecto a las llanuras y valles intermontanos que las circundan. Esta provincia geológica se caracteriza por presentar afloramientos terciarios por debajo de los cuales se encuentran depósitos jurásico-cretácicos y triásicos en gran parte de su extensión. El sustrato de estos últimos consiste en vulcanitas y piroclastitas permotriásicas similares a las expuestas en la Cordillera Frontal y en algunas localidades de la Precordillera mendocina. Donde estas rocas faltan, se encuentran sedimentitas paleozoicas y ocasionalmente rocas metamórficas, probablemente más antiguas, debajo de la cubierta sedimentaria cenozoica o mesozoica.

Rasgos estructurales

La Cerrillada Pedemontana mendocina se caracteriza por presentar, en su parte central y sur, tres alineaciones estructurales de extensión regional (50 a 180 km de longitud, Fig. 2). En su parte norte, existen otros tres elementos estructurales positivos de menor longitud, de 15 a 20 km.

Las tres alineaciones de la zona sur (situadas al sur del río Mendoza), tienen las siguientes características:

1. Las estructuras occidentales, que se extienden desde los 33°05' hasta los 34° de latitud sur. De norte a sur comprenden las estructuras petrolíferas de Cacheuta, La Pilona, Estructura Intermedia, Tupungato-Refugio, Tupungato, Piedras Coloradas y Chañares Herrados. Al sur de los 33°25' S se encuentran estructuras estériles, la más extensa de las cuales se conoce como Bajada Blanca.

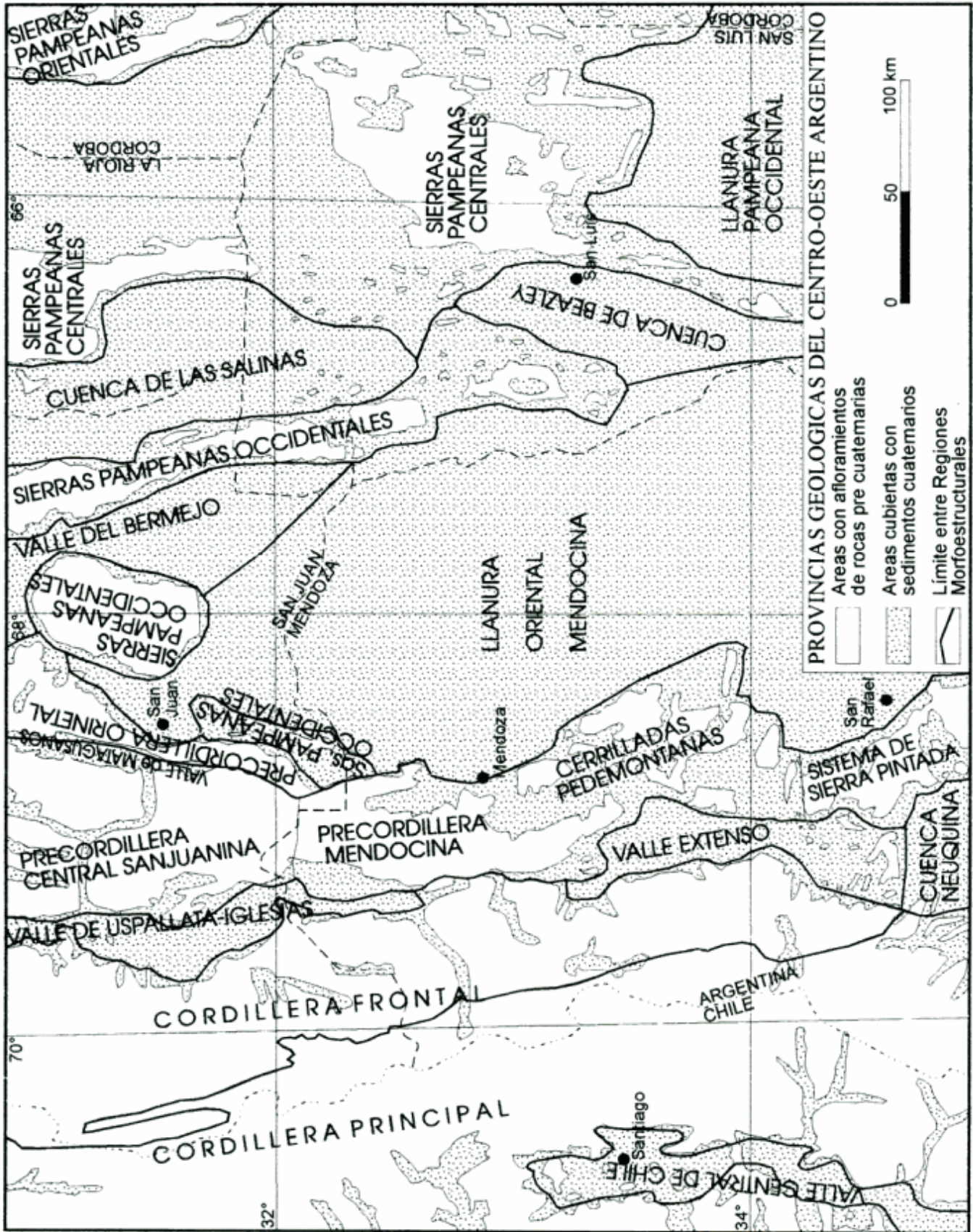


Figura 1: Mapa de las unidades geológicas mayores del centro oeste argentino, mostrando la ubicación y límites de la Cerrillada Pedemontana Mendocina.

Las estructuras petrolíferas de este alineamiento se caracterizan por estar orientadas, en su mayor parte, de NNO a SSE, o de NNE a SSO (Fig. 3), con longitudes de 5 a 15 km, excepto algunas reconocibles a través de distancias mayores. Los ejes estructurales al sur de Chañares Herrados se orientan de norte a sur, y algunos pueden seguirse en superficie, a lo largo de 25 a 30 km, como los situados al este de San Carlos.

En la mitad norte, esta alineación estructural se halla limitada al oeste por una falla inversa cuyo bloque hundido se encuentra en esa dirección, y que separa la Cerrillada Pedemontana del Valle Extenso (Polanski 1963). Dicha falla, con rumbo NNO-SSE, interpretable como un retrocorrimiento, se puede reconocer hasta el paralelo 33° S. Es probable que continúe al sur, pero no se la observa claramente en superficie.

En cuanto a las estructuras petrolíferas, algunas se encuentran limitadas hacia el este por fallas inversas cuyas superficies buzán al oeste, es decir, de acuerdo con el estilo tectónico común en las zonas afectadas por las deformaciones compresionales andinas. Sin embargo, son más frecuentes las estructuras limitadas por fallas cuyo bloque hundido se encuentra al oeste. Dichas fallas limitan a anticlinales asimétricos cuyo flanco oriental buza suave o moderadamente al este. Por ejemplo, tal es el caso del yacimiento Tupungato-Refugio, de acuerdo con el corte realizado por Kozłowski *et al.* (1993). También se observa este estilo estructural en el Yacimiento Tupungato (Kozłowski *et al.* 1993). En cambio, a la latitud de Chañares Herrados, se encuentra una falla buzante al este, que limita el alineamiento estructural en esa dirección (Fig. 2).

2. La alineación central comprende los yacimientos petrolíferos Cruz de Piedra-Lunlunta, Barrancas, Lunlunta-Carrizal, Río Tunuyán, La Ventana, Punta de la Bardas-Vacas Muertas, Atamisqui y El Quemado. Al sur de este último se encuentran las estructuras estériles de Huayquerías y Última Aguada, además de otras estructuras menores, también carentes de hidrocarburos.

Este alineamiento estructural está separado del anterior por una zona hundida de unos 10 a 20 km de ancho. Las estructuras individuales consisten en culminaciones anticlinales suaves, orientadas de NNO a SSE, afectadas por fallas inversas en su borde oriental, paralelas o subparalelas a los ejes estructurales. Los anticlinales tienen dimensiones similares a las de las estructuras del alineamiento occidental, es decir unos 5 a 15 km, mientras que las estructuras al sur de El Quemado son algo más extensas aunque estériles (Figs. 5 y 6).

En el sector norte de este alineamiento, se encuentra la falla del río Mendoza, orientada de ENE a OSO y que limita la zona topográficamente elevada conocida como Lomas de Lunlunta. Esta falla no ha sido

definida claramente en mapas de subsuelo, lo que puede implicar que su rechazo allí sea menor que los 50 metros de equidistancia de las curvas representadas en dichos planos (Santistevan 1993). Existen numerosas indicaciones superficiales de dicha fractura, tales como superficies de fricción no totalmente borradas por la erosión y una traza parcialmente visible en terrenos cuaternarios que indican la actividad tectónica reciente de esta falla.

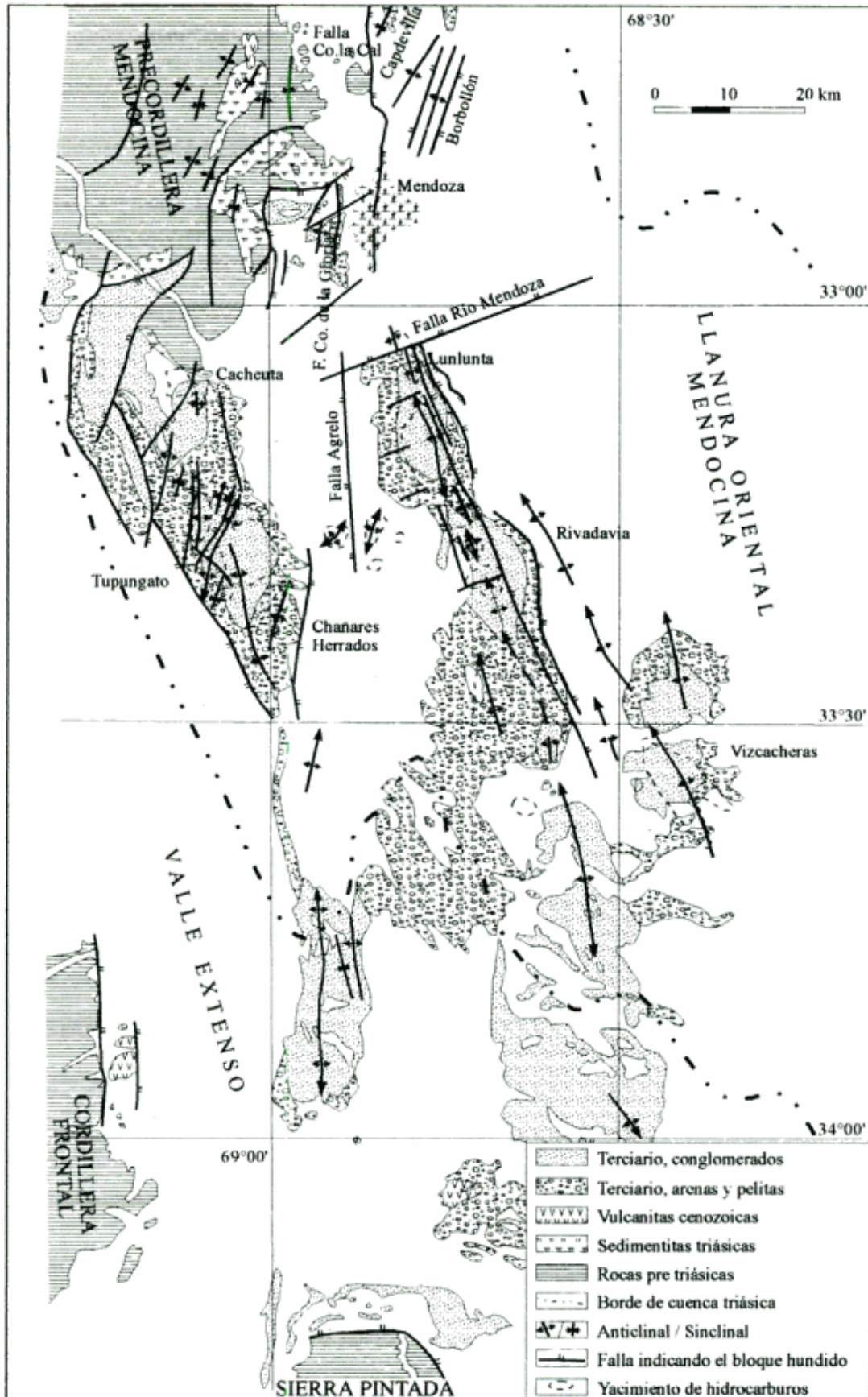
Dentro de estas estructuras centrales, según los mapas recientemente publicados (Kozłowski *et al.* 1993), existen fracturas con el mismo rumbo que la mencionada, pero de menor longitud: 3 a 5 km salvo raras excepciones. La falla del río Mendoza, así como las paralelas a ésta que se han determinado en varios yacimientos, se interpretan como directas o verticales, probablemente conectadas a rampas laterales en los corrimientos profundos. Los espejos de fricción indican movimientos verticales, al menos en el último episodio tectónico que afectó a dicha fractura.

Hacia el oeste, entre los paralelos 33°05' S y 33°18' S, se encuentra la falla de Agrelo, de rumbo norte-sur que se presenta como un marcado alineamiento visible en imágenes satelitales y que además, afecta los terrenos cuaternarios. Es probable que esta falla sea un retrocorrimiento. La traza de la falla Agrelo corre justamente entre las estructuras oriental y occidental del yacimiento Ugarteche, mientras que poco al sur del mismo, desaparecen las estructuras superficiales asociadas a la fractura.

3. La alineación oriental, reconocible en superficie entre los paralelos 33°15' S y 33°40' S, está integrada por las estructuras estériles de Rivadavia y Zampal, al sur de las cuales se encuentran las productivas de Vizcacheras y Rivadavia. Al noroeste de Vizcacheras se encuentran estructuras menores como Río Seco de Los Corrales. Estas estructuras consisten en anticlinales de flancos más suaves que los observados en los otros alineamientos, limitados en uno o ambos márgenes por fallas suavemente reflejadas en los terrenos superficiales cuaternarios. Los rumbos de estas estructuras son NNO-SSE y en general presentan unos 15 a 20 km de longitud, por unos 10 km de ancho.

Una de las fallas más activas de este alineamiento, a juzgar por las marcadas diferencias topográficas de la base de los sedimentos cuaternarios, parece ser la que corre entre la estructuras estériles de Rivadavia y Río Seco de Los Corrales. Esta estructura puede ser interpretable como un retrocorrimiento que muestra también actividad tectónica reciente dada su traza en terrenos cuaternarios. Por el contrario, la falla que limita por el oeste a la estructura Rivadavia, y las que continúan hacia el sur de ésta, buzán al oeste, acorde con el estilo tectónico de las estructuras compresio-

Figura 2: Mapa geológico de la Cerrillada Pedemontana Mendocina.



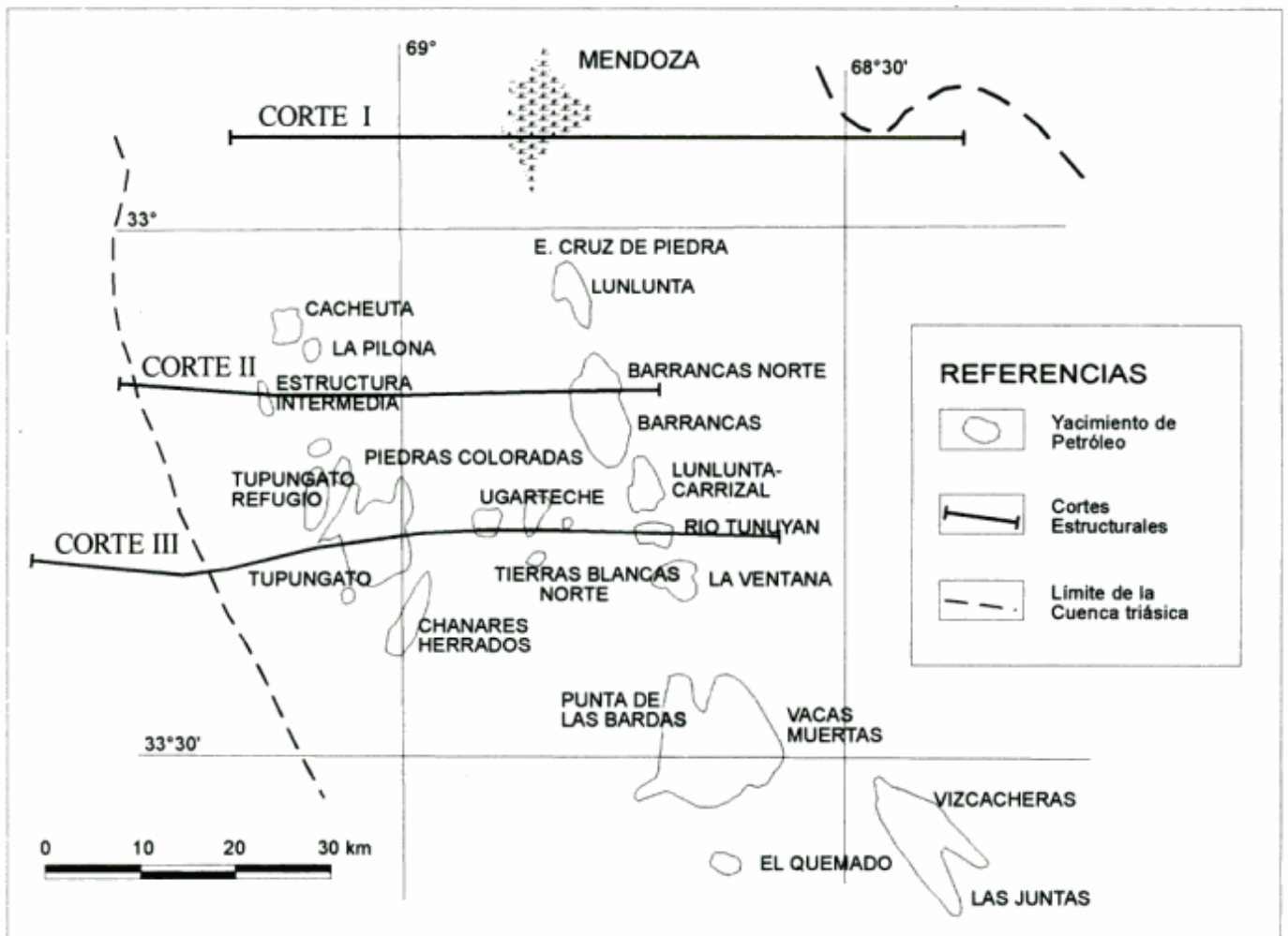


Figura 3: Mapa de ubicación de los cortes tectónicos regionales y detalle de los yacimientos de hidrocarburos de esta región.

nales andinas. Sin embargo, esta ruptura parece ser una falla menor asociada al sistema retrocorrido del alineamiento central.

Queda por considerar la zona tectónicamente deprimida entre los alineamientos occidental y central. La exploración de esta franja mediante perforación de pozos condujo al hallazgo de estructuras productivas de hidrocarburos como la de Ugarteche, y algunas con petróleo no comercial, como Pampa del Sebo (no representadas en el mapa por razones de escala). La estructura occidental de Ugarteche según el mapa preparado por Santistevan (1993) tiene rumbo ENE-OSO, unos 4 km de longitud y no es cerrada.

Al norte de la falla del río Mendoza, el panorama estructural de la Cerrillada Pedemontana es algo diferente. Al oeste de la ciudad de Mendoza, se encuentra la alineación Cerro Cañaveral-Cerro Petaca, que comprende la estructura del Cerro de la Gloria. Esta alineación, que presenta unos 15 km de largo, ha sido objeto del estudio de detalle que constituye la segunda parte del presente trabajo.

Hacia el noreste de la ciudad de Mendoza se encuentran las estructuras anticlinales de El Bor-

bollón y Capdevilla, con rumbo NNE-SSO, también de unos 15 km de largo cada una. En el primero se ha perforado un pozo profundo (Borbollón-1) que alcanzó una profundidad superior a los 4000 metros sin atravesar totalmente la columna terciaria. Ambos anticlinales presentan sedimentos cuaternarios levemente plegados en superficie. Más hacia el norte, muchas de estas estructuras pueden seguirse en forma discontinua hacia el norte casi hasta el límite con la provincia de San Juan, donde reaparecen en general componiendo estructuras falladas con vergencia al oeste.

Neotectónica

Son numerosas las manifestaciones de actividad neotectónica en la Cerrillada Pedemontana, la que ha conducido a formar tanto pliegues como fallas en los terrenos cuaternarios. La deformación de estos depósitos en la zona de los tres alineamientos situados al sur de la falla del río Mendoza ha originado un

desnivel tectónico de unos 500 metros, si se considera la actual elevación de los remanentes de la cubierta cuaternaria en las culminaciones de dichas estructuras respecto a los sedimentos de la misma edad en las llanuras y los valles intermontanos vecinos.

Más accesibles a la observación, son las fallas que afectan a terrenos cuaternarios, en varios casos holocenos (INPRES 1989; obs. pers. JJZ). Dichas fallas han producido alineamientos claramente visibles en imágenes satelitales, desniveles o escarpas en el terreno y rupturas de pendientes topográficas. En algunos casos se observan afloramientos de los depósitos cuaternarios plegados o fracturados y en otros, tales deformaciones se han podido observar en trincheras excavadas durante la ejecución de la parte geológica del proyecto de microzonificación sísmica del Gran Mendoza del INPRES (JJZ, obs. pers.). Las fallas así observadas se indican en los respectivos cortes geológicos de las Figs. 4, 5 y 6. Sin embargo, la posición de las fallas en profundidad en los cortes geológicos (Figs. 4, 5 y 6), se interpreta sobre la base de datos inéditos de subsuelo, roturas de pendiente en el terreno en asociación a observaciones de trincheras.

Algunas de estas fallas con actividad moderna presentan su bloque hundido al este, como la que pasa por el pie oriental del cerro de La Cal, que se prolonga hacia el sur hasta la zona urbanizada de Mendoza,

donde se manifiesta como una ruptura de pendiente a lo largo de la calle Perú, paralelamente a las vías del ferrocarril San Martín.

La mayoría de estas fallas con actividad reciente comprobada tiene su bloque hundido al oeste. Tal es el caso de la falla observada en el pie de monte oriental de las lomas de Lunlunta que afecta a depósitos del Pleistoceno moderno, tal vez del Holoceno, y que presenta su bloque hundido al oeste. En el estado actual de los conocimientos, y con las observaciones realizadas en la trinchera que se excavó para el estudio de dicha fractura, se interpreta ésta como inversa, probablemente de bajo ángulo en profundidad.

Otra importante falla con actividad tectónica reciente que presenta su bloque hundido al oeste es la falla Agrelo, considerada en párrafos precedentes, así como también las observables en la alineación Cerro Chañares - Cerro Petaca.

Anatomía de una estructura moderna: el cerro de La Gloria

Pese a su situación estratégica respecto a la Cuenca Cuyana, su cercanía a la ciudad de Mendoza y su fácil acceso, pocos son los trabajos de detalle que se han

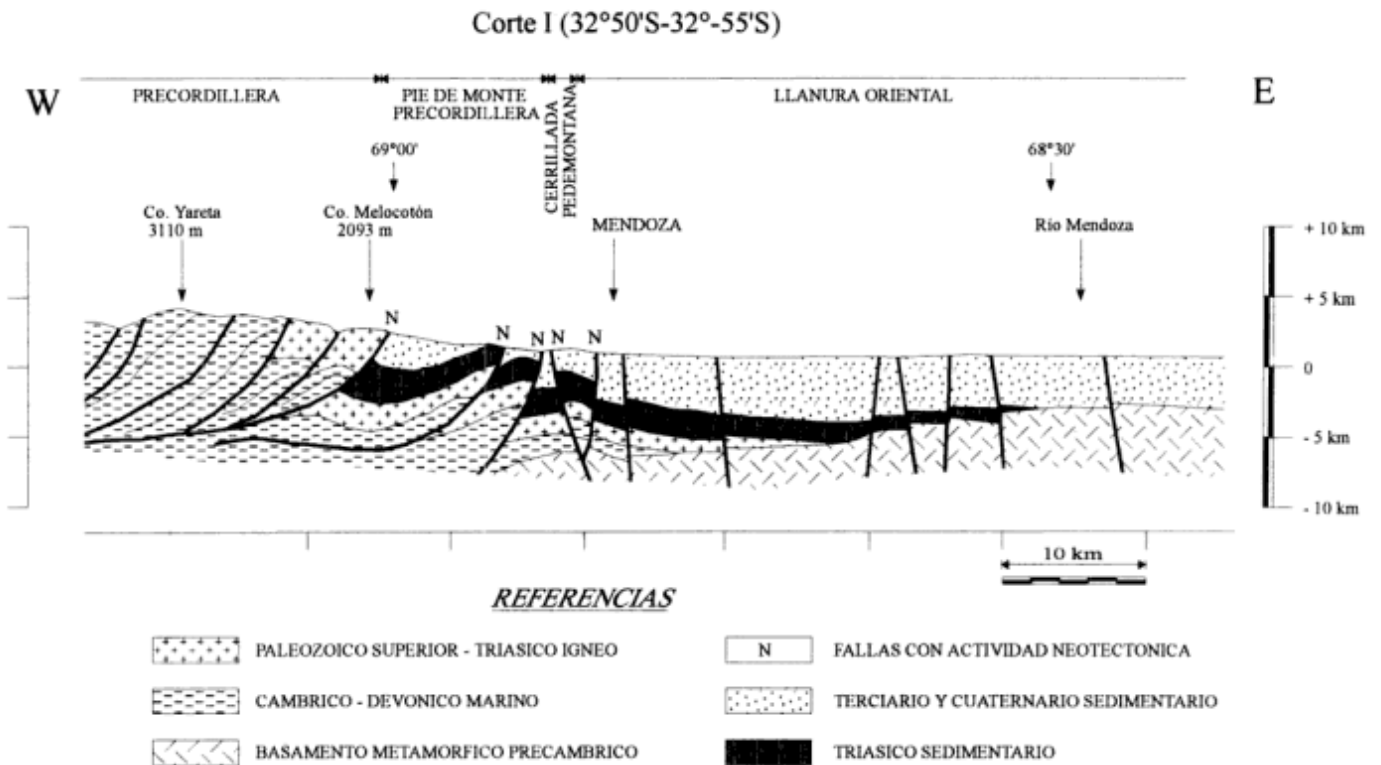


Figura 4: Corte geológico representativo de la estructura de la Cerrillada Pedemontana Mendocina a la altura de los paralelos 32°50'S-32°55'S. Basado en observación de campo de los autores (véase localización en Fig. 3).

llevado a cabo en esta estructura. Recientemente, el hallazgo de algunos clastos estriados dentro de los conglomerados que conforman el núcleo superficial del cerro de La Gloria, llevó a postular la hipótesis que esta unidad fisiográfica, claramente deformada tectónicamente (dado que los conglomerados en cuestión se hallan subverticales), pudo haberse generado como morena terminal de hipotéticos glaciares alimentados desde el frente de la Precordillera (Corte y Grosso 1993). Para clarificar tal situación, previamente a la descripción de la estructura asociada a este elemento fisiográfico se hará una breve descripción de las características sedimentarias de las unidades involucradas en la estructura. Nótese que se sigue la nomenclatura normalizada recientemente por Yrigoyen (1993) dado que es muy útil cuando se trata de relacionar unidades de subsuelo y superficie.

Unidades estratigráficas aflorantes

a) *Formación Río de los Pozos* (ex- Serie Amarilla): esta unidad aflora conformando la mayor parte del bloque bajo al occidente de la falla de cerro de La Gloria. Tal como se la describe en la mayoría de los textos, se trata de una secuencia de arcilitas y areniscas finas a medias, en partes tobáceas, con intercalaciones menores de conglomerados. Observaciones sedimentológicas expeditivas sugieren que consisten en una secuencia de sedimentos aluviales asociados a corrientes semipermanentes en sus tramos

inferiores a netamente efímeras y torrenciales en los tramos superiores. Ello se deduce de la presencia de los cuerpos aluviales hacia su parte aflorante inferior, compuestos internamente por secuencias de facies típicas de rellenos de canales aluviales (probablemente entrelazados), y con una gradación normal ordenada. Los conglomerados de base de estos canales presentan buena selección, mientras que los entrecruzamientos en artesa asociados sugieren profundidades de flujo superiores a las normalmente observadas en flujos efímeros. Hacia el sector cuspidal de la secuencia, se observan cuerpos areno-conglomerádicos más mantiformes, internamente organizados en varios episodios de escaso espesor. También se observa un cambio composicional notable, desde conglomerados compuestos por gran cantidad de rodados volcánicos, sumados a clastos de litologías paleozoicas y del Mesozoico de Cordillera (clastos de las secuencias en parte evapo-carbonáticas jurásico-cretácicas), mientras que, hacia el techo, la proveniencia local se acentúa (clastos de secuencias paleozoicas y triásicas), disminuyendo notablemente las otras.

b) *Formación Mogotes*: Se podría considerar que la Fm. Mogotes constituye la culminación de la evolución sedimentaria observada en la unidad infrayacente. En el área estudiada no ha sido posible establecer si existe alguna clase de discontinuidad entre ambas unidades, debido a la presencia de las fallas que caracterizan el frente de la estructura del cerro de La Gloria (margen occidental). A pesar de estas dislocaciones producto de la ramificación de la ruptura principal en al menos dos fallas principales que alcanzan la superficie, se

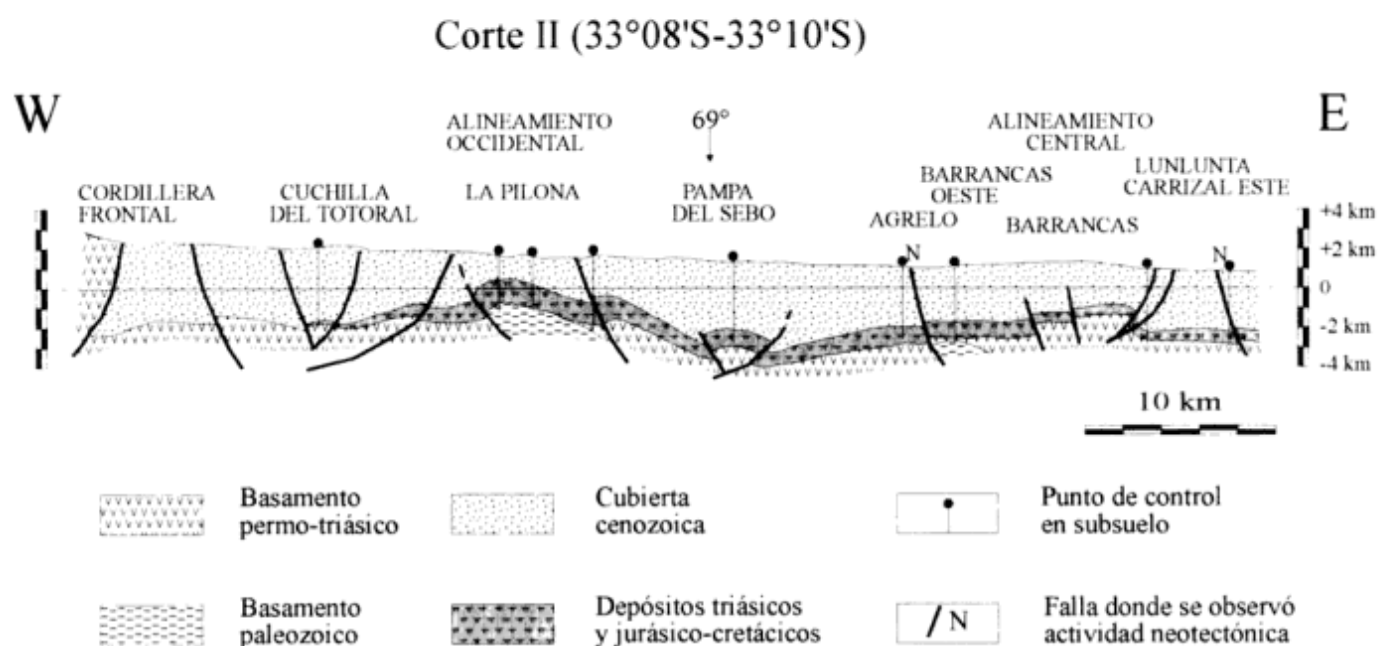


Figura 5: Corte geológico representativo de la estructura de la Cerrillada Pedemontana Mendocina a la altura de los paralelos 33°08'S-33°10'S. Basado en observación de campo de los autores e información de subsuelo publicada e inédita (véase localización en Fig. 3).

observa una gradación sedimentaria rápida entre ambas unidades. Esta gradación rápida no elimina la posibilidad de que al mismo tiempo se haya generado una discordancia en el retrolimbo de la estructura (compárese con Yrigoyen 1993). La Formación Mogotes se trata de una sucesión de estratos medianos (30 cm a 1,5 m) de conglomerados y aglomerados arenosos y areniscas guijarrosas, con intercalaciones menores, lenticulares, de pelitas arenosas. Una cantidad significativa de los bloques mayores (el eje *a* de algunos bloques supera los 55 cm de largo), presenta facetamientos y estriaciones que sugieren una herencia de transporte glaciar. Se recalca aquí el término "herencia" dado que es evidente que los mismos fueron depositados por corrientes rápidas y probablemente de tipo hiperconcentradas. Estas corrientes, si bien transportan altas concentraciones de sedimentos, aún se comportan como fluidos newtonianos (no llegan al estadio de flujos cohesivos o semicohesivos). Prueba de tal modo de transporte es la buena laminación paralela preservada en la matriz arenosa de estos depósitos, indicativa de un alto régimen de flujo tractivo. La ausencia de estructuras de transición y la geometría de los estratos indican que estas psefitas fueron acarreadas por crecidas mantiformes, de escasa profundidad de flujo, de corta duración y tipo torrencial (compárese con las actuales "avenidas" de Mendoza). Este mecanismo de transporte y sedimentación sugiere que los clastos y bloques "glaciales" fueron acarreados hasta este punto por corrientes ácuas, quizás proglaciales o bien que retrabajaron algún depósito glacial preexistente.

c) *Niveles terrazados psefíticos*: Componen esta unidad sedimentaria un conjunto de depósitos psefíticos que conforman una delgada capa de espesor variable entre 0,8 y 2,5 m, recubriendo las unidades plio-miocenas. Tradicionalmente se las categoriza en diferentes unidades denominándolas superficies de glacis o niveles de pedimentación (I, II, y III, cf. Regairaz y Barrera 1975; Kiegel 1993). Con el fin de

simplificar el esquema estratigráfico, aquí se los considera conjuntamente. Estos mantos regolíticos son bastante similares en facies y composición a la Formación Mogotes, aunque localmente los clastos son menores en tamaño y hay mayor proporción de areniscas paleozoicas (verdosas, diagenizadas). La mayor diferencia se observa en el grado de diagénesis, dada la casi total ausencia de cementación o consolidación en estos depósitos, lo que permite a los clastos ser fácilmente separados de la entidad portante, característica notable en caso de ser dislocados por fallas.

d) *Limos arenosos loésicos superiores*: Se los observa sólo al oeste de la falla del cerro de La Gloria, donde se encuentran sobre los anteriores niveles. Son una serie de limos y areniscas friables pardo amarillentos, muy bioturbados, con algunos niveles de incipiente cementación temprana, principalmente por yeso, menormente por carbonatos, y una delgada intercalación tobácea. Los remanentes aflorantes de esta unidad presentan en perfil este-oeste forma de cuña que se afina al oeste, mientras que una reconstrucción espacial de los mismos sugiere una geometría asimilable a una hemilente elipsoidal cuya sección más espesa se halla adosada a la falla del cerro de La Gloria, y su eje mayor es norte-sur. Si bien gran cantidad de este material puede haber sido transportado eólicamente, se interpreta que esta unidad se depositó como un elemento terminal de un sistema aluvial tipo bajada, caracterizado por flujos efímeros mantiformes. La rápida gradación desde los depósitos de alta pendiente (las psefitas de los glacis) a estos depósitos finos indicativos de muy baja pendiente a nula sólo puede explicarse por la obstrucción tectónica de tales sistemas aluviales. Tal obstrucción generó un nivel de base transitorio (similar al efecto de una represa), que favoreció la acumulación de estos sedimentos. Luego, al producirse la colmatación de tal espacio de acomodamiento, las corrientes superaron el obstáculo, cuya pendiente propia favoreció su posterior

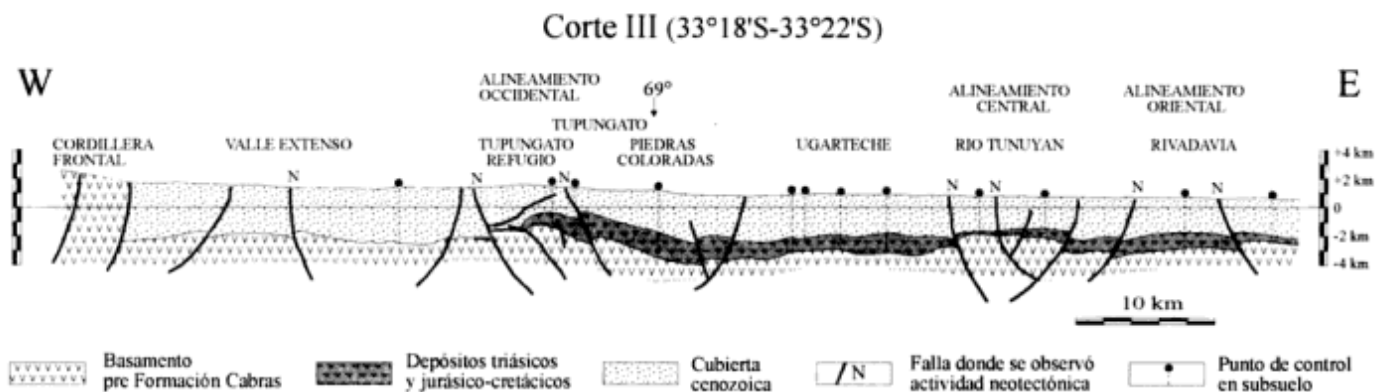


Figura 6: Corte geológico representativo de la estructura de la Cerrillada Pedemontana Mendocina a la altura de los paralelos 33°18'S-33°22'S. Basado en observación de campo de los autores e información de subsuelo publicada e inédita (véase localización en Fig. 3).

erosión, y luego, por efecto erosivo retrocedente, se produjo la remoción de la mayoría de estos sedimentos finos, aún en franco estado de degradación.

Estructura del cerro de La Gloria

a) Borde occidental de la estructura: La estructura que caracteriza a esta unidad, ha sido esquematizada en la Fig. 7A. En la misma se puede ver que existen dos fallas principales aflorantes, interpretadas como correspondientes a una ruptura principal, conformando bloques triangulares similares a las conocidas estructuras *pop-up*, ya descritas en fallas subverticales de la Cuenca Cuyana (Dellapé y Hegedus 1993). En ambas fallas se pudo comprobar un importante desplazamiento cuaternario, probablemente de mayor magnitud en el ramal oriental, dado que es el que limita directamente el elevamiento del cerro de la Gloria. Se hizo un esquema de campo de dicha falla, aprovechando una trinchera excavada por el INPRES, aunque en estado bastante erosionado cuando los autores la han revisado recientemente. La terminación superficial de este ramal se define en dos planos subverticales principales (Fig. 7A) y numerosos planos de cizalla secundarios (de Riedel), principalmente visibles en el labio elevado, ya que este último está compuesto por los terrenos más consolidados de la Fm. Mogotes.

El rechazo durante tiempos del Pleistoceno Tardío puede estimarse utilizando el desplazamiento que sufre el nivel de glacis local involucrado en la deformación. Se han encontrado clastos de dicha unidad a lo largo del plano de falla, lo cual fue posibilitado por el escaso nivel de consolidación de estas gravas, y testifica el arrastre tectónico de la unidad de glacis en contra de los limos loésicos superiores, que por ende predatan el movimiento de dicha falla. Apesar del probable rolido sufrido por estos clastos, dada la posibilidad de rotar libremente, no se encontraron evidencias de estriamientos notables en la superficie de los mismos, como se podría esperar en tal situación (R. Allmendinger, com. verb.). Estos clastos se encontraron a lo largo del plano principal, que presenta un rechazo (vertical) de aproximadamente 17 m en el Cuaternario alto. Este valor se estimó a base del desplazamiento del glacis superior, observable en una quebrada incidida, subsidiaria del arroyo Frías, a unos 50 m al sur del perfil revisado. Por otra parte, el plano secundario muestra unos 60 cm de desplazamiento del mismo glacis. El desplazamiento post-Fm. Mogotes de esta falla es difícil de estimar, ya que la misma es paralela a dichos estratos, aunque es probable que supere ampliamente los 17 m, dada la magnitud del resalte topográfico actual del cerro de La Gloria. Se estima que el desarrollo superficial de esta

falla es posterior a la verticalización de la Fm. Mogotes, dado que la falla no presenta rampa ni en el bloque base ni en el colgante, y tampoco parece existir gran rechazo estratigráfico dentro de los niveles de la Fm. Mogotes.

b) Borde oriental de la estructura: Si bien este margen presenta una terminación bastante abrupta, no se observa limitación por falla de manifestación superficial, sino que existe una gradual disminución de la inclinación de las capas asignables a la Fm. Mogotes, muy bien definida en cortes efectuados por la incisión holocena del arroyo Frías. Si bien el afloramiento no es demasiado extenso, un estudio más detallado de las inclinaciones de los conglomerados indicó que las mismas se agrupan notablemente alrededor de 5 valores principales: 90°, 75°, 55°, 30° y 15°. En uno de los casos (variación de 90° a 75°) se comprobó la presencia de una discordancia, mientras que en los restantes, tal estructura parece estar presente pero con bajo grado de seguridad debido al derrubio moderno que recubre estos cortes. En cambio, se pudo establecer que no se trata de progresivos *kinks* en un paquete de estratos conglomerádicos concordantes entre sí, dada la convergencia de las superficies de estratificación hacia un punto localizado cercano a la traza de la falla. La geometría de tales discordancias se ejemplifica en la Fig. 7A, donde se puede observar la relación con las estructuras superficiales del área.

Esta disposición indica que la estructura fue creciendo a medida que los términos cuspidales de la Fm. Mogotes se depositaban. La presencia y geometría de estas discordancias progresivas, pueden sugerir dos posibilidades: a) que la estructura creció en etapas, luego de las cuales se produjo la sedimentación sobre los estratos inclinados y biselados cerca de la falla; o b) que el crecimiento fue totalmente progresivo, y que el biselamiento periódico de las capas inclinadas se produjo por periódicas reactivaciones del sistema fluvio-aluvial asociado a estos conglomerados. Ambas posibilidades son factibles, pero se sugiere una combinación de ambas en base a que dos de estas secuencias depositacionales (dado que están limitadas por discordancias) muestran una porción basal más arenosa. La presencia del intervalo arenoso basal puede corresponder al efecto de removilización de los sedimentos limoarenosos acumulados por efecto de dique, tipificado por la última reactivación de la estructura. Una vez que tal sedimento fino es finalmente removilizado, se reinstala la acumulación de sedimentos gruesos por efecto de la libre progradación de los mismos a través de la estructura.

Interpretación y evolución de la estructura

La estructura subsuperficial del cerro de La Gloria puede interpretarse de dos formas diferentes.

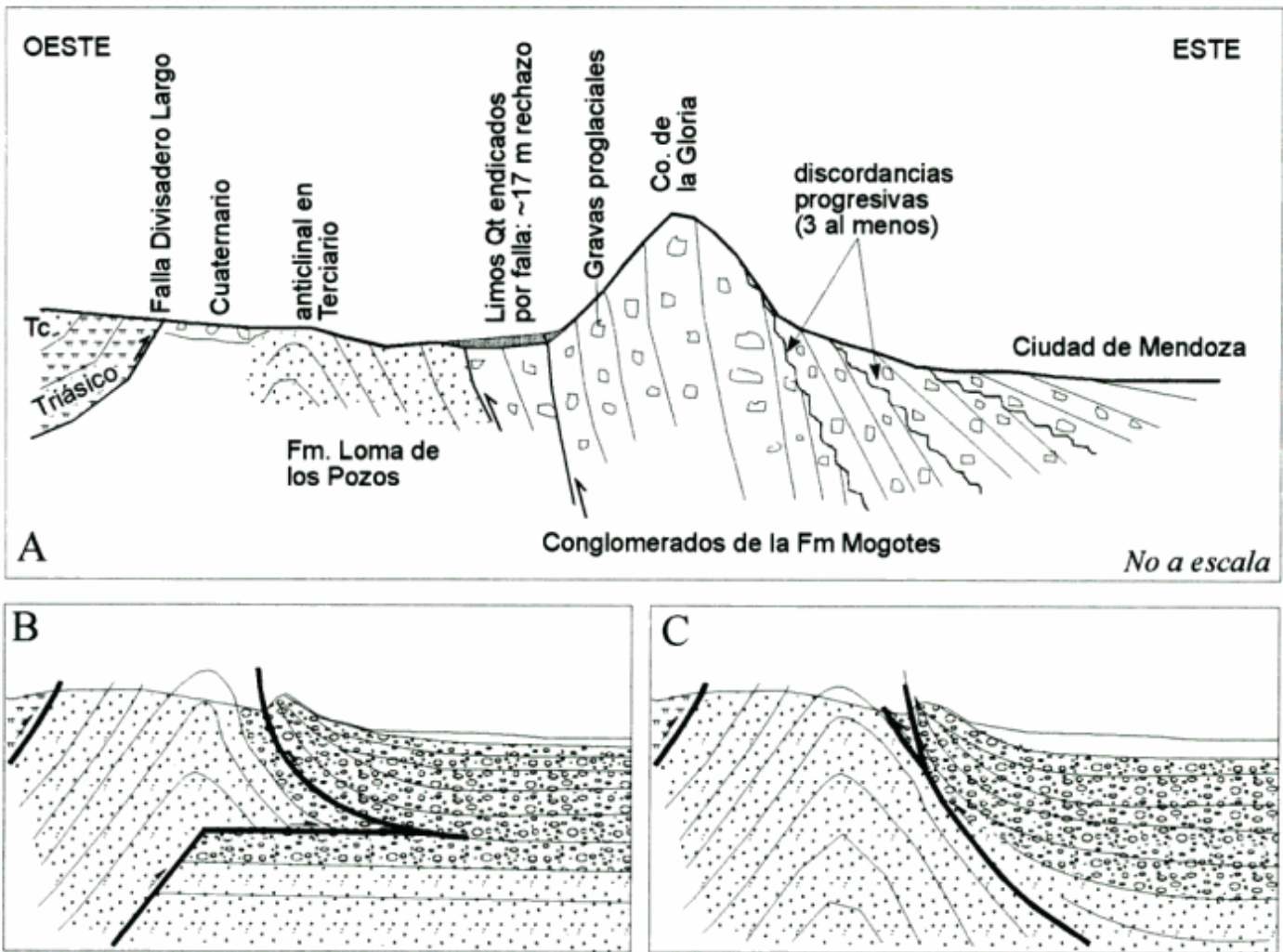


Figura 7: A) Corte geológico esquemático de la estructura del cerro de La Gloria. B) Posible interpretación recurriendo a una cuña tectónica ciega. C) Posible interpretación según falla listrica que proviene del basamento.

La primera interpretación supone la generación inicial de una cuña tectónica en subsuelo, asociada a la propagación de los corrimientos normales del frente de Precordillera. Aunque en la interpretación de la Fig. 7B se han suavizado los ángulos del pliegue, la cuña tectónica generada por esta deformación se asocia a líneas *kink* activas, de forma tal que se podría explicar la rotación progresiva de los conglomerados de la Fm. Mogotes a través de el mismo (Meedweff 1989). En las últimas etapas de evolución, debido al bloqueo de la estructura (limitación al crecimiento debido a otras unidades estructurales limitantes) se produce la perforación del frente de la cuña, aflorando la falla superficial cuaternaria. Como resultado final de esta deformación, tendríamos un frente de corrimientos terminando en lo que se conoce como "monoclinal frontal" (cf. Allmendinger 1990), estructuración poco común a lo largo del desarrollo del frente de Precordillera.

La segunda interpretación, sugiere la existencia de una falla de basamento de plano curvo, por la cual la

Fm. Mogotes rota progresivamente a través de un *kink* activo, lo que luego es reflejado por la presencia de discordancias progresivas (Fig. 7C). En general este tipo de rupturas presentan una morfología superficial mucho más ancha que la asociada al cerro de La Gloria. Sin embargo, esto se explica por el ahogo de la estructura por los sedimentos aportados desde el frente principal de montaña. De esa forma se pueden generar estructuras asociadas a elevamientos de basamento cuya expresión superficial puede ser menor al km de ancho, como es el caso del cerro Valdivia, que expone al basamento precámbrico en la margen oeste de la ruta 40 entre Mendoza y San Juan. En este caso el frente de la faja plegada terminaría en una faja de retrocorrimientos, lo que es comúnmente observado en gran parte del frente oriental de Precordillera (Ortiz y Zambrano 1981; Von Gosen 1992).

Si bien ambas interpretaciones son posibles, nos inclinamos por la segunda basándonos sobre algunos argumentos no decisivos. Esta estructura es muy continua hacia el sur, manteniendo su labio hundido

hacia el oeste, continuidad que señala como más probable una ruptura más profunda que la asociada a la cuña. Por otra parte, una cuña tectónica debería estar asociada a estratos horizontales en profundidad, lo que aparentemente no estaría reflejado por los resultados sísmicos obtenidos hace algunos años por YPF en este área (C. Grosso, com. verb.). Una tercera razón para considerar es la gran cantidad de rupturas tipo retrocorrimientos en la Cerrillada Pedemontana aquí tratada, como así también todo a lo largo del frente oriental de la Precordillera en el área sanjuanina.

Implicaciones respecto a la sismicidad de este sistema geológico

Como se explicó, la mayoría de las fallas activas del pie de monte mendocino, parece corresponder a este sistema de retrocorrimientos por lo que se interpreta que la mayor cantidad de riesgo sísmico significativo estará relacionada a la activación de estas fracturas. Nótese que en este esquema no se incluyen las estructuraciones dentro de terrenos precordilleranos (por ej., sierra de las Peñas), las cuales no evidencian prolongarse a terrenos de la Cerrillada Pedemontana. Si bien este sistema ha sido interpretado como asociado en gran parte a rupturas del basamento económico (Paleozoico, Permo-Triásico) de la Cuenca Cuyana (Dellapé y Hegedus 1993), se puede interpretar también como reflejo de rupturas aún más profundas. Es muy probable que, al igual que lo interpretado para la Cuenca de Ischigualasto (Milana y Alcober 1994), estas rupturas pertenezcan a un sistema más antiguo, relacionadas a estructuraciones paleozoicas en el basamento cristalino de esta región.

Esta repetida reactivación de fallas viejas ya fue postulada por Ramos y Kay (1991), los que sitúan una hipotética zona de sutura infrayacente a la Cuenca Cuyana, buzante hacia el Este, tal como el sistema que estamos describiendo, pero con solución superficial diferente. La interpretación aquí propuesta implica un sistema de deformación originado directamente por fallas de basamento, y no un sistema de retrocorrimientos asociados a bajocorrimientos andinos no expuestos (cf. Ramos 1993) de forma similar a los monoclinales frontales asociados a terminaciones de fajas plegadas (cf. Suppe 1985).

Esta reinterpretación de las estructuras de la Cerrillada Pedemontana como fuertemente influida por reactivación de fallas de basamento podría explicar su mayor actividad moderna. La actividad tectónica moderna en la Cerrillada Pedemontana, al igual que la notable actividad tectónica reciente de la Precordillera oriental (Bastías *et al.* 1984; Bastías y Bastías 1987),

parece estar relacionada con el diastrofismo fuertemente activo, en el borde occidental de las Sierras Pampeanas. Esto lo demuestra la fuerte actividad sísmica y neotectónica de las sierras de Pie de Palo (Triep y Cardinali 1984) y Cerro Salinas (Bastías 1986), mucho mayor que la registrada en las Sierras Pampeanas orientales. Una prueba de que estas rupturas involucran al basamento y son mayormente buzantes hacia el este, es la aparente continuidad de la estructura del Borbollón con la elevación de basamento compuesta por el cerro Salinas (cerca del límite Mendoza-San Juan, fuera del área mapeada), ya en franco dominio de Sierras Pampeanas occidentales. Si bien el resalto topográfico de esta estructura tiende a perderse a la altura de Jocolí, la revisión de dicho pie de monte permite rastrearla mediante el mayor grado de incisión de los drenajes coincidentes con su traza. Por ello, si bien la geometría cuaternaria en la estructura del Borbollón no permite determinar fehacientemente la posición del plano de falla, su continuidad al norte, asegura su filiación con otra falla tipo retrocorrimiento que involucra basamento.

La relación de este sistema de retrocorrimientos, aprovechando debilidades en el basamento, con el rejuvenecimiento de estructuras viejas del antepaís, explica la disímil actividad en tiempo y espacio de éste y el sistema de corrimientos de la Precordillera, con vergencia al este. Podemos observar que mientras casi no se observan retrocorrimientos dentro del desarrollo del núcleo de la faja plegada (la Precordillera central), así como en la Cordillera Frontal, la zona del pie de monte mendocino está virtualmente atestada de estas rupturas. Por otra parte, mientras los corrimientos "normales" suelen no presentar cabalgamiento sobre el Cuaternario (salvo el de sierra de las Peñas, notablemente coincidente con la ausencia de levantamientos importantes en el pie de monte), casi todos los retrocorrimientos aflorantes muestran dislocaciones en el Cuaternario, convalidando lo anteriormente expuesto. Por ello, desde un punto de vista del riesgo sísmico, se evidencia que estudios detallados del movimiento reciente de estas estructuras y un control geodésico de este tipo de ruptura podría ayudar a establecer parámetros más específicos en relación a la sismicidad de tal sistema.

Implicancias en la exploración de hidrocarburos

En la Fig. 2 puede verse que la Cerrillada Pedemontana se ha formado, en la mayor parte de su extensión, sobre un extenso sector de la cuenca triásica

de Mendoza norte, también conocida como Cuenca Cuyana. Solamente en su parte sur, los depósitos terciarios yacen directamente sobre el basamento pre triásico.

Por otra parte, todos los yacimientos petrolíferos explotables económicamente en la cuenca se encuentran en la Cerrillada Pedemontana, a pesar que fuera de la misma las sedimentitas triásicas también contienen rocas generadoras y rocas permeables que podrían ser buenos reservorios. Estas últimas circunstancias se dan también en otras cuencas de la región centro-occidental argentina, como la de Ischigualasto-Villa Unión, la de Beazley, así como la subcuenca de Alvear y los depocentros de la zona de Marayes.

Solamente la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión permanece sin ser explorada con pozos y, en las restantes, las perforaciones efectuadas no han hallado acumulaciones de hidrocarburos explotables comercialmente. Tampoco se han efectuado hallazgos en la zona de Mendoza norte fuera del área de la Cerrillada Pedemontana, no obstante los numerosos pozos exploratorios allí perforados, con excepción de los hidrocarburos no comerciales de la zona de Los Tordillos.

Se han publicado trabajos que establecen que la formación y migración del petróleo ocurrió en tiempos neógenos (Mioceno tardío-Plioceno/Pleistoceno; Jordan y Ortiz 1987). En el estado actual del conocimiento, para que las rocas generadoras se encontraran bajo condiciones adecuadas de temperatura y presión debieron quedar cubiertas bajo una espesa columna cenozoica, y los mayores espesores de estos depósitos se acumularon en los pies de monte de la Cordillera Frontal y de la Precordillera mendocina. La mayor parte de este espesor se acumuló durante el Plioceno y Pleistoceno temprano (Yrigoyen 1993).

La migración y entrapamiento de los hidrocarburos así formados se produjo al formarse las estructuras cerradas de la Cerrillada Pedemontana, probablemente recién después de la depositación de la Formación Mogotes y sus equivalentes en edad, o bien durante los últimos estadios de su acumulación. Por lo tanto, la formación de tales estructuras ocurrió en el Plioceno tardío o en el Pleistoceno. La actividad neotectónica explicada precedentemente demuestra que tales estructuras cerradas continúan formándose en la actualidad.

Llama la atención que no se hayan encontrado más estructuras cerradas productivas en esta provincia geológica, pese a los numerosos pozos de exploración fuera del área de los yacimientos. En algunas zonas próximas al borde precordillerano, según información verbal, existen "altos pelados", es decir, estructuras cerradas donde las sedimentitas triásicas fueron erosionadas previamente a la depositación de la cubierta jurásica-cretácica o cenozoica. Sin embargo,

en otras zonas, este no es el caso, de manera que es probable que queden pequeñas estructuras cerradas o semi-cerradas asociadas a trampas estratigráficas potencialmente productivas. Esto se aplica no sólo a la zona situada entre los alineamientos occidental y central, en la que se han hallado los yacimientos Ugarteche y Tierras Blancas Norte, sino también al área situada al norte de la falla del río Mendoza, incluidos los anticlinales de El Borbollón y Capdevilla, no explorados con perforaciones suficientemente profundas como para alcanzar el sustrato triásico.

Es posible así, que una revisión de la información sísmica y de las características geoquímicas de la Formación Cacheuta en pozos estériles que la hayan perforado permita justificar la reanudación de la exploración de hidrocarburos en diversas áreas de la Cerrillada Pedemontana.

En cuanto al resto de la cuenca triásica al este de esta provincia geológica, es probable que el menor espesor de la cubierta sedimentaria post-triásica haya sido insuficiente para producir la madurez de la materia orgánica, salvo localmente. Además parece que, en esa zona, la actividad tectónica cenozoica no produjo cierres estructurales u otras condiciones de entrapamiento de importancia suficiente como para dar lugar a la formación de acumulaciones explotables. Aún así, una detallada investigación geoquímica de las rocas generadoras perforadas en estas áreas podría modificar esta hipótesis.

En cambio, en los valles y bolsones de Sierras Pampeanas existen extensas estructuras que afectan a los depósitos terciarios y preterciarios. Aquí pueden esperarse cierres, no sólo por efectos de plegamiento, sino también por las numerosas fallas que atraviesan estas estructuras, muchas de las cuales han producido alineamientos muy conspicuos en imágenes satelitales. Por lo tanto, caben esperar aquí condiciones favorables para el entrapamiento de hidrocarburos, siendo el punto más crítico la investigación de la existencia de condiciones adecuadas para la madurez de la materia orgánica, porque los espesores de la cubierta post-triásica suelen ser menores. Esta zona ha sido poco explorada mediante pozos, los que hasta ahora han sido estériles, pero sigue revistiendo interés por las extensas estructuras cerradas encontradas en superficie y subsuelo, y la existencia de rocas generadoras tanto en las cuencas de Beazley (Flores 1969), como en afloramientos de la cuenca de Marayes y de Ischigualasto-Villa Unión.

Interés exploratorio de las relaciones depocentro-estructuración reciente

El desarrollo de retrocorrimientos que muestran actividad tectónica reciente y probablemente asociados a fallas profundas del basamento en las áreas del pie

de monte mendocino revisten un importante interés petrolero, ya que éstas últimas son ciertamente las que parecen haber regulado la distribución de la roca madre y reservorio de la Cuenca Cuyana (Dellapé y Hegedus 1993; Dellapé 1993). La presencia de este tipo de deformación, visualizable en estructuras aflorantes, no sólo corrobora la hipótesis postulada en base a perfiles sísmicos, sino que señala a la estructura de cerro de La Gloria como potencialmente relacionada a acumulación de hidrocarburos. Nótese que si bien existen citas de altos pelados hacia el suroeste de esta estructura (C. Grosso, com. verb.), la forma de evolución de la misma habría tendido a favorecer la captación preferencial de fluidos derivados de sectores al este de la misma, donde no se posee registro del desarrollo de la cuenca Triásica. A escala cuencial, la reinterpretación de otras estructuras desde este punto de vista puede ayudar a comprender la historia de los procesos migratorios asociados a la acumulación de fluidos en los actuales yacimientos. Conociendo tales detalles, sería quizás posible determinar la existencia de yacimientos secundarios relacionados con trampas menores interpuestas en los caminos migratorios inferidos sobre la base de una reinterpretación con esta óptica.

Este enfoque exploratorio basado en la investigación de estructuras con actividad cuaternaria parece ser adecuado para el estudio de depocentros de similar génesis a los conocidos en la Cuenca Cuyana. Ello implica que la roca generadora y los reservorios deberían estar situados en las inmediaciones de las grandes estructuras asociadas al *rifting* triásico. Un buen ejemplo de lo indicado está dado por el reciente pozo en la Cuenca de las Salinas. Si bien se pueden observar remanentes de roca madre triásica en afloramientos de Marayes, los mismos parecen estar ligados a un depocentro en un semigraben cuya subsidencia se asocia a la megaestructura adyacente, conocida como lineamiento de Valle Fértil. En un semigraben, los mayores volúmenes de roca madre se producen generalmente cerca del borde activo (donde suele situarse un lago). Posteriormente, el reactivarse en forma compresiva dicha estructura, y dependiendo del grado de inversión tectónica que se logre, es muy probable que se formen estructuras cerradas de considerables dimensiones, favorables para captar migraciones de fluidos producidos por la cercana roca madre. Por ello, la prospección en áreas muy alejadas a la falla maestra asociada al depocentro no presenta grandes posibilidades, dado que están muy alejadas al área de formación de roca madre, y probablemente no se registre acumulación de la unidad de interés, como aparenta ser el caso del pozo perforado en las planicies al este de Sierra de Marayes. Sin embargo, se pueden vaticinar mejores resultados si la exploración estuviera orientada a las áreas más cercanas a las estructuras originales de los semigrabenes triásicos, aunque en

tramos estratégicamente localizados, ya que tal como ocurre en la Cuenca Cuyana, los depocentros presentan una extensión longitudinal limitada.

Conclusiones

Las disposiciones estructurales descriptas permiten vislumbrar que los esfuerzos tectónicos modernos en la unidad descrita como Cerrillada Pedemontana Mendocina pueden estar construyendo una provincia geológica con características de transición entre la Precordillera y Sierras Pampeanas. Esta unidad comparte, además, muchas similitudes morfo-tectónicas, aunque no estratigráficas, con la Precordillera oriental sanjuanina. Tal situación se ha caracterizado con el estudio de una de las alineaciones estructurales que se halla aflorantes, de fácil observación y acceso.

Esta estructura (el cerro de La Gloria) fue levantada a través de la rotación progresiva del bloque, a lo largo de una falla inversa, vertical en superficie, con bloque bajo hacia el oeste. Además de haberse comprobado la actividad reciente de esta estructura por el rechazo de unos 17 metros medido en una superficie del Cuaternario superior, el elevamiento de un bloque a contrapendiente causó el endicamiento transitorio de las redes de drenaje provenientes de Precordillera, generándose una cuenca de drenaje interno tipo barreal, cuya historia terminó una vez colmatada y superado el elemento topográfico interpuesto.

Esta interpretación está corroborada por la presencia de discordancias progresivas en el retrolimbo de la estructura, habiendo discordancias bastante similares asociadas a estructuras petroleras, como la descrita para el anticlinal de Tupungato por Yrigoyen (1993), cuyas recientes reinterpretaciones indican que es una ruptura semejante a la interpretada para el cerro de La Gloria.

En base a la gran cantidad de dislocaciones modernas observadas, se concluye que este sistema estructural es el que registra la mayor actividad sísmica de esta región, y se puede relacionar con rupturas profundas y viejas del basamento precámbrico de la región. También se estima que un estudio más integral de la interacción entre los corrimientos precordilleranos y cordilleranos y las estructuras de la Cerrillada Pedemontana, utilizando conjuntamente la información de superficie y subsuelo, permitirá un nuevo enfoque de la exploración de hidrocarburos, tanto dentro de la Cuenca Cuyana como en otros depocentros triásicos de la región.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alfonso, R., Alurralde, S., Mancilla, O., Manoni, R. y Pombo, R., 1984. Análisis Litoestratigráfico del subsuelo en el sector

- septentrional de la Cuenca Cuyana en la Provincia de Mendoza. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 1: 7-24. Bariloche.
- Allmendinger, R.W., 1990. Análisis Estructural en Zonas de Corrimientos. *Notas del Curso, Departamento de Ingeniería en Minas, Universidad Nacional de San Juan*, 180 pp.
- Baldis, B. A. J., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires*, 4: 399-445.
- Bastías, H.E., 1986. Fallamiento Cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera. Tesis Doctoral de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, 160 pp. (inédito).
- Bastías, H.E. y Bastías, J.A., 1987. Análisis de desplazamientos y velocidades en el área diferencial de Precordillera, Prov. de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (3-4): 261-266.
- Bastías, H.E., Weidmann, N.E. y Pérez, A.M., 1984. Dos zonas de fallamiento Plio-Cuaternario en la Precordillera de San Juan. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 2: 329-341. Bariloche.
- Corte, A.E. y Grosso, S.A., 1993. Geociología. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, pp. 205-216. Mendoza.
- Dellapé, D.A., 1993. Yacimiento Río Tunuyán. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, pp. 427-430. Mendoza.
- Dellapé, D.A. y Hegedus, A.G., 1993. Inversión estructural de la Cuenca Cuyana y su relación con las acumulaciones de hidrocarburos. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 211-218. Mendoza.
- Flores, M., 1969. El Bolsón de las Salinas en la Provincia de San Luis. *Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 311-327.
- INPRES, 1989. Microzonificación Sísmica del Gran Mendoza. San Juan. (Inédito).
- Jordan, T.E. y Ortiz, A., 1987. Tiempo de generación de petróleo en Mendoza Norte. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 2: 271-276. Tucumán.
- Kiegel, H., 1993. Formación de pedimentos e impacto humano en la cuenca del arroyo Frías, piedemonte mendocino. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 6: 1-8. Mendoza.
- Kozlowski, E.O., Manceda, R. y Ramos, V.A., 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, pp. 235-256. Mendoza.
- Meedweff, D.A., 1989. Growth fault-bend folding at Southeast Lost Hills, San Joaquin Valley, California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73 (1): 54-67.
- Milana, J.P. y Alcober, O.A., 1994. Modelo de funcionamiento tectosedimentario de la cuenca Triásica de Ischigualasto (San Juan; Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 217-235.
- Ortiz, A. y Zambrano, J. J., 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino*, 3: 59-74. San Luis.
- Padula, E., 1972. Las cuencas sedimentarias petrolíferas argentinas. Sus resultados. Facultad de Ingeniería en Petróleo, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza, Serie G, 1: 1-30.
- Polanski, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17(3-4): 127-349.
- Ramos, V.A., 1989. Field trip guide to the Andes Transect at North Mendoza. (Inédito).
- Ramos, V.A., 1993. Interpretación Tectónica. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, pp. 235-256. Mendoza.
- Ramos, V.A. y Kay, S. M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, Central Argentina. En: Harmon, R. S. y Rapela, C. W. (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America Special Paper* 265: 79-92. Boulder, Colorado.
- Regairaz, A.C. y Barrera, R.O., 1975. Formaciones del Cuaternario, unidades geomorfológicas y su relación con el escurrimiento de las aguas en el piedemonte de la Precordillera Mendocina. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 47: 5-25. Río de Janeiro.
- Regairaz, A.C. y Zambrano, J.J., 1991. Unidades morfoestructurales y fenómenos neotectónicos en el norte de la Provincia de Mendoza (Andes Centrales argentinos entre 32° y 34° de latitud sur). *Bamberger Geografische Schriften*, 11: 1-21. Bamberg.
- Rolleri, E.O. y Fernández Garrasino, C., 1979. Comarca Septentrional de Mendoza. 2° Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 1: 771-809. Córdoba.
- Santistevan, P., 1993. Yacimiento Ugarteche. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, pp.413-414. Mendoza.
- Suppe, J., 1985. Principles of structural geology. Prentice Hall, 537 pp. Englewood Cliffs, New Jersey.
- Triep, E.G. y Cardinali, C.B. de, 1984. Mecanismos de sismos en las Sierras Pampeanas Occidentales. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 3: 61-80. Bariloche.
- Von Gosen, W., 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Río San Juan section. *Journal of Structural Geology*, 14: 643-667.
- Yrigoyen, M. 1993. Revisión estratigráfica del Neogeno de la región Cacheuta-La Pilona-Tupungato, Mendoza Septentrional, Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 187-199. Mendoza.

Recibido: 24 de agosto, 1995

Aceptado: 20 de agosto, 1996

Mineralogía de los yacimientos de selenio en La Rioja, Argentina. Krutaíta, tyrrellita y trogtalita de Los Llantenes

Werner H. PAAR¹, Ricardo J. SUREDA² y Milka K. de BRODTKORB³

¹*Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstrasse 34, A-5020 Salzburg, Austria.*

²*Cátedra de Mineralogía, Universidad Nacional de Salta-CONICET, Buenos Aires 177, 4400 Salta, Argentina*

³*Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata-CONICET, Calle 47 N° 522, 1900 La Plata, Argentina*

ABSTRACT. *Mineralogy in the selenide ore deposits of La Rioja province, Argentina. Krutaite, tyrrellite and trogtalite from Los Llantenes mining district.* In the western region of La Rioja province, NW-Argentina, there are several occurrences of polymetallic selenide mineralization within the Palaeozoic sedimentary formations of the Precordillera. The main mineral deposits are epigenetic quartz veins and brecciated or small deformed calcareous bodies, that comprise a world famous and very complex mineralogical assemblage. A short comparative revision of the parageneses from different mining fields is given. The present work has confirmed the first occurrence of krutaite CuSe_2 , tyrrellite $(\text{Cu, Co, Ni})_2\text{Se}_4$ and trogtalite CoSe_2 in Argentina. These new mineral records from Los Llantenes area occur as very fine, isolated euhedral inclusions in umangite, klockmannite or clausenthalite. Quantitative electron microprobe analyses have shown that the mineral specimens from Los Llantenes contain significant amounts of Cu, and are Ni-poor in comparison with those of Trogtal, Germany. Spectral reflectances, Vickers hardness numbers (VHN) and electron microprobe data are presented. The chemical data for the trogtalites from Los Llantenes and Trogtal are good evidence for an extended solid solution in the system $\text{CuSe}_2\text{-CoSe}_2\text{-NiSe}_2$.

Introducción

El distrito minero selenífero de Los Llantenes, departamento General Sarmiento, provincia de La Rioja, Argentina, (28° 20' S a 28° 40' S - 68° 30' O a 68° 45' O), dista 50 km al oeste de la localidad de Jagüé, última población en la ruta internacional a Chile por la frontera riojana. El acceso más corto a Jagüé es desde la ciudad de La Rioja, a través de 380 km por las rutas N° 38, N° 74, N° 40 y P 26. Desde la ciudad de San Juan son 414 km, por las rutas N° 40 y P 26, configurando el acceso más rápido. El ferrocarril se encuentra muy alejado, con 202 km a la estación Nonogasta del FCGB ramal Chilecito, la playa de embarque más próxima. A los depósitos minerales del distrito, ampliamente dispersos en la comarca señalada, sólo es posible llegar a pie o a lomo de mula, con algunas aproximaciones variables por huellas aptas para vehículos de doble tracción.

Los antecedentes sobre las mineralizaciones de selenio en Argentina datan del siglo pasado. El primer hallazgo aconteció en el cerro Cacheuta, provincia de Mendoza, con minerales ya conocidos en Europa, como clausenthalita, naumannita y berzelianita (Domeyko

1866). El pretendido mineral cacheutita ha sido un error ocasionado por una mezcla mecánica de otros minerales (Adam 1866; Bodenbender 1899; Olsacher 1928). El descubrimiento de los yacimientos riojanos en el cerro Cacho y en la sierra de Umango, pocos años después, tiene mayores implicancias mineralógicas al proporcionar las nuevas especies umangita (Klockmann 1891) y klockmannita (Ramdohr 1929). Las paragénesis seleníferas en el oeste de La Rioja son más numerosas y complejas, abarcando varios distritos mineros y algunos depósitos aislados (Fig. 1a). La primera mención sobre los yacimientos de selenio en Los Llantenes es algo más reciente (Angelelli 1941). Los trabajos éditos con referencias a sus minerales de selenio (Olsacher *et al.* 1960; Ramaccioni y Olsacher 1962; Butschkowskyj *et al.* 1963) han precedido a las publicaciones sobre la geología de la Precordillera en la región de Jagüé (Aceñolaza y Bernasconi 1969a, b; Aceñolaza 1970a, b; Aceñolaza *et al.* 1971, y Maisonave 1979). Artículos más recientes sobre estas mineralizaciones seleníferas fueron publicados por Toselli y Aceñolaza (1971) y por Brodtkorb *et al.* (1993).

En este trabajo se describen tres minerales de simetría cúbica, krutaíta CuSe_2 , tyrrellita

Tabla 1: Inventario de minerales de selenio en yacimientos del oeste de La Rioja, agrupados en los principales distritos mineros seleníferos.

1 Sierra de Umango	2 Cerro Cacho	3 Famatina	4 Sañogasta	5 Los Llantenes
umangita klockmannita clausthalita naumannita eukairita berzelianita tiemannita onofrita stilleita	umangita klockmannita clausthalita eukairita berzelianita tiemannita onofrita naumannita	umangita klockmannita clausthalita naumannita eukairita ferroselita	umangita eukairita klockmannita clausthalita tiemannita onofrita berzelianita fischesserita selenio nativo	umangita tiemannita clausthalita klockmannita naumannita berzelianita eukairita eskebornita stilleita onofrita ferroselita krutaíta tyrrellita trogtalita fischesserita selenio nativo schmiederita calcomenita molibdomenita

(Cu,Ni,Co)₃Se₄ y trogtalita CoSe₂, pertenecientes al triángulo de composiciones químicas CuSe₂-NiSe₂-CoSe₂, todos los cuales fueron identificados en muestras del distrito minero Los Llantenes. El material analizado procede de dos fuentes distintas. Una investigación sobre muestras de archivo procedentes del Museo de Mineralogía "Prof. Dr. Alfredo Stelzner" de la Universidad de Córdoba, realizada por uno de los autores (RJS) en colaboración con la Prof. Dra. H.D. Gay, ha incluido numerosas colecciones de los yacimientos riojanos reunidas por personas diferentes entre 1883 y 1963. La otra fuente es una colección realizada durante la campaña de los autores (WHP) y RJS, a fines del verano de 1995 a la región de Los Llantenes, con muestras procedentes de los yacimientos San Pedro, El Chire y Portezuelo (Fig. 1b). La asociación mineral más interesante sobre los seleniuros de Cu, Co y Ni procede de los archivos del museo, en especial de la probeta 0049, cuya muestra registraba la asignación genérica "Los Llantenes" en una colección realizada a principios de los años 60' por el extinto Prof. Dr. Juan Olsacher, sin indicación específica del yacimiento. Se corrige la mención anterior de hastita, CoSe₂, para la mina San Francisco del distrito Famatina (Brodtkorb 1980) y en Los Llantenes (Brodtkorb *et al.* 1993). La validez misma de hastita como especie mineral podría llegar a ser cuestionable. Es de señalar que la presencia de krutaíta, tyrrellita y trogtalita en Los Llantenes constituye la primera cita de estos minerales para la República Argentina. El objetivo principal del artículo

es dar a conocer algunos adelantos registrados en el proyecto de colaboración mutua para la investigación mineral que llevan adelante los autores mediante convenios establecidos entre instituciones científicas de Argentina y Austria.

Un inventario actualizado de los minerales de selenio identificados en los yacimientos del oeste riojano y agrupados en los principales distritos mineros seleníferos, se resume en la Tabla 1.

Mineralogía de selenio en Los Llantenes

Tres probetas realizadas sobre una muestra, de un lote atribuido colectivamente a Los Llantenes por Olsacher, presentan krutaíta, trogtalita y tyrrellita bajo la forma de inclusiones microscópicas en unas masas policristalinas mayores de umangita, klockmannita o clausthalita. Estos intercrecimientos están acompañados por otros minerales de selenio ya conocidos y poco abundantes: eskebornita, eukairita, naumannita y selenio nativo. El aspecto macroscópico de la muestra es muy semejante a las menas presentes en la mina San Pedro, pero estos minerales de reciente identificación no han aparecido en los pulidos realizados sobre muestras comprobadas de esa procedencia. Al microscopio se puede observar:

Eskebornita, CuFeSe₂, que cristaliza en la hemiedría tetragonal escalenoédrica y es el análogo selenífero de calcopirita. En Los Llantenes conforma agregados

Tabla 2: Diagrama paragenético en una muestra de Los Llantenes (probeta 0049).



poligranulares de hasta 5 x 1 mm, acompañando la asociación dominante umangita-klockmannita-clausthalita. Es un mineral de color pardo crema, parecido a pirrotina, pero con un clivaje bien visible según {0001}MB (Fig. 4-2 y 4). Presenta una birreflectancia débil y fuerte anisotropía de intensidad. Con frecuencia muestra numerosas inclusiones de tyrrellita (Fig. 4-4).

Eukairita, CuAgSe, un mineral rómbico perteneciente al grupo de la estromeyerita. En Los Llantenes es muy escaso y yace en inclusiones diminutas, micrométricas. Por lo común se presenta intercrecido con umangita y menos frecuentemente con clausthalita, PbSe, en individuos de contornos angulosos cuyo tamaño no supera los 20 micrómetros. Las masas de clausthalita muestran también inclusiones gotiformes ocasionales de naumannita, Ag₂Se, con diámetros generalmente inferiores a los 10 micrómetros (Brodtkorb *et al.* 1993).

La Tabla 2 ilustra el diagrama paragenético en esta muestra de Los Llantenes (probeta 0049), con la sucesión de cristalización relativa entre los minerales presentes conforme al análisis textural.

Los minerales del sistema CuSe₂-CoSe₂-NiSe₂

Krutaita, tiene una composición teórica CuSe₂ y pertenece a la paramorfia del sistema cúbico, integrando el grupo de la pirita. En Los Llantenes es un mineral de cristalización temprana, al igual que trogtalita y tyrrellita, formando agregados policristalinos de hasta medio milímetro. Muestra un clivaje visible según {100}B siendo frecuente el desarrollo de seleniuros de cobre más jóvenes, como umangita y klockmanita, a lo largo de las aberturas de este clivaje (Fig. 4-1).

Trogtalita, CoSe₂, es también cúbico, paramórfico e isomorfo con krutaita, formando soluciones sólidas de cristal mixto. En Los Llantenes se le ha visto únicamente como inclusiones cristalinas en clausthalita, donde integra agrupaciones de individuos relicéticos equidimensionales con aspecto fragmentario y anguloso. El tamaño promedio individual es de 20 por 20 micrómetros, cubriendo áreas de 150 por 50 micrómetros con varios granos semejantes (Fig. 4-5). Al lado de tyrrellita tiene un color rosa claro, detalle perceptible y distintivo sólo mediante una comparación directa entre ambos minerales. La dureza es alta y disminuye con los contenidos de níquel y de cobre.

Tyrrellita, (Cu, Ni, Co)₃Se₄, mineral cúbico de simetría holoédrica que integra el grupo de la linneíta. Es "dimorfo" de penroseíta, el término níquelífero isoestructural con krutaita y trogtalita. En Los

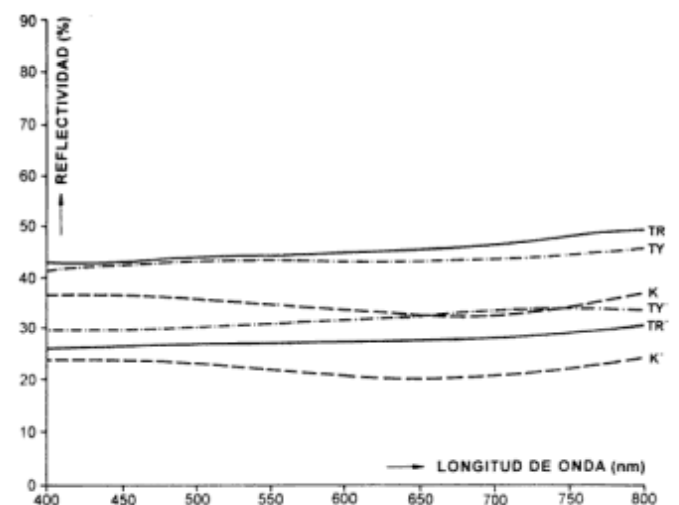


Figura 2: Curvas de reflexión para el espectro de luz visible, en aire (TR=trogtalita, TY=tyrrellita, K=krutaita) y en aceite (TR'=trogtalita, TY'=tyrrellita, K'=krutaita), Los Llantenes, Argentina.

Tabla 3: Espectros de reflexión de krutaíta, trogtalita y tyrrellita.

Valores de reflectividad (R en %)					
mineral	medio óptico	λ 470 nm	λ 546 nm	λ 589 nm	λ 650 nm
krutaíta	aire	36,2	34,8	33,8	32,4
	aceite	23,4	22,1	21,4	20,0
trogtalita	aire	43,7	44,5	44,8	46,1
	aceite	26,6	27,2	27,4	27,6
tyrrellita	aire	42,8	44,0	43,5	43,9
	aceite	29,7	31,0	31,4	32,1

Llantenes, tyrrellita forma inclusiones muy características en eskebornita, hipidiomorfos a idiomorfos, con dimensiones entre 10 a 100 micrómetros y que suelen tener sección pentagonal o hexagonal (Fig. 4-4). Es englobado también por umangita, klockmannita y clausthalita (Fig. 4-1, 2, 3 y 5). Son monocristales duros, isotropos, de un color amarillo crema poco distintivo, bastante similares a piritita. A diferencia de las yacencias seleníferas de Bolivia, comparativamente ricas en níquel y en penroseíta, este último mineral aún no ha sido hallado en las menas riojanas.

A. Óptica Mineral Cuantitativa

La Tabla 3 proporciona los espectros de reflexión de krutaíta, trogtalita y tyrrellita, en aire y en aceite de inmersión, obtenidos entre los 400 y 700 nanómetros de la radiación luminosa visible. Para ello se ha utilizado un microscopio Orthoplan-Pol Leitz con el contador fotométrico de microscopía Leitz MPV-SP y los patrones standard de carburo de wolframio Zeiss, bajo el control del programa Spectra. Los resultados se exponen en la Figura 2 y en la Tabla 3. Son comparables con los datos espectrales de krutaíta procedente de Slavkovice, República Checa y de tyrrellita procedente de Beaverlodge, Canadá (Criddle y Stanley 1993). La reflectividad de trogtalita de Los Llantenes es superior, entre un 2% a un 3%, en relación con trogtalita de Trogtal, Alemania. Esto no podría atribuirse a las diferencias en el quimismo (Fig. 3). Mas bien cabe la sospecha que este incremento de la reflectividad puede ser atribuible a la influencia del alto poder reflector de la mesostasis de clausthalita en Los Llantenes, la cual rodea a los pequeños granos de trogtalita (<20 μm), situación que la técnica de diafragmado apenas puede apantallar.

La determinación de microdureza fue realizada

mediante un microdurómetro Leitz. Sólo ha sido posible obtener granos suficientemente grandes de krutaíta y tyrrellita. Los resultados son:

Krutaíta: $\text{VHN}_{50} = 365 - 376 \text{ kp.mm}^{-2}$ (promedio de 10 medidas: 372).

Tyrrellita: $\text{VHN}_{50} = 369 - 381 \text{ kp.mm}^{-2}$ (promedio de 12 medidas: 375).

B. Química Mineral Cuantitativa

Todas las fases minerales mencionadas precedentemente han sido investigadas en su composición

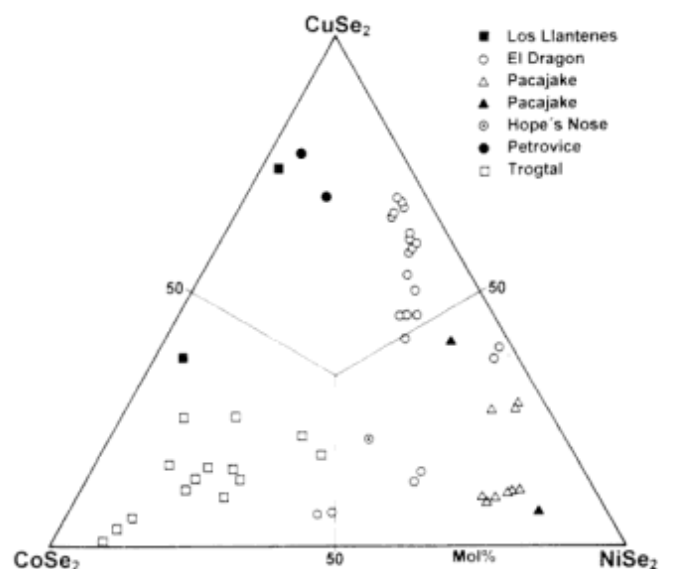


Figura 3: El diagrama ternario $\text{CuSe}_2 - \text{CoSe}_2 - \text{NiSe}_2$ (mol. %), ilustra la posición de krutaíta y trogtalita de Los Llantenes, Argentina, en comparación con otras localidades clásicas tomadas del trabajo de Grundmann *et al.* (1990) para krutaíta de El Dragón, Bolivia y propios para trogtalita de Trogtal, Alemania.

química por medio de una microsonda JEOL Superprobe JXA-8600 con el sistema ELX-Link, operando a 25 kV. Estos análisis químicos han incluido

eskebornita, eukairita, klockmannita y umangita de Los Llantenes (probeta 0049). Sus resultados se ilustran en Tabla 4 y Figura 3.

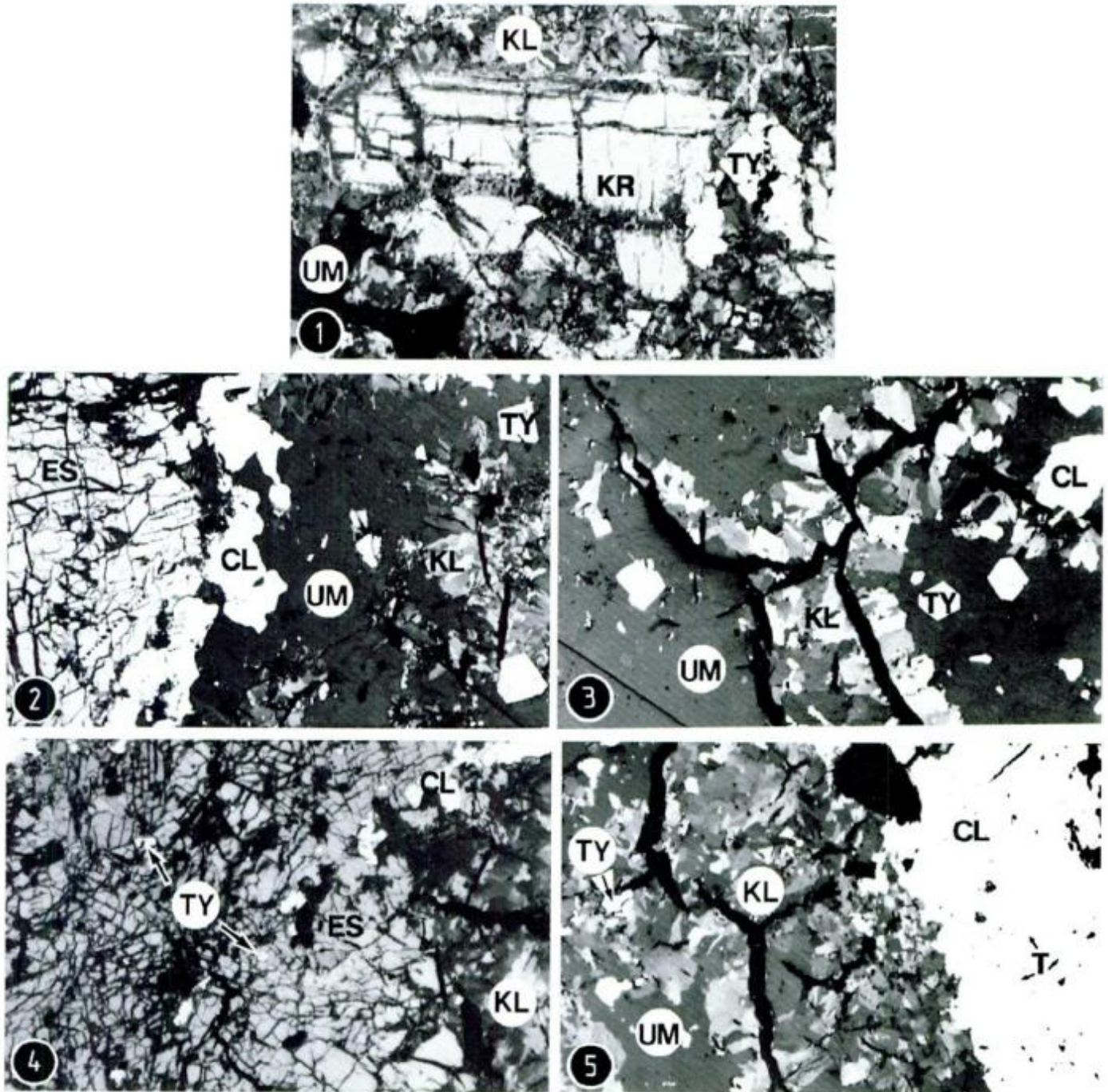


Figura 4-1: Fotomicrografía de krutaita (KR) en cristales hipidiomorfos con su clivaje visible y tyrrellita (TY) que es reemplazada por umangita (UM) y klockmannita (KL). **2:** Eskebornita (ES) de cristalización temprana y alterada parcialmente, la cual es reemplazada por umangita (UM) y en parte por klockmannita (KL) de neoformación. Clausthalita (CL) en granos anhedrales y tyrrellita (TY) en cristales idiomorfos. **3:** La fotomicrografía exhibe cristales euhedrales de tyrrellita (TY), con sus bordes euhedrales netos y la combinación $(111) + (100)$ Fd3m predominante, implantados en umangita (UM) y klockmannita (KL). **4:** Eskebornita (ES) predominante y mostrando diminutos cristales idiomorfos de tyrrellita (TY). Se aprecian granos xenomórficos de clausthalita (CL) y klockmannita (KL), ambos de cristalización tardía. **5:** Clausthalita (CL) con pequeñas inclusiones relicticas de trogtalita (T) tiende a reemplazar a umangita (UM) y klockmannita (KL) que, a su vez, muestran inclusiones algo alteradas de tyrrellita (TY). Luz polarizada-nicoles paralelos. Escala: borde mayor de la imagen=500 micrómetros. Los Llantenes, La Rioja, Argentina.

Tabla 4: Composición química de una muestra de los Llantenes (probeta 0049).

Elemento	Mineral						
	krutaíta (5)	trogtalita (3)	tyrrellita (14)	eskebornita (2)	eukairita (2)	klockmannita (5)	umangita (9)
Co	6,3 (0,4)	15,9 (0,5)	20,5 (0,6)	0,01	—	—	0,1 (0,2)
Ni	0,7 (0,1)	—	2,4 (0,5)	—	—	—	0,01
Fe	0,2	0,1	0,1	18,9	—	—	0,02
Cu	21,5 (0,2)	11,0 (0,6)	13,6 (0,5)	24,1	23,8	45,1 (0,2)	54,7 (0,4)
Ag	1,1 (0,4)	—	0,2 (0,7)	0,1	42,4 (0,08)	0,2	0,02
Se	70,2 (0,5)	73,2 (0,6)	63,2 (0,5)	56,5	31,4	55,1 (0,02)	45,0 (0,04)
Total	100,0	100,2	100,0	99,6	100,3*	100,4	99,8
Co	0,24	0,59	1,73	—	—	—	—
Ni	0,03	—	0,2	—	—	—	—
Fe	—	—	0,01	0,94	—	—	—
Cu	0,75	0,38	1,07	1,06	0,95	1,01	3,01
Ag	0,02	—	0,01	—	1,00	—	—
Se	1,96	2,03	3,98	1,99	1,01	0,99	1,99
ΣM + Se	3	3	7	4	3	2	5

La parte superior de la Tabla 4 expone los contenidos químicos porcentuales en peso y la parte inferior muestra las proporciones atómicas en la molécula mineral. {} entre llaves el número de análisis; () entre paréntesis la desviación estandar; * los análisis de eukairita incluyen 2.7% en peso de Pb; radiaciones: Co K α , Ag L α , Ni K α , Cu K α , Fe K α , Se K α ; patrones estandar: Co, Ag, NiAs, CuSe, FeS₂.

Con fines de comparación, se reproducen dos análisis de tyrrellita de otras localidades:

Tyrrellita	Co	Ni	Cu	Se	Total	Referencias
Hope's Nose	11,6	12,0	13,7	62,0	99,3	Stanley <i>et al.</i> 1990
Beaverlodge	17,7	6,9	12,7	62,4	99,7	Robinson y Brooker 1952

Los análisis de *krutaíta* indican variaciones insignificantes en la composición química entre:

Cu: 21.2 a 21.8; Co: 6.1 a 7.0; Fe: 0.1 a 0.2; Ni: 0.5 a 0.8; Ag: 0.6 a 1.8; Se: 69.5 a 70.9 (en % en peso). De la comparación entre las diferentes procedencias señaladas en la Figura 3, las *krutaítas* de Los Llantenes destacan por su alto tenor en Co y bajos contenidos de Ni. Los valores en Ag son notables y aún no han sido señalados para las *krutaítas* tradicionalmente conocidas. No se han visto las típicas estructuras zonales como aquellas citadas por Grundmann *et al.* (1990) para el yacimiento selenífero El Dragón, Potosí, Bolivia. Se compara el quimismo de *krutaíta* con otras localidades clásicas como Petrovice, Moravia, República Checa (Johan *et al.* 1970) y un dato único de El Dragón, Bolivia (Grundmann *et al.* 1990).

El quimismo determinado en tres granos de *trogtalita* muestra: Co: 15.5 a 16.4; Cu: 10.4 a 11.5; Fe: 0.1; Se: 72.6 a 73.8 (en % en peso). Por comparación con los otros análisis conocidos hasta ahora (Johan *et al.* 1970; Grundmann *et al.* 1990), son los más altos en cobre (38 mol. % de CuSe₂) y extremadamente bajos en

níquel. No se han encontrado estructuras zonales como las halladas en las muestras de Trogtal, Alemania.

De *tyrrellita* se han realizado 14 análisis a través de 6 granos distintos. Los análisis de los dos granos más contrastados muestran las siguientes variaciones: Cu: 12.5 a 14.7; Co: 19.5 a 21.5; Ni: 1.6 a 3.3; Fe: 0.1 a 0.2; Ag: 0 a 2.6; Se: 61.4 a 63.7 (en % en peso del grano 1) contra Cu: 12.8 a 14.1; Co: 18.4 a 21.1; Ni: 1.3 a 4.1; Fe: 0 a 0.1; Se: 62.8 a 63.8 (en % en peso del grano 2). Se comprueba la existencia de una débil estructura zonal en los granos individuales, con un borde o corona empobrecida en contenidos de níquel. El elevado contenido de plata (2.6 % Ag en peso) como dato aislado, es posible atribuirlo a alguna microinclusión de un mineral de plata en *tyrrellita*. En este sentido, sobre 14 puntos analizados, se han hallado sólo 4 con plata, en donde el tenor normal máximo es de 0.2 % Ag en peso. De todas las *tyrrelitas* analizadas (Stanley *et al.* 1990), la *tyrrellita* de Los Llantenes es la más rica en cobalto y la más pobre en níquel. Ello concuerda con una tendencia general de predominio del cobalto sobre el níquel en los depósitos seleníferos, ricos en cobre, de

Los Llantenes. Los análisis realizados sobre umangita, klockmannita, eukairita y eskebornita no muestran diferencias con los datos conocidos, salvo un pequeño contenido adicional de plata en eskebornita y klockmannita.

Consideraciones finales

Krutaíta, trogtalita y tyrrellita son seleniuros relativamente raros en los yacimientos vetiformes del tipo hidrotermal, donde se encuentran en parte asociados con oro, metales del grupo del platino-paladio o con mineralización uranífera (Johan 1989; Stanley *et al.* 1990; Grundmann *et al.* 1990). En Argentina, los yacimientos seleníferos del oeste riojano se destacan por su riqueza en cobre (umangita, klockmannita). La paragénesis mineral rica en mercurio, con tiemannita dominante, es muy característica para el distrito minero de Los Llantenes. Por contraparte, los yacimientos seleníferos bolivianos de Pacajake, en Colquechaca (Block y Ahlfeld 1937) y de El Dragón o Caracoles, en Potosí (Grundmann *et al.* 1990), presentan una asociación mineral diferente con el predominio de seleniuros de níquel. Penroseíta en Pacajake y en El Dragón, depósito este último donde yacen otras especies níquelíferas como krutaíta, tyrrellita, trogtalita, ahlfeldita y reevesita, alternando también en una compleja paragénesis polimetálica con seleniuros de Cu, Pb, Co y sus respectivos productos de oxidación.

En el trabajo realizado llama la atención la falta de níquel en Los Llantenes, frente a los elevados contenidos de cobalto y cobre, notable en los tres seleniuros investigados (krutaíta, tyrrellita y trogtalita), todas fases cristalinas muy sensibles para incorporar este elemento en su estructura. Las mineralizaciones seleníferas ricas en cobalto ya eran conocidas en Trogtal, Harz, Alemania (Ramdohr y Schmitt 1955) y en Musonoi, Katanga, Zaire (Johan *et al.* 1970). En Trogtal, la existencia de otros seleniuros cobaltíferos afines (bornhardtita, hastita y freboldita), descritos sólo por sus propiedades ópticas antes de disponer de microanálisis cuantitativos con técnicas de microsonda (Ramdohr y Schmitt 1955), debería ponerse en duda tras varios indicios acumulados. Una investigación actual del antiguo material de referencia de Trogtal, Alemania, ha determinado la presencia de ferroselita como el único acompañante de trogtalita. En idéntico sentido, la mención de hastita para la mina San Francisco, Famatina, La Rioja, Argentina (Brodtkorb 1980) ha resultado también ferroselita tras un análisis reciente de microsonda. Situación similar aconteció con la descripción de hastita para Los Llantenes (Brodtkorb *et al.* 1993). Aún la mención de bornhardtita, Co_3Se_4 , para Cacheuta, Mendoza,

Argentina, realizada por Picot y Johan (1977) en un discutido trabajo de investigación óptica y microquímica sobre material de esa procedencia, parece tener muchas posibilidades de ser tyrrellita. Es un tema abierto a la investigación de menas afines de diversa procedencia. A partir de las composiciones químicas de estos minerales —trogtalitas y tyrrellitas procedentes de Los Llantenes, trogtalitas zonadas de Trogtal y una extensión de las investigaciones sobre las penroseítas, krutaítas y trogtalitas níquelíferas de los yacimientos seleníferos bolivianos— ya es posible cubrir con mezclas naturales gran parte del triángulo químico de composiciones CoSe_2 - NiSe_2 - CuSe_2 .

Agradecimientos

Los autores reconocen los apoyos institucionales del FWF, Austria y del CONICET, Argentina, PID 3648/92 y CIUNSa Programa 393, durante el desarrollo de las investigaciones. Al técnico principal Ricardo Domínguez los pulidos de excelente calidad para microscopía de polarización. También se aprecian las prolijas observaciones de los árbitros de la Revista que han contribuido a mejorar el artículo en su versión editorial definitiva.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., 1970a. Fósiles ordovícicos del área del río Bonete, Pto Jagüé, Prov. de la Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 10: 15. San Miguel de Tucumán.
- Aceñolaza, F.G., 1970b. Nota sobre la presencia de *Orchosteropus atavus* en capas carbónicas de la región de Jagüé, Prov. de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 11 (3): 61-62. San Miguel de Tucumán.
- Aceñolaza, F.G. y Bernasconi, A.E., 1969a. Sobre la edad de las intrusivas que afloran en el sector norte de la Precordillera riojana: área del río Bonete. *Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 61-67. Buenos Aires.
- Aceñolaza, F.G. y Bernasconi, A.E., 1969b. Acerca del primer hallazgo de una fauna ordovícica en el sector norte de la Precordillera riojana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (2): 79-84.
- Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J. y Bernasconi, A.E., 1971. La Precordillera de Jagüé, La Rioja, Argentina: su importancia geológica y estructural. *Acta Geológica Lilloana*, 12: 14. San Miguel de Tucumán.
- Adam, M., 1866. *Tableau Minéralogique*. 52 p. París.
- Angelelli, V., 1941. Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relaciones genéticas. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 50. Buenos Aires.
- Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W. y Nichols, M.C., 1990. *Handbook of Mineralogy*. Vol. I. Mineral Data Pub., 589 p. Tucson.
- Block, H. y Ahlfeld, F., 1937. Die Selenerzlagerstätte Pacajake, Bolivia. *Zeitschrift praktische Geologie*, 45: 9-14.
- Bodenbender, G., 1899. Los minerales. Imprenta de la Universidad Nacional de Córdoba, 64 p. Córdoba.
- Brodtkorb, M.K. de, 1980. Hallazgo de hastita, CoSe_2 , en la mina

- San Francisco, provincia de La Rioja. Revista del Instituto de Geología y Minería, 4: 37-38. San Salvador de Jujuy.
- Brodtkorb, M.K. de, Gay, H.D. y Sureda, R.J., 1993. Polymetallic selenide-sulfide minerals of the Los Llantenes mining district, La Rioja, Argentina. Proceedings of the Eighth Quadrennial IAGOD Symposium, 1: 119-125. Nagele und Obermiller. Stuttgart.
- Butschkowskyj, M., Rivas, S. y Bedlivy, D., 1963. Algunos seleniuros de la provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 18 (3-4): 154-163.
- Criddle, A.J. y Stanley, C.J., 1986. The quantitative data file for ore minerals. 2nd issue. British Museum, 420 p. London.
- Criddle, A.J. y Stanley, C.J., 1993. Quantitative data for ore minerals. Third edition. Chapman and Hall, 635 p. London.
- Domeyko, J., 1866. Comptes Rendus des séances de l'Académie des Sciences, 63: 1064. Paris.
- Grundmann, G., Lehrberger, G. y Schnorrer-Köhler, G., 1990. The El Dragón Mine, Potosí, Bolivia. The Mineralogical Record, 21: 133-146. Tulsa.
- Johan, Z., 1989. Merenskyite, Pd(Te,Se)₂, and the low-temperature selenide association from the Predborice uranium deposit, Czechoslovakia. Neues Jahrbuch der Mineralogie, 4: 179-191.
- Johan, Z., Picot, P., Pierrot, R. y Verbeek, I., 1970. L' oosterboschita, (Pd,Cu)₂Se₃, une nouvelle espèce minérale, et la trogtalite cupro-palladifère de Musonoi (Katanga). Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, 93: 476-481. Paris.
- Klockmann, F., 1891. Über einige seltene argentinische Mineralien. Mineralogische Mitteilungen aus dem Sammlugen der Bergakademie zu Clausthal. Zeitschrift für Kristallographie, 19 (3): 265-275.
- Maisonave, H.M., 1979. Descripción geológica de la hoja 14 c, Cerros Cumichango. Servicio Geológico Nacional, Boletín 162, 86 p. Buenos Aires.
- Olsacher, J. A., 1928. Estudios calcográficos en minerales argentinos. Revista de la Universidad Nacional de Córdoba, 15 (1-2): 3-6. Córdoba.
- Olsacher, J., Galloni, E.E. y Serricchio, J., 1960. Seleniuros de mercurio con azufre, plomo, hierro y cobre. Cuesta de los Llantenes, Prov. de La Rioja (Argentina). Revista de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba, 21 (5-6): 5-22. Córdoba.
- Paar, W.H., Petzlberger, W., Mrazek, R. y Strasser, R., 1995. Neufunde von gediegenem Gold, Bornitkristallen und Kawazulith aus dem Lungau, Salzburg. LAPIS, 20: 13-14. München.
- Picot, P. y Johan, Z., 1977. Atlas des minéraux métalliques. Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières, 90, 403 p. Paris.
- Ramaccioni, D. y Olsacher, J., 1962. Los yacimientos de minerales de mercurio y selenio de cuesta de Llantenes, provincia de La Rioja. Anales de las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 295-305. Buenos Aires.
- Ramdohr, P., 1929. Klockmannit, ein neues natürliches Kupferselenid. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Abt. A: 225-232.
- Ramdohr, P. y Schmitt, M., 1955. Vier neue natürliche Kobaltselenide von Steinbruch Trogtal bei Lautenthal im Harz. Neues Jahrbuch der Mineralogie, 6: 133-142.
- Robinson, S.C. y Brocker, E.J., 1952. A cobalt-nickel-copper selenide from the Goldfields district, Saskatchewan. The American Mineralogist, 37: 542-544. Richmond.
- Stanley, C.J., Criddle, A.J. y Lloyd, D., 1990. Precious and base metal selenide mineralization at Hope's Nose, Torquay, Devon. Mineralogical Magazine, 54: 485-493. London.
- Toselli, A.J. y Aceñolaza, F.G., 1971. La mineralización cuproselenífera con mercurio de la Precordillera de Jagüé, provincia de la Rioja. Consideraciones petrogenéticas y edad de la mineralización. Primer Simposio Nacional de Geología Económica, 2: 367-378. San Juan.

Recibido: 26 de diciembre, 1995

Aceptado: 20 de agosto, 1996

Las glaciaciones cuaternarias en la isla Media Luna, islas Shetland del Sur, Antártida

Héctor E. MASSONE, Gustavo A. MARTINEZ y Julio L. del RIO.

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

ABSTRACT. *Quaternary glaciation of isla Media Luna, South Shetland Islands, Antarctica.* The widespread presence of raised geomorphological features of marine origin on isla Media Luna allows us to infer its Quaternary evolution, which is closely related to glacial and interglacial events. The Quaternary evolution of isla Media Luna can be divided into four stages: glacial 1, interglacial, glacial 2 and postglacial, which are correlatable with the existing regional schemes for the South Shetland Islands. During glacial 1 the island was covered by ice and linked with the other islands. Several marine erosional surfaces now at between 100-45 m, were formed during the interglacial. During the subsequent local glaciation (Late Pleistocene), the ice formed a platform which later controlled the sedimentation of a tombolo. The postglacial period is characterized by relative sea level fall, interrupted by three stadial intervals. The first one, 9000-7000 years BP, formed a gravel beach at 18 m and generated a tombolo in the central area of the island. The second, during the 13th century, formed gravel beaches at 6 m, and the last (during the 18th century) formed a gravel beach at 3 m which generated another tombolo to the south of the island.

Introducción

El objetivo de este trabajo es contribuir al conocimiento de las fluctuaciones glaciarias en las islas Shetland del Sur durante el Cuaternario, tomando como caso particular de estudio a la isla Media Luna. Este trabajo se realizó en el marco del convenio suscripto entre el Instituto Antártico Argentino y la Universidad Nacional de Mar del Plata, dentro del proyecto Oceanar-Costas. Los estudios se efectuaron durante las campañas de verano 1989-90, 90-91 y 94-95.

Las islas Shetland del Sur se encuentran al noroeste de la península Antártica (Fig. 1). Son islas esencialmente volcánicas, que forman parte del arco de Scotia; estas rocas representan las últimas manifestaciones de actividad de la placa Pacífica en subducción bajo el continente antártico (Acosta *et al.* 1993). Estas islas se originaron en diversos estadios de actividad a lo largo de líneas de debilidad de dirección general ENE-OSO. Además de este fallamiento paralelo al límite sudeste de las islas, existen juegos de fracturas locales con la misma dirección (John y Sugden 1971). La isla Media Luna pertenece a este archipiélago y se sitúa entre las islas Livingston y Greenwich, en el extremo oriental del estrecho de McFarlane a 62° 35' Sur y 59° 53' Oeste (Fig. 1). Una

característica relevante de la isla es que gran parte de su superficie está libre de hielo, esto se debe no sólo a la relación entre el perímetro y el área (Araya y Hervé 1966) sino también a su baja altura.

Las mayores elevaciones de la isla se encuentran en el norte (cerros Gabriel con 101 m s.n.m. y Xenia con 96 m s.n.m.) y en el sur (cerro la Morenita con 93 m s.n.m.). En el sureste se encuentra una elevación menor, el cerro Baliza con 45 m s.n.m. (Fig. 1). Los cerros Xenia y Gabriel se unen con La Morenita a través de un tómbolo (tómbolo central) de 700 m de ancho y 18 m de altura, formado por nueve cordones de grava (Figs. 2 y 3a). Por su parte, el cerro La Morenita se une con el cerro Baliza formado el tómbolo sur de 3 m de altura, también constituido por cordones de grava fósiles (Fig. 4).

La disposición de los tómbolos y afloramientos rocosos da lugar a dos bahías, una pequeña y abierta hacia el este (caleta Menguante) y otra mucho más amplia hacia el oeste que se abre hacia la bahía Luna (Fig. 1).

Antecedentes geológicos de la isla Media Luna

Entre los primeros trabajos se puede citar a Corte y Somoza (1957) quienes realizan un estudio de la

morfología periglacial y criopedología de la isla y lo aplican a problemas ingenieriles. En el flanco sur del cerro La Morenita infieren una falla que se continuaría, con rumbo O-E, hasta el extremo oriental. Olsacher (1959) realiza algunas observaciones sobre los que denomina "escombros" de la isla y les adjudica origen errático. Araya y Hervé (1966) describen en la isla un complejo plutovolcánico que incluye rocas plutónicas básicas e intermedias y rocas volcánicas y volcanoclásticas. Parada *et al.* (1987), indican que las rocas plutónicas (esencialmente gabros y dioritas) ocupan aproximadamente el 40% de los afloramientos y se encuentran fundamentalmente en los cerros Gabriel, La Morenita y Baliza. La edad de este complejo, según K-Ar en una tonalita, es de unos 105 millones de años (Grikurov *et al.* en Parada *et al.* 1987). Las rocas volcánicas y volcanoclásticas (andesitas, basaltos y brechas volcánicas) se presentan en el cerro Xenia y en el flanco oriental del cerro Baliza (Fig. 1).

Los depósitos cuaternarios abarcan un gran porcentaje de la superficie de la isla y en su mayoría corresponden a cordones de playa fósiles. Araya y Hervé (1966) efectúan un relevamiento de estos cordones de grava mediante perfiles topográficos y analizan diversas formas vinculadas a la

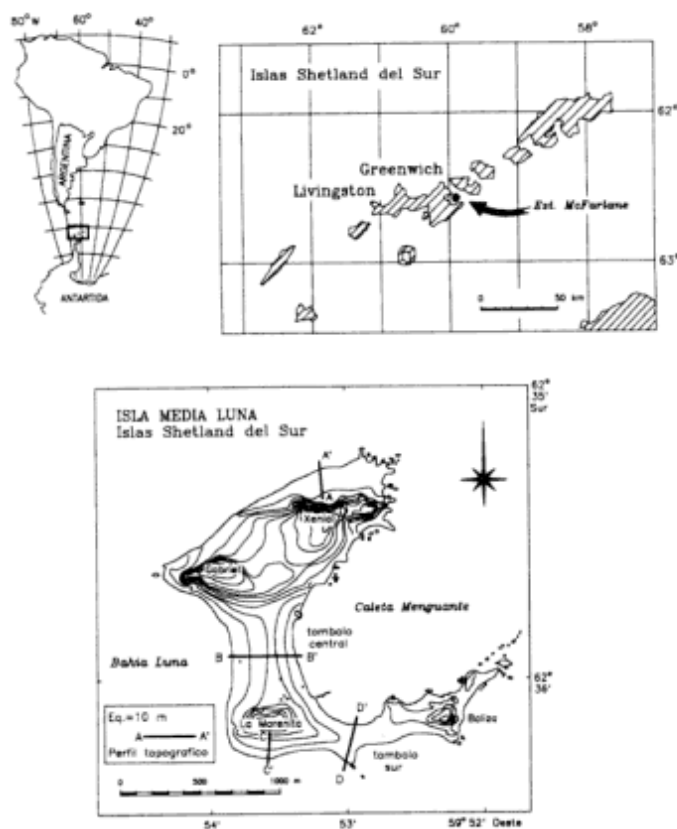


Figura 1: Mapa de ubicación.

geomorfología litoral y a la criopedología. John y Sugden (1971) reconocen, en su esquema regional para las Shetland del Sur, estos cordones de playa fósiles y les asignan edad holocena. Roese *et al.* (1993) realizan un trabajo vinculado a los aspectos oceanográficos y geológicos costeros, en tanto que del Río *et al.* (1993) analizan desde el punto de vista sedimentológico a los cordones de gravas marinas.

Martínez y Massone (1995), presentan un detallado mapa geomorfológico de la isla y describen geoformas de origen continental y marino; estas últimas las dividen, según su génesis, en geoformas de erosión, de acumulación y de retrabajamiento, reconociendo: 1) superficies producidas por planación marina; 2) niveles construccionales de playas y cordones elevados; 3) rasgos producidos por acción glacial y retrabajamiento marino.

El desarrollo de estas geoformas marinas elevadas depende de factores tales como: las características físicas de la roca de base a partir de la cual se formaron los materiales de playa, la intensidad de la acción

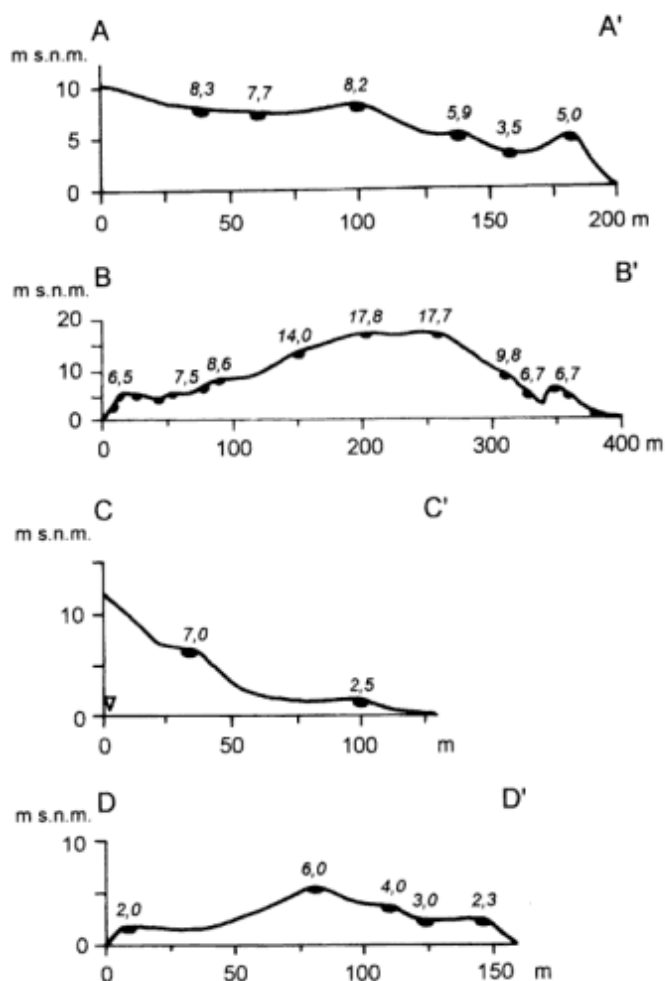


Figura 2: Perfiles topográficos. A-A': playas del norte. B-B': tómbolo central. C-C': playas al sur del cerro La Morenita. D-D': tómbolo sur. Se remarcan las crestas de los cordones y se indican sus cotas.

marina y el lapso durante el cual el mar permaneció a una altura constante.

Las glaciaciones en las islas Shetland del Sur

Existe un consenso generalizado acerca de la existencia de dos glaciaciones durante el Cuaternario en las islas Shetland del Sur (Adie 1964; Everett 1971; John y Sugden 1971; Sugden y John 1972; Curl 1980; Clapperton 1990; entre otros). La primera y de mayor magnitud cubrió las islas con un manto de hielo de unos 70 km en su punto más ancho, más de 240 km de longitud y un espesor estimado en 1.500 m en su eje medio, entre las islas Livingston y 25 de Mayo (John y Sugden 1971). Esta capa de hielo representaría la fase más antigua e intensa de glaciaciones encontradas en las islas. Durante esta fase de máxima glaciación, el peso de la capa de hielo habría producido una depresión isostática de las islas y suponiendo que esta cubierta persistió el suficiente tiempo como para alcanzar un estado de equilibrio, la magnitud de la depresión sería de aproximadamente un tercio del espesor de la columna de hielo (unos 300 ± 50 m; Weertman 1964). La dirección dominante del movimiento de hielo y el desarrollo de una artesa submarina hasta una profundidad de 200 m, sugiere que el centro de esta capa de hielo estuvo por encima de la amplia plataforma submarina existente hacia el norte de las islas (John y Sugden 1971). La magnitud de este evento habría borrado rasgos de posibles glaciaciones anteriores. Esta glaciación fue denominada Glaciación Mayor (John y Sugden 1971; Sugden y John 1973), Evento Livingston (Everett 1971) y Penúltima Glaciación (Clapperton 1990). Con referencia a la edad de este evento, Adie (1964) y Barton (1964) consideran que podría haber comenzado en el Plioceno tardío, aunque Curl (1980) sugiere que por la naturaleza de las playas y plataformas elevadas bien preservadas no podría ser mucho más antigua que el evento Illinois.

Esta glaciación fue seguida por un intervalo no glacial durante parte del cual el mar cubrió casi en su totalidad las islas, aflorando solamente los sectores más altos de las islas 25 de Mayo y Livingston. La respuesta isostática del área como consecuencia del derretimiento de la capa de hielo, fue más o menos constante con periodos de estabilidad *-stillstands-* evidenciados por restos de plataformas de abrasión elevadas (John y Sugden 1971). John (1972) vincula el origen de las superficies entre 275 y 54 m a una rápida deglaciación debida a un calentamiento global, cuando el bloque de las islas estaba todavía isostáticamente deprimido. Esto habría ocurrido al final de la penúltima glaciación o glaciación mayor. Este periodo interglacial fue correlacionado por Curl (1980) con el

Interglacial Sangamon del hemisferio norte. En este sentido, Clapperton (1990) considera que la riqueza de rasgos marinos elevados en las Shetland del Sur no estaría únicamente relacionada con la cobertura de hielo sino también con la posición de las islas en un frente volcánico activo donde la corteza probablemente es más delgada y caliente que en los otros grupos de islas de la región.

La segunda glaciación fue denominada Glaciación Local (John y Sugden 1971), Evento Bahía Falsa (Everett 1971), Última Glaciación (Clapperton 1990) y fue correlacionada con la Glaciación Wisconsin del hemisferio norte por Curl (1980). Esta fase de la glaciación consistió en una expansión local de la capa de hielo en las islas, aunque tuvo menos expresión areal que el evento glacial anterior.

John y Sugden (1971), indican que las superficies ubicadas por debajo de 54 m corresponderían al descenso relativo del nivel del mar posterior al máximo de la última glaciación hace aproximadamente 18.000-20.000 años (estadio isotópico 4; Clapperton 1990), ya que los depósitos de playa hasta los 54 m no han sido afectados posteriormente por eventos glaciales. Entre estos depósitos de playa se encuentra un cordón de gravas a 18-20 m de amplia distribución regional en las Shetland del Sur. La edad aproximada de este cordón (coincidente con la del retiro del hielo), es de 9.000 años AP (Curl 1980) o 7.000 años AP (Clapperton y Sugden 1989). Desde el final de esta glaciación local (Wisconsin tardío), el nivel del mar parece haber estado estacionario, exceptuando los avances menores más recientes del Neoglacial tardío (Curl 1980).

Junto con el cordón de 18 m existen otros dos niveles de playa fósiles de representatividad regional a 6 m y 2,5-3 m, que se vinculan con avances recientes de menor magnitud ocurridos en tiempos del Neoglacial tardío con posterioridad a la última glaciación (Clapperton y Sugden 1989). Según Curl (1980) el reavance glacial coincidente con la depositación del cordón de 6 m tiene una edad de 500 años AP, en tanto que Clapperton y Sugden (1989) sugieren que culminó durante el siglo XIII. La formación del cordón de 2,5-3 m habría finalizado para estos últimos autores durante el siglo XVIII, mientras que Curl (1980), sobre la base de dataciones radimétricas y liquenométricas le atribuye una edad de 265 años AP.

Resultados

La intensidad y secuencia de las antiguas glaciaciones están reflejadas en el desarrollo de geoformas características y sus interrelaciones. Estas geoformas pueden agruparse según los procesos que las generaron, diferenciando entre formas erosivas, formas constructivas y formas mixtas (glaci-

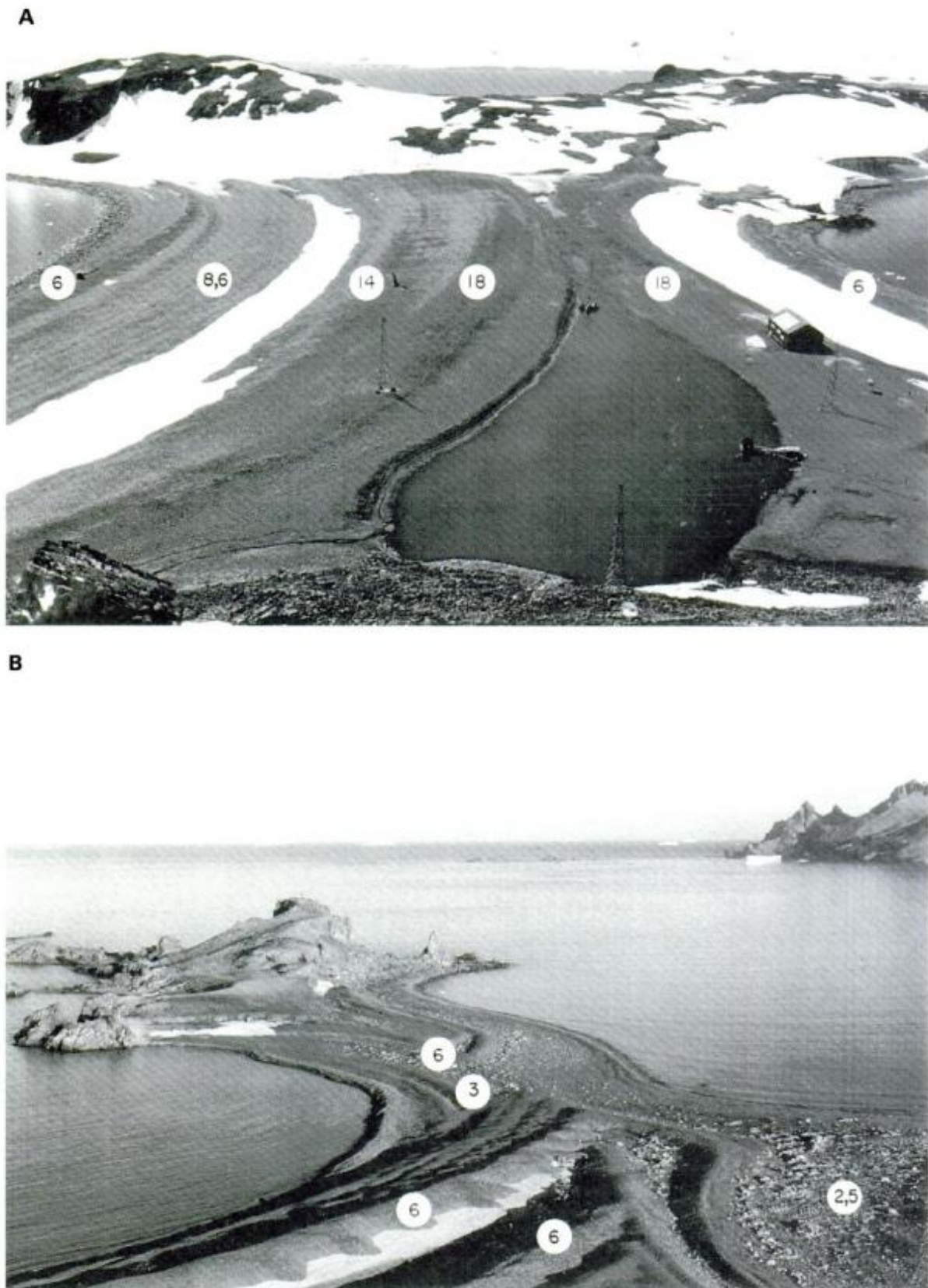


Figura 3: a. Vista desde el cerro La Morenita hacia el norte. En primer plano, el tómbolo central. Al fondo, los cerros Xenia y Gabriel. Se indican las cotas de los cordones. b. Vista hacia el oeste del tómbolo sur desde el cerro La Morenita. Se observan el antiguo estrecho y el cerro Baliza. En la costa sur se destaca la playa de arena, grava y bloques. Se indican las cotas de los cordones.

marinas). Es posible reconocer geoformas de origen marino en toda la superficie de la isla y en un amplio rango de alturas.

Las superficies de erosión marina se encuentran en las cumbres y algunas laderas de los cerros de la isla, a partir de los 13 m. Los cerros Xenia y Gabriel presentan restos de plataformas de origen marino entre los 60 m y las cumbres. Por debajo de esta altura es difícil reconocerlas por tener una cubierta de hielo y nieve permanente. En la vertiente norte del cerro La Morenita es donde se ha preservado el mayor número de superficies, desde la base hasta la cumbre apareciendo aproximadamente cada 10 m. El área de estas superficies varía entre 10 y 630 m² (Martínez y Massone 1995). La cumbre del cerro Baliza y su ladera oeste también presentan restos de superficies de las que se destacan, en la base, las de cotas 13 y 14 m. El reducido tamaño de las superficies preservadas podría deberse a que: representan bordes de afloramientos libres de hielo, se han generado por *stillstand* de corta duración, o bien han sido parcialmente erosionadas. Todas tienen una cubierta de clastos redondeados de tamaño grava y hasta bloque (5-30 cm).

Por debajo de la cota de 18 m dominan cordones de grava y en menor proporción, playas de arena, gravas y bloques. Los cordones de grava fósiles se presentan principalmente formando los tómbolos central y sur y en el norte de la isla. Los cordones del tómbolo central tienen dirección aproximada norte-sur y unen el cerro La Morenita con el Xenia-Gabriel (Figs. 1 y 3a). Este tómbolo es asimétrico ya que los flancos oeste y este presentan diferente pendiente y distinta morfología y número de cordones de playa (Fig. 2, perfil B-B'). Dicha asimetría estaría vinculada con actividad neotectónica (Massone *et al.* 1993) o bien ser resultado de diferente energía de ola. Su costa oriental es marcadamente



Figura 4: Vista parcial de la playa al sur del cerro La Morenita. En primer plano, playa fósil de arena, grava y bloques, donde se destacan los erráticos. En segundo plano, cordón basculado de 6 m. Al fondo, la ladera del cerro.

erosiva, presentando un acantilado de unos 2,5 m de altura que se extiende a lo largo de todo el tómbolo, cortando el cordón de 3,5 m. Tanto los cordones actuales como los fósiles están formados por clastos psefíticos, principalmente tamaño guijarro y de forma tabular (del Rio *et al.* 1993).

El tómbolo sur tiene dirección general este-oeste (Figs. 1 y 4) y está formado por cordones de hasta 3 m. En el extremo suroriental de la isla existe otro pequeño tómbolo, formado por un cordón de 6 m, que une el cerro Baliza con dos pequeños afloramientos rocosos (Fig. 1).

En el norte de la isla se presentan 6 cordones de playa entre 8,3 y 3,5 m, de dirección general este-oeste y diseño oblicuo al macizo Xenia-Gabriel (Fig. 2). Tanto

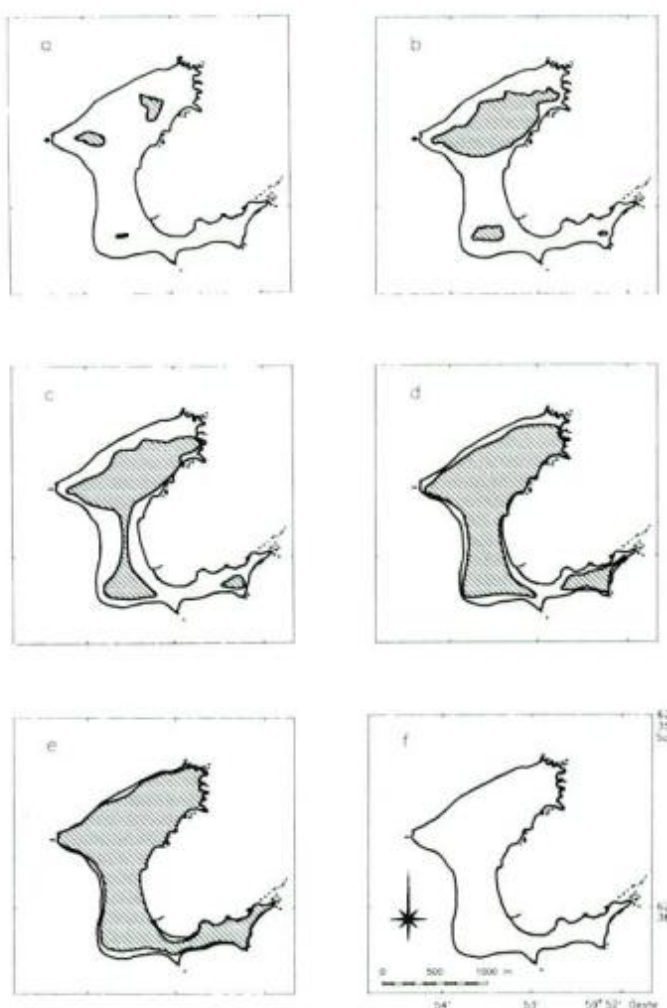


Figura 5: Esquema evolutivo de la isla Media Luna durante el Cuaternario. El trazo fino corresponde al contorno actual de la isla. En sombreado, las áreas emergidas en los diferentes estadios evolutivos. a. Interglacial (Sangamon), *stillstand* de 85-100 m. b. Interglacial, *stillstand* de 40 m. c. Postglacial, *stillstand* de 18-20 m (7.000-9.000 años AP). d. Neoglacial Tardío (siglo XIII), *stillstand* de 6 m. e. playas y cordones de 2,5-3 m posteriores al último reavance del Neoglacial Tardío (siglo XVIII).

en este sector como en el sur de la isla se encuentran bien representadas las playas de arena, grava y bloques, las cuales están circunscriptas a sectores de escasa pendiente y por debajo de la cota de 7 m (Fig. 4). La fracción arena es predominantemente gruesa y los bloques pueden tener distribución caótica (playa Norte) o estar dispuestos en estructuras circulares o lineales como en el sector sur (Fig. 4).

En base al análisis de las distintas geoformas mencionadas, su génesis e interrelaciones, se interpreta una secuencia de eventos glaciales e interglaciales, que luego es correlacionada con los esquemas regionales.

Estadio Glacial 1

Durante esta glaciación, la isla Media Luna, al igual que gran parte de las islas Shetland del Sur estaba cubierta por una espesa capa de hielo que se prolongaba hacia la plataforma hasta una profundidad de 200 m (John y Sugden 1971). La depresión isostática estimada en aproximadamente 300 m (Clapperton 1990) habría provocado que la totalidad de la isla Media Luna estuviera cubierta por hielo. Este estadio podría correlacionarse con la denominada Glaciación Mayor (John y Sugden 1971; Sugden y John 1973), Evento Livingston (Everett 1971) y Penúltima Glaciación (Clapperton 1990).

Interglacial

El inicio del interglacial permitió la formación de superficies de erosión marinas progresivamente más bajas, representadas, la más antiguas por las cumbres de los cerros Gabriel, Xenia y La Morenita, ubicadas entre los 90 y 100 m; estas cotas coinciden además con un nivel regional señalado por John y Sugden (1971) en la península Byers (isla 25 de Mayo). Durante el *stillstand* que representan estas superficies habría comenzado el afloramiento de 3 paleoislas (Xenia, Gabriel, La Morenita; Fig. 5a). La presencia de relictos de superficies de erosión entre la cumbre y los 46 m en el cerro La Morenita a intervalos de 10 m, indicaría una tasa de ascenso relativo más o menos constante para ese lapso. Este estadio se correlaciona con el interglacial Sangamon.

Un segundo *stillstand* estaría representado por dos relictos de superficies de erosión marina de 630 y 70 m² respectivamente, ubicadas a una cota de 46 m en la ladera norte del cerro La Morenita. Esta cota coincide, además, con la cumbre del cerro Baliza. Este *stillstand* se correspondería, entonces, con una mayor superficie emergida para las paleoislas Xenia y Gabriel (que forman un macizo), La Morenita y con el inicio del afloramiento de una cuarta paleoisla (cerro Baliza, Fig. 5b).

Numerosos autores (John y Sugden 1971; John 1972; Curl 1980; Clapperton 1990; entre otros) asocian las superficies de erosión marina presentes por encima de los 54 m con la deglaciación, por la relación que presentan estas superficies con los depósitos morénicos de la glaciación local.

Estadio Glacial 2

Un reavance glacial habría cubierto nuevamente las cuatro paleoislas. Probablemente el hielo labró una superficie de erosión entre las paleoislas Xenia-Gabriel y La Morenita, que posteriormente sirvió de control para la acumulación del material pefítico que formó el tómbolo central. Se interpreta que este evento habría sucedido durante el máximo de la Última Glaciación (20.000 a 18.000 años AP, según Clapperton 1990), Glaciación Local (John y Sugden 1971), Evento Bahía Falsa (Everett 1971), Glaciación Wisconsin (Curl 1980).

Postglacial

La acción marina labra las superficies que se encuentran por debajo de los 46 m en el flanco norte de La Morenita y oeste del cerro Baliza y origina dos cordones de grava a 18 m que forman el tómbolo central (Fig. 5c). Estos cordones indicarían una transgresión equivalente a un estadal posterior al máximo de la última glaciación (Clapperton y Sugden 1989). Un descenso relativo casi continuo del nivel del mar, como consecuencia de la recuperación isostática de la isla, se infiere por la presencia de cordones a 14, 8,6, 7,5 y 6,5 m en el flanco oeste del tómbolo central (Figs. 2, perfil B-B' y 3a). Este reajuste isostático habría sido mucho más rápido en su inicio, ya que el intervalo de altura entre cordones es de 4 a 5 metros para los tres primeros, reduciéndose a 1 metro para el restante.

La tasa promedio de levantamiento relativo de la isla, con posterioridad al último máximo glacial, y asignándole al cordón de 18 m una edad de 9000 años (coincidente con Sugden y John 1973) sería 2 mm/año.

El cordón de 6 m tiene amplia representatividad en toda la isla y un importante significado en su historia evolutiva. La reducción en la tasa de ascenso relativo de la isla en el momento de depositación de este cordón, coincidiría con un pequeño reavance del hielo que originó un rasgo singular a lo largo de toda la costa este en el tómbolo central. Allí se presentan dos cordones de 6,7 m paralelos y separados entre sí por una artesa asimétrica de unos 25 m (Fig. 2). Estos dos cordones serían el resultado de la depositación, a un mismo nivel del mar, pero en dos posiciones de líneas de costa diferentes. Este corrimiento al este de la línea

de costa, se atribuye a un pequeño reavance glacial que provocó el mantenimiento de un frente glaciario ante la acción marina construccional originando el otro cordón. Este avance glaciario fue reconocido también en la costa oriental del estrecho de McFarlane (John y Sugden 1971; del Río y Teruggi 1992).

En el tómbolo sur el cordón de 6 m representa el momento previo al cierre del antiguo estrecho (Fig. 5d). Debido a la presencia de morenas por encima de la playa de 6,5 m en las islas Livingston y 25 de Mayo, Curl (1980) concluye que este nivel de playa empezó a depositarse contemporánea o ligeramente después que empezó la resección del avance Neoglacial Tardío, lo que habría ocurrido hace aproximadamente 500 años AP. Clapperton y Sugden (1989) mencionan que el momento de formación de este cordón coincidiría con un reavance glacial que culminó durante el siglo XIII. Con posterioridad a este evento se habría producido un retiro parcial de los hielos lo que posibilitó la depositación de cordones de playa por debajo de los 6 m y que habría dado lugar a la formación del tómbolo sur.

Curl (1980) encuentra una relación similar entre el avance más reciente y de menor magnitud del Neoglacial Tardío y la depositación de la playa elevada de 2,5-3 m. Las edades radiocarbónicas y liquenométricas obtenidas dan una edad límite del avance de hielo de 265 años AP. Este cordón, al que Clapperton y Sugden (1989) vinculan con el último reavance glacial, que habría culminado durante el siglo XVIII, está representado en gran parte de la isla y es el que forma el tómbolo sur (Fig. 5e).

En la isla Media Luna, si bien no existen morenas cubriendo antiguas playas (como en otros sitios de las Shetland del Sur), es posible interpretar la misma relación de dicho reavance glacial con la formación de los cordones de 6 y 2,5-3 m y con las playas de arena, grava y bloques. La playa de 2,5-3 m ubicada al sur del cerro la Morenita (Figs. 3b y 4) presenta bloques erráticos con buen redondeamiento y con diseños que responden a la dinámica marina (Martínez y Massone 1995), lo que permite inferir que su formación fue inmediatamente posterior al último reavance del Neoglacial Tardío. En este sentido, dichos autores interpretan que en los extremos norte y sur de la isla Media Luna, la acción erosiva del hielo en movimiento por los estrechos habría generado un sustrato que favoreció la formación de estas playas.

La presencia de bloques erráticos adosados contra el cordón de 6 m en el sur de la isla, permitiría inferir que la formación de dicho cordón sería inmediatamente posterior al último reavance del Neoglacial Tardío. El posterior derretimiento de las masas de hielo habría dejado material sedimentario, destacándose los bloques erráticos (Fig. 4). El antiguo estrecho, actualmente ocupado por el tómbolo sur, también presenta bloques erráticos indicando que posiblemente el hielo se movió a través de dicho estrecho y la actual

caleta Menguante, previamente a su cierre. Otra evidencia del movimiento del hielo, se puede observar al sur del cerro La Morenita donde el cordón de 6 m presenta una terraza de erosión de hasta 3 m de altura (Fig. 4). Por otra parte, en las playas del norte de la isla se presentan dos cordones de grava de 3,5 y 5 m, ausentes al sur de La Morenita. Esto se debería a que el estrecho que separa la isla Media Luna de la Livingston es más pequeño y está menos expuesto que el McFarlane, por lo que es probable que el hielo haya permanecido durante más tiempo en aquel lugar.

Conclusiones

La evolución geológica de la isla Media Luna durante el Cuaternario se refleja en la distribución y tipo de rasgos marinos elevados, sumado a la buena correlación que tienen estos rasgos con esquemas regionales propuestos por numerosos autores para las islas Shetland del Sur.

Se considera que las variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario en la isla Media Luna, responden principalmente a causas glaciostáticas.

Se interpretan en la isla cuatro estadios glaciales e interglaciales: glacial 1, interglacial, glacial 2 y postglacial, que se correlacionan con eventos que tienen magnitud regional: glaciación mayor (Illinois), interglacial (Sangamon), glaciación local (Wisconsin) y postglacial.

Durante el estadio glacial 1 la isla habría estado cubierta por hielo.

En el interglacial se reconoce un *stillstand* que generó superficies de erosión marina entre los 85 y 100 m. En este momento sólo existían tres pequeños afloramientos rocosos (cumbres de los cerros Xenia, Gabriel y La Morenita). Las superficies entre los 85 y 54 m reflejan que la tasa de ascenso de la isla, como respuesta isostática a la deglaciación, habría sido casi constante. Un segundo *stillstand* labró superficies de erosión marina a 46 m, aumentando la superficie emergida y dando lugar a la formación de tres paleoislas (macizo Xenia-Gabriel, cerro La Morenita y cerro Baliza).

Durante el estadio glacial 2, la isla habría sido nuevamente cubierta por hielo y se habría labrado una superficie de erosión marina entre el macizo Xenia-Gabriel y el cerro La Morenita, sobre la que se depositaron cordones de grava.

Durante el postglacial se identifican tres *stillstands* que se relacionan con estadiales. El más antiguo (7.000-9.000 años AP) originó el tómbolo central con dos cordones de 18 m. El segundo correspondería a un estadal que culminó durante el siglo XIII y que depositó un cordón de 6 m representado en casi todo el perímetro de la isla. El tercero y último, habría culminado durante el siglo XVIII formándose,

inmediatamente después, cordones y playas elevadas a 2,5-3 m.

Se infiere una tasa promedio de ascenso relativo de la isla, desde la formación del cordón de 18 m hasta el presente, de 2 mm/año.

Agradecimientos

Queremos expresar nuestro agradecimiento al Instituto Antártico Argentino (I.A.A.) por facilitar la movilidad y permanencia en el Continente Antártico y a J. Gallo, jefe del Departamento de Oceanografía del I.A.A., por su apoyo en campaña. Un especial reconocimiento a Marcelo Farenga quien realizó eficientemente las ilustraciones que acompañan el texto.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Acosta, J., Herranz, P., Sanz, J. y Uchupi, E., 1993. Investigaciones geofísicas en el Estrecho de Bransfield y Shetland del Sur. Actas 2° Jornadas de Comunicaciones Científicas sobre Investigaciones Antárticas. 1: 111-114. Buenos Aires.
- Adie, R.J., 1964. Sea level changes in the Scotia Arc and Graham Land. En: Adie, R. (Ed.): Antarctic Geology. pp. 27-32. North-Holland Publishing Co. Amsterdam.
- Araya, R. y Hervé, F., 1966. Estudio geomorfológico en las Shetland del Sur, Antártica. Publicación del Instituto Antártico Chileno, 8: 1-76.
- Barton, C.M., 1964. Significance of the Tertiary fossil floras of King George island, South Shetland Islands. En: Adie, R. (Ed.), Antarctic Geology. Proceedings of the first symposium on Antarctic Earth Sciences, pp. 603-609. Cape Town.
- Clapperton, C., 1990. Quaternary glaciations in the Southern Ocean and Antarctic Peninsula area. Quaternary Science Review, 9: 229-252.
- Clapperton, C. y Sugden, D., 1989. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. Quaternary Science Review, 7: 185-198.
- Corte, A. y Somoza, A., 1957. Observaciones criopedológicas y glaciológicas en las Islas Decepción, Media Luna y Melchior. Publicación del Instituto Antártico Argentino, 4, 131 p.
- Curl, J.E., 1980. A glacial history of the South Shetland Islands, Antarctica. Institute Polar Studies, The Ohio State University, Report, 63, 129 p.
- Del Río, J.L. y Teruggi, L., 1992. Evolución costera de Puerto Yankee, Isla Greenwich, Archipiélago de las Islas Shetland del Sur, Antártida. Thalassas, 10: 49-58.
- del Río, L., Massone, H. y Martínez, G., 1993. Aspectos sedimentarios de los tómbolos de la Isla Media Luna, islas Shetland del Sur, Antártida. Actas 2° Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Científicas Antárticas. 1: 255-259. Buenos Aires.
- Everett, K., 1971. Observations on the glacial history of Livingston island. Arctic, 5. 24 (1): 41-50.
- John, B., 1972. Evidence from the South Shetland Island towards a glacial history of West Antarctica. Institute of British Geographers, Special Publications, 4: 75-92.
- John, B. y Sugden, E., 1971. Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Island. Bulletin British Antarctic Survey, 24: 45-111.
- Martínez, G. y Massone, H., 1995. Geomorfología de la Isla Media Luna, Islas Shetland del Sur, Antártida. Thalassas, 11: 9-26.
- Massone, H., Martínez, G. y del Río, L., 1993. Neotectonics at Half Moon Island, South Shetland Islands, Antarctica. Proceedings 3rd International Geomorphology Conference, Abstracts, 1: 195. Toronto, Canadá.
- Olsacher, J., 1959. Observaciones sobre los escombros de Isla Media Luna. Contribuciones del Instituto Antártico Argentino, 10: 4-5. Buenos Aires.
- Parada, M., Orsini, J.B., Hurtado, A., Garrido, P. y Siña, A., 1987. Geología y petrografía del complejo plutovolcánico de la isla Media Luna, Islas Shetland del Sur. Revista del Instituto Antártico Chileno, Serie Científica, 36: 9-19.
- Roose, M., del Río, L., González, O. y Dragani, W., 1993. Aspectos oceanográficos y geológicos costeros de la Isla Media Luna, Antártida. Instituto Antártico Argentino, Contribución 414, 1-24. Buenos Aires.
- Sugden, D. y John, B., 1973. The age of glacial fluctuations in the South Shetland Island, Antarctica. En: Van Zinderen Bakker, E. M. (Ed.): Paleogeology of Africa, the Surrounding Island and Antarctica, 8: 141-159. Balkema, Rotterdam.
- Weertman, J., 1964. Rate of growth and shrinkage of nonequilibrium ice sheets. U.S. Army, Research Report, 145, 16 p. Colorado.

Recibido: 24 de mayo, 1995

Aceptado: 10 de setiembre, 1996

Geología y petrografía de los intrusivos de Las Aguadas, provincia de San Luis

Ariel ORTIZ SUAREZ

*Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis,
Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis, Argentina*

ABSTRACT. *Geology and petrography of Las Aguadas intrusive rocks, San Luis Province.* In Las Aguadas, northeast of Sierra de San Luis, three groups of intrusive rocks have been recognized. The oldest is a synkinematic group of plutons related to the main metamorphism (M2) and deformation (F2) of Ordovician age. Two bodies, La Represa and La Ciénaga plutons, of granodioritic to granitic composition are described. Related to this group there was an important pegmatitic invasion which was probably responsible for low pressure regional metamorphic conditions. The second group consists of early postkinematic plutons known as the Rodeo Viejo Intrusive Complex, and composed of two bodies (Rodeo Viejo and El Salado stocks) of tonalitic to quartz dioritic composition. These intrusions are related to NW-SE brittle-ductile structures. Propylitic and sericitic hydrothermal alteration is developed in these plutons. Contact metamorphism by the Rodeo Viejo pluton reached the hornblende hornfels facies, with cordierite and garnet in the aureole, and cordierite, garnet, staurolite, andalusite and sillimanite in the pendants and enclaves. The third intrusive phase is represented by a small postkinematic monzogranite stock (Paso del Tigre) which intruded El Salado pluton and is correlated with other postkinematic igneous bodies, such as Las Chacras-Piedras Coloradas batholith of Silurian/Devonian to early Carboniferous age. Pegmatites, aplites and lamprophyric dykes are related to the postkinematic granitoids. A long period of regional uplift, from Ordovician to Carboniferous, is recorded by the different magmatic events.

Introducción

El objetivo de este trabajo es describir la geología y petrografía de los cuerpos ígneos de Las Aguadas en el noreste de la sierra de San Luis y proponer un esquema cronológico relativo de los distintos eventos magmáticos que han afectado la región.

La zona estudiada se ubica en los departamentos San Martín y Junín de la Provincia de San Luis a unos 150 km al noreste de la ciudad capital (Fig. 1).

La sierra de San Luis está formada por bloques de basamento ígneo-metamórfico de edad precámbrica superior-paleozoica, elevados y dislocados por la orogenia Andina. En la zona estudiada se encuentran una serie de cuerpos ígneos que intruyen a migmatitas y metamorfitas denominadas Complejo Metamórfico Las Aguadas y cuyas condiciones alcanzan las subfacies más bajas de la facies anfibolitas de la serie de baja presión (Ortiz Suarez 1988).

Los cuerpos ígneos analizados se han dividido en: 1) intrusivos sincinemáticos, 2) intrusivos postcinemáticos tempranos, agrupados bajo la denominación Complejo Intrusivo Rodeo Viejo, 3) intrusivos postcinemáticos tardíos. En todos los casos están referidos a la principal fase de metamorfismo y

deformación de la región (M2 y F2 de Ortiz Suarez 1988). Como parte de los primeros se reconocen plutones y numerosos filones pegmatíticos, mientras que al magmatismo postcinemático pertenecen, además de plutones, diques de pegmatitas, aplitas y lamprófidos. Se presentan también diques de basaltos, posteriores y sin una relación clara con los grupos mencionados.

La geología de la región ha sido tratada por Perino (1950), Methol (1971) y Ortiz Suarez (1983 y 1988). Existen, por otra parte, numerosos antecedentes de estudios geológicos sobre las mineralizaciones de plomo-zinc presentes en la zona. Ulacco (1992) resume las principales características.

Intrusivos sincinemáticos

Plutones

En este grupo se reconocen los plutones La Ciénaga y La Represa (Fig. 1). El primero se ubica al sur de la localidad de Las Aguadas, cubre una superficie de 4 km² y se trata de un facolito que constituye una braquiantiforma asimétrica, con su eje mayor de

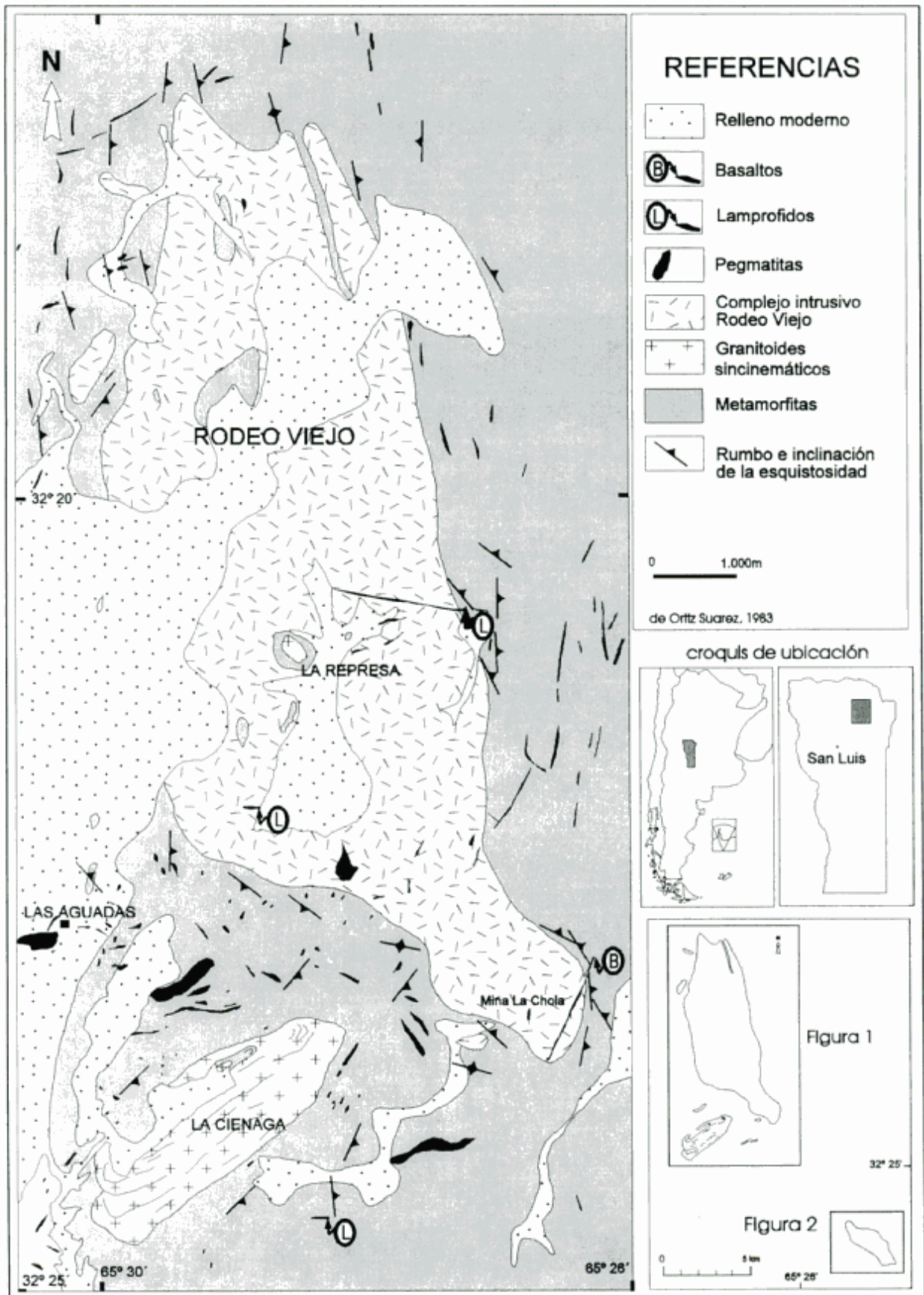


Figura 1: Mapa geológico de los plutones La Ciénaga, La Represa y Rodeo Viejo.

orientación NE-SO, el flanco NO casi vertical y el SE buzando unos 30° en la misma dirección. Se caracteriza por abundantes diferenciados pegmatíticos tabulares y venas de cuarzo que acompañan el plegamiento, además de filones también pegmatíticos dispuestos en forma tangencial alrededor del cuerpo. El mismo es cortado por escasas venas de pocos centímetros de cuarzo y ópalo.

El plutón de La Represa es un pequeño cuerpo de forma casi circular de 300 metros de diámetro que intruye armónicamente los esquistos del Complejo Metamórfico Las Aguadas. Ambas rocas forman parte de un colgajo en el plutón de Rodeo Viejo.

Los plutones están formados por rocas de color gris claro a levemente rosado y textura granuda media. Son equigranulares, panalotriomorfas, formadas por cuarzo, microclino, plagioclasa, muscovita y a veces granate.

El cuarzo (1,5 mm) es anhedral, límpido, con extinción ondulosa y pocas inclusiones de muscovita, apatito, biotita y granate. A veces forma mirmequitas en plagioclasa. El microclino (hasta 4 mm) es abundante y tiene inclusiones de muscovita, plagioclasa y cuarzo. Algunos cristales son pertíticos.

La plagioclasa (An 29) (2 mm), es anhedral a subhedral, con leve zonación normal y un delgado borde sódico. Posee incipiente alteración sericítica y caolinítica que es más marcada en el núcleo. Muestra pocas inclusiones de cuarzo, microclino y muscovita. La muscovita (1,5 mm) está intercrecida con biotita desferizada y clorita. El granate (1 mm) comúnmente forma agregados de mayor tamaño. Como accesorios hay biotita y apatito.

La composición modal (Tabla 1) permite clasificar estas rocas como monzogranitos y leucogranodioritas (Fig. 3).

Pegmatitas

Son abundantes, constituyen cuerpos tabulares de variada dimensión (desde pocos centímetros hasta varios centenares de metros), intruyen a las rocas metamórficas o se presentan como diferenciados en los cuerpos intrusivos descritos. Cuando irrumpen en las rocas metamórficas pueden producir un fenómeno de migmatización muy local constituyendo el neosoma de dichas rocas, tal como sucede al sur del plutón de La Ciénaga. Son concordantes con los esquistos y en muchas ocasiones se encuentran plegadas, acompa-

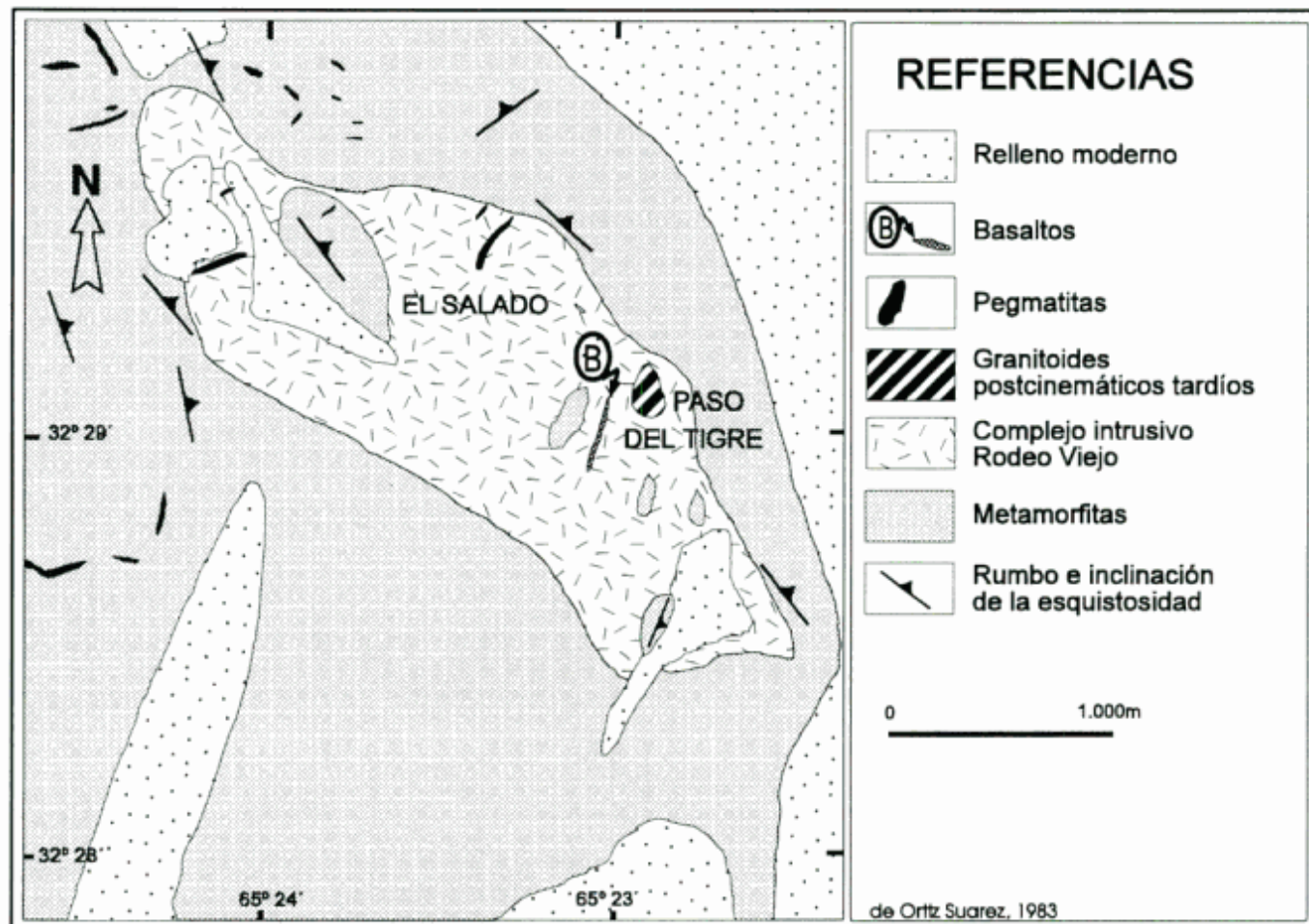


Figura 2: Mapa geológico de los plutones El Salado y Paso del Tigre.

Tabla 1: Composición modal de las rocas intrusivas de Las Aguadas.

Muestra	Plag.	Cuarzo	Microclino	Biotita	Anfibol	Muscovita	Clorita	Epidoto	Apatita	Min.Opacos	Granate	Turmalina	Calcita
11-2 ▲	44,5	28,6	18,9	—	—	8,0	—	—	—	—	—	—	—
11-7 ■	27,6	37,8	23,9	5,5	—	5,2	—	—	—	—	0,1	—	—
11-9 ●	48,3	28,6	—	—	25,5	—	7,9	3,4	—	2,2	—	—	—
11-4 ●	40,4	13,8	—	—	40,8	—	3,0	1,7	0,1	0,2	—	—	—
11-1 ●	62,1	15,0	—	20,5	—	0,6	—	—	0,9	—	1,0	—	—
11-19 ●	48,7	17,5	—	18,7	13,5	—	—	0,2	0,1	1,0	—	0,2	—
11-6 ●	54,8	21,3	—	—	—	—	11,8	11,4	0,5	0,3	—	—	—
11-10 ●	47,2	21,7	—	—	—	—	21,2	5,9	1,3	2,8	—	—	—
11-3 ●	51,2	28,6	—	—	—	—	12,1	6,0	0,8	0,9	—	—	—
11-17 ●	49,5	33,3	—	16,6	—	—	—	0,1	0,1	0,5	—	—	—
11-15 ●	50,2	33,9	—	14,1	—	1,6	—	—	—	0,3	—	—	—
11-13 ●	38,8	3,7	—	—	45,9	—	4,0	7,2	—	0,3	—	—	—
11-21 ●	56,4	5,5	—	—	19,2	—	10,5	6,1	0,2	2,0	—	—	—
11-11 ●	48,5	6,0	—	—	36,4	—	1,4	1,9	—	5,9	—	—	—
11-18 ●	54,7	9,7	—	10,9	14,5	—	4,6	0,2	0,5	4,8	—	—	—
11-16 ●	57,6	10,8	—	2,8	17,3	—	5,3	1,9	0,5	3,9	—	—	—
11-12 ●	1,0	11,5	—	—	82,5	—	4,2	0,2	0,2	0,6	—	—	—
12-5 +	18,1	14,5	—	—	66,8	—	—	0,7	—	—	—	—	—
12-12 +	43,7	16,1	—	16,9	15,5	—	4,2	0,3	0,3	3,0	—	—	—
12-15 +	65,0	17,2	—	—	—	—	13,9	0,2	0,6	0,8	—	—	2,2
12-8 +	51,2	25,9	—	7,5	10,2	—	2,2	1,6	0,5	0,8	—	—	—
12-2 +	54,0	4,3	—	—	21,7	—	12,6	1,7	0,3	5,3	—	—	—
12-9 ▼	35,1	35,9	26,5	1,1	—	2,7	—	—	—	0,2	—	—	—
12-10 ▼	38,4	27,0	23,5	5,9	—	4,0	0,7	0,6	—	—	—	—	—

▲Plutón La Ciénaga; ■Plutón La Represa; ●Plutón Rodeo Viejo; + Plutón El Salado; ▼Plutón Paso del Tigre.

ñando la estructura de las metamorfitas. En el contacto muestran abundante turmalina y muscovita.

Intrusivos postcinemáticos tempranos

Complejo Intrusivo Rodeo Viejo

Está representado por dos plutones denominados Rodeo Viejo y El Salado (Figs. 1 y 2) que ocupan una superficie de 30 y 3,5 km² respectivamente. Ambos tienen formas elongadas, con el eje mayor de dirección NNO-SSE el primero y NO-SO el segundo. Ulacco (1992) menciona rocas semejantes en Las Cienaguas, al noroeste de Las Aguadas. Estos cuerpos se ubican en una zona donde la estructura metamórfica sufre una inflexión generando un pliegue monoclinial de rumbo NO-SE (Fig. 4). Intruyen a metamorfitas y los contactos son netos, localmente concordantes, en partes interdigitados. Presentan enclaves metamórficos de tamaño variable entre algunas decenas de centímetros y varios cientos de metros. En el cuerpo de Rodeo Viejo se observa disminución del tamaño de grano en los bordes en un ancho de pocos metros y fenómenos de metamorfismo de contacto en la caja y enclaves metamórficos.

Los cuerpos se hallan fuertemente diaclasados y atravesados por diversas rocas filónicas (pegmatitas, apilitas, lamprófidos y basaltos) y venas hidrotermales, en todos los casos los contactos son netos.

Ambos cuerpos presentan dos facies petrográficas con variaciones transicionales entre ellas sin un patrón de distribución definido. Si bien es difícil establecer la unidad predominante, se considera que la de compo-

sición tonalítica ocupa mayor superficie, mientras que la facies diorítico cuarcífera se encuentra menos desarrollada. En algunos casos se observa que las tonalitas se disponen alrededor de los enclaves metamórficos.

Tonalitas y melatonalitas (Tabla 1, Fig. 3). Son rocas grises, equigranulares de grano medio, allotriomorfas. Están compuestas por plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita como minerales esenciales.

La plagioclasa (An 34-48) (hasta 2,4 mm), tiene zonación normal difusa, aunque a veces se observa un núcleo grande bien diferenciado y un borde zonado. Comúnmente esta parcialmente alterada a sericita, zoicita/clinozoicita, calcita, además de presentar exsolución de cuarzo y albitización marginal. Esta alteración en algunos casos afecta los núcleos y en otros a todo el cristal. Ocasionalmente presenta extinción ondulosa, color de interferencia no uniforme, maclas flexuradas y fracturación. Se observan algunas inclusiones de cuarzo, apatito, minerales opacos, anfíbol y biotita. El cuarzo (0,6 mm), es anhedral, con extinción ondulosa y pocas inclusiones de minerales opacos, apatito y plagioclasa. La biotita (hasta 1,4 mm), comúnmente contiene inclusiones de circón, además de minerales opacos, apatito, anfíbol, cuarzo y plagioclasa. A veces esta parcialmente cloritizada (pennina), desferrizada (con minerales opacos en los bordes o siguiendo el clivaje) o reemplazada por pistacita; ocasionalmente se encuentra flexurada. El anfíbol (hasta 1,6 mm) es una hornblenda verde ($\gamma_c=23^\circ$). A veces es poiquilítica, con inclusiones de cuarzo, plagioclasa, minerales opacos, circón y abundantes prismas de rutilo siguiendo el clivaje (sagenita), también muestra sombras que se interpretan como

una traza del piroxeno original. La hornblenda está poco alterada a clorita, pistacita y calcita, observándose además, que cuando la alteración de la roca es más avanzada, el anfíbol presenta tonos verdes más intensos que cuando aquella es incipiente. Se encuentran ocasionalmente venillas de cuarzo y minerales opacos (ilmenita, titanomagnetita, pirita, rara vez calcopirita y hematita) asociados a los minerales de alteración. Como accesorios hay muscovita, titanita y apatito y ocasionalmente turmalina y granate.

Dioritas cuarcíferas (Tabla 1 y Fig. 3). Son rocas gris verdosas, a veces casi negras. En general la textura es equigranular de grano medio, allotriomorfa. En algunos casos el notorio desarrollo del anfíbol da una textura porfírica. Ocasionalmente este mineral posee una marcada orientación. Están formadas por plagioclasa, anfíbol, cuarzo y biotita como constituyentes esenciales.

La plagioclasa (An 30-60) (hasta 1,7 mm), es anhedral a subhedral, posee zonación normal difusa generalmente poco marcada. Comúnmente está alterada a sericita y zoicita/clinozoicita de grano fino. Esta alteración se localiza en los núcleos, siguiendo los planos de clivaje ó bien en bandas paralelas a los contornos (raramente en los bordes). Ocasionalmente tiene extinción ondulosa, maclas flexuradas, exsolución de cuarzo y se encuentra fracturada. Posee pocas inclusiones de biotita, anfíbol y minerales opacos. El cuarzo (hasta 0,8 mm), es intersticial y tiene extinción ondulosa. El anfíbol, hornblenda verde ($\gamma:c=23^\circ$) (2 mm, ocasionalmente 5 cm), es el mafito dominante. Los individuos de mayor tamaño son poiquilíticos, con inclusiones de cuarzo, plagioclasa, rutilo y minerales opacos, estos últimos a veces de hábito prismático siguiendo el clivaje. Se encuentra maclado, a veces parcialmente cloritizado y epido-

tizado. La biotita posee bordes fuertemente corroídos en algunos casos y está parcial a totalmente cloritizada. Los minerales opacos pueden constituir alrededor del 5 % del total de la roca. Se ha determinado pirita, en individuos grandes generalmente alterada a goethita; oro y calcopirita, escasos y de poco desarrollo; magnetita titanífera con cristales de rutilo y raramente de pirita; y titanita, a veces reemplazada por rutilo y con intercrecimientos laminares de hematita. Los minerales accesorios son apatito y muy escaso circón. Solo rara vez hay zoicita/clinozoicita con una corona de pistacita.

La composición predominante de la plagioclasa es andesina y si bien en una muestra de El Salado se reconoció labradorita, las rocas se han clasificado como dioritas cuarcíferas considerando la plagioclasa más frecuente.

Pórfidos diorítico-cuarcíferos. Al oeste de la Mina La Chola, intruyendo a las rocas del stock de Rodeo Viejo se encuentra un pequeño dique de poco más de un metro de potencia de pórfido diorítico-cuarcífero. Es una roca de color gris, textura porfírica con pasta de grano fino y pocos fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita.

La plagioclasa (andesina) (hasta 1,5 mm) es subhedral y presenta fuerte zonación difusa y leve sericitización. La hornblenda (2 mm), es el mafito más abundante como fenocristal, es subhedral y poiquilítica con inclusiones zonales de cuarzo, plagioclasa y minerales opacos. La biotita (hasta 1 mm) muestra pleocroísmo de castaño amarillento claro a castaño, es poiquilítica, con grandes cristales de minerales opacos en los núcleos. Muchas veces forma agregados.

La pasta está formada por abundante plagioclasa y biotita y escaso cuarzo. La plagioclasa (0,5 mm) no posee alteración. El cuarzo (0,03 mm) es anhedral y límpido. La biotita (0,4 mm), posee numerosas inclusiones de cuarzo y pleocroísmo de pardo claro (X) a pardo oscuro (Y ó Z); a veces presenta ligera cloritización acompañada de pistacita. Como accesorios se encuentran pequeños y escasos cristales de apatito y minerales opacos de hasta 0,25 mm acompañando a biotita y hornblenda. Los minerales opacos reconocidos son hematita, magnetita titanífera con cristales de rutilo y poca pirita.

Se observan además, individuos de turmalina de hasta 0,4 mm.

Metamorfismo de contacto

La intrusión del plutón de Rodeo Viejo produjo una delgada aureola de contacto discontinua de hasta cinco metros de espesor en los esquistos cuarzo biotíticos. Igualmente los colgajos de la roca de caja dentro del cuerpo intrusivo han sido parcial a totalmente

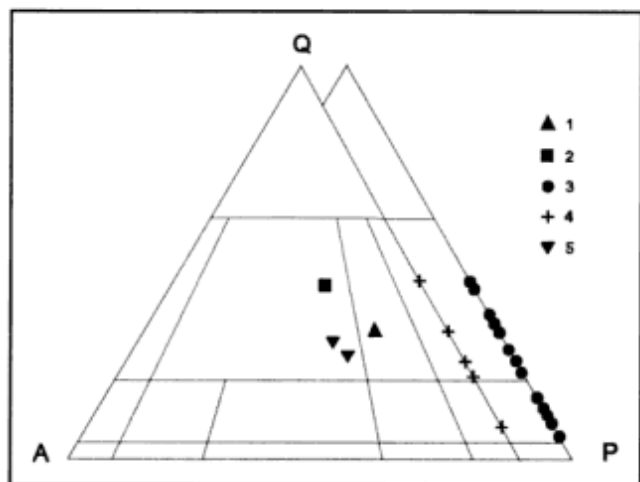


Figura 3: Diagrama modal QAP. 1: Plutón La Ciénaga; 2: Plutón La Represa; 3: Plutón Rodeo Viejo; 4: Plutón El Salado; 5: Plutón Paso del Tigre

metamorfizados, dependiendo de sus dimensiones. Las rocas formadas en la aureola y colgajos son hornfels oscuros, casi negros, de grano fino a medio en el cual suelen destacarse escasos porfiroblastos de granate o sillimanita, ó bien semihornfels, es decir rocas esquistosas oscuras a veces porfiroblásticas, en las cuales sólo microscópicamente se verifica una transformación de la roca original.

Los hornfels de la aureola están caracterizados por la presencia de cordierita y granate. La paragénesis más común es: Crd + Bt + Grt + Pl (andesina).

En los colgajos los hornfels y semihornfels presentan una mineralogía compleja ya que además de cordierita y granate aparecen sillimanita, andalucita y estauroлита, como así también porfiroblastos de muscovita relictica del metamorfismo regional y clorita de crecimiento tardío sobreimpuesta a los demás minerales. Algunas paragénesis observadas son: Bt + Grt + Pl; Crd + Grt + Bt + Qtz; Bt + Grt + St + Qtz; Crd + Bt + St + Qtz; Sil + Bt + St + Qtz; Sil + Crd + Bt + Qtz; And + Bt + Qtz.

Las paragénesis con cordierita en la aureola y cordierita + estauroлита en los enclaves indican que las condiciones alcanzadas corresponden a la facies de hornfels hornbléndicos, de acuerdo a las asociaciones definidas por Winkler (1967) y Turner (1981). Si bien la andalucita es el polimorfo de alúmina más común en esta facies, Winkler (1967) indica que la sillimanita está presente a presiones mayores a 2,5 Kb lo cual indicaría que en los enclaves se habrían superado esos valores de presión.

Turner (1981) da para la facies hornfels hornbléndicos un rango de temperatura desde 400°-480° C hasta 620°-750° C, la sillimanita presente en los enclaves sugieren condiciones más próximas al rango superior para estas rocas.

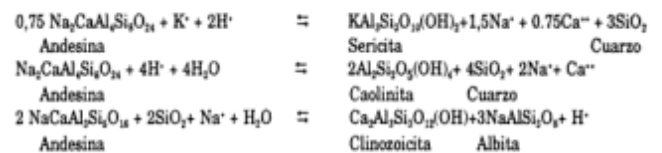
Alteración hidrotermal

Las rocas de los plutones de Rodeo Viejo y El Salado, como también parte de la aureola de metamorfismo de contacto del primero, han sido afectadas por una alteración hidrotermal que va de incipiente a muy avanzada. Esta se manifiesta en los afloramientos por una coloración de blanquecina a verdosa y por la aparición de venas de relleno y reemplazo con abundante epidoto.

La alteración hidrotermal de las rocas magmáticas afecta en mayor o menor grado a todos los componentes mineralógicos a excepción del cuarzo, el cual permanece como islotes en la masa alterada. Consiste en sericitización (plagioclasa), cloritización (biotita y anfíbol), epidotización (zoicita-clinozoicita en plagioclasa y pistacita en biotita y anfíbol) y en menor medida carbonatación, caolinitización, albitización, silicificación, acompañados de piritita, calcopiritita, rutilo

y oro. Esta asociación mineralógica indica que la alteración sería de tipo propilítica y fílica o sericitica, de acuerdo a lo definido por Meyer y Hemley (1967), variando la predominancia de una u otra.

Hemley y Jones (1964) y Meyer y Hemley (1967) proponen ecuaciones de transformación de andesina en sericita, clinozoicita y caolinita:



Si se considera que la transformación de la biotita en clorita libera K⁺ se puede inferir que parte del mismo de la sericita sería aportado durante el proceso de cloritización.

La alteración que afecta la aureola metamórfica alcanza su máxima expresión a un metro del contacto. Como consecuencia de este evento postmagmático la cordierita se halla totalmente sericitizada; el granate muy fracturado e invadido por sericita y clorita y la biotita presenta signos de desferrización y de cloritización; la plagioclasa, en cambio, se encuentra bastante fresca. Hacia el borde externo de la aureola, a escasos metros del contacto, la cordierita solo presenta una sericitización marginal y más hacia afuera se observa un proceso de degradación de las biotitas, que se encuentran decoloradas e invadidas por sericita.

El hecho de que esta alteración afecte selectivamente a los cuerpos y aureolas señalados, faltando en el resto de las rocas de la región, sugiere que se trata de un fenómeno propio de tipo deutérico.

Es llamativa la semejanza que existe entre la alteración mencionada y la asociada a las mineralizaciones de Pb-Zn de la región descrita por Ulacco (1992), elemento que podría indicar una vinculación genética entre ambos eventos.

Intrusivos postcinemáticos tardíos

Plutones

Dentro de los plutones postcinemáticos tardíos solo se reconoce un pequeño cuerpo de forma circular de 200 metros de diámetro que intruye al stock de El Salado y se ha denominado Plutón Paso del Tigre (Fig. 2). Presenta contactos netos con una disminución del tamaño del grano hacia los bordes.

Se trata de granitos y leucogranitos (Tabla 1, Fig. 3) rosados, equigranulares de grano medio, textura allotriomorfa y compuestos por cuarzo, microclino, plagioclasa y biotita. El cuarzo es anhedral, con fuerte extinción ondulosa y ocasionalmente textura en mortero, a veces se encuentra en forma de

Tabla 2: Esquema de evolutivo del metamorfismo, deformación y magmatismo de la zona de Las Aguadas.

Metamorfismo	Deformación	Magmatismo
M4 metamorfismo de contacto	fracturación frágil F3 Deformación localizada frágil-dúctil	Basaltos Granitoides Postcinemáticos Pegmatitas Aplitas y Lamprófidos Complejo Intrusivo de Rodeo Viejo
M3 metamorfismo retrógrado		
M2	F2 Deformación dúctil penetrativa	Granitoides Sincinemáticos y pegmatitas asociadas
M1	F1	

mirmequitas. El microclino posee maclas Albita-Periclino y pocas inclusiones de plagioclasa, cuarzo y apatito, a veces es pertítico. La plagioclasa (An 28) es anhedral, con alteración incipiente a sericita, caolinita y zoicita/clinozoicita. Muestra extinción ondulosa, maclas flexuradas y fracturaciones. La biotita tiene pleocroísmo X= castaño claro y Z=Y= castaño oscuro. Se encuentra a veces flexurada, desferrizada con acumulación de óxidos de hierro siguiendo el clivaje, además de cloritizada y epidotizada (pistacita). Se observa muy escasa muscovita y apatito.

Pegmatitas y aplitas

Las pegmatitas, muy comunes, constituyen cuerpos tabulares de variada dimensión (desde centímetros hasta varios centenares de metros) que intruyen tanto a las rocas metamórficas como a los cuerpos intrusivos descriptos. Tienen rumbo predominantemente N-S y NO-SE y son discordantes con los esquistos.

Lamprófidos

En el área estudiada han sido mencionados por Perino (1950), Methol (1971) y Ulacco (1992)

En este trabajo se han reconocido tres diques lamprofidicos (Fig. 1). Uno de ellos ubicado a pocos metros al norte del plutón La Represa, composicionalmente se clasifica como minette. Posee una potencia variable de 1 a 8 metros, ramificándose en forma de un dique múltiple y más de 2 km de corrida (en partes discontinua), su rumbo es N 80° O. Este filón corta y engloba metamorfitas, dioritas cuarcíferas y tonalitas, además de pegmatitas. El contacto con estas

rocas es bien neto y muestra borde enfriado y líneas de flujo.

Otro dique de lamprófido se encuentra en las cercanías del plutón La Ciénaga; modalmente es una spessartita, de menos de 1 m de potencia y la corrida algo menor de 100 metros, su rumbo es E-O.

Por último al sur del plutón La Represa se reconoce un pequeño dique de no más de 1 metro de espesor fuertemente alterado.

Minette. Es una roca porfírica con pocos fenocristales de biotita y pasta afanítica castaña oscura. Los constituyentes esenciales son biotita, cuarzo, feldespatos y abundante apatito. La biotita y apatito se presentan como únicos fenocristales, inmersos en una pasta félsica y fina, observándose en el borde enfriado una notoria orientación de ambos. La biotita de color castaño rojizo posee extinción ondulosa y fuerte flexuración; a veces presenta un núcleo bien delimitado, de pleocroísmo más intenso, en tanto que sus bordes, más oscuros, están desflecados y muestran segregación marginal de opacos o rutilo. Desarrolla formas almenadas con fluorita y calcita alojadas en los planos de clivaje y algunos granos están cloritizados y desferrizados. Ocasionalmente constituye agregados de dos o tres cristales.

El apatito es euhedral y muestra crecimiento en dos etapas.

Se observa un mineral prismático, con escasas secciones basales hexagonales totalmente reemplazado por calcita, clorita y minerales opacos.

En el borde enfriado la pasta está formada por un feldespatos en el cual yacen abundantes prismas pequeños de apatito y laminillas de clorita. Hacia el centro del cuerpo la pasta se hace más gruesa y está constituida por cuarzo y feldespatos ordenados según una textura trabecular a intercrecimiento. El

feldespato tiene hábito prismático largo o bien secciones cuadradas pequeñas, sin maclar y posee alteración caolinítica; sólo excepcionalmente se observa una macla imperfecta de tipo enrejado, la cual, conjuntamente con el estudio por difracción de rayos X, permite suponer que se trata de microclino. El cuarzo ocasionalmente, al adquirir mayor dimensión, toma el carácter de microfenocristal, en general ocupa los espacios cuneiformes que quedan entre las tablas de feldespato; en algunos casos el intercrecimiento de ambos minerales adopta una disposición esferulítica.

Se observan importantes efectos de calcitización, encontrándose además, zoicita/clinozoicita y un mineral fibroso pleocroico de verde azulado a pardo (anfíbol?).

Spessartita. Es una roca porfírica con pequeños fenocristales oscuros y pasta afanítica de color gris azulado. Los fenocristales son de anfíbol reemplazado totalmente por agregados de tremolita/actinolita. Sus contornos hexagonales están marcados por láminas de

biotita cloritizadas y pequeños gránulos de minerales opacos. La pasta está constituida por anfíbol actinolítico y abundante hidromica. La base es félsica y está formada por plagioclasa ácida y cuarzo con abundante material clorítico y calcita.

Diques de basaltos

En el sureste de la Mina La Chola y en el stock de El Salado se encuentran diques de basalto de hasta 2 metros de potencia que cortan tanto a las metamorfitas como a las rocas intrusivas. Se extienden con rumbo N 10° a 30° E por unas centenas a algo más de 1.000 metros. Poseen textura porfírica con pocos fenocristales de plagioclasa y olivino. La plagioclasa es escasa y se presenta en cristales tabulares fuertemente corroídos, reemplazados por sericita, epidoto y clorita. El olivino, con numerosas inclusiones de espinelo alterado, conserva únicamente su forma ya que se halla totalmente transformado en serpentina.

En la pasta sólo excepcionalmente se destacan algunas plagioclasas de mayor tamaño fuertemente corroídas y notoriamente zonales. Están alteradas a zoicita/clinozoicita y calcita, presentan inclusiones de apatito, biotita y minerales opacos. También se encuentra en la pasta biotita, euhedral, de color castaño rojizo y desferrizada. El cuarzo es escaso, aparece entre los minerales secundarios y como xenocristales corroídos y rodeados por una corona de material clorítico. El apatito, muy abundante, se presenta como pequeños prismas generalmente incluidos en plagioclasa o en cuarzo, o bien en la base alterada.

Toda la roca presenta fenómenos importantes de epidotización, calcitización y cloritización.

Cronología de los eventos magmáticos

Si bien no existen edades absolutas para las rocas estudiadas en este trabajo, sobre la base de las relaciones geológicas es posible establecer una secuencia de los distintos eventos magmáticos (Tabla 2). Sin descartar un posible protolito ígneo para los esquistos anfibólicos presentes en la región (Ortiz Suarez 1988), el primer evento magmático claramente definido lo representan los granitoides sincinemáticos de La Ciénaga y La Represa. Estos cuerpos se intruyen en forma más o menos contemporánea con la principal fase de metamorfismo (M2) y deformación (F2) y crean las condiciones, especialmente por la abundante pegmatización acompañante, de altos gradientes geotérmicos para generar un metamorfismo de baja presión como el presente en la zona. Este meta-

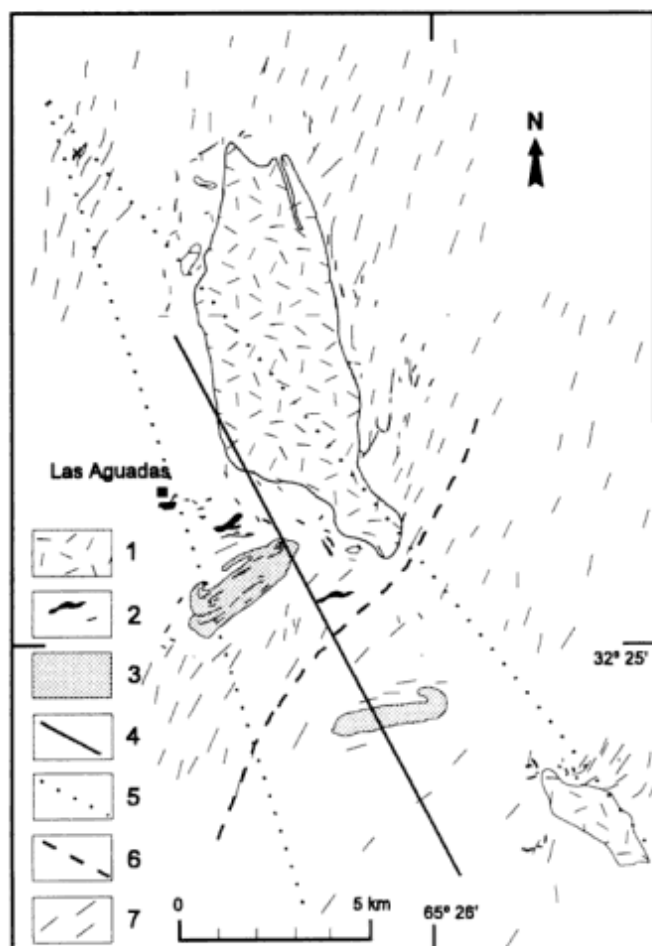


Figura 4: Esquema regional de los granitoides de Las Aguadas. 1: Complejo intrusivo de Rodeo Viejo; 2: pegmatitas; 3: granitoides sincinemáticos; 4: orientación de estructuras F3; 5: límite aproximado de la banda kink monoclinal; 6: orientación de estructuras F2; 7: metamorfitas con orientación regional de la esquistosidad.

morfismo es seguido por otro de carácter retrógrado y estático (M3) donde recrystaliza clorita y muscovita (Ortiz Suarez 1988). Un incremento de la temperatura seguido de una disminución con retrogradación isobárica es consistente con un modelo de calentamiento magmático (Wells 1980), producido en este caso por la intrusión granítica-pegmatítica sincinemática. Varela *et al.* (1994) sugieren, en la zona de Paso del Rey, que este metamorfismo retrógrado podría estar vinculado a un enfriamiento lento con circulación de fluidos.

En la región sur de la Sierra de San Luis rocas similares han sido datadas en 454 ± 21 Ma Rb/Sr (Llambías *et al.* 1991) y en torno a 380 Ma K/Ar (Varela *et al.* 1994). Esta última edad se considera que marca el momento en que la temperatura desciende por debajo de $300^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ (Varela *et al.* 1994). Esto indicaría un lento enfriamiento como consecuencia de una baja tasa de ascenso, hasta por lo menos ese momento.

El segundo evento lo constituye la intrusión de los cuerpos de Rodeo Viejo y El Salado. Estos presentan una orientación NNO-SSE a NO-SE semejante a las estructuras F3. Esta fase deformacional genera una inflexión de la esquistosidad de las metamorfitas de rumbo N 30° - 40° O, semejante a una banda kink monoclinas que se cierra hacia el norte (Fig. 4). A lo largo de esta banda se encuentran además de granitoides y pegmatitas sincinemáticas, el cuerpo de El Salado, la parte sur del de Rodeo Viejo y pegmatitas de rumbo N-S y NO-SE que cortan las estructuras S2, lo que sugiere una probable relación con F3. Esta deformación, transicional de un régimen dúctil a frágil, marca un cambio en el comportamiento del basamento como consecuencia del ascenso de la región. Es llamativo que la orientación NO-SE también se observa en el encadenamiento de plutones posttectónicos de los Batolitos de Las Chacras-Piedras Coloradas y Renca (Brogioni 1993 y López de Luchi 1993). Asimismo, el granito posttectónico de San José del Morro se habría emplazado en una flexura NO-SE, producto de un esfuerzo transtensivo dextral (Quenardelle 1993).

Durante la intrusión del plutón Rodeo Viejo se genera metamorfismo de contacto M4 posterior a M3, dado que es posible observar porfiroblastos estáticos relictos de muscovita no totalmente transformados a fibrolita en algunos enclaves. La presión estimada para el metamorfismo de contacto (mayor a 2,5 Kb) indicaría que la intrusión de estas rocas se produjo cuando el ascenso aún no había sido importante. Las rocas de este evento sufren una importante alteración deutérica que también afecta a la aureola de metamorfismo de contacto de tipo propilítico-sericítica con aparición de epidoto, clorita, sericita, pirita, calcopirita y en menor medida cuarzo, calcita y oro. La edad de estas rocas no es conocida, si bien por

comparación con otras zonas debe estar comprendida entre el Ordovícico (granitoides sincinemáticos) y el Carbonífero Temprano (fin del magmatismo post-cinemático), probablemente más cerca del primero.

El tercer evento ígneo, poco representado, lo constituye la intrusión del granito Paso del Tigre en el stock de Rodeo Viejo. Se consideran como pequeñas manifestaciones, más desarrolladas en áreas vecinas, de los granitoides Siluro/Devónico-Carbonífero Inferior que constituyen el Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas (Brogioni 1987, 1993). Este magmatismo final se asocia a diques de aptitas, pegmatitas y lamprófidos, estos últimos frecuentemente se vinculan con plutones de granitoides calcoalcalinos (Rock 1984).

Con respecto a los basaltos, las únicas rocas de este tipo mencionadas en la Sierra de San Luis corresponden al Complejo Basalto olivínico alcalino (Llambías y Brogioni 1981) de edad cretácica (López y Solá 1981) y si bien petrográficamente muestran diferencias notables, podrían corresponder a este complejo.

Los distintos eventos magmáticos presentes dan la idea de un ascenso desde la principal fase de metamorfismo y deformación (M2 y F2) que coincide con la intrusión de los granitoides sincinemáticos cuya edad Rb-Sr es cercana a 465 Ma (Llambías *et al.* 1991) hasta la sedimentación de la Fm. Bajo de Veliz, ocurrida en el Carbonífero Tardío (Hünicken *et al.* 1981), marcando el cierre de la evolución del basamento en la zona.

Conclusiones

En la región estudiada se encuentran cuatro tipos de asociaciones ígneas que se han sucedido en el tiempo y que se ordenan con respecto a la principal fase de metamorfismo y deformación.

1) Plutones sincinemáticos: son granodioritas y monzogranitos plegados y acompañados de importante pegmatización. Se considera que este magmatismo crea las condiciones para el desarrollo de un metamorfismo de baja presión seguido de un metamorfismo estático retrógrado.

2) Intrusivos postcinemáticos tempranos agrupados bajo la denominación de Complejo Intrusivo Rodeo Viejo: son cuerpos de composición variable entre dioritas cuarcíferas y tonalitas que presentan bordes enfriados, metamorfismo poco desarrollado en la caja y enclaves, además de una conspicua alteración hidrotermal de tipo propilítico-sericítica. El plutón de Rodeo Viejo provoca un metamorfismo de contacto en la caja y enclaves que corresponde a la facies de hornfels hornbléndicos con presiones superiores a 2,5 Kb.

3) Plutones postcinemáticos tardíos: escasamente representados, son cuerpos graníticos que se

consideran vinculados a las manifestaciones más jóvenes del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas y a los cuales se asocian diques de pegmatitas, aplitas y lamprófidos calcoalcalinos de tipo spessartita y minette.

4) Diques de basaltos: no muestran elementos para una ubicación precisa, tentativamente se vinculan al magmatismo volcánico olivínico alcalino, a pesar de existir diferencias con las petrografías típicas de este vulcanismo.

Agradecimientos

Se agradece a N. Brogioni los importantes aportes brindados durante la realización del presente trabajo, así como los comentarios realizados sobre el manuscrito, a E. Llambías y G. Sosa las valiosas sugerencias vertidas sobre el manuscrito y a L. Malvicini por la determinación de los minerales opacos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Brogioni, N., 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, prov. de San Luis. Geología y edad. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 115-117. Tucumán.
- Brogioni, N., 1993. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, prov. de San Luis. Geocronología Rb-Sr y ambiente tectónico. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 4: 54-60. Buenos Aires.
- Hemley, J. y Jones, W., 1964. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, 59: 533-569.
- Hünicken, M. A., Azcuy C. y Pensa, M., 1981. Sedimentitas paleozoicas. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino, pp. 55-77. Buenos Aires.
- Llambías, E. y Brogioni, N., 1981. Magmatismo Mesozoico y Cenozoico. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino, pp. 101-115. Buenos Aires.
- Llambías, E., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz Suarez, A., Caminos, R., Toselli, A. y Saavedra, J., 1991. Leucogranodioritas sincinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis, República Argentina. Actas 6° Congreso Geológico Chileno, 1: 187-191. Viña del Mar.
- López, M. y Solá, P., 1981. Manifestaciones volcánicas alcalinas de los alrededores de Las Chacras y de la región de Villa Mercedes-Chaján, Prov. de San Luis y Córdoba. Actas 8° Congreso Geológico Argentino, San Luis, 4: 967-978. Buenos Aires.
- López de Luchi, M., 1993. Caracterización geológica y emplazamiento del Batolito de Renca. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 4: 42-53. Buenos Aires.
- Methol, E., 1971. Descripción geológica de la hoja 22 h, Santa Rosa (Cba. y San Luis). Dirección Nacional Geología y Minería, Boletín, 124: 1-77. Buenos Aires.
- Meyer, C. y Hemley, J. J., 1967. Wall rock alteration. En: Barnes H.L. (Ed.): *Geochemistry of Hydrothermal ore Deposits*, pp. 166-235. Holt, Rinehart and Winston, New York.
- Ortiz Suarez, A., 1983. Geología y petrografía de los cuerpos ígneos menores ubicados al sur y sudoeste de Bajo de Veliz, Provincia de San Luis. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, 76 p. (inédito).
- Ortiz Suarez, A., 1988. El basamento de Las Aguadas, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación de Mineralogía Petrología y Sedimentología*, 19 (1/4): 13-24.
- Perino, H., 1950. Estudio geológico - petrográfico del noreste de la Sierra de San Luis al este del río Talita. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba, 98 p. (inédito).
- Quenardelle, S., 1993. Caracterización geológica-petroológica del Granito de San José del Morro, Provincia de San Luis. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, Mendoza. 4: 61-67. Buenos Aires.
- Rock, N. M., 1984. Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 74: 193-227.
- Turner, F., 1981. *Metamorphic petrology, mineralogical field and tectonic aspects*. 2 ed. Hemisphere Publishing Co., 524 p., New York.
- Ulacco, H., 1992. Características geológicas, estructurales y metalogenéticas del distrito plumbo-cincífero Las Aguadas, Prov. de San Luis. En: Brodtkorb, M. K. de y Schalamuk I. B. (Eds.): 1° Reunión de Mineralogía y Metalogena, pp. 333-346. Instituto de Recursos Minerales. La Plata.
- Varela, R., Llambías, E., Cingolani, C. y Sato, A., 1994. Datación de algunos granitoides de la Sa. de San Luis (Argentina) e interpretación evolutiva. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, 2: 1249-1253. Concepción.
- Wells, P. R., 1980. Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. *Earth Planetary Science Letters*, 46: 253-265.
- Winkler, H., 1967. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, 237 p., New York.

Recibido: 23 de octubre, 1995

Aceptado: 7 de noviembre, 1996

Jurassic belemnite biostratigraphy of the Southern Hemisphere: a comparative study of Antarctica and Argentina

Peter DOYLE¹, Simon R.A. KELLY², Duncan PIRRIE³, Alberto C. RICCARDI⁴ and Eduardo OLIVERO⁵

¹*School of Earth Sciences, University of Greenwich, Pembroke, Chatham Maritime, Kent ME4 4AW UK*

²*British Antarctic Survey, NERC, High Cross, Madingley Road, Cambridge, CB3 0ET, UK*

³*Camborne School of Mines, University of Exeter, Redruth, Cornwall, TR15 3SE, UK*

⁴*Departamento Paleozoología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales, Paseo del Bosque, 1900 La Plata, Argentina*

⁵*Centro Austral de Investigaciones Científicas, 9410 Ushuaia, Argentina*

RESUMEN. *Bioestratigrafía de los belemnites jurásicos del Hemisferio Sur: estudio comparativo entre la Antártida y Argentina.* Tradicionalmente los belemnites han sido mayormente ignorados como elementos estratigráficos, razón por la cual su uso ha sido escaso. En realidad los rostros de los belemnites tienen un potencial bioestratigráfico considerable pues son fósiles resistentes y con una distribución amplia, que raramente se hallan como impresiones. Aunque la diversidad y reemplazos en las especies de belemnites no son comparables a los que se observan en los amonites, los reemplazos de especies durante el Jurásico son suficientemente frecuentes como para posibilitar una bioestratigrafía viable. Las investigaciones realizadas muestran que a partir del Toarciano los belemnites son comunes en la Argentina (Cuenca Neuquina y desde el Jurásico tardío en Cuenca Austral). En este trabajo se presentan las bases de una bioestratigrafía de belemnites para Argentina y Antártida, la cual tiene implicancias en las correlaciones en el Hemisferio Sur.

ABSTRACT. Traditionally, belemnites have been largely ignored as stratigraphical tools and consequently their level of utilisation has been low. In fact, belemnite rostra have considerable biostratigraphical potential. They are widespread, resistant fossils which are only very rarely found as impressions. Although turnover and diversity of belemnite species can not, in most instances, compare with those of co-existing ammonites, in the Jurassic species turnover is sufficient to support a viable biostratigraphy. Belemnites are significant components of some Southern Hemisphere successions, particularly in Antarctica. Recent researches indicate that from the Toarcian onwards belemnites are common in Argentina (Neuquen Basin and, in the late Jurassic, in the Austral Basin). This paper presents the basis for a belemnite biostratigraphy for Antarctica and Argentina which has implications for further correlations across the Southern Hemisphere.

Introduction

Belemnites are important biostratigraphical tools. Their utility in the correlation of Jurassic successions, although long recognised (*e.g.* Smith 1816-1819; de Blainville 1827; Oppel 1856-58; Lang 1928), has been largely underused. This is in direct contrast to their utilisation in Cretaceous sequences (*e.g.* Christensen 1990), undoubtedly in the face of competition from the excellent ammonite sequences. For the Jurassic of Europe and the Northern Hemisphere a comprehensive system of standard ammonite chronozones has been developed since the pioneering work of Oppel (1856-58). The development of this scheme is primarily a function of the amount of study

that Northern Hemisphere successions have received. Correlation of Southern Hemisphere sequences is less easy, despite the existence of some of the best Jurassic successions in the world (*e.g.* Neuquen-Mendoza Basin, Argentina). This is related to the density of study; comprehensive work similar to that of Europe is largely in its early stages in some areas, although equivalent in detail and scope in others. Because of this, intercontinental correlation within the Gondwana continents of South America, Africa, Australasia, India and Antarctica is in some cases difficult, even accepting that ammonites are plentiful in some successions (*e.g.* Argentina, Antarctica, India). Therefore it is highly likely that in the Southern Hemisphere belemnites may be of greater biostra-

tigraphical significance than in the Northern Hemisphere, where schemes based on ammonites are more entrenched.

The purpose of this paper is to discuss the potential of belemnites for the correlation of Jurassic successions in the Southern Hemisphere, with particular reference to recent preliminary studies in Argentina and the Antarctic Peninsula region. The paper is preliminary to further study and as such reports new data from Antarctica (by SRAK) and an assessment of the potential of belemnites in Argentina through the examination of collections held at the Museo de Ciencias Naturales de La Plata (MLP), in conjunction with new material collected from Santa Cruz Province (by PD, DP and EO). Its prime intention is to stimulate interest and promote further research in belemnite biostratigraphy, especially in the Southern Hemisphere.

Fundamentals of belemnite biostratigraphy

The utility of belemnites in biostratigraphy has most recently been reviewed by Christensen (1988, 1990) Mutterlose (1990) and Doyle and Bennett (1995). These papers represent a review of the current knowledge of biozonation schemes for the Northern Hemisphere and in particular, for the Cretaceous. In the Southern Hemisphere belemnites have recently been used with some success in biostratigraphy (*e.g.* Howlett 1989; Challinor 1989, 1990, 1991), although the full potential has yet to be realised.

A review of the basic utility of belemnites is given below. This is focussed in terms of general utility (facies dependence and range) and practical application (recognition, abundance and preservation potential). A fuller treatment is given in Doyle and Bennett (1995).

Facies dependence and range

Recently, some authors have upheld the view that most belemnites were nekto-benthic in habit (*e.g.* Martill *et al.*, 1994). However, it is clear that belemnites lived in a range of environments, including both shallow and deep-water facies, and possibly were both neritic and pelagic, although more work is necessary before firm conclusions can be drawn (Christensen 1976; Doyle and Howlett 1989; Doyle and Bennett 1995).

Prior to the Toarcian, belemnites were restricted to Europe. However, beginning in the early Toarcian, a wide geographic distribution was achieved (Doyle 1994; Doyle *et al.* in press). From the Middle Jurassic onwards it was characterised by two major realms:

Boreal and Tethyan (Stevens 1973). The Southern Hemisphere belemnite faunas are almost exclusively of the Tethyan Realm, although recent attempts have subdivided this realm into provinces (Mutterlose 1992), with a distinct Austral Realm recognisable for belemnites in the Cretaceous (Doyle 1992a). Effectively, correlation across the realm boundaries is only possible at the realm margins in Europe, but correlations within each realm have been achieved, (*e.g.* Howlett 1989).

Belemnites probably evolved in the Early Jurassic, although it is possible, on recent evidence from China (Zhu and Bian 1984), that they were present in the Triassic. Recent reviews (Christensen 1995; Doyle and Bennett 1995) have illustrated that belemnite species longevity is suitable for biostratigraphical purposes, with estimates of 0.6-0.7 million years (Christensen 1995) and 0.5-1.5 ammonite biozones (Doyle and Bennett 1995).

Preservation potential, abundance and recognition

Belemnites are abundant in many Mesozoic successions, often occurring in 'battlefield' accumulations (Doyle and Macdonald 1993). Belemnite rostra, heavily constructed out of low magnesium calcite, are physically resistant to abrasion and mineralogically stable during diagenesis and, as a consequence, are often associated with disconformities.

Belemnites are notoriously difficult to differentiate on morphological grounds. Species are distinguished largely on shape, size, ontogenetic development and surface features, some of which are subtle. This places a major limitation on their utility, but in practice, belemnite species are no more difficult to determine than ammonite species (Upper Jurassic perisphinctids, for example) and, with increasing attention, this problem will decrease in importance.

Belemnite biostratigraphy of the Southern Hemisphere

Recently, some authors have attempted to synthesise belemnite ranges from many of the Gondwana continents in order to construct biostratigraphical schemes. In particular, Howlett (1989) and Challinor (1990) have compared Jurassic and Cretaceous successions on the basis of belemnites from the Antarctic Peninsula, New Zealand and Indonesia. Other authors (*e.g.* Jeletzky 1983; Combémoré 1988; Challinor 1989; Challinor and Grant-Mackie 1989; Mutterlose 1992) have greatly added to the precision of belemnite biostratigraphy in the Southern Hemisphere. Belemnite records are known from these areas extending downwards to at least the Middle

Jurassic, or in some instances into the Lower Jurassic (e.g. New Zealand, Stevens 1965 and New Caledonia, Challinor and Grant-Mackie 1989).

Broadly, correlation is possible using the following genera: *Brevibelus* (Bajocian), *Dicoelites/Conodicoelites* (Bajocian-Oxfordian), *Belemnopsis* (early 'European' type from the Bajocian-Callovian, and the so-called *uhligi*-complex = *moluccana* lineage of Challinor, 1990, from the Oxfordian-Tithonian) and *Hibolites* (Tithonian).

The palaeobiogeography of the region has been adequately covered by recent papers by Combemorel (1988), Doyle and Howlett (1989), Challinor (1991), Challinor *et al.* (1992), Mutterlose (1992) and Doyle *et al.* (in press).

Antarctic Peninsula

The Antarctic Peninsula was an active magmatic arc during the Jurassic and Cretaceous (Storey and

Garrett 1985). Marine Jurassic sedimentary rocks are exposed largely in two areas, the fore-arc basin of Alexander Island, and the back-arc basin of the peninsula (Longing Gap and Orville Coast, Fig. 1).

The geology of Alexander Island has been most recently described by Tranter (1986), Butterworth *et al.* (1988), Howlett (1989) and Kelly *et al.* (1993). The LeMay Group comprises trench slope to fore-arc basin sediments ranging in age from the Late Palaeozoic through to the latest Early Jurassic/early Middle Jurassic. The Fossil Bluff Group overlies this unconformably, and is composed of fore-arc basin sediments deposited within a tectonically active basin with an age range of early Middle Jurassic (Kelly *et al.* 1993) through to the Early Cretaceous.

The geology of the eastern margin of the Antarctic Peninsula has been most recently discussed by Thomson (1983) and Whitham and Doyle (1989). The Jurassic succession in the Orville Coast is poorly known, but in the Longing Peninsula, the

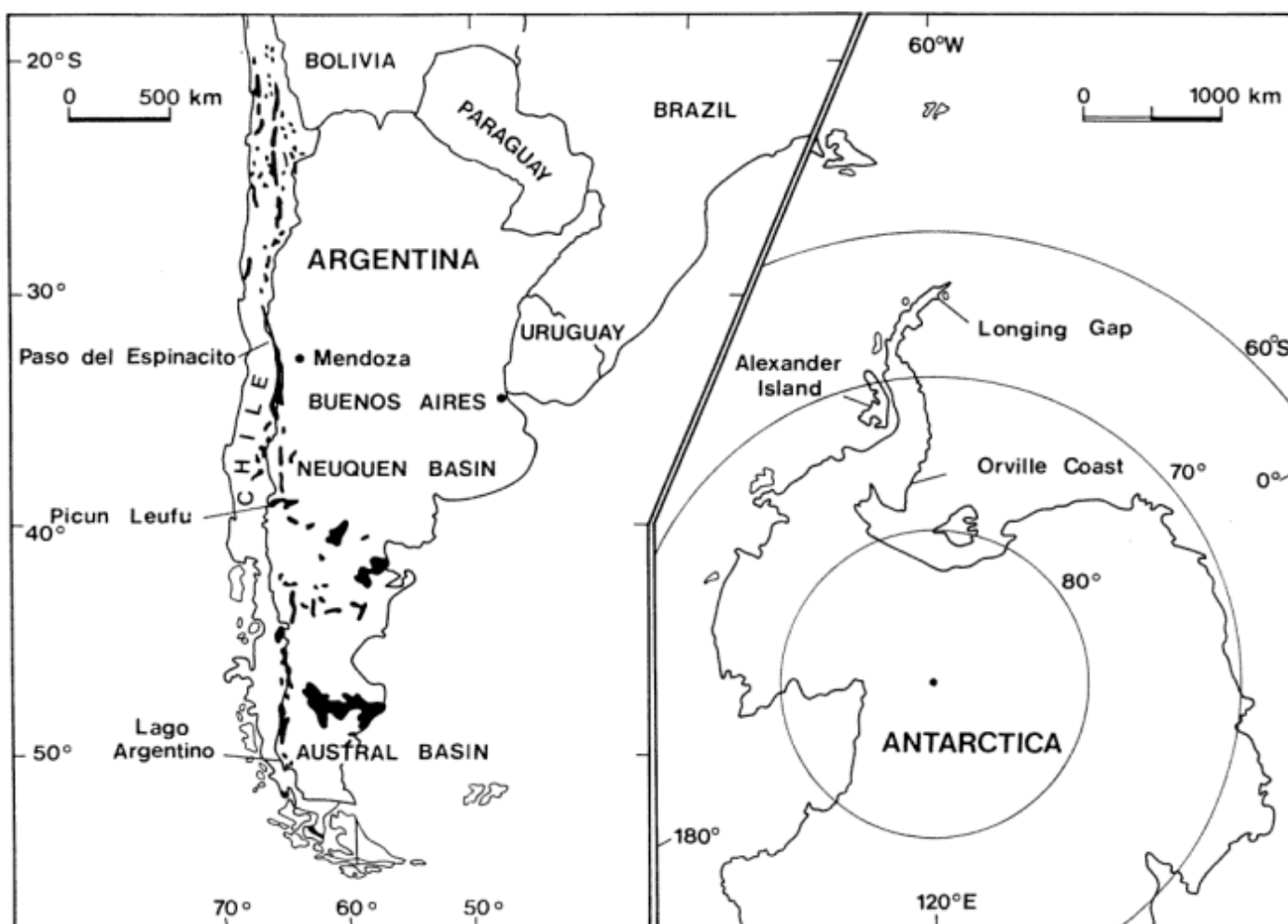


Figure 1. Locality maps for the Jurassic of Argentina and the Antarctic Peninsula, showing the Jurassic outcrop in Argentina and key localities.

Nordenskjöld Formation comprises a late Jurassic sequence of interbedded mudstones and tuffs. A review of the stratigraphy of the sedimentary basins of the Antarctic Peninsula as a whole is given in Macdonald and Butterworth (1990).

Belemnites are common components of the Alexander Island succession (Willey 1973; Howlett 1989) and newly discovered faunas have recently extended the range of the succession (Kelly *et al.* 1993). Although belemnites are common in the Orville Coast, the stratigraphy is poorly known (Mutterlose 1986). Belemnites are rare in the Nordenskjöld Formation.

Belemnite faunas

A succession of four belemnite faunas can be recognised *viz*: *Brevibelus-Dicoelites*, *Rhopaloteuthis-Belemnopsis*, *Belemnopsis* and *Hibolithes* (Fig. 2). In addition, Howlett (1989) has erected a series of belemnite biozones, but these have limited applicability outside the Antarctic Peninsula region.

Brevibelus-Dicoelites fauna. This fauna occurs in the basal Fossil Bluff Group in Alexander Island (Kelly *et al.* 1993). *Brevibelus* is a distinctive, squat genus and has been recognised in Europe from the uppermost Lower Jurassic through to the Middle Jurassic (*e.g.* Doyle 1992b). *Dicoelites* has a ventral and dorsal alveolar groove, and is recognised in the Bajocian-Callovian of Indonesia and New Caledonia (Challinor and Grant-Mackie 1989).

In Alexander Island this fauna is not associated with age-diagnostic ammonites, but associated bivalves and other faunal components indicate a general Middle Jurassic age.

Rhopaloteuthis-Belemnopsis fauna. This fauna comprises *Rhopaloteuthis* and European-type *Belemnopsis*, which also occur with brachiopods and bivalves indicative of a Bathonian age (Kelly *et al.* 1993). In Europe both belemnite genera range from Bathonian to Callovian-Oxfordian (Riegraf 1981). *Belemnopsis* has a long range (Bajocian-Barremian), but the earliest members, here referred to as 'European-type *Belemnopsis*' are distinctive in being markedly hastate

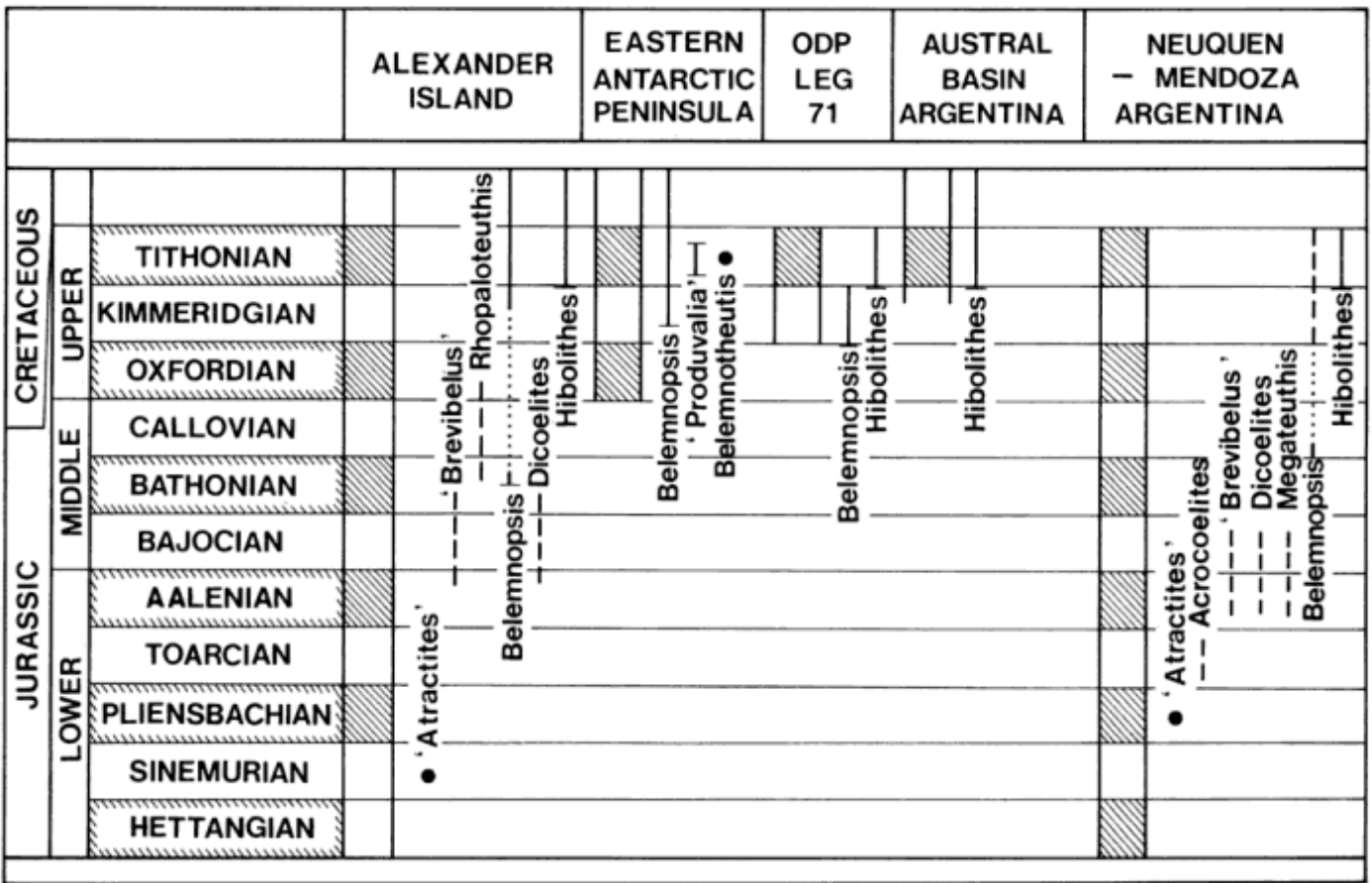


Figure 2. Stratigraphical ranges of the important belemnite taxa in Antarctica, the Malvinas / Falkland Plateau and Argentina. Based on new data and that presented by Jeletzky (1983), Howlett (1989).

in outline and depressed in cross section. By contrast, the later Gondwanan *Belemnopsis* are more cylindrical and robust.

Belemnopsis fauna. This has been discussed in detail by Willey (1973), Mutterlose (1986), Crame and Howlett (1988) and Howlett (1989). *Belemnopsis*, related to the so-called *uhligi*-complex of Stevens (1965), recently re-evaluated by Challinor (1991), occur in the Kimmeridgian-Tithonian of both Alexander Island and the eastern Antarctic Peninsula, as well as the Upper Jurassic Byers Group on Livingstone Island (Crame *et al.* 1993). This gives the greatest potential for correlation across Gondwana (Combemorel 1988; Howlett 1989; Challinor 1990, 1991; Mutterlose 1992).

Hibolites fauna. *Hibolites* is a common constituent of the Antarctic successions throughout various levels of the Tithonian (Crame and Howlett 1988; Howlett 1989; Crame *et al.* 1993). Howlett (1989) has recognised a *Hibolites* biozone in Alexander Island, which spans the Jurassic-Cretaceous boundary, a common factor of all *Hibolites* across Gondwana (Howlett 1989; Challinor 1990).

Other taxa. Other age-diagnostic taxa occur in the Antarctic Peninsula successions (Fig. 2). Thomson and Tranter (1986) recorded the presence of a large 'belemnite' phragmocone from sedimentary rocks of possible Sinemurian age (LeMay Group) from central Alexander Island. This record is a potential aulacocerid (?*Atractites* Gumbel), but additional material has not been recovered to confirm this. Mutterlose (1986) recorded *Produvalia* from the ?Tithonian of the Orville Coast. This genus is otherwise unknown in the Southern Hemisphere. *Belemnotherutis* Pearce has been recovered from the Tithonian of the eastern Antarctic Peninsula (Nordenskjöld Formation; new data), the first record from the Southern Hemisphere. However, other specimens of this genus have also been recovered from successions of similar age in Livingstone Island, South Shetland Islands (Byers Peninsula) and, taken together, these occurrences indicate their stratigraphical utility.

Belemnite stratigraphy and faunas of Argentina

The Jurassic stratigraphy of Argentina has been comprehensively reviewed by Riccardi (1983) and Riccardi *et al.* (1992). There are three regions of Argentina and Chile where marine Jurassic rocks occur: Patagonian Cordillera (Santa Cruz Province), Central-west Patagonia (Chubut Province) and Principal Cordillera (Neuquen, Mendoza and San Juan provinces). This study concentrates upon the Jurassic outcrop in Neuquen, Mendoza and San Juan, but also

discusses belemnites recently recovered from Santa Cruz Province (Fig. 1).

The Magallanes or Austral Basin extended over much of southern Patagonia (Santa Cruz Province) and was formed in the Late Jurassic. It is underlain by Palaeozoic sediments and metamorphics and volcanics of Jurassic age (El Quemado Complex). Marine sedimentary rocks were deposited during Late Jurassic through Tertiary times. At Lago Argentino, at Estancia La Union, the Late Jurassic sandstones of the Spinghill Formation (yielding *Aspidoceras* Zittel, *Aulacosphinctoides* Spath and *Virgatosphinctes* Uhlig) and the overlying dark mudrocks of the Rio Mayer Formation contain numerous belemnites.

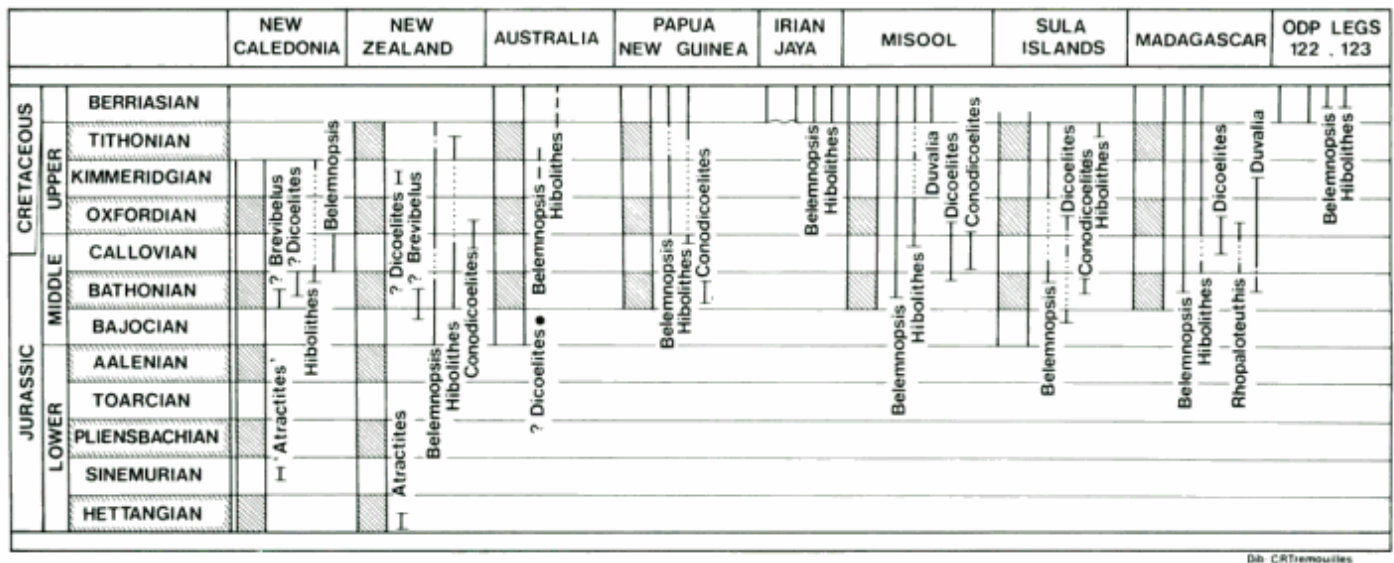
The Neuquen Basin (Neuquen/Mendoza provinces) of the Andean Cordillera is one of the most important and best known Jurassic areas in South America. The basin formed in Jurassic times as an embayment, open to the west and northwest. The lithostratigraphy is complex with facies changes from west to east across the basin. Three large-scale cycles are recognised, each commencing with continental deposits and finishing with evaporites. Belemnites have been collected from the Los Molles and Lajas Formations (Lower and Middle Jurassic) and La Manga Formation (Upper Jurassic).

Belemnite biostratigraphy

Four successive belemnite faunas can be recognised in the Argentinian Jurassic; *Acrocoelites* (Toarcian), *Brevibelus-Dicoelites* (Bajocian), early *Belemnopsis* (Oxfordian) and *Hibolites* (Tithonian-Berriasian) (Fig. 3).

Acrocoelites fauna. This fauna is based on relatively few specimens collected from Poti Malal, Mendoza. The belemnites collected comprise typical *Acrocoelites* species that are comparable with European and Russian species (*e.g.* Saks and Nal'nyaeva 1975; Riegraf *et al.* 1984; Doyle 1990). The belemnites are elongate, compressed members of *Acrocoelites* s.str. This subgenus evolved from *Passaloteuthis* in the late Domerian, and developed a widespread distribution in the early Toarcian (Saks and Nal'nyaeva 1975; Doyle 1987, 1990, 1991). In Europe, *Acrocoelites* s.str. has been successfully employed as a guide fossil (Stoyanova-Vergilova 1978; Doyle 1990), effectively equivalent to the *Falciferum* and *Bifrons* standard zones of the European Jurassic.

This record of *Acrocoelites* from Mendoza is the first substantiated record from the Southern Hemisphere, the other record being that of Mörnicke (1895), who recorded *Passaloteuthis* with *Hildoceras* in the Quebrada de Maricunga from Chile. Given that *Passaloteuthis* became extinct in the Lower Toarcian,



Dr. CRTremoules

Figure 3. Stratigraphical ranges of the important belemnite taxa in New Caledonia, New Zealand, Australia, Indonesian islands, Madagascar and the eastern Indian Ocean (ODP legs 122, 123). Based on data summarised in Challinor (1991), Combémoré (1988) and Mutterlose (1992).

and that *Acrocoelites* superficially resembles *Passaloteuthis* (e.g. Doyle 1990), it is probable that this is an *Acrocoelites*.

Brevibelus-Dicoelites fauna. *Brevibelus* (= *Brachybelus* of authors) is a relatively common component of the Bajocian fauna of the Neuquen Basin. The La Plata Museum has several collections from Picun Leufu, Cerro Lapa, Cerro Granito, Charahuilla and Chacayco in Neuquen (Lajas Formation) as well as from the Middle Jurassic of Paso del Espinacito, in San Juan. *Brevibelus* is an extremely distinctive, squat, ungrooved belemnite which is common in Europe in the latest Toarcian to the Bajocian (Rieggraf 1981). Associated with this genus are *Dicoelites* and *Megateuthis*. Both *Brevibelus* and *Megateuthis* are characteristic of Bajocian successions in the Northern Hemisphere (e.g. Pugaczewska, 1961; Rieggraf, 1981). *Megateuthis* has been previously recorded from the Middle Jurassic of Chile by Mörcke (1895) as *Belemnites* cf. *tetramerus* Deslongchamps. The distinctive genus *Dicoelites*, is recorded from Bajocian-Callovian successions in the Southern Hemisphere.

Belemnopsis fauna. This fauna is based upon the presence of 'European-type' *Belemnopsis* in the Oxfordian of Agua Fria, Neuquen. These specimens are characteristically depressed and hastate, and indicate a Middle to early Late Jurassic age for the fauna.

Hibolites fauna. This is named after hastate material of *Hibolites*, which form a distinctive fauna characteristic of the Tithonian across the Southern Hemisphere. *H. argentinus*, first described from the Tithonian of the Lago Argentino area by Feruglio

(1936), is characteristic of this fauna. Related specimens from the Springhill Formation near Lago Argentino, were associated with Upper Jurassic ammonites, including *Aspidoceras*, *Aulacosphinctoides* and *Virgatosphinctes*. *Hibolites* ranges into the Berriasian, and a new, as yet undescribed species was collected from the Rio Mayer Formation at the same locality.

Other taxa. The best known Argentine belemnite is *Belemnopsis patagoniensis* Favre (1908), which has been variously assigned a late Jurassic and Early Cretaceous age (e.g. Stevens 1965; Riccardi 1977; Aguirre-Urreta and Suarez 1985). *B. patagoniensis* is characterised by a narrow, finely incised alveolar groove. Actually, this belemnite is more characteristic of the Lower Cretaceous, occurring with the ammonite *Favrella* in the Hauterivian, and ranging from the Berriasian to Hauterivian (Riccardi 1977, 1988).

Atractites occurs in the Pliensbachian and older rocks of the Neuquen Basin and is an important marker for the pre-Toarcian successions. Also present in the Museo de La Plata collections is a specimen of *Belemnopsis theutis*, an important indicator of the Tithonian in the Antarctic Peninsula, and therefore a potential biostratigraphical tool in Southern Hemisphere successions (Fig. 3).

Discussion

A tentative biostratigraphy for the Southern Hemisphere, based on the ranges of the most characteristic

and important taxa, is given in Figures 2 and 3.

The preliminary work presented in this paper suggests that belemnites have a considerable potential for the correlation of Southern Hemisphere successions and that the belemnite successions in Argentina and Antarctica are broadly comparable. The discovery of *Brevibelus* in the Middle Jurassic of Argentina and Antarctica is important as similar taxa are known from New Zealand and New Caledonia (Stevens 1965; Challinor and Grant-Mackie 1989), as well as from the Northern Hemisphere (Riegraf 1981; Doyle 1992b). Co-occurring *Dicoelites* and *Megateuthis* are also comparable across some of the Gondwana continents, and are characteristic of the European Middle Jurassic.

The most important correlation potential (with a strong possibility of fine scale correlation) lies with the so-called *uhlgi*-complex of *Belemnopsis* species. According to the recent re-evaluation of Challinor (1991), this is actually composed of an evolving lineage (*B. moluccana-galoi-stolleyi*), plus a number of closely similar but largely unrelated species. Both Howlett (1989) and Challinor (1990) have indicated that these belemnites can support a detailed biostratigraphy, and that they are widespread (Stevens 1965; Combemorel 1988; Challinor 1991; Mutterlose 1992). However, further work is needed on this and the succeeding *Hibolites* fauna in order to maximise their use, especially in Argentina.

Acknowledgements

The research for this paper was funded by NERC Small Grant GR9\1045 (to DP, PD and J.E.A. Marshall). Attendance at the 4th International Jurassic Congress (Mendoza, 1994) (to PD), where this paper was read, was funded by the Commonwealth Trans-Antarctic Association, and by the Royal Society.

REFERENCES

- Aguirre-Urreta, M.B. and Suarez, M.D., 1985. Belemnites de una secuencia turbidítica volcánoclastica de la Formación Yahgan, Titoniano-Cretácico inferior del extremo sur de Chile. *Actas 4^o Congreso Geológico Chileno*, 1: 1-16.
- Blainville, H.D. de, 1827. *Memoire sur les belemnites*. Levrault, Paris.
- Butterworth, P.J., Crame, J.A., Howlett, P.J. and Macdonald, D.I.M., 1988. Lithostratigraphy of Upper Jurassic-Lower Cretaceous strata of eastern Alexander Island, Antarctica. *Cretaceous Research*, 9: 249-265.
- Challinor, A.B., 1989. The succession of *Belemnopsis* in the Late Jurassic of eastern Indonesia. *Palaeontology*, 32: 571-596.
- Challinor, A.B., 1990. A belemnite biozonation for the Jurassic-Cretaceous of Papua New Guinea and a faunal comparison with eastern Indonesia. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 11: 429-447.
- Challinor, A.B., 1991. Belemnite successions and faunal provinces in the southeast Pacific, and the belemnites of Gondwana. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 12: 301-325.
- Challinor, A.B. and Grant-Mackie, J.A., 1989. Jurassic Coleoidea of New Caledonia. *Alcheringa*, 13: 269-304.
- Challinor, A.B., Doyle, P., Howlett, P.J. and Nal'nyaeva, T.I., 1992. Belemnites of the circum-Pacific region. In: Westermann, G.E.G. (Ed.), *The Jurassic of the Circum-Pacific*, 676 pp., Cambridge University Press, New York.
- Christensen, W.K., 1976. Palaeobiogeography of Late Cretaceous belemnites of Europe. *Palaontologische Zeitschrift*, 50: 113-129.
- Christensen, W.K., 1988. Upper Cretaceous belemnites of Europe: state of the art. In: Steel, M. and Bless, M.J.M. (Eds.): *The Chalk district of the Euregio Meuse-Rhine*. pp. 5-16. Natuurhistorisch Museum Maastricht.
- Christensen, W.K., 1990. Upper Cretaceous belemnite biostratigraphy of Europe. *Cretaceous Research*, 11: 371-386.
- Christensen, W.K., 1995. Belemnite faunas from the Upper Campanian and Lower Maastrichtian chalk of Norfolk, England and evolutionary trends of the genus. *Special Paper in Palaeontology*, 51, 84 pp.
- Combemorel, R., 1988. Les belemnites de Madagascar. *Documents des Laboratoires de Geologie Lyon*, 104, 239 pp.
- Crame, J.A. and Howlett, P.J., 1988. Late Jurassic and Early Cretaceous biostratigraphy of the Fossil Bluff Formation, Alexander Island. *British Antarctic Survey Bulletin*, 78: 1-35.
- Crame, J.A., Pirrie, D., Crampton, J.S. and Duane, A.M., 1993. Stratigraphy and regional significance of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Byers Group, Livingston Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, 150: 1075-1087.
- Doyle, P., 1987. Lower Jurassic-Lower Cretaceous belemnite biogeography and the origin of the Mesozoic Boreal Realm. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 61: 237-254.
- Doyle, P., 1990. The British Toarcian (Lower Jurassic) belemnites. Part 1. Monograph of the Palaeontographical Society: 1-49.
- Doyle, P., 1991. Belemnites from the Lower Jurassic of East Greenland and their biostratigraphical and biogeographical significance. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 39: 123-142.
- Doyle, P., 1992a. A review of the biogeography of Cretaceous belemnites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 92: 207-216.
- Doyle, P., 1992b. The British Toarcian (Lower Jurassic) belemnites. Part 2. Monograph of the Palaeontographical Society: 50-79.
- Doyle, P., 1994. Aspects of the distribution of Early Jurassic belemnites. *Palaeopelagos*, Special Publication, 1: 109-120.
- Doyle, P. and Bennett, M.R., 1995. Belemnites in biostratigraphy. *Palaeontology*, 38 (4): 815-829.
- Doyle, P. and Howlett, P.J., 1989. Antarctic belemnite biogeography and the break-up of Gondwana. In: Crame, J.A. (Ed.), *The origins and evolution of the Antarctic biota*. Geological Society Special Publication, 47:167-182.
- Doyle, P. and Macdonald, D.I.M., 1993. Belemnite battlefields. *Lethaia*, 26: 347-379.
- Doyle, P., Kelly, S.R.A., Pirrie, D. and Riccardi, A.C., in press. Jurassic belemnite distribution patterns: the implications of new data from Antarctica and Argentina. *Alcheringa*.
- Favre, F., 1908. Die Ammoniten der unteren Kreide Patagoniens. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, 25: 601-647.
- Feruglio, E., 1936. *Palaeontographica Patagonica*. *Memorie*

- dell'istituto Geologico della Universita di Padova, 11: 1-90.
- Howlett, P.J., 1989. Late Jurassic-early Cretaceous cephalopods of eastern Alexander Island, Antarctica. *Special Papers in Palaeontology*, 41, 72 pp.
- Jeletzky, J.A., 1983. Macroinvertebrate paleontology, biochronology and paleoenvironments of Lower Cretaceous and Upper Jurassic rocks, Deep Sea Drilling Hole 511, eastern Falkland Plateau. In: Ludwig, W.J., Krasheninnikov, V.A. *et al.* (Eds). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 71: 951-975.
- Kelly, S.R.A., Cantrill, D.I., Doubleday, P.A. and Macdonald, D.I.M., 1993. New Jurassic macrobiota and biostratigraphy from Alexander Island, Antarctica. In: Morton, N. and Boyd, D. (Eds). *Abstracts of poster communications, Arkell International Symposium on Jurassic Geology*, London.
- Lang, W.D., 1928. The Belemnite Marls of Charmouth, a series in the Lias of Dorset. Section 4: Belemnites. *Quarterly Journal of The Geological Society of London*, 84: 196-222.
- Macdonald, D.I.M. and Butterworth, P.J., 1990. The stratigraphy, setting and hydrocarbon potential of the Mesozoic sedimentary basins of the Antarctic Peninsula. In: B. St. John (Ed.), *Antarctica as an exploration frontier*. American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*, 31: 101-125.
- Martill, D.M., Taylor, M.A. and Duff, K.L., 1994. The trophic structure of the biota of the Peterborough Member, Oxford Clay Formation (Jurassic), UK. *Journal of the Geological Society*, 151: 173-194.
- Möricke, W., 1895. Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 9: 1-100.
- Mutterlose, J., 1986. Upper Jurassic belemnites from the Orville Coast, western Antarctica, and their palaeobiogeographic significance. *British Antarctic Survey Bulletin*, 70: 1-22.
- Mutterlose, J., 1990. A belemnite scale for the Cretaceous. *Cretaceous Research*, 11: 1-15.
- Mutterlose, J., 1992. Early Cretaceous belemnites from the East Indian Ocean and their paleobiogeographic implications. In: Gladstein, F.M., Ludden, J.N. *et al.* (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 123: 443-450.
- Opel, A., 1856-58. Die Juraformation Englands, Frankreichs und der südwestlichen Deutschlands nach einzelnen Gliedern eingeteilt und Verglichen. *Jahresheft des Vereins für Vaterländische Naturkunde in Württemberg*, 12: 121-556; 13: 141-396; 14: 129-291.
- Pugaczewska, H., 1961. Belemnoids from the Jurassic of Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 6: 105-236.
- Riccardi, A.C., 1977. Berriasian invertebrate fauna from the Springhill Formation of southern Patagonia. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 155: 216-252.
- Riccardi, A.C., 1983. The Jurassic of Argentina and Chile. In: Moullade, M. and Nairn, A.E.M. (Eds), *The Phanerozoic geology of the World, The Mesozoic B.*, pp. 201-263. Elsevier, Amsterdam.
- Riccardi, A.C., 1988. The Cretaceous System in southern South America. *Geological Society of America Memoir*, 168: 161 pp.
- Riccardi, A.C., Gulisano, C.A., Mojica, J., Palacios, C., Schubert, C. and Thomson, M.R.A., 1992. Western South America and Antarctica. In: Westermann, G.E.G., (Ed.), *The Jurassic of the Circum-Pacific*, pp. 122-161. Cambridge University Press, New York.
- Riegraf, W., 1981. Revision der Belemniten der Schwabischen Jura. Teil 8. *Palaeontographica*, A173: 64-139.
- Riegraf, W., Werner, G. and Lorcher, F., 1984. *Der Posidonienschiefer*. Enke, Stuttgart.
- Saks, V.N. and Nal'nyaeva, T.I., 1975. Early and Middle Jurassic belemnites of the northern USSR. *Megateuthinae and Pseudodicoelatinae*. Nauka Press, Moscow.
- Smith, W., 1816-1819. *Strata identified by organised fossils*. London.
- Stevens, G.R., 1965. The Jurassic and Cretaceous belemnites of New Zealand and a review of the Jurassic and Cretaceous belemnites of the Indo-Pacific. *New Zealand Geological Survey Paleontological Bulletin*, 36: 283 pp.
- Stevens, G.R., 1973. Jurassic belemnites. In: Hallam, A. (Ed.), *Atlas of palaeobiogeography*, pp. 259-274. Elsevier, Amsterdam.
- Storey, B.C. and Garrett, S.W., 1985. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension. *Geological Magazine*, 122: 5-14.
- Stoyanova-Vergilova, M., 1977. An attempt for belemnite zonal subdivision of the Lower Jurassic sediments in Bulgaria. *Annuaire de l'Universite de Sofia, Faculte de Geologie et Geographie*, 70: 161-192. (In Bulgarian).
- Thomson, M.R.A., 1983. Late Jurassic ammonites from the Orville Coast, Antarctica. In: Oliver, R.L., James, P. and Jago, J.B. (Eds), *Antarctic Earth Science*, pp. 315-319. Australian Academy of Sciences, Canberra.
- Thomson, M.R.A. and Tranter, T.H., 1986. Early Jurassic fossils from central Alexander Island and their geological setting. *British Antarctic Survey Bulletin*, 70: 23-39.
- Tranter, T.H., 1986. The LeMay Group of central Alexander Island. *British Antarctic Survey Bulletin*, 71: 57-67.
- Whitham, A. and Doyle, P., 1989. The Nordenskjöld Formation, a late Jurassic black shale-tuff sequence from eastern Graham Land, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 371-384.
- Wiley, L.E., 1973. Belemnites from south-eastern Alexander Island: II. The occurrence of the family Belemnopseidae in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous. *British Antarctic Survey Bulletin*, 36: 33-59.
- Zhu, K.Y. and Bian, Z.X., 1984. Sinobelemnitidae, a new family of Belemnitida from the Upper Triassic of Longmenshan, Sichuan. *Acta Palaeontologica Sinica*, 23: 300-319.

Recibido: 14 de mayo, 1996

Aceptado: 7 de noviembre, 1996



Contribution to IGCP 322
Jurassic Events in South America

Paleomagnetismo y magnetoestratigrafía del Pliensbaquiano-Toarciano (Jurásico) de la Cuenca Neuquina

María Paula IGLESIA LLANOS¹

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 1428 Buenos Aires

ABSTRACT. *Palaeomagnetism and Magnetostratigraphy of the Pliensbachian-Toarcian (Jurassic) of the Neuquén Basin.* The first magnetostratigraphic study of a Pliensbachian-Toarcian succession from the Neuquén Basin is presented. The study was carried out in the Chacay Melehue area (province of Neuquén), in the Rajapalo-Chacay Melehue (RP-CM) section, where a 450m thick marine sedimentary and volcanic sequence is exposed. This section is well exposed and well dated biostratigraphically. For the study, 163 hand samples were collected from 54 sites, corresponding to the late Early Pliensbachian-Middle Toarcian interval. The primary origin of the remanent magnetization isolated in RP-CM was proved by palaeomagnetic field tests. The ages of the polarities represented at each site were assigned on the basis of the ammonite zones of the East Pacific Realm. The correlation between the local magnetostratigraphic scale and the international Magnetic Polarity Time Scale for the Pliensbachian-Toarcian interval shows that almost all the polarity reversals proposed exist in the RP-CM section. In addition, this correlation strengthened that of the ammonite zones of the East Pacific Realm with those of Europe, as well as allowing a better definition of the chronostratigraphical units of the RP-CM section (i.e the Pliensbachian-Toarcian boundary). The palaeomagnetic data yielded a high quality (Q=7) palaeomagnetic pole (PP): Long=82°E, Lat=73,9°S, N=57, A₉₅ =3°, K=36°. This PP also includes the palaeomagnetic directions of the Puesto Araya section (province of Mendoza), which pass the tilt test when considered together with those from the RP-CM section. The position of this PP supports the hypothesis of a south-north movement for South America during the Pliensbachian-Toarcian, as opposed to the static period proposed by many authors for the continent throughout the Jurassic.

Introducción

La Cuenca Neuquina presenta condiciones óptimas para efectuar un estudio magnetoestratigráfico en el Jurásico, no sólo por encontrarse éste aflorando en forma completa, sino también por contar con detallados estudios estratigráficos y paleontológicos (Damborenea 1987; Riccardi 1984). Esto es especialmente significativo dado que, aunque las escalas magnetoestratigráficas mesozoicas se elaboran en general sobre la base de anomalías magnéticas de fondo oceánico, el muestreo para las anteriores al Jurásico Medio debe realizarse necesariamente en sucesiones de áreas continentales. Tal circunstancia se debe a que el registro de anomalías magnéticas de fondo oceánico más antiguo corresponde a los 161,2 Ma (Ogg 1995). Para efectuar estudios de este tipo es esencial disponer de un muy buen control cronoestratigráfico, como también de un buen conocimiento de las condiciones de sedimentación y diagénesis, petrografía, metamorfismo, intrusiones y estructura del área de muestreo. Las edades que se asignan a las

polaridades magnéticas en secuencias jurásicas se ajustan generalmente sobre la base de la zonación de amonites europea. Pese a ello, las incertidumbres relacionadas con la carencia de controles como los mencionados, en sucesiones que cubren lapsos con alta frecuencia de cambios de polaridad como el Jurásico Temprano, determinan que las escalas magnetoestratigráficas sean reanalizadas periódicamente (Hallam *et al.* 1985; Galbrun *et al.* 1988; Ogg 1992, 1995).

En este trabajo se presentan los primeros resultados magnetoestratigráficos y paleomagnéticos de sucesiones del Jurásico Temprano de América del Sur, obtenidos en la Cuenca Neuquina. La edad de las polaridades aisladas en este estudio fueron ajustadas por medio de la zonación de amonites del Pacífico oriental (Hillebrandt 1987) y éstas a su vez, correlacionadas con las de la zonación europea. La identificación de los amonites y las biozonas correspondientes fueron efectuadas por A.C. Riccardi (en Iglesia Llanos *et al.* 1996).

Los datos magnetoestratigráficos que se presentan

en este estudio corresponden al perfil Rajapalo (RP) y su continuación estratigráfica Chacay Melehue (CM) (Fig. 1). Por otra parte, en la determinación de la prueba de estructura y del PP, se incluyeron datos de otra sucesión de edad parcialmente equivalente que aflora en la localidad de Puesto Araya (PA), en la zona del río Atuel (provincia de Mendoza) (Fig. 1).

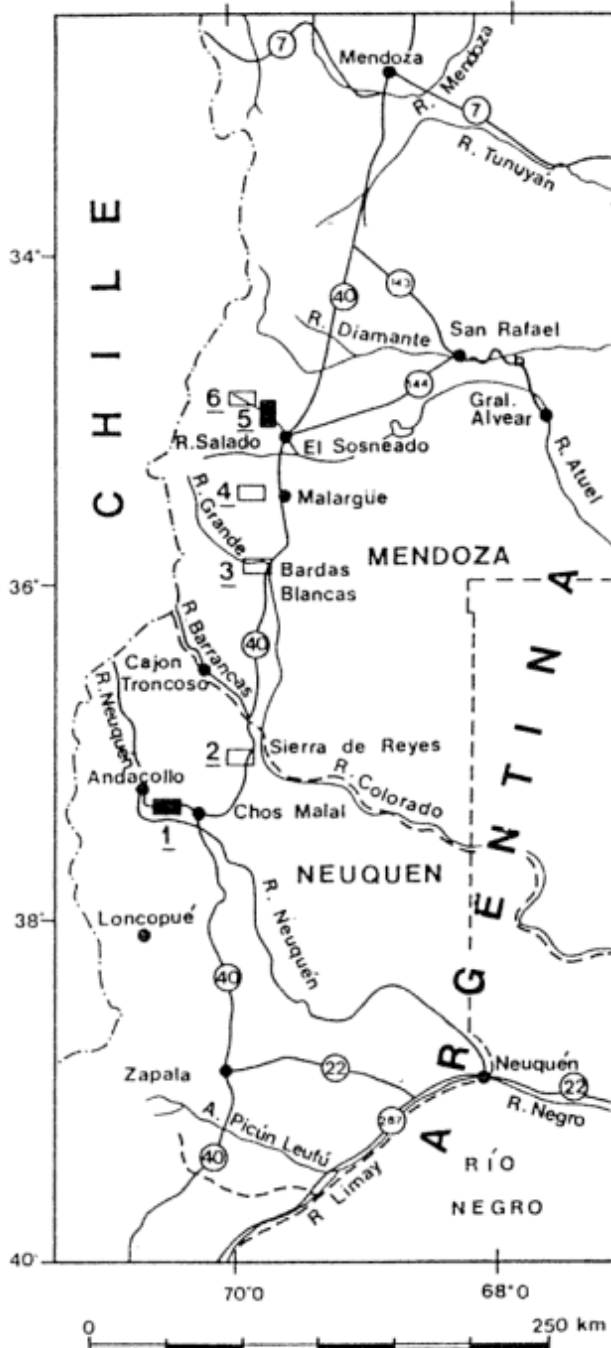


Figura 1: Mapa de ubicación de las localidades muestreadas para este estudio paleomagnético (1 y 5), junto con otras localidades clásicas del Jurásico de Cuenca Neuquina. 1: Rajapalo-Chacay Melehue, 2: Vega de la Veranada, 3: Arroyo Potí Malal, 4: Arroyo Serrucho, 5: Puesto Araya, 6: Quebrada Las Chilcas-Arroyo Malo.

Antecedentes

Hasta hace muy pocos años, no existían datos publicados sobre la magnetoestratigrafía del Jurásico de la Cuenca Neuquina. Los primeros (Iglesia Llanos 1994; Iglesia Llanos y Vizán 1995, 1996; Iglesia Llanos *et al.* 1996), correspondientes a estudios efectuados en el área de Chacay Melehue, norte del Neuquén, son complementados aquí con otros adicionales de la misma región y de la sucesión aflorante en la margen norte del río Atuel, provincia de Mendoza.

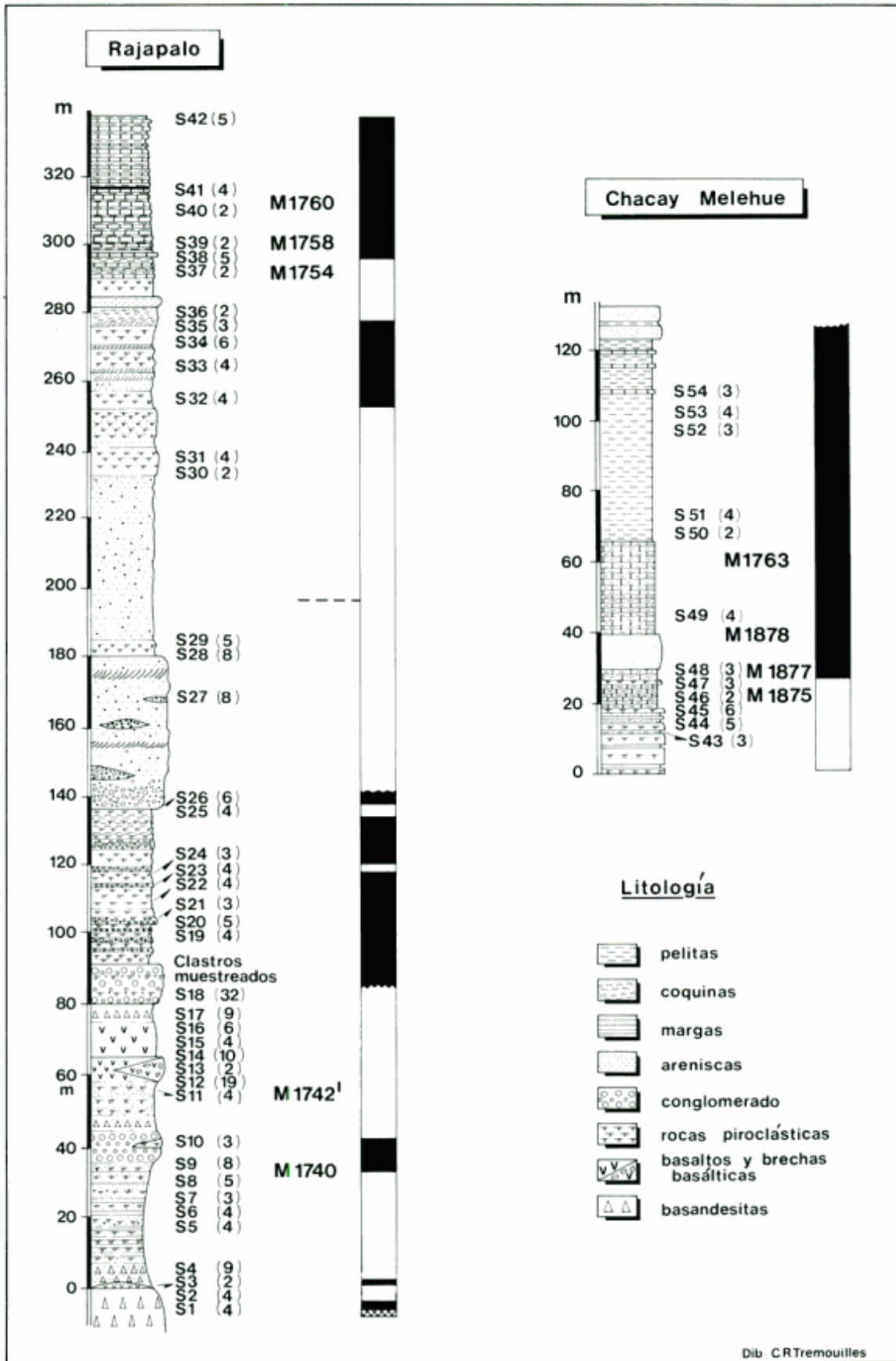
En lo referente a estudios previos sobre el paleomagnetismo jurásico en la Argentina se conocen varias contribuciones que requieren de aportes adicionales. Valencio *et al.* (1983) y Oviedo y Vilas (1984) entre otros autores, han postulado un período *cuasi* estático para el Gondwana occidental durante el lapso Pérmico Tardío-Jurásico Tardío. Según estos autores, América del Sur no habría presentado movimientos latitudinales lo suficientemente importantes como para ser registrados a través de datos paleomagnéticos durante el Jurásico. Por otra parte, datos paleomagnéticos obtenidos en sucesiones del Pliensbaquiano Tardío-Toarciario Temprano de Patagonia indicarían que América del Sur experimentó un movimiento recurrente sur-norte durante el Jurásico (Vizán 1993). Su posición latitudinal se encontraría aproximadamente unos 30° más al norte durante el Pliensbaquiano Tardío-Toarciario Medio en relación al Jurásico más Temprano y al Jurásico Medio-Tardío.

Metodología

1. Metodología de campo

El estudio paleomagnético se efectuó en los perfiles RP-CM y PA, analizados previamente por A. Riccardi, S. Damborenea y M. Manceñido entre otros. Se recolectaron muestras paleontológicas y paleomagnéticas además de muestras para dataciones radiométricas, que están siendo procesadas actualmente. Se procesaron 201 muestras de mano de los perfiles RP-CM y PA. Del perfil RP se recolectaron 138 muestras correspondientes a 42 sitios (niveles estratigráficos), del perfil CM 25 muestras correspondientes a 12 sitios (Tabla 2) y del perfil PA 38 muestras de 14 sitios (Tabla 3).

Figura 2: Perfil estratigráfico de RP-CM (modificado de Riccardi, Damborenea y Manceñido, inédito). La disposición de los sitios de muestreo paleomagnético se indica con una S, y entre paréntesis se señala el número de especímenes del sitio correspondiente, utilizados en este trabajo. Las muestras paleontológicas se indican en la figura con una M. A la derecha, se muestran las polaridades geomagnéticas representadas en el perfil; negro: normal, blanco: reverso.



Los 68 sitios muestreados se encuentran distribuidos en forma irregular debido a la presencia en algunos sectores de litología no apta para estudios paleomagnéticos (grano grueso, alteración muy avanzada). De cada sitio se tomó un mínimo de dos muestras. La Fig. 2 muestra la ubicación de cada sitio en la sección RP-CM, y entre paréntesis el número de especímenes con comportamientos adecuados para aislar polaridades y/o direcciones magnéticas.

Se muestrearon tres sitios (S1-S3; Fig. 2) en el tramo que otros autores (Clavijo 1944; Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1994), consideraron basamento de la cuenca, con el objetivo inicial de comparar la polaridad presente en el mismo en relación a la registrada en la sucesión jurásica de RP-CM.

2. Metodología de laboratorio

De cada muestra de mano se obtuvieron en general dos especímenes cilíndricos de aproximadamente 2,2 cm de longitud y 2,5 cm de diámetro.

Se realizaron desmagnetizaciones sistemáticas piloto por los métodos de altas temperaturas (AT) y campos alternos (CA) (Valencio 1980), para la determinación de las componentes magnéticas presentes. Se observó en general que la efectividad de los métodos de desmagnetización para aislar dichas componentes guardaba relación con la litología presente. El método más satisfactorio en las dos localidades fue el de CA, con excepción de los primeros 80m del perfil RP, donde la litología volcánica presentó mejores comportamientos magnéticos cuando fue procesada por AT. La desmagnetización por CA se efectuó en etapas de 5 mT hasta 20 mT, y luego de 10 mT hasta 70 mT; cuando los minerales magnéticos presentes tuvieron muy altas fuerzas coercitivas se continuó con etapas de 20 mT hasta 160 mT como máximo. En la desmagnetización por AT, las etapas fueron de 100°C hasta 300°C, y luego de 50°C hasta 550°C; cuando los minerales portadores de la remanencia tuvieron muy altas temperaturas de bloqueo, se continuó con etapas de 30°C hasta 700°C como máximo. Para ambos métodos de desmagnetización se realizó un promedio de 10 etapas por especimen. Luego de cada etapa de desmagnetización por AT, se controló la susceptibilidad magnética de los especímenes para determinar un eventual cambio en la mineralogía magnética.

La medición del magnetismo remanente se realizó con distintos tipos de magnetómetros: Spinner modelos Digico, UBA 8 HZ y Schoensted, y Criogénico modelo 2G.

Por otro lado se estudiaron cortes delgados en las litologías representativas del perfil RP-CM, con el objetivo de caracterizar los distintos tipos de litologías e identificar los minerales magnéticos presentes en las mismas.

Perfiles estudiados

1. Perfil Rajapalo-Chacay Melehue

Ubicación geográfica. Las secciones analizadas se ubican 30 km al oeste de la ciudad de Chos Malal, en la provincia del Neuquén (Fig. 1). El muestreo sistemático se realizó en el flanco austral de la Cordillera del Viento, en el perfil denominado informalmente Rajapalo (RP) y su continuación sobre el arroyo Chacay Melehue (CM).

Antecedentes. Los perfiles mencionados y los fósiles presentes fueron analizados por numerosos autores. Entre los trabajos con referencias específicas o más recientes se destacan los de Clavijo (1944), Groeber *et al.* (1953), Riccardi (1984), Riccardi y Gulisano (1992), Damborenea (1987) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994), entre otros. De acuerdo con Clavijo (1944), el basamento del perfil RP-CM comprendería una serie de rocas efusivas que agrupó como Serie Porfírica y que consideró como del Triásico Tardío, que afloran en el flanco oriental de la Cordillera del Viento, y que junto con los sedimentos paleozoicos y el granito basal, conforman el núcleo de dicha Cordillera. Sobre la Serie Porfírica apoyarían en forma concordante tobas cristalinas que podrían ser equivalentes a los pórfidos cuarcíferos Supratriásicos-Infraliásicos aflorantes en regiones próximas (Clavijo 1944).

Según Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994), las volcanitas inferiores corresponden a la Formación Choiyoi, que afloran en la Cordillera del Viento junto con el Granito Huinganco y el Grupo Andacollo del Paleozoico Tardío. Sobre la Fm. Choiyoi apoyarían en contacto neto, tobas y areniscas del Pliensbaquiano sin nombre formacional (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1994).

Descripción. El perfil RP-CM constituye, a grandes rasgos, una sucesión homoclinal; la actitud media utilizada en este estudio fue determinada por promedio estadístico según Fisher (1953) ($Dec=60,8^\circ$, $I=27^\circ SE$, $K=93,4$, $\alpha_{95}=3,4^\circ$) a partir de la medición de 20 planos de estratificación distribuidos a lo largo de todo el perfil.

En los primeros 30 m de la sucesión aflorante en el perfil RP se reconoció la presencia preponderante de andesitas basálticas, de grano medio de color verdoso-morado y en menor proporción, areniscas tobáceas y tobas de colores grisáceos con abundantes invertebrados marinos (entre otros, bivalvos de gran tamaño). El corte petrográfico de una muestra de andesita ubicada a los 8 m corresponde a una roca con textura porfírica constituida mayormente por fenocritales euhedrales de plagioclasa alterados a epidoto, clorita, arcillas y albita, y relictos menores de anfíbol alterados a clorita. La pasta está compuesta por

feldespato potásico anhedral que habría reemplazado los microlitos de plagioclasa original. Existen en la pasta minerales de alteración como clorita, epidoto, titanita, arcillas y cuarzo secundario.

Desde los 30 hasta los 90 m del perfil RP (Fig. 2), la litología está conformada fundamentalmente por andesitas basálticas de grano medio verdoso-moradas, intercaladas con basaltos de grano muy fino color negro en roca fresca y brechas basálticas (S. Lagorio y M. Remesal, comunicación personal), y en menor proporción se presentan tobas castaño grisáceas, ignimbritas moradas, conglomerados y areniscas líticas castaño grisáceas. Un corte petrográfico efectuado en una muestra ubicada aproximadamente a los 70 m (Fig. 2) correspondiente al paquete basáltico, muestra una roca con textura porfirica a seriada,

constituida por fenocristales con tamaños máximos de 0,54 mm de plagioclasa y máficos (estos últimos alterados a clorita) con relictos de hornblenda. La pasta se encuentra constituida por microlitos de plagioclasa, augita y minerales opacos de secciones cuadradas (magnetita); como mineral accesorio se encuentra apatito (S. Lagorio y M. Remesal, comunicación personal). Según se pudo observar en el campo, en el tramo ubicado entre los 60 y 80 m del perfil existirían por los menos, cinco coladas basálticas, intercaladas con brechas de la misma composición.

Desde los 90 hasta los 280 m del perfil RP (Fig. 2) la litología corresponde principalmente a rocas sedimentarias: tobas muy silicificadas o ignimbritas de color ocre, tobas de caída, areniscas líticas, y conglomerados con matriz tobácea de colores castaños

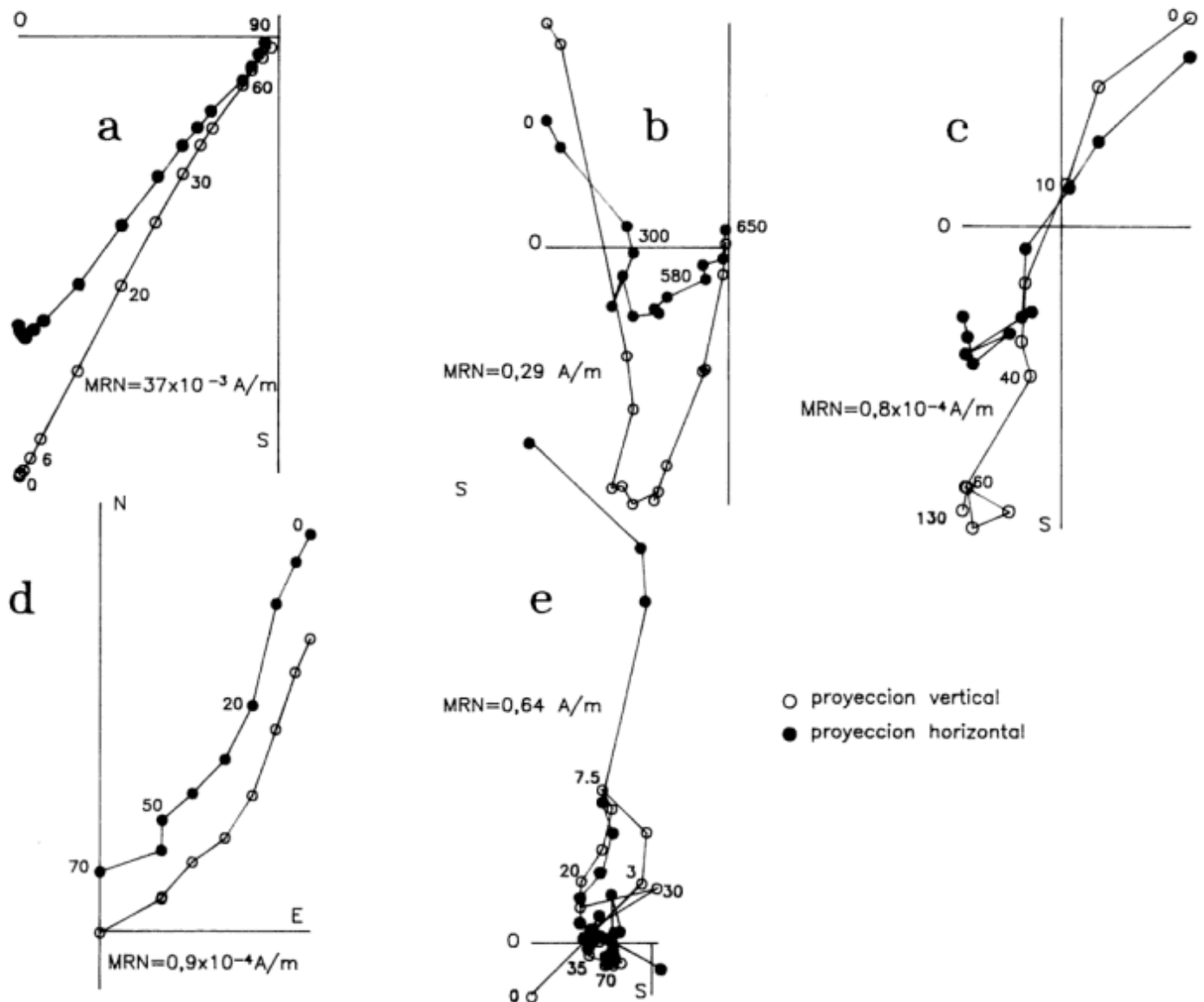


Figura 3: Diagramas ortogonales representantes de los diferentes tipos de comportamiento magnético de los especímenes analizados en este trabajo: a) comportamiento tipo A, b) comportamiento tipo B, c) comportamiento tipo C, d) comportamiento tipo D y e) comportamiento tipo E. MRN: Magnetización Remanente Natural.

grisáceos, las cuales presentan metamorfismo de bajo grado y/o alteración hidrotermal (R. Andreis, comunicación personal).

Desde los 280 m del perfil RP (Fig. 2) y los primeros 120 m de la sección del arroyo Chacay Melehue, la litología varía a pelitas margosas gris oscuras, coquinas y tobas muy silicificadas o ignimbritas de colores castaños grisáceos, que también evidencian un metamorfismo de bajo grado y/o alteración hidrotermal.

Según Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994), la sucesión jurásica del perfil RP-CM habría sido depositada en un ambiente marino marginal, caracterizada por un sector inferior de plataforma externa con depósitos gruesos de playa intercalados con basaltos, y un sector superior de plataforma interna con depósitos pelítico-margosos.

Edad. La edad de la sucesión del perfil RP-CM fue asignada sobre la base de los amonites presentes. La ubicación de los niveles que portan amonites se indica en la Fig. 2 con el número de muestra M. En el tramo correspondiente al perfil RP, las muestras con amonites son las siguientes:

M1740: *Fanninoceras oxyconum* Hill.; **M1742:** *Fanninoceras* cf. *disciforme* Hill., *Arietoceras* cf. *algovianum* (Oppel); **M1754:** *Harpoceras* cf. *serpentinum* (Schloth.), *Dactylioceras directum* (Buck.); **M1758:** *Dactylioceras* cf. *directum* (Buck.), *Hildaites* cf. *murleyi* (Moxon), *Cleviceras elegans* (Y. & B.); **M1760:** *Harpoceras* cf. *falciferum* (J. Sow.) (Fig. 2). La presencia de tales amonites asignan al perfil RP una edad comprendida entre el Pliensbaquiano Tardío y el Toarciano Medio.

El tramo del perfil CM incluye niveles parcialmente equivalentes a los de RP hasta los 120m (Fig. 2). Las muestras con amonites contienen: **M1875:** *Dactylioceras* cf. *hoelderi* Hill. & Sch.-Eff.; **M1877:**

Hildaites cf. *murleyi* (Moxon), *Dactylioceras* cf. *hoelderi* Hill. & Sch.-Eff.; **M1878:** *Harpoceras* cf. *serpentinum* (Schloth.), *Dactylioceras* cf. *directum* (Buck.); **M1763:** *Harpoceras* cf. *subplanatum* (Oppel) (Fig. 2). De acuerdo a los amonites presentes, la edad de la sucesión correspondientes a los primeros 120m del perfil CM estaría comprendida entre el Toarciano Temprano-Medio.

Observaciones. En los estudios de campo se corroboró la diferenciación litológica propuesta por Clavijo (1944) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994), entre un substrato principalmente volcánico y una sucesión suprayacente volcánica con importante participación de rocas sedimentarias y abundantes fósiles.

De acuerdo con estas observaciones, el contacto mencionado por Clavijo (1944) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994) podría corresponder en realidad a cambios en la litología de una misma sucesión, con una participación significativa en los niveles superiores de bancos de origen piroclástico con abundantes fósiles, que no aparecen en los inferiores. Los cortes delgados efectuados en las volcanitas inferiores y superiores permitieron su clasificación como andesitas basálticas. Las volcanitas inferiores se distinguen por un lado, por presentar una alteración hidrotermal o metamorfismo de bajo grado más acentuado que el de las volcanitas suprayacentes, con formación de mucho cuarzo secundario, y por otro lado, los afloramientos de estas rocas muestran formas erosivas irregulares que les confieren una apariencia diferente de las anteriores.

2. Perfil Puesto Araya

Es de destacar que los datos paleomagnéticos de este perfil son preliminares, ya que los mismos están siendo analizados y serán considerados en trabajos

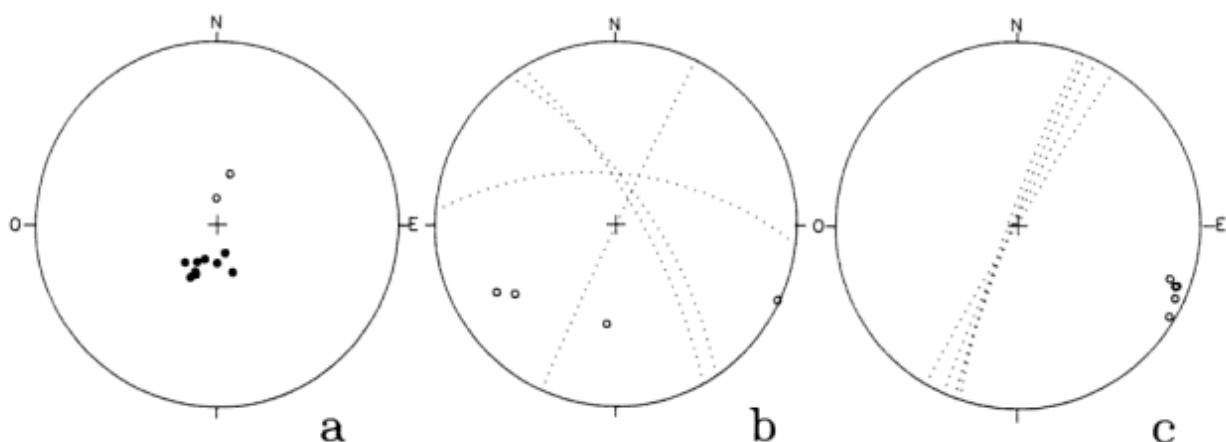


Figura 4: a) Representación estereográfica de las direcciones medias finales aisladas en los sitios con especímenes con comportamientos tipo A-C, en los primeros 80m del perfil RP; b) círculos de remagnetización (cr) que caracterizan al comportamiento magnético tipo D1; el ejemplo corresponde al S48; círculos: polos de los cr; c) cr que caracterizan al comportamiento tipo D2; el ejemplo corresponde al S20. Círculos abiertos (cerrados) representan inclinaciones negativas (positivas)

Tabla 1: Confiabilidad paleomagnética en relación a la litología en tramos del perfil RP-CM.

Tramo (en m)	Litología predominante	Confiabilidad
<78	volcánica (andesitas, basaltos)	a B (50,5%); D (22,3%); C (21,4%); A (5,8%)
78-180	sedimentaria (tobas, areniscas)	b D (70%); B (28%); A (2%)
180-280	sedimentaria y volcánica (tobas silicificadas o ignimbritas, areniscas)	b D (66,7%); C (23,3%) B (10%)
>280	sedimentaria y volcánica (pelitas margosas, tobas silicificadas o ignimbritas)	a D (49,2%); B (42,8%); C (8%)

posteriores (Iglesia Llanos, Tesis Doctoral en preparación). Dichos datos, que se presentan como complementarios de los de RP-CM, comprenden las direcciones medias finales de remanencia de los 14 sitios muestreados.

Ubicación. La sucesión estudiada se encuentra en la margen norte del río Atuel (provincia de Mendoza), 200 km al norte del perfil RP-CM, al norte de la localidad Puesto Araya y al oeste del arroyo Blanco (Fig.1).

Antecedentes. La estratigrafía y paleontología de Jurásico inferior de esta zona ha sido analizada, entre otros autores, por Gerth (1925), Groeber *et al.* (1953), Stipanovic (1969), Stipanovic y Bonetti (1970), Volkheimer (1978), Hillebrandt (1981, 1987, 1989, 1990), Damborenea (1987) y Riccardi *et al.* (1988, 1991) entre otros.

Descripción. La sucesión aflorante en esta localidad es aproximadamente homoclinal, y a partir de la medición de tres planos de estratificación distribuidos a lo largo del perfil, se determinó por promedio estadístico fisheriano la actitud estructural de la secuencia (Dec=0°, I=49°SE, K=117, α_{95} =11,4°). La Formación Puesto Araya, de aproximadamente 390 m de espesor, está constituida por tobas y en menor proporción areniscas y conglomerados de colores castaños grisáceos, y apoya sobre los conglomerados de la Formación El Freno (Reijnenstein, en Stipanovic y Bonetti 1970).

Edad. La edad pliensbaquiana-toarciaria del tramo del perfil PA donde se efectuó el estudio paleomagnético (180 m superiores) fue asignada sobre la base de los amonites presentes, correspondientes a la Zona de Asociación de Fanninoceras (Riccardi *et al.* 1991).

Observaciones. Los datos analizados corresponden a 38 muestras (69 especímenes) recolectadas en 14 sitios en los 180 m superiores de la sucesión de PA. El

espaciamiento entre sitios no es uniforme (Tabla 3) debido a la presencia abundante de areniscas conglomeráticas y conglomerados no adecuados para el muestreo.

Resultados paleomagnéticos

Análisis de las componentes magnéticas de los perfiles Rajapalo-Chacay Melehue y Puesto Araya

Se reconocieron en los especímenes del perfil RP-CM y PA cinco comportamientos magnéticos, independientes

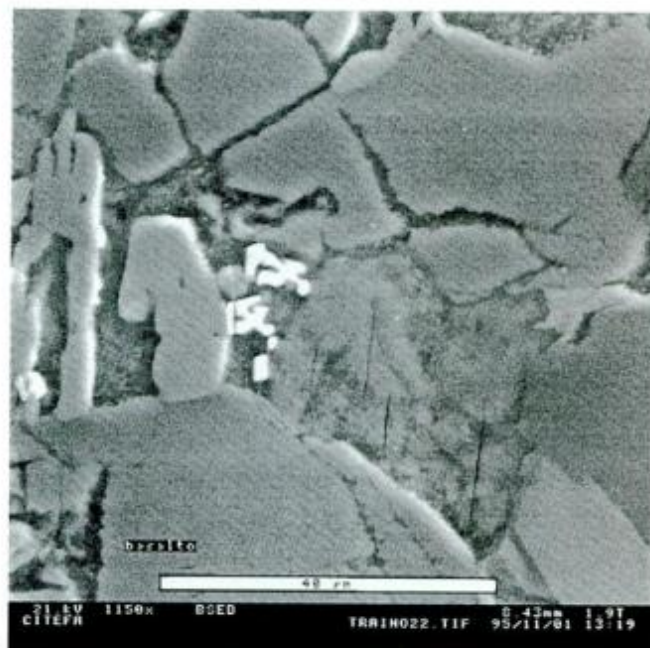


Figura 5: Fotografía de corte calcográfico donde se destaca la magnetita esquelética identificada en los basaltos ubicados entre los 60-80 m del perfil RP. La magnetita corresponde al mineral de color más claro que se observa en el centro de la fotografía.

Tabla 2: Direcciones medias finales *in situ* y tipos de comportamientos de los especímenes por sitio de muestreo en el perfil RP-CM.

Sitio	Espesor (m)	n/N	Tipos de comp.	Decl.(°)	Incl.(°)	α_{95} (°)	K	λ
S1	-10	4/4	D=2, B=2	14,4	-58,2	30,0	15,0	-----
S2	-6	4/4	D=2, C=2	180,2	66,0	30,0	29,0	-----
S3	0	2/2	B=2	-----	-----	-----	-----	-----
S4	5	9/9	C=9	199,4	67,3	4,6	124,0	-----
S5	17	4/4	B=4	162,0	59,0	21,0	71,0	-----
S6	22	4/4	D=3, B=1	156,5	52,0	-----	-----	0,008
S7	27	3/3	D=2, B=1	195,0	66,8	-----	-----	0,005
S8	30	5/5	B=3, D=2	235,1	73,0	18,0	24,4	-----
S9	31	10/8	B=6, A=2, E=2	358,3	-73,2	17,0	22,0	-----
S10	40	4/3	C=2, B=1, E=1	354,1	-46,8	20,0	38,2	-----
S11	57	8/7	B=4, D=3, E=1	207,9	63,7	13,0	32,0	-----
S12	60	19/19	B=12, A=7	206,9	53,8	5,0	48,0	-----
S13	62	2/2	D=1, B=1	-----	-----	-----	-----	-----
S14	66	10/10	B=7, D=2, C=1	220,5	59,4	6,0	68,3	-----
S15	70	4/4	A=3, B=1	204,7	57,9	12,0	60,6	-----
S16	75	6/6	B=6	202,9	56,9	12,0	32,4	-----
S17	77	9/9	B=6, D=3	164,6	71,5	9,4	39,6	-----
S18	84	40/32	(clastos)	-----	-----	-----	-----	-----
S19	97	5/4	D=3, B=1, E=1	14,4	-70,3	27,0	87,2	-----
S20	103	5/5	B=3, D=2	4,8	-74,5	9,5	171,2	-----
S21	108	3/3	D=2, B=1	21,3	-80,5	-----	-----	0,020
S22	110	4/4	D=3, B=1	56,9	-59,3	-----	-----	0,090
S23	113	4/4	D=4	-----	-----	-----	-----	-----
S24	117	3/3	D=2, B=1	339,3	-53,8	-----	-----	0,002
S25	135	8/6	D=3, B=3, E=2	184,7	27,9	-----	-----	0,030
S26	138	4/4	D=3, B=1	14,0	-64,6	21,5	68,6	-----
S27	170	8/8	D=7, A=1	189,5	76,9	11,4	33,0	-----
S28	180	8/8	D=6, B=2	168,8	70,6	13,7	23,0	-----
S29	183	6/5	C=4, D=1, E=1	202,6	74,7	11,0	70,6	-----
S30	232	2/2	D=2	-----	-----	-----	-----	-----
S31	233	4/4	D=3, B=1	180,3	71,4	15,0	36,0	-----
S32	257	4/4	D=3, B=1	1,7	-44,5	11,4	117,0	-----
S33	263	5/4	D=3, C=1, E=1	353,0	-50,4	22,5	125,0	-----
S34	270	6/6	D=4, C=2	20,9	-56,2	6,0	220,0	-----
S35	274	3/3	D=2, B=1	76,5	-24,1	-----	-----	0,005
S36	278	2/2	D=2	-----	-----	-----	-----	-----
S37	290	3/2	D=1, C=1, E=1	-----	-----	-----	-----	-----
S38	293	5/5	D=4, B=1	190,8	39,7	6,5	129,0	-----
S39	298	2/2	D=2	-----	-----	-----	-----	-----
S40	313	2/2	D=1, B=1	-----	-----	-----	-----	-----
S41	317	4/4	D=2, B=2	29,7	-63,2	8,0	476,5	-----
S42	333	5/5	D=3, B=2	121,0	-71,6	23,7	57,0	-----
S43	10	4/3	D=2, B=1, E=1	213,4	51,9	-----	-----	0,005
S44	12	6/5	D=4, B=1, E=1	166,6	47,0	30,0	12,3	-----
S45	18	6/6	D=5, B=1	210,5	34,3	-----	-----	0,100
S46	22	2/2	D=2	-----	-----	-----	-----	-----
S47	26	3/3	D=2, B=1	218,3	55,3	-----	-----	0,005
S48	28	4/3	B=3, F=1	13,0	-62,3	18,0	99,0	-----
S49	45	4/4	D=2, B=2	11,3	-61,9	16,4	117,5	-----
S50	68	2/2	C=1, B=1	-----	-----	-----	-----	-----
S51	73	4/4	B=3, D=1	348,0	-52,0	-----	-----	0,070
S52	98	3/3	B=3	11,2	-61,7	7,0	283,2	-----
S53	103	4/4	B=4	4,6	-65,3	7,0	168,4	-----
S54	110	4/3	C=2, B=1, E=1	32,7	-63,9	17,6	50,0	-----

del método de desmagnetización aplicado. Estos comportamientos fueron discriminados según grados de confiabilidad decrecientes para determinar la(s) componente(s) magnética(s) presentes:

-Comportamiento Tipo A (Fig. 3a): corresponde a los especímenes que muestran la eliminación completa de una sola componente magnética de importancia. En estos casos, la determinación de las direcciones se

Tabla 3: Direcciones medias finales in situ y tipos de comportamientos de los especímenes por sitio de muestreo en el perfil PA.

Sitio	Dist. entre sitios (m)	n/N	Tipo de comp.	Decl (°)	Incl (°)	α_{95} (°)	K	λ
S1	0	5/5	D=3, B=2	198,0	38,7	10,0	151,0	—
S2	8	6/5	D=3, B=2, E=1	196,5	37,1	9,6	165,9	—
S3	10	6/6	D=5, B=1	203,5	38,6	—	—	0,09
S4	6	5/5	D=4, B=1	210,0	31,6	—	—	0,01
S5	10	4/4	D=4	178,0	40,3	—	—	0,04
S6	11	5/5	D=4, B=1	204,7	30,2	—	—	0,02
S7	10	5/5	D=4, B=1	212,2	24,7	17,5	41,6	—
S8	11	5/5	D=4, B=1	207,4	32,4	—	—	0,05
S9	40	4/3	B=3, E=1	206,3	32,7	29,6	73,3	—
S10	12	6/6	D=5, B=1	208,5	42,2	33,0	56,6	—
S11	10	6/6	D=4, B=2	223,5	15,8	12,0	104,4	—
S12	10	6/6	D=5, B=1	208,0	30,9	20,8	145,8	—
S13	10	5/5	D=3, B=2	197,9	40,1	15,4	65,0	—
S14	10	7/7	D=6, B=1	203,7	33,9	4,5	3030,0	—

n: Número de especímenes totales por sitio; **N:** Número de especímenes utilizados para calcular la dirección de magnetización; **Decl:** Declinación de las direcciones medias (dm); **Incl:** Inclinação de las dm; α_{95} =Intervalo de confianza de las dm; **K:** Parámetro de precisión de las dm; λ : Parámetro de ajuste a un plano de los polos de los cr.

efectuó por análisis de componentes principales (Kirschvink 1980).

-*Comportamiento Tipo B* (Fig. 3b): corresponde a los especímenes que tienen dos componentes magnéticas definidas. La eliminación de la componente más blanda se realizó alrededor de los 450° C. El análisis de direcciones se realizó como en el caso anterior.

-*Comportamiento Tipo C* (Fig. 3c): esta clasificación se aplica a los especímenes que registran dos componentes magnéticas, una de inclinación negativa y dirección NO y una segunda que no puede eliminarse con CA. La aplicación de la desmagnetización por AT tampoco fue efectiva para definir esta segunda componente. La dirección de la misma fue determinada entonces por promedio fisheriano de las direcciones de remanencia residual en las últimas etapas de desmagnetización, a partir de los 60 mT.

-*Comportamiento Tipo D* (Fig. 3d): corresponde a los especímenes con dos componentes magnéticas cuyas temperaturas de bloqueo y/o fuerzas coercitivas están superpuestas casi totalmente, determinando círculos de remagnetización (cr) y trayectorias curvilíneas en el diagrama ortogonal que no se dirigen al centro de coordenadas. Asimismo, dentro del Tipo D podrían destacarse dos comportamientos (D1 y D2), según la naturaleza de la componente magnética más blanda, en los que se emplearon métodos estadísticos direccionales diferentes para cada caso.

En el análisis de D1 y D2 se tomaron como referencia las direcciones medias finales aisladas en los niveles inferiores con especímenes con comportamientos tipo A-C (Fig. 4a).

Tipo D1 (Fig. 4b): la componente blanda es aleatoria. Si se representan los cr de todos los especímenes de un sitio con estas características en una red estereo-

gráfica, éstos se intersectan en la zona donde se encuentra la componente magnética común a todos los especímenes. Dicha componente fue determinada por el método estadístico de cr de Halls (1976).

Tipo D2 (Fig. 4c): la componente blanda no es aleatoria. Los cr de los especímenes de dichos sitios son prácticamente paralelos, ya que las direcciones de las dos componentes que se desmagnetizan simultáneamente son las mismas. Las direcciones características fueron determinadas mediante el análisis conjunto de direcciones características y cr según McFadden y McElhinny (1988).

En el caso de los especímenes con comportamientos Tipo D1, la dirección obtenida con el método de Halls (1976) fue comparada con el promedio de las direcciones medias finales aisladas en los niveles inferiores en los especímenes Tipo A-C (Fig. 4a), que registraron las dos polaridades del cmt. Las direcciones resultaron semejantes en ambos casos, lo que sugiere que la componente compartida por los especímenes de los sitios podría corresponder a la característica registrada en los niveles de mayor confiabilidad. Los círculos de remagnetización D2 parecerían también contener a las direcciones medias finales aisladas en los especímenes con comportamientos Tipo A-C (Fig. 4a). En las Tablas 2 y 3, las direcciones medias finales de los sitios con N=3, que presentan por lo menos 2 especímenes con comportamientos tipo D fueron analizadas por medio de los métodos estadísticos de cr. De estos sitios, los que presentan los parámetros estadísticos α_{95} y K indican que han sido analizados por el método de McFadden y McElhinny (1988), en relación a los analizados por Halls (1976), que para este estudio utilizan el λ .

No obstante la posibilidad de aislar direcciones características a partir de especímenes con

comportamientos Tipo D, es de destacar que los mismos no permiten definir la polaridad de la dirección aislada. Para ello, se requiere la presencia en el sitio de algún espécimen Tipo A-C.

-*Comportamiento Tipo E* (Fig. 3e): corresponde a los especímenes que mostraron ser malas memorias magnéticas, presentando en los diagramas ortogonales trayectorias que no pudieron ser interpretadas, o evidenciaban estar remagnetizados por el campo dipolar actual. Los especímenes con estas características fueron excluidos de este estudio.

Clasificación paleomagnética en los sucesivos tramos del perfil Rajapalo-Chacay Melehue y Puesto Araya

De acuerdo con los comportamientos magnéticos de los especímenes reconocidos en los correspondientes sitios de muestreo, se asignó diferentes grados de confiabilidad a los tramos de los perfiles RP-CM y PA.

a) Tramo de alta confiabilidad: la suma de los especímenes con comportamientos Tipo A-C es mayor que la de los especímenes con comportamientos Tipo D.

b) Tramo de mediana confiabilidad: los especímenes con comportamientos Tipo D son más numerosos que los Tipo A-C.

La disposición de los tramos a y b parece guardar vinculación con las litologías correspondientes. Ello se muestra en la Tabla 1, donde se presentan cuatro tramos del perfil RP-CM con sus grados de confiabilidad, en relación a la litología que predomina en los mismos.

En el tramo inferior del perfil Rajapalo (hasta los 78 m; Fig. 2), los cortes calcográficos permitieron establecer la presencia de minerales magnéticos: en la andesita ubicada a los 8 m (Fig. 2), se observa la presencia de hematita, confirmada por un análisis de microsonda efectuado por M. Brodtkorb. En el

diagrama de desmagnetización de esta muestra la temperatura de bloqueo máxima observada corresponde a 700° C. En el basalto ubicado aproximadamente a los 70m, se observa la presencia importante de magnetita esquelética, de aproximadamente 2 micrones (Fig. 5), vinculada a la augita; la presencia preponderante de dicho mineral también lo confirma el estudio efectuado por microsonda (M. Brodtkorb, comunicación personal). Las características de la magnetita muestran que se trata de un mineral primario, formado en un basalto cuyo enfriamiento fue casi instantáneo. En los diagramas de desmagnetización de las muestras correspondientes a estas coladas se interpretó la presencia de minerales de las series titanomagnetita-magnetita e ilmenita-hematita, en proporciones variables (Fig. 3b). Esto fue confirmado mediante curvas de adquisición de magnetismo remanente isoterma sobre tres especímenes representativos de esta litología. En las muestras donde la remanencia es portada por minerales de la serie titanomagnetita-magnetita, la magnetización posiblemente haya tenido un origen térmico.

Desde los 90 hasta los 180 m del perfil RP (Fig. 2), la remanencia aislada en las muestras correspondientes probablemente haya tenido un origen detrítico. Los minerales magnéticos presentan fuerzas coercitivas 70 mT y/o temperaturas de bloqueo medias a bajas (550° C), por lo que posiblemente correspondan a la serie titanomagnetita-magnetita. En este tramo del perfil RP es donde fundamentalmente aparecen los especímenes con comportamiento Tipo D2 (Fig. 4c).

En el tramo del perfil RP desde los 180 hasta los 280 m, la magnetización aislada en las muestras correspondientes probablemente tenga un origen detrítico y/o químico, debido a la presencia importante de minerales con fuerzas coercitivas >130 mT (Fig. 3c). Para verificar si tales fuerzas coercitivas correspondían a

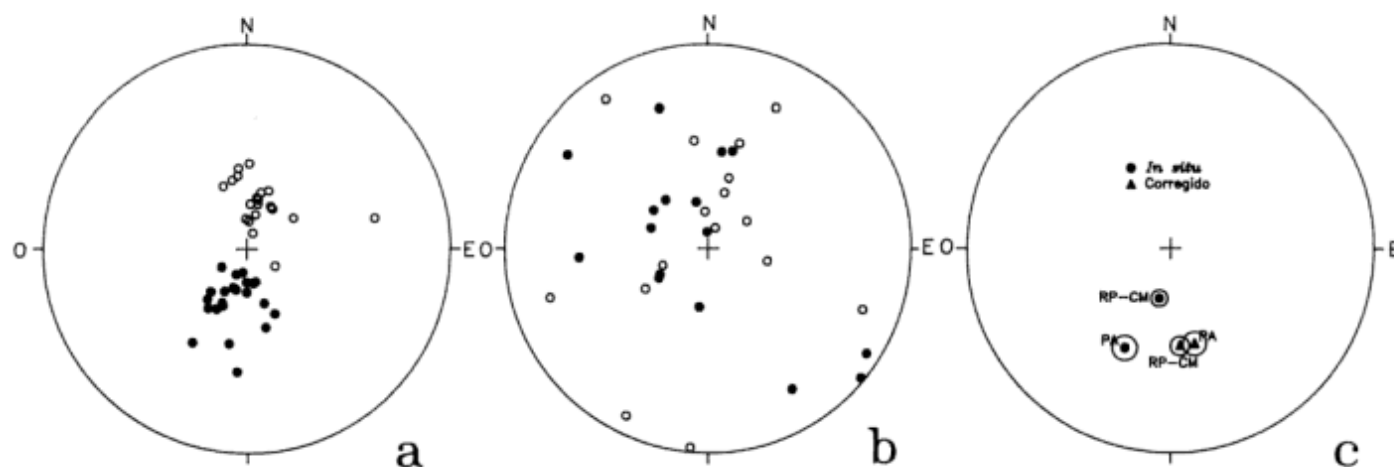


Figura 6: Representación estereográfica de a) las direcciones medias finales aisladas en sitios con especímenes con comportamientos tipo A-E, en el perfil RP-CM; b) direcciones características aleatorias aisladas en 32 clastos de un conglomerado (80-90m del perfil RP) que pasan la prueba del conglomerado. Círculos vacíos: inclinación negativa, círculos llenos: inclinación positiva; c) promedios de las direcciones medias finales de los perfiles RP-CM y PA, *in situ* (círculos) y luego de su corrección al plano horizontal (triángulos).

Tabla 4: Test estadístico de la Prueba de la Estructura de McFadden (1990) efectuado en los perfiles RP-CM y PA.

	Decl(°)	Incl(°)	K	α_{95} (°)	SCOSI	N
In Situ	198,6	55,1	15,9	4,9	20,7	57
Con Corr. Estructura	173,2	39,2	23,9	3,9	4,2	57

Decl: Declinación de las direcciones medias (dm); **Incl:** Inclinação de las dm; **K:** Parámetro de precisión; **α_{95} :** Intervalo de confianza; **SCOSI:** Test estadístico, valores críticos al 95%=8,78 y al 99%=12,42.

minerales de la serie ilmenita-hematita o de goethita, luego de la desmagnetización de los especímenes por CA, se procesaron los mismos por AT hasta la temperatura de bloqueo de la goethita (150° C). Se observó a esa temperatura que no se produjo una disminución en la intensidad de la magnetización remanente, por lo que es probable que la mineralogía portadora de la remanencia corresponda a la serie ilmenita-hematita.

Desde los 280 m del perfil RP (Fig. 2) hasta los 120 m del perfil CM, los minerales portadores de la magnetización tienen fuerzas coercitivas 70 mT y temperaturas de bloqueo medias a altas (>450° C), por lo que es probable que la remanencia sea portada por minerales de las series titanomagnetita-magnetita e ilmenita-hematita.

En el perfil PA, los comportamientos magnéticos observados corresponden en general a los Tipo D, y en algunos casos resulta difícil determinar la polaridad registrada en los sitios correspondientes. De acuerdo con los diagramas de desmagnetización, la remanencia de las muestras sería portada por minerales con fuerzas coercitivas 60 mT y/o temperaturas de bloqueo bajas a medias (580° C), por lo que posiblemente

correspondan a minerales de la serie titanomagnetita-magnetita. En este estudio se consideraron sólo los datos de las direcciones magnéticas y no sus polaridades (Tabla 3).

Pruebas para evaluar la edad y origen de las magnetizaciones aisladas en los perfiles Rajapalo-Chacay Melehue y Puesto Araya

Con la finalidad de determinar la edad de la magnetización aislada en los perfiles RP-CM y PA, se efectuaron algunos estudios complementarios y pruebas paleomagnéticas de campo, las que se mencionan a continuación:

1. Prueba del conglomerado (Fig. 6b): se muestrearon 32 clastos de un conglomerado ubicado entre los 80-90 m del perfil RP (Fig. 2) y se determinaron sus direcciones características; la aleatoriedad de las mismas queda representada en el estereograma. En el test estadístico de aleatoriedad (Watson 1956), para un $N=32$, el valor crítico (R_c)=11, mientras que en el caso de RP el valor obtenido de R es 5,9. El resultado positivo de esta prueba indica que la sucesión que

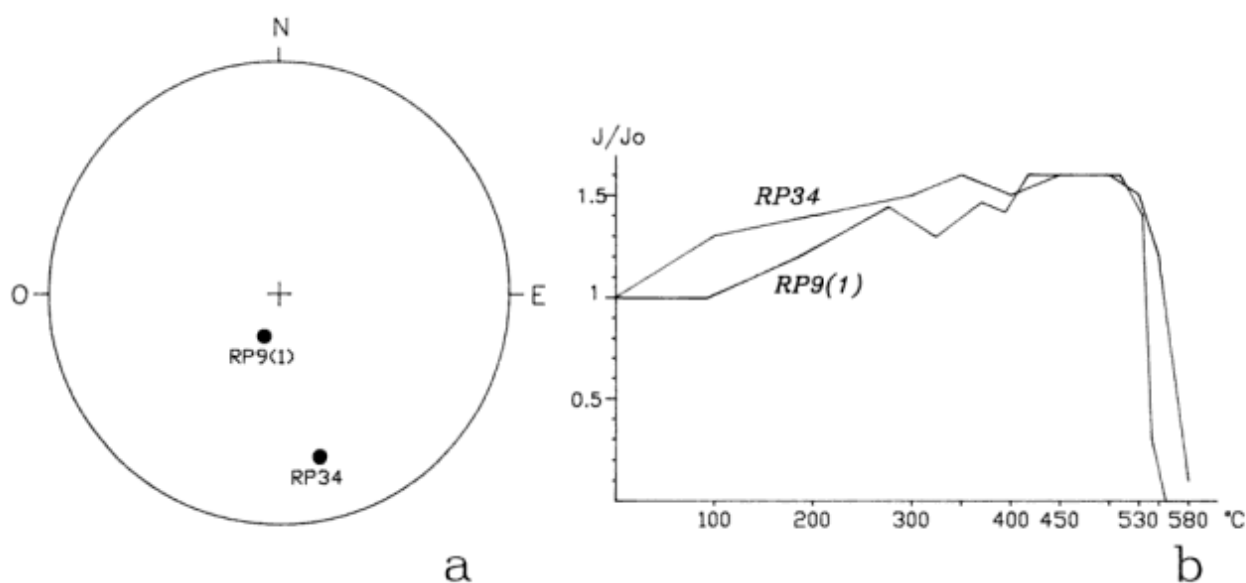


Figura 7: Comportamiento paleomagnético de un clasto de basalto (RP34) incluido en una lava de la misma composición [RP9(1)]. a) diagrama de desmagnetización; b) representación estereográfica de las direcciones características aisladas en ambos especímenes.

infrayace al conglomerado adquirió su magnetización antes de la formación del mismo.

2. Prueba de la Estructura (Fig. 6c): la aplicación de la misma permite establecer con mayor precisión el momento de adquisición de las magnetizaciones en relación a la tectónica, para dos perfiles con actitudes estructurales diferentes y edades equivalentes. En este estudio se compararon las direcciones medias finales de las localidades RP-CM y PA, de edades parcialmente equivalentes, separadas unos 200km, en sus posiciones *in situ* y luego de su corrección al plano horizontal. En este estudio se aplicó el *fold test* de McFadden (1990), para establecer si existe correlación entre la distribución de las direcciones magnéticas y las actitudes de los planos de estratificación. En la Tabla 4 se muestran los resultados obtenidos de acuerdo al mismo. De acuerdo con los valores obtenidos, el test estadístico de McFadden (1990) establece que no existe correlación entre la distribución de las direcciones magnéticas y la corrección

tectónica. En la Tabla 4 se observa una mejoría de los parámetros estadísticos cuando las direcciones son corregidas al plano horizontal. El resultado positivo de la prueba de estructura de McFadden (1990), indica que la magnetización registrada en los perfiles RP-CM y PA es pretectónica.

3. Direcciones antípodas (Fig. 6a): para este análisis se aplicó la clasificación de la prueba de la reversión de McFadden y McElhinny (1990). En este análisis se incluyeron también los sitios del perfil RP-CM cuyas direcciones de magnetización fueron definidas mediante *cr*, contando en todos los casos con especímenes Tipo A-C para definir la polaridad de dichos sitios. Para este caso, con un N (número de direcciones medias finales) de 43, el valor del ángulo crítico es 9,9°, por lo que según estos autores, la prueba resultó positiva clase B (RB).

4. Diferencia entre la dirección característica determinada en un clasto de basalto incluido en una

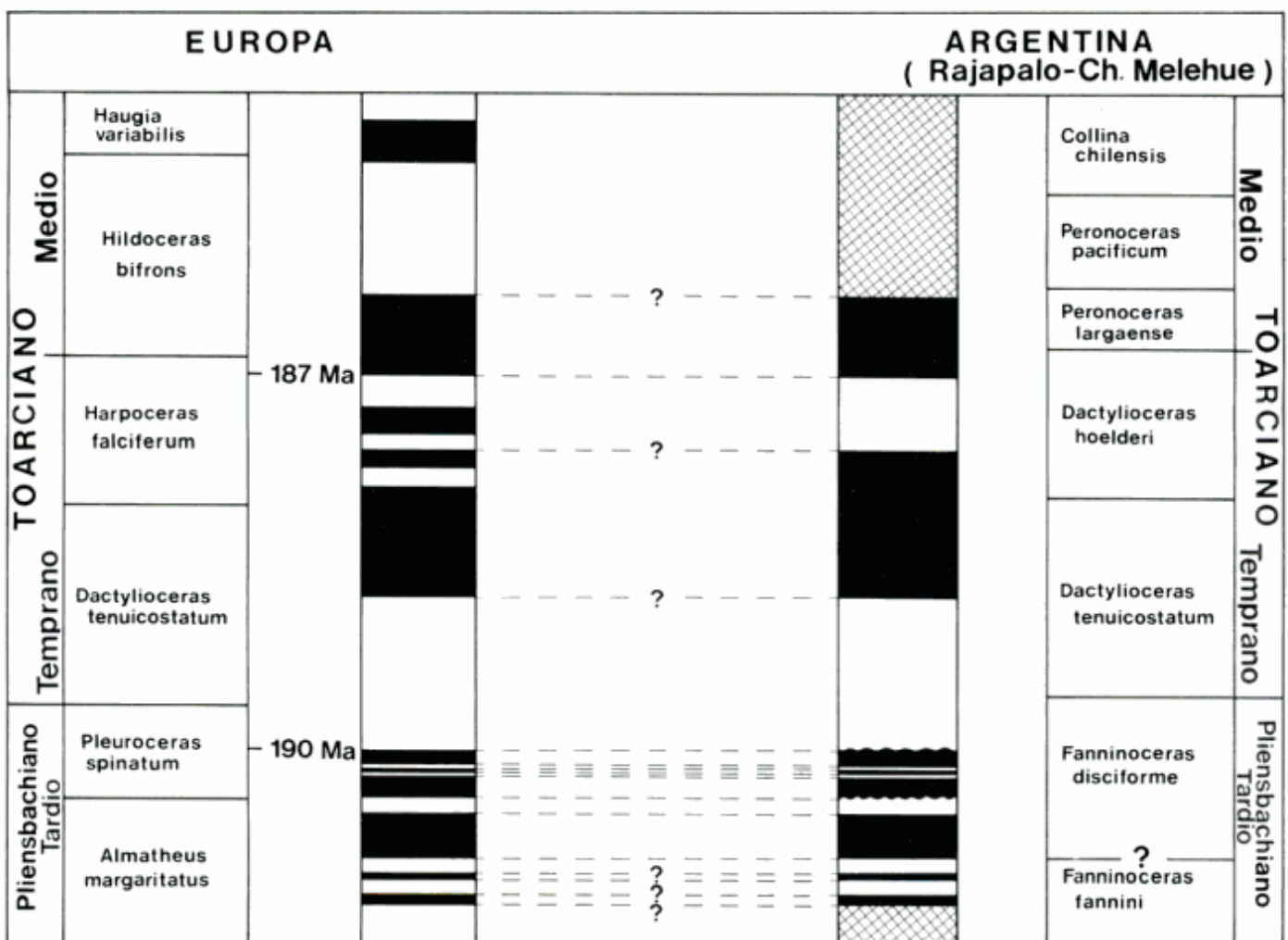


Figura 8: Correlación bio-magnetoestratigráfica entre los perfiles analizados y la zonación internacional de referencia. Negro: polaridad normal; blanco: polaridad reversa.

Tabla 5: Polos paleomagnéticos jurásicos de América del Sur.

Localidad/Unidad Geol.	Nombre	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$	Edad (Ma)	$^{39}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$	Long (°E)	Lat (°S)	A_{95}	Referencias
Diques Bolivar	DB	203±5			245,0	67,0	4	MacDonald y Opdyke (1974)
Fm Guacamayo	G	198±4			302,0	71,0	12	MacDonald
Anari-Tapirapuá	AT			*197	250,0	65,5	4	Montes Lauer <i>et al.</i> (1994)
Rajapalo-Ch. Melchue	NQ	190			82,0	73,9	3	Este trabajo
Fm Lepá-Osta Arena	LO	187,5			132,0	74,0	5	Vizin (1993)
Complejo Marifil	MF	174±10/164±10	178±1/183±2		127,0	81,0	15	Mena (1990)
Volcanitas Maranhao	VM		175±2		263,0	85,0	7	Schult y Guerreiro (1979)
Fm Chon Aike	CA	166±5	168±2/170±4		197,0	85,0	6	Vilas (1974)

lava de la misma composición y la aislada para esa colada (Fig. 7). El clasto fue muestreado de una brecha basáltica localizada aproximadamente a los 65 m en el perfil RP (S13; Fig. 2), y su dirección característica fue comparada con otra del paquete basáltico ubicado entre los 60-80 m. Las direcciones características del clasto y de la colada son diferentes (Fig. 7a), a pesar de que la mineralogía magnética es la misma (Fig. 7b). La diferencia entre las dirección magnética del clasto y la del paquete basáltico sugiere que la magnetización de estas rocas es primaria.

5. En los niveles volcánicos ubicados en los primeros

80 m del perfil RP (Fig. 2), se identificó al microscopio magnetita de origen primario (Fig. 5).

Análisis e interpretación

1. Magnetoestratigrafía

Con las polaridades registradas se construyó una escala magnetoestratigráfica para el perfil RP-CM (Fig. 2).

Las edades de las polaridades representadas fueron asignadas sobre la base de las correspondientes aso-

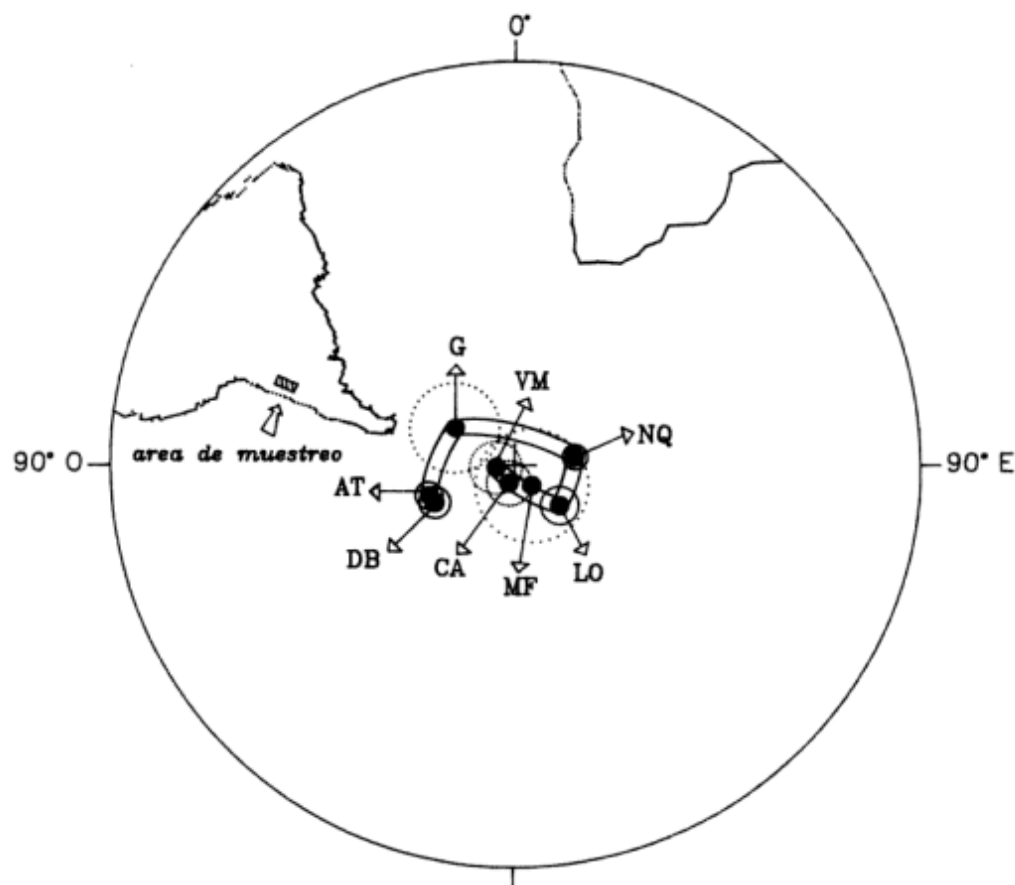


Figura 9: Representación de los polos paleomagnéticos y curva de deriva polar aparente para América del Sur desde el Triásico tardío-Hettangiano hasta el Jurásico Medio. NQ es el PP obtenido en este trabajo.

ciaciones de amonites (niveles ubicados entre los 30-50 m y los 300 m aproximadamente; Fig. 2). De acuerdo con éstas y las polaridades registradas para las mismas, la continuación estratigráfica de la sección de RP se ubicaría a 28 m de la base de CM (Fig. 2). En forma conjunta, se efectuó la correlación entre las biozonas del Pacífico oriental y las europeas, a las que se les asignaron polaridades geomagnéticas (compiladas por Ogg 1995; Fig. 8).

La correlación entre las polaridades representadas en RP-CM y las de la escala magnetoestratigráfica internacional (véase Ogg 1995) permitió, por un lado, determinar las edades más precisamente de los sitios en donde no se encontraron amonites. Por ejemplo, de acuerdo con la escala magnetoestratigráfica internacional, el límite Pliensbaquiano-Toarciano estaría ubicado en una zona de polaridad reversa, que en este caso, y teniendo en cuenta sólo los datos magnetoestratigráficos, podría corresponder a los 200 m del tramo RP; Fig. 2). Por otro lado, se logró un mejor ajuste entre las biozonas del Pacífico oriental y sus equivalentes europeas.

Según se representa en la Fig. 8, existen diferentes grados de confiabilidad en la correlación de las polaridades. Las correlaciones magnetoestratigráficas más seguras son las que corresponden a la parte superior de las Zonas de Asociación de Fanninoceras fannini y Fanninoceras disciforme (Pliensbaquiano Temprano tardío y Pliensbaquiano Tardío). Por otro lado, la ausencia de amonites en ciertos tramos del perfil (entre los 50-300 m aproximadamente; Fig. 2), y la frecuencia relativamente alta de las reversiones de polaridad presente durante el Pliensbaquiano-Toarciano, impiden en algunos casos una correlación única de las mismas, especialmente en el tramo toarciano y las volcanitas inferiores de RP-CM (Fig. 8).

Las polaridades registradas en el tramo inferior mencionado más arriba, son asignadas tentativamente al Pliensbaquiano Temprano, en la zona de Fanninoceras fannini (Fig. 8).

2. Posición Polar

Como se mencionara anteriormente, se muestrearon tres sitios (S1-S3; Fig. 2) en las rocas que Clavijo (1944) asignara al Triásico Tardío y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994) al Pérmico. Las direcciones medias finales obtenidas no son diferentes del conjunto de direcciones aisladas en los niveles volcánico-sedimentarios jurásicos (S4-S54, Fig. 2; Tabla 2).

A partir de las direcciones medias finales determinadas en los perfiles RP-CM y PA con N (número de especímenes) ≥ 3 , $\alpha_{95} \leq 36$ y $K \geq 12$ o $\lambda \leq 0,1$ (Tablas 2 y 3), se obtuvieron los polos geomagnéticos virtuales (PGVs) con los que se determinó un PP, cuyas

cordenadas geográficas son Long=82° E; Lat=73,9° S; $A_{95}=3^\circ$; $K=36$, $N=57$ (NQ, Fig. 9).

De acuerdo con los criterios de calidad propuestos por Van der Voo (1990), el PP que se presenta en este trabajo tiene máxima calificación ($Q=7$).

Por otra parte, en Antecedentes se mencionaron dos propuestas que describen el comportamiento de América del Sur durante el Jurásico. La que hace referencia a un período cuasi estático del continente en el lapso mencionado, podría explicarse por la inexistencia de PPs para América del Sur correspondientes al Pliensbaquiano-Toarciano. La representación de polos (Fig. 9) con estas edades obtenidos posteriormente en las cuencas de Lepá-Osta Arena (LO) y de Neuquén (NQ) muestra a los mismos separados aproximadamente 30° con relación a los de Jurásico más Temprano y del Jurásico Medio. La posición más meridional de los PPs pliensbaquiano-toarcianos sugiere que América del Sur habría estado ubicada en posiciones latitudinales más cercanas al Ecuador durante dicho lapso, describiendo de esta forma la curva de deriva polar aparente propuesta en la Fig. 9. Tal posición del continente en el Pliensbaquiano-Toarciano con relación al Hettangiano-Sinemuriano podría explicar asimismo, la restricción hacia altas latitudes (en coordenadas actuales) de la fauna austral de bivalvos, y la migración hacia el sur de la fauna tethyana, característica de bajas latitudes (Damborenea 1996).

Las posiciones geográficas de NQ y LO algo diferentes entre sí podrían tener su explicación en dos causas. Una podría ser debido a que la adquisición de la remanencia en las dos localidades si bien corresponde al mismo lapso no ocurrió al mismo tiempo, habiendo existido entre tanto un movimiento del continente. La otra causa podría ser que la componente dipolar del campo magnético terrestre en el Jurásico no habría sido tan preponderante como en otros periodos geológicos (compárese Van der Voo 1992).

Conclusiones

1. Los estudios y pruebas paleomagnéticas de campo efectuados en el perfil RP-CM indican que las magnetizaciones aisladas en el mismo son de origen primario.

2. Se confeccionó por primera vez para América del Sur una escala magnetoestratigráfica para el Pliensbaquiano-Toarciano Medio. Dicha escala fue comparada con la internacional de referencia compilada por Ogg (1995) en diferentes sucesiones de Europa, por medio de la correlación entre las biozonas de amonites del Pacífico oriental y la europea. Las correlaciones de

polaridad más seguras, ajustadas sobre la base del control paleontológico, se registran en el Pliensbaquiano Tardío.

3. Los amonites presentes en algunos sitios de RP-CM asignaron edades a las polaridades representadas en los mismos, y el ajuste de dichas polaridades con las propuestas internacionalmente permitió definir con mayor precisión la edad de los demás niveles, como por ejemplo, la estimación del límite Pliensbaquiano-Toarciano en el mencionado perfil a través de la magnetoestratigrafía.

4. La comparación de las escalas magnetoestratigráficas entre RP-CM con la internacional permitió la identificación de la mayor parte de las reversiones de polaridad propuestas internacionalmente para el Pliensbaquiano-Toarciano.

5. Sobre la base de dichas escalas, se logró un mejor ajuste entre las biozonas de amonites del Pacífico Oriental y la europea.

6. El PP obtenido en este trabajo es de máxima calidad ($Q=7$; Van der Voo 1990), y sus coordenadas son $Long=82^{\circ}E$; $Lat=73,9^{\circ}S$; $A_{95}=3^{\circ}$; $K=36$, $N=57$. El mismo confirma la posición separada aproximadamente 30° de los PPs hettangianos-sinemurianos respecto a los del Jurásico Medio de América del Sur. Esta posición podría indicar que durante el Pliensbaquiano-Toarciano el continente se desplazó a latitudes más cercanas al Ecuador en relación a los otros lapsos mencionados, describiendo una curva de deriva polar aparente de considerable magnitud y velocidad.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y la Universidad de Buenos Aires. Agradezco al Laboratorio "Daniel Valencio" por ofrecer a la autora la posibilidad de efectuar estos estudios. Deseo agradecer a H. Vizán y a A.C. Riccardi por su esmerada dirección y ayuda para la realización de este trabajo. Asimismo agradezco a M. Brodtkorb, R. Andreis, S. Lagorio y M. Remesal por el análisis de los cortes calcográficos y petrográficos, que resultaron de gran ayuda. Agradezco también a A. Rapalini por su asesoramiento y lectura crítica del manuscrito, y a S. Damborenea y M. Manceñido por su asesoramiento en el campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Clavijo, L., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico del extremo austral de la cordillera del Viento, en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 75, pp.1-156 (inédito).

- Damborenea, S.E., 1987. Early Jurassic Bivalvia of Argentina. Part 1: Stratigraphical Introduction and Superfamilies Nuculanacea, Arcacea, Mytilacea and Pinnacea. Part 2: Superfamilies Pteriacea, Buchiacea and part of Pectinacea. *Palaeontographica*, A 199 (1-6): 23-216. Stuttgart.
- Damborenea, S.E., 1996. Palaeogeography of Early Jurassic bivalves along the southeastern Pacific Margin. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 151-167.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, 217: 295-306.
- Galbrun, B., Gabilly, J. y Rasplus, L., 1988. Magnetostratigraphy of the Toarcian stratotype sections at Thouars and Airvault (Deaux-Sèvres, France). *Earth and Planetary Science Letters*, 87: 453-462.
- Gerth, E., 1925. Contribuciones a la estratigrafía y paleontología de los Andes argentinos I: Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos de los Andes Argentinos. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 9 (1-2): 7-55, Córdoba.
- Groeber, P., Stipanovic, P.N. y Mingramm, A. 1953. Jurásico. En: *Geografía de la Republica Argentina*, T. 2: Mesozoico, pp. 143-347. GAEA, Buenos Aires.
- Guliano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A., 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén Province. *Asociación Geológica Argentina, Series D*, 2: 1-111. Buenos Aires.
- Hallam, A., Hancock, J.M., LaBrecque, J.L., Lowrie, W. y Channell, J.E.T., 1985. Jurassic to Paleogene: Part I: Jurassic and Cretaceous geochronology and Jurassic to Paleogene magnetostratigraphy. En: Snelling, N.J. (Ed.): *The Chronology of the Geological Record*, 118-140, Blackwell, Oxford.
- Halls, H.C., 1976. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 45: 297-304.
- Hillebrandt, A. v., 1981. Faunas de amonites del liásico inferior y medio (Hettangiano hasta Pliensbachiano) de América del Sur (excluyendo Argentina). En: *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 2: 499-538. Buenos Aires.
- Hillebrandt, A. v., 1987. Liassic Ammonite Zones of South America and Correlations with other Provinces. En: *Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 1: 111-129.
- Hillebrandt, A. von, 1989. The Lower Jurassic of the Rio Atuel region, Mendoza Province, Argentina. *Actas 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 4: 39-44. Mendoza.
- Hillebrandt, A. von, 1990. Der Untere Jura im Gebiet des Río Atuel (Provinz Mendoza, Argentinien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 181 (1-3): 143-157.
- Iglesia Llanos, M.P., 1994. Resultados paleomagnéticos preliminares en unidades jurásicas de la cuenca Andina, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Ser. D*, 1: 24-26.
- Iglesia Llanos, M.P. y Vizán, H., 1995. Resultados preliminares paleomagnéticos y magnetoestratigráficos del Jurásico Inferior de Cuenca Neuquina. *Asociación Geológica Argentina, Ser. D*, 3: 13-14.
- Iglesia Llanos, M.P. y Vizán, H., 1996. Preliminary magnetostratigraphic and paleomagnetic data on Lower Jurassic rocks of Neuquen Basin (Argentina). En: Riccardi, A.C. (Ed.): *Advances in Jurassic Research*. *GeoResearch Forum*, vol. 1-2, pp. 415-426. Trans Tech Publications Ltd., Switzerland.
- Iglesia Llanos, M.P., Vizán, H. y Riccardi, A.C., 1996. Magnetoestratigrafía y Paleomagnetismo del Jurásico Inferior del perfil Rajapalo-Chacay Melehue, Neuquén.

- Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 227-235.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62: 699-718.
- MacDonald, W.D. y Opdyke, N.D., 1974. Triassic palaeomagnetism of northern South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 58: 208-215.
- McFadden, P., 1990. A new fold test for palaeomagnetic studies. *Geophysical Journal International*, 103: 163-169.
- McFadden, P. y McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87: 161-172.
- McFadden, P. y McElhinny, M.W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103: 725-729.
- Mena, M., 1990. Correlación Paleomagnética de diversos afloramientos del Complejo Marifil (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 136-144.
- Montes Lauer, C.R., Pacca, I.G., Melfi, A.J., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Petrini, R. y Rizziri, R., 1994. The Anari and Tapirapuá Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 128: 357-371.
- Ogg, J.G. y Steiner, M.B., 1984. Jurassic Magnetic Polarity Time Scale: Current Status and Compilation. 1st International Symposium on Jurassic Stratigraphy, 3: 778-793.
- Ogg, J.G., 1992. Jurassic Magnetic Polarity Time Scale. En: Westermann, G.E.G. (Ed.): *The Jurassic of the Circum Pacific*, pp. 12-13. Cambridge University Press.
- Ogg, J.G., 1995. Mesozoic Magnetic Polarity time scale. *International Subcommission on Jurassic Stratigraphy, Newsletter*, 23: 73-96.
- Oviedo, E.S. y Vilas, J.F., 1984. Movimientos recurrentes en el Permo-Triásico entre el Gondwana Occidental y el Oriental. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 3: 97-114. Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., 1984. Las Asociaciones de Amonitas del Jurásico y Cretácico de la Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 4: 569-595. Buenos Aires.
- Riccardi, A.C. y Gulisano, C.A., 1992. Unidades Limitadas por Discontinuidades. Su aplicación al Jurásico Andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45(3-4): 346-364. Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., y Ballent, S.C., 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. *Actas 5° Congreso Geológico Chileno*, 2: C359-C373.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C., 1991. Hettangian and Sinemurian (Lower Jurassic) biostratigraphy of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4 (3): 159-170.
- Schult, A. y Guerreiro, S.D.C., 1979. Paleomagnetism of Mesozoic igneous rocks from the Maranhão Basin, Brazil and the time of opening of the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 42 (3): 427-436.
- Stipanovic, P.N., 1969. El avance de los conocimientos del Jurásico Argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24: 367-388.
- Stipanovic, P.N. y Bonetti, M.I.R., 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras Jurásicas Argentinas, I. *Floras Liásicas. Ameghiniana* 7(1): 57-78.
- Valencio, D.A., 1980. El magnetismo de las rocas. Editorial Universitaria de Buenos Aires, 351 p. Buenos Aires.
- Valencio, D.A., Vilas, J.F. y Pacca, I.G., 1983. The significance of the palaeomagnetism of Jurassic-Cretaceous rocks from South America: predrift movements, hairpins and magnetostratigraphy. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 73: 135-151.
- Van der Voo, R., 1990. Phanerozoic Paleomagnetic Poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions. *Review of Geophysics*, 28: 167-206.
- Van der Voo, R., 1992. Jurassic paleopole controversy: Contributions from the Atlantic-bordering continents. *Geology*, 20: 975-978.
- Vilas, J.F., 1974. Palaeomagnetism of some igneous rocks of the Middle Jurassic Chon-Aike Formation from Estancia La Reconquista, province of Santa Cruz, Argentina. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 39: 511-522.
- Vizán, H., 1993. Marco geológico y paleomagnetismo de unidades de la Cuenca Liásica del Oeste de Chubut (Argentina). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, U.B.A., pp. 299 (inédito).
- Volkheimer, W., 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Nacional, Boletín*, 151: 1-85. Buenos Aires.
- Watson, G., 1956. A test for randomness of directions. *Monthly notices of the Royal Astronomical Society Geophysical Supplement*, 7: 160-161.

Recibido: 29 de julio, 1996

Aceptado: 7 de noviembre, 1996



**Contribución al IGCP 322
Jurassic Events in South America**

Nuevo estudio paleomagnético de la Formación Uquía de la provincia de Jujuy, Argentina

A.M. WALTHER¹, M.J. ORGEIRA¹, M.A. REGUERO^{1,2}, D.H. VERZI³, C. CHERNOGLASOV³, J.F. VILAS^{1,4},
A.M. SINITO^{1,5} y E. HERRERO BERVERA⁶

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio", Ciudad Universitaria, Pabellón II, 1428 Buenos Aires

²Departamento Paleontología de Vertebrados, Museo de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

³Departamento Científico, Zoología de Vertebrados, Museo de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata

⁴Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón II, 1428 Buenos Aires

⁵Universidad del Centro de la Provincia de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas, 7000 Tandil
⁶Universidad de Hawaii, Estados Unidos de Norteamérica

ABSTRACT. *New palaeomagnetic study of the Uquia Formation.* Palaeomagnetic studies on late Cenozoic sediments from the Uquia Formation, cropping out in San Roque (Jujuy Province) were carried out. The fossils suggest a Uquian land mammal age. The characteristic remanent magnetism from 48 sites was isolated. The magnetostratigraphy of the sequence shows several polarity changes of the geomagnetic field, which suggest more than one possible correlation with the Magnetic Polarity Time Scale. These correlations suggest a magnetic age for the Uquia Formation, which is partially consistent with the age proposed by other authors. This magnetic age would be partially equivalent to the magnetic age of sediments of Ensenadian land mammal age from the Pampean area.

Introducción

El presente trabajo es parte de un programa de Investigación que está desarrollando el Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio" de la Universidad de Buenos Aires.

Este trabajo tiene por objeto el estudio paleomagnético de los sedimentos asignados al Cenozoico Tardío, aflorantes en el caserío San Roque, próximo a la localidad de Uquía, provincia de Jujuy (Fig. 1), con el fin de aportar al conocimiento de su edad y establecer su correlación cronoestratigráfica.

Estos sedimentos pertenecen a la Formación Uquía, a la que se le asignó una edad mamífero Uquiense (Plioceno tardío-Pleistoceno temprano; Amengual y Zanettini 1974).

Antecedentes

Los primeros estudios realizados en esta formación fueron los de De Carles (1906, en Armatta 1983), quien en la localidad de Azul Pampa, halló restos de vertebrados fósiles pertenecientes a una vicuña y los atribuyó al "Post-Pampeano".

En la localidad de Iturbe, De Carles (1907, en Guerrero 1981), halló fósiles de mamíferos correspondientes al género *Proeuphractus*. La capa portadora de estos restos fue considerada como Araucanense.

Ameghino (1908), al investigar sedimentos de la costa Atlántica entre Miramar y Mar del Plata, mencionó la existencia de un hiatus geológico-paleontológico entre el Chapalmalense y el Puelchense al que denominó "Post-Chapadmalense". Este hiatus se hacía evidente al considerar las diferencias faunísticas entre el Chapadmalense y el Puelchense.

Castellanos (1923) realizó trabajos en la zona de Uquía y Esquina Blanca, fundó allí el piso "Uquiense", el cual de acuerdo a la fauna fósil hallada correspondería al hiatus Post-Chapadmalense señalado previamente en la costa atlántica por Ameghino.

Kraglievich (1934) asignó la "Formación Uquiense" al Plioceno medio a tardío, sobre la base de los caracteres de transición que presenta su fauna intercalándola entre el Araucaniano y el Pampeano.

Rusconi (1948) correlacionó el Puelchense con los sedimentos de Uquía.

La fauna hallada por Kraglievich (1952) en las

Formaciones Barranca de los Lobos y Vorohué confirma, según este autor, una edad Uquiense que precedió al Ensenadense. Pascual *et al.* (1965) se inclinan por una edad pleistocena temprana, sobre la base del contenido faunístico de tipo Post-Montehermosense pero Pre-Ensenadense, para dichas formaciones.

Amengual y Zanettini (1974) asignan la Formación Uquía al Plioceno tardío-Pleistoceno temprano.

Por último, debe mencionarse la contribución efectuada recientemente por Cione y Tonni (1995). Estos autores sobre la base de una serie de elementos de juicio desaconsejan el uso de las edades mamífero. Por otra parte, la Formación Uquía también es descartada como tipo para estudios de carácter paleontológico.

Asimismo, proponen el uso de *stage-age* y la localidad tipo para su "marplatense" se encuentra ubicada en los acantilados de la costa atlántica bonaerense. El *stage-age marplatense* incluiría la edad mamífero Uquiense.

No es el objetivo del presente trabajo discutir los elementos de juicio esgrimidos por Cione y Tonni (1995) ni su propuesta. Sin embargo, en este momento, con los hallazgos efectuados en este estudio y los obtenidos de una nueva campaña (septiembre de 1995), se está elaborando una nueva contribución que sin lugar a duda aportará datos a esta controversia.



Figura 1: Mapa de ubicación.

Antecedentes paleomagnéticos en sedimentos del Cenozoico tardío en Argentina

La técnica paleomagnética empleada en el presente trabajo consiste en la comparación de los cambios de polaridad del campo magnético terrestre registrado en una secuencia de sedimentos (magnetoestratigrafía) con la cronología de reversiones de dicho campo ocurridas en el Cenozoico tardío. Ella ha sido empleada en nuestro país para determinar la edad magnética de sedimentos continentales portadores de mamíferos fósiles aflorantes en las provincias de Catamarca (Marshall *et al.* 1979) y Jujuy (Marshall *et al.* 1982) y expuestos artificialmente por excavaciones realizadas en las ciudades de Buenos Aires (Nabel y Valencio 1981 y Valencio y Orgeira 1983) y La Plata (Provincia de Buenos Aires) (Bobbio 1983; Devincenzi 1983 y Bobbio *et al.* 1986, entre otros).

Sobre la base de estudios paleomagnéticos-radimétricos en sedimentos de "edad mamífero Uquiense", extraídos de la Formación Uquía (Provincia de Jujuy), Marshall *et al.* (1982) asignan a esta unidad una edad de 2,5 a 1,5 Ma es decir pliocena tardía-pleistocena temprana.

Valencio y Orgeira (1983) han sugerido una edad magnética Matuyama tardía a Brunhes (Pleistoceno medio y más joven) para sedimentos clasificados como Bonaerense, "edad mamífero Lujanense" y una edad magnética Gauss media a Matuyama tardía (Plioceno tardío a Pleistoceno medio) para sedimentos del Ensenadense, "edad mamífero Ensenadense", del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires.

Bobbio *et al.* (1986) han sugerido una edad magnética Brunhes tardía (Pleistoceno tardío) para sedimentos asignados al "Bonaerense", "edad mamífero Lujanense", y una edad magnética Gauss media a Brunhes tardía ó Matuyama temprana a Brunhes tardía (Plioceno tardío a Pleistoceno tardío) para sedimentos del Ensenadense, "edad mamífero Ensenadense", del subsuelo de la ciudad de La Plata.

Orgeira (1988) presentó los resultados obtenidos de estudios de las Formaciones Barrancas de los Lobos, Vorohué y San Andrés las cuales fueron asignadas a la "edad mamífero Uquiense" en la Provincia de Buenos Aires, y ha sugerido para estas formaciones una edad magnética Gauss media a temprana, mayor que el evento Kaena (Plioceno tardío).

Finalmente, la citada autora efectuó una correlación cronoestratigráfica entre las magnetoestratigrafías de las secuencias antes citadas. Sobre la base de ella, sugiere las siguientes edades magnéticas para las edades mamífero cenozoicas tardías sudamericanas:

"Edad mamífero"	Edad magnética
Lujanense	Matuyama tardía tardía a Brunhes
Ensenadense	Matuyama
Uquiense	Gauss
Montehermosense	Chron 6 a Gauss temprana

Secuencia en estudio

El presente estudio de la Formación Uquía amplía aquel efectuado por Marshall *et al.* (1982), ya que se intensificó el muestreo de la zona, tanto en la cantidad de sitios de muestreo como así también en el número de especímenes paleomagnéticos por sitio de muestreo. Asimismo se recolectaron fósiles, los cuales tienen exacta procedencia estratigráfica.

Se efectuó la campaña de recolección de muestras para estudios paleomagnéticos en la quebrada de Humahuaca (Provincia de Jujuy) en noviembre de 1990. Se muestrearon los sedimentos aflorantes en los alrededores del poblado de San Roque, situado aproximadamente a 5 km al sur de la localidad de Humahuaca (Fig. 1).

Las características litológicas que se detallan en el Apéndice 1 corresponden a la descripción macroscópica de los sitios de la secuencia en donde se efectuó el muestreo paleomagnético. Los restos fósiles colectados se describen en el Apéndice 2.

Estudio paleomagnético

El perfil (Fig. 2) fue muestreado íntegramente con una perforadora eléctrica con la cual se obtuvieron testigos de 2,5 cm de diámetro. Se muestrearon 48 sitios, en cada uno de ellos, se tomaron entre 3 y 5 testigos. Cada testigo fue orientado *in situ* respecto al norte magnético y al plano horizontal de modo de reconstituir en el laboratorio, su posición en el espacio.

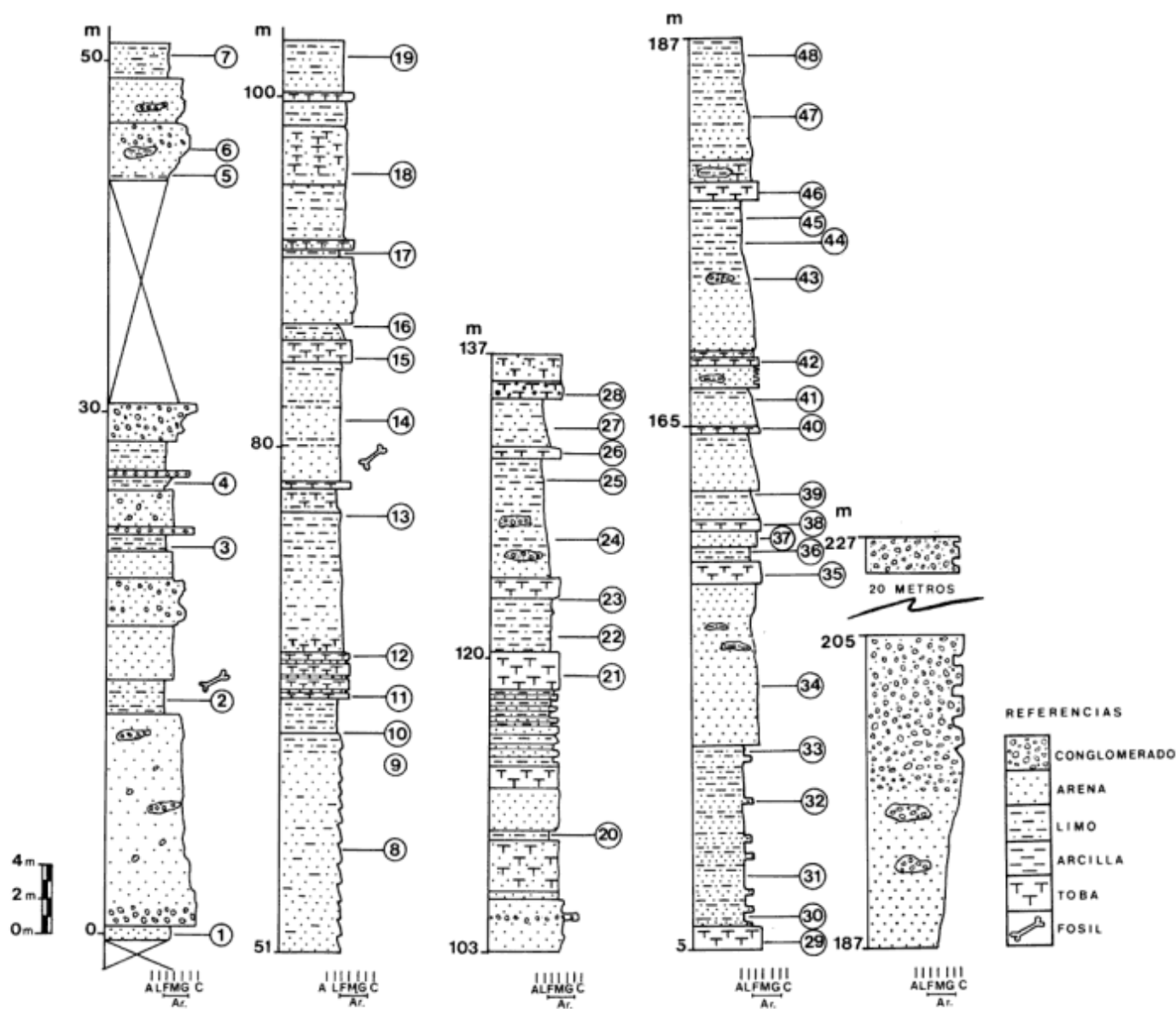


Figura 2: Perfil litológico de la sección estudiada en la que se ha representado la posición estratigráfica de los sitios de muestreo.

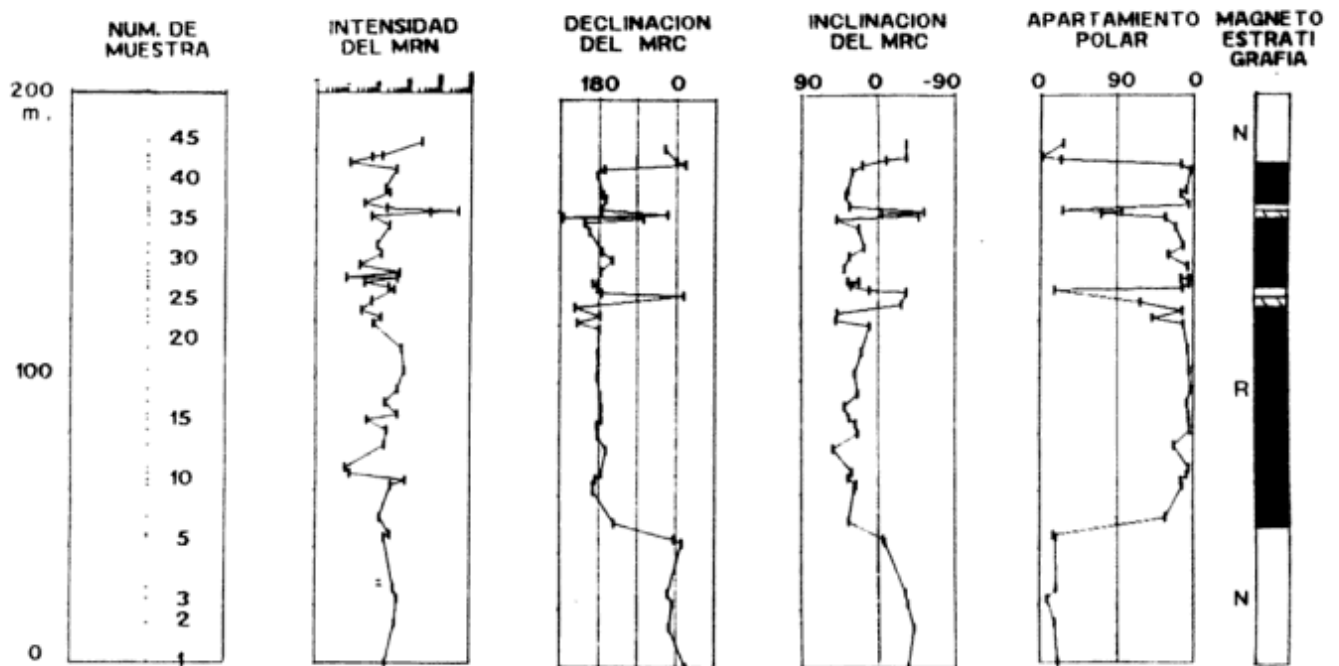


Figura 3: Perfil de intensidad del magnetismo remanente natural (MRN), de la declinación, de la inclinación y apartamiento polar (magnetoestratigrafía) del magnetismo remanente característico (MRC) de los especímenes extraídos en la sección estudiada.

De cada uno de los testigos fueron cortados especímenes de 2,5 cm de largo; se obtuvieron 125 especímenes en total.

Se inició el tratamiento de los especímenes midiendo el magnetismo remanente natural (MRN) de cada uno de ellos. Sobre la base de las direcciones coincidentes de los MRN de los distintos especímenes de un mismo sitio se verificó la consistencia del magnetismo del material en estudio. Las direcciones de las MRN se analizaron según el método estadístico de Fisher (1953).

En la Fig. 3 se ha representado la intensidad del MRN en función de la posición estratigráfica de cada especimen. En la Fig. 4 se ha graficado en una proyección estereográfica las direcciones del MRN de todos los sitios muestreados.

Posteriormente se procedió a analizar la estabilidad del magnetismo remanente; para ello se aplicaron tratamientos desmagnetizantes por altas temperaturas. El análisis de la estabilidad magnética fue iniciado en un grupo de 21 especímenes pilotos, representantes de todas las litologías de la secuencia. Estos especímenes fueron sometidos a sucesivas etapas de desmagnetización, desde 100°C a 680°C en cada una de las cuales se incrementó la temperatura entre 50°C y 100°C, luego de cada etapa de desmagnetización se midió el magnetismo remanente residual (MRR).

Sobre la base del comportamiento magnético observado se seleccionaron valores óptimos de temperatura de desmagnetización, correspondiente a aquéllos en los cuales se aisló el magnetismo remanente característico (MRC) del material.

En casi la totalidad de los especímenes se pudo aislar el MRC; las temperaturas óptimas seleccionadas

oscilaron entre 400°C y 580°C. Estas temperaturas óptimas fueron aplicadas luego a los especímenes infra y suprayacentes de cada especimen piloto.

Del análisis paleomagnético de los especímenes tratados surge que todos ellos son portadores de un magnetismo remanente integrado por más de una componente magnética.

En general se observaron dos rangos de temperaturas de bloqueo, una correspondiente a la serie de las titanomagnetitas (de 400°C a 550°C), y la

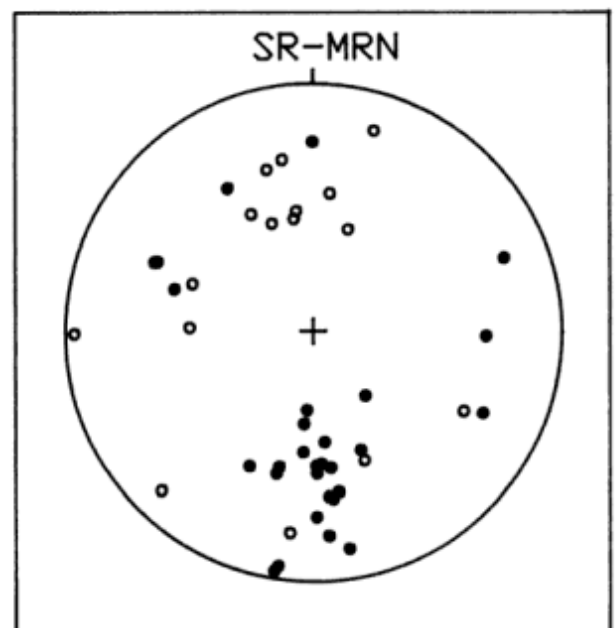


Figura 4: Direcciones del MRN de los especímenes extraídos del perfil. ° Inclinación negativa. • Inclinación positiva.

otra a la magnetita (580° C). Ejemplos del comportamiento magnético general de la secuencia se presentan en la Fig. 5.

En un reducido número de especímenes se observó superposición de los espectros de coercitividad de las componentes magnéticas constituyentes de su magnetismo remanente.

Asimismo, en otro pequeño grupo se observaron alteraciones mineralógicas (detectadas a través del control de susceptibilidad magnética) luego de la desmagnetización térmica por encima de los 550° C; dichos especímenes fueron descartados.

De los 48 sitios muestreados, se debió descartar aproximadamente el 6%, puesto que sus especímenes presentaban inestabilidad magnética. Las direcciones del magnetismo remanente residual se presentaron totalmente dispersas.

En la Fig. 6 se han representado en proyección estereográfica las direcciones del MRC aislado en cada sitio de muestreo.

De la comparación de las figuras 4 y 6 surge que en esta última, existe un mejor agrupamiento de las direcciones de remanencia, lo cual indica que los tratamientos de desmagnetización empleados han sido eficaces para eliminar magnetizaciones remanentes de origen secundario.

A través de la declinación e inclinación del MRC de cada sitio muestreado y las coordenadas geográficas del lugar, fue calculado (Valencio 1980) el polo geomagnético virtual (PGV).

Con los citados PGVs se calculó el polo paleomagnético (PP) del perfil; para ello se empleó un apartamiento polar máximo (ventana) de 40°. La posición del polo paleomagnético obtenido, promedio de todos los PGVs sería 114.50 E o O 83.61 S ($A^{95} = 4,6^\circ$; $N = 41$; $R = 39.38$; $K = 24.65$).

En la Fig. 3 se ha representado el apartamiento polar de los PGV obtenidos para cada sitio con respecto a la de los PP en función de su correspondiente nivel estratigráfico; con la polaridad de la MRC así determinada se confeccionó la magnetoestratigrafía del perfil, la cual se encuentra representada en la misma figura.

Interpretación

La magnetoestratigrafía definida para la secuencia en estudio, registró varios cambios de polaridad del campo magnético terrestre ocurridos durante la depositación de la misma.

Los sedimentos correspondientes a la sección inferior presentan un MRC de neta polaridad normal. Aproximadamente a los 48 m de la base del perfil se produce el primer cambio de polaridad. Por encima de esta cota, y hasta los 180 m, en la sección media del

perfil, los sedimentos presentan, *sensu lato*, un MRC de polaridad reversa (Fig. 3).

Por encima de la cota de 180 m, en la sección superior del perfil, los sedimentos presentan un MRC de neta polaridad normal.

Los sedimentos integrantes de la sección media registraron 2 subzonas ("eventos") de polaridad normal. El más antiguo se encuentra a los 130 m de la base del perfil y el otro a los 160 m (Fig. 3).

El límite inferior de la primer subzona de polaridad normal es transicional (polaridad oblicua reversa) y el límite superior es neto.

El límite inferior de la segunda subzona de

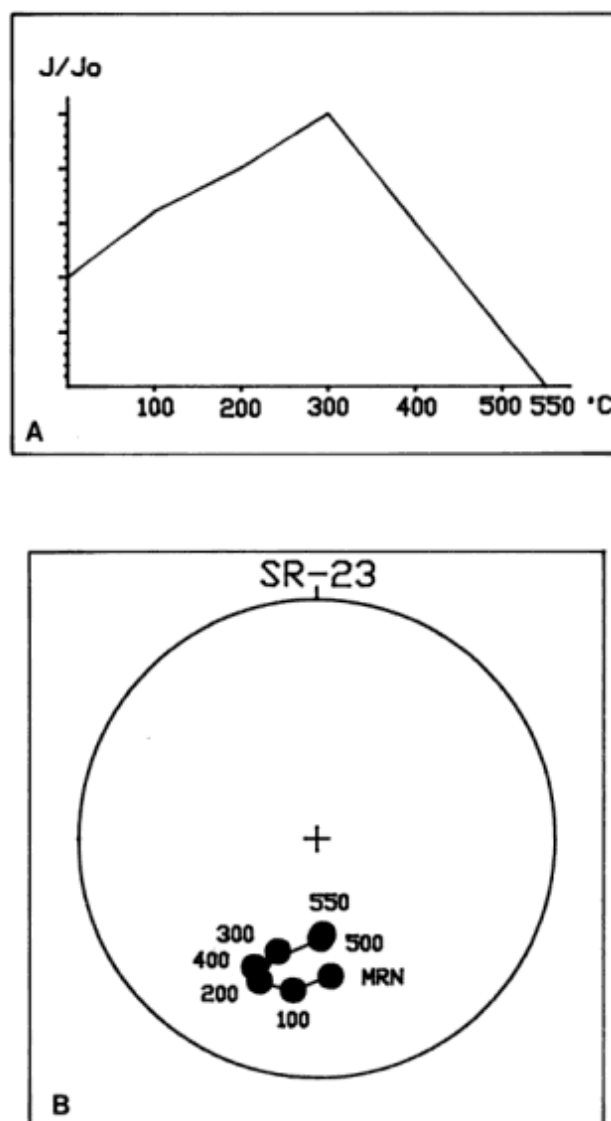


Figura 5: A, Cambios de la dirección del magnetismo remanente luego de cada etapa de desmagnetización del espécimen SR23. **B,** cambios en la intensidad del magnetismo remanente luego de cada etapa de desmagnetización del espécimen SR23. • Inclinación positiva.

polaridad normal es transicional (polaridad oblicua normal y polaridad oblicua reversa) y el límite superior es neto.

Teniendo en cuenta la edad geológica plio-pleistocena asignada a estos sedimentos, surgen varias correlaciones posibles de la magnetoestratigrafía obtenida con el cuadro de reversiones del campo magnético terrestre (CMT).

Una de ellas surge de relacionar la subzona normal más antigua registrada con el "evento" del CMT NEUQUÉN y la más joven con el "evento" del CMT REUNIÓN (Fig. 7). Consecuentemente con ello, el tramo superior del perfil de MRC de polaridad normal podría correlacionarse con el "evento" magnético OLDUVAI. La secuencia tendría por lo tanto una edad Matuyama temprana a Gauss tardía en la base (Fig. 7).

Otra posible correlación sugiere que el sector medio de la secuencia, de polaridad reversa, podría tener una edad magnética Matuyama, *sensu lato*; la subzona normal más antigua registrada se correlacionaría con el "evento" del CMT OLDUVAI y la subzona más joven con el "evento" del CMT JARAMILLO. La sección superior de polaridad normal tendría entonces una edad magnética Brunhes. Cabe destacar que la edad magnética correspondiente a la interpretación mencionada en primer término es más plausible dado el estado evolutivo de los fósiles hallados en la Formación Uquía.

Asimismo, en ambas correlaciones propuestas se pone de manifiesto la ausencia de registro sedimentario y magnético asociado, puesto que las velocidades de sedimentación que surgen de ellas son

muy fluctuantes en distintos tramos de la secuencia. Estas ausencias, producto de fenómenos de no depositación o de erosión, podrían estar relacionadas con los límites superiores netos de las subzonas de polaridad normal registradas.

Tomando en consideración las correlaciones efectuadas, la edad magnética aquí sugerida para la Formación Uquía es parcialmente consistente con la propuesta por Marshall *et al.* (1982) (2.5 Ma a 1.5 Ma).

Evidentemente, la edad magnética obtenida para la "edad mamífero Uquiense" del NO argentino no concuerda con la que se obtiene en secuencias sedimentarias de la región pampeana del país, tal como ya lo señalara Orgeira (1988).

En otras palabras, la Formación Uquía (provincia de Jujuy, "edad mamífero Uquiense") podría tener una edad magnética equivalente, *sensu lato*, a los sedimentos de "edad mamífero Ensenadense" de la región pampeana.

Esta aparente discrepancia aún no puede resolverse con la información disponible. Sin embargo, entre los fósiles hallados, la presencia de *Ctenomys* (*Paractenomys*) (Apéndice 2) sugiere una "edad Uquiense" tardía, lo que permitiría correlacionar esta secuencia con las de la costa atlántica bonaerense.

Al presente los autores están reanalizando la información paleontológica y paleomagnética disponible de secuencias asignadas a las "edades mamífero Uquiense tardía y Ensenadense temprana" con el objeto de revalorar la edad magnética de las mismas.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, a la Universidad Nacional de La Plata y a la Universidad de Hawaii (EE.UU.) por el apoyo económico dado para la realización del presente trabajo.

A G.J. Scillato Yané (Departamento Científico de Paleontología de Vertebrados, Museo de La Plata) por las identificaciones del material y los valiosos comentarios realizados.

A los árbitros del trabajo por las sugerencias efectuadas.

APENDICE 1

LITOLOGÍA DE LOS SITIOS MUESTREADOS

La descripción es en orden estratigráfico creciente.

Sitio 1: Arenisca fina a media poco consolidada de color castaño rojizo; hacia el techo, continúa una secuencia constituida por arena de grano fino a medio de 12 m de espesor la cual contiene clastos aislados y lentes conglomerádicos intercalados.

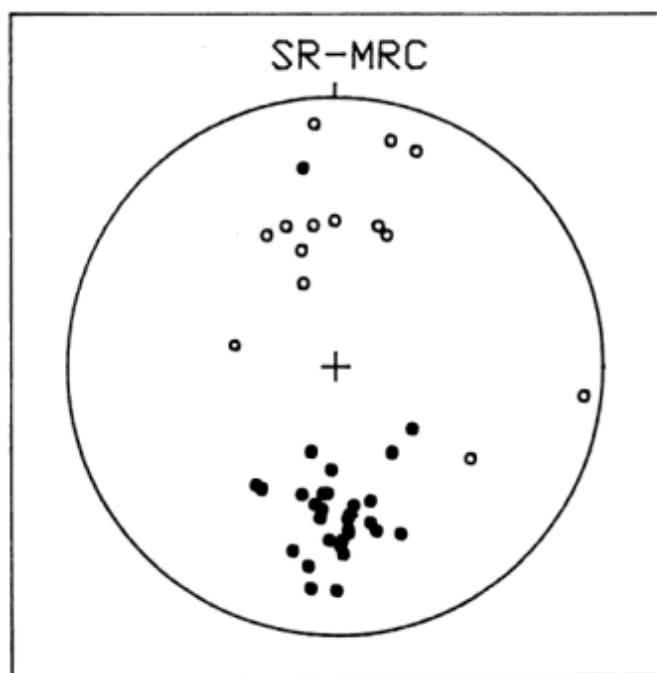


Figura 6: Direcciones del MRC de los especímenes extraídos del perfil. ○ Inclinación negativa. ● Inclinación positiva.

Sitio 2: Arcilita limo arenosa de color marrón a castaño rojizo de 2 m de potencia. Hacia el techo se observa arena de grano medio a fino, masivas, de 3,15 m de potencia y bancos compuestos por arena de grano medio con intercalaciones de bancos conglomerádicos de 2,70 m de potencia, y arenas de grano fino a medio de 1,40 m de potencia.

Sitio 3: Arenisca de grano fino a limolita de color castaño rojizo, poco consolidada, hacia el techo la secuencia presenta un banco conglomerádico de 30 cm de espesor, y un banco de arena media a gruesa.

Sitio 4: Sedimentos limo-arcillosos algo arenosos de color

castaño claro, hacia el techo la secuencia presenta un banco conglomerádico fino de 40 cm de espesor, un banco de arena media a fina, poco consolidado; y una sucesión de bancos conglomerádicos, de 30 a 60 cm de espesor, resistentes a la erosión. Continúan 12,70 m cubiertos.

Sitio 5: Arcilita limosa de color castaño rojizo, que pasa transicionalmente a un banco de arena fina limosa.

Sitio 6: Arenisca de grano medio, con lentes de arena fina a limosa de color castaño. Sucesión de arena fina a media con intercalaciones de lentes de arena conglomerádica y bancos de arena gruesa, de 4.60 m de espesor.

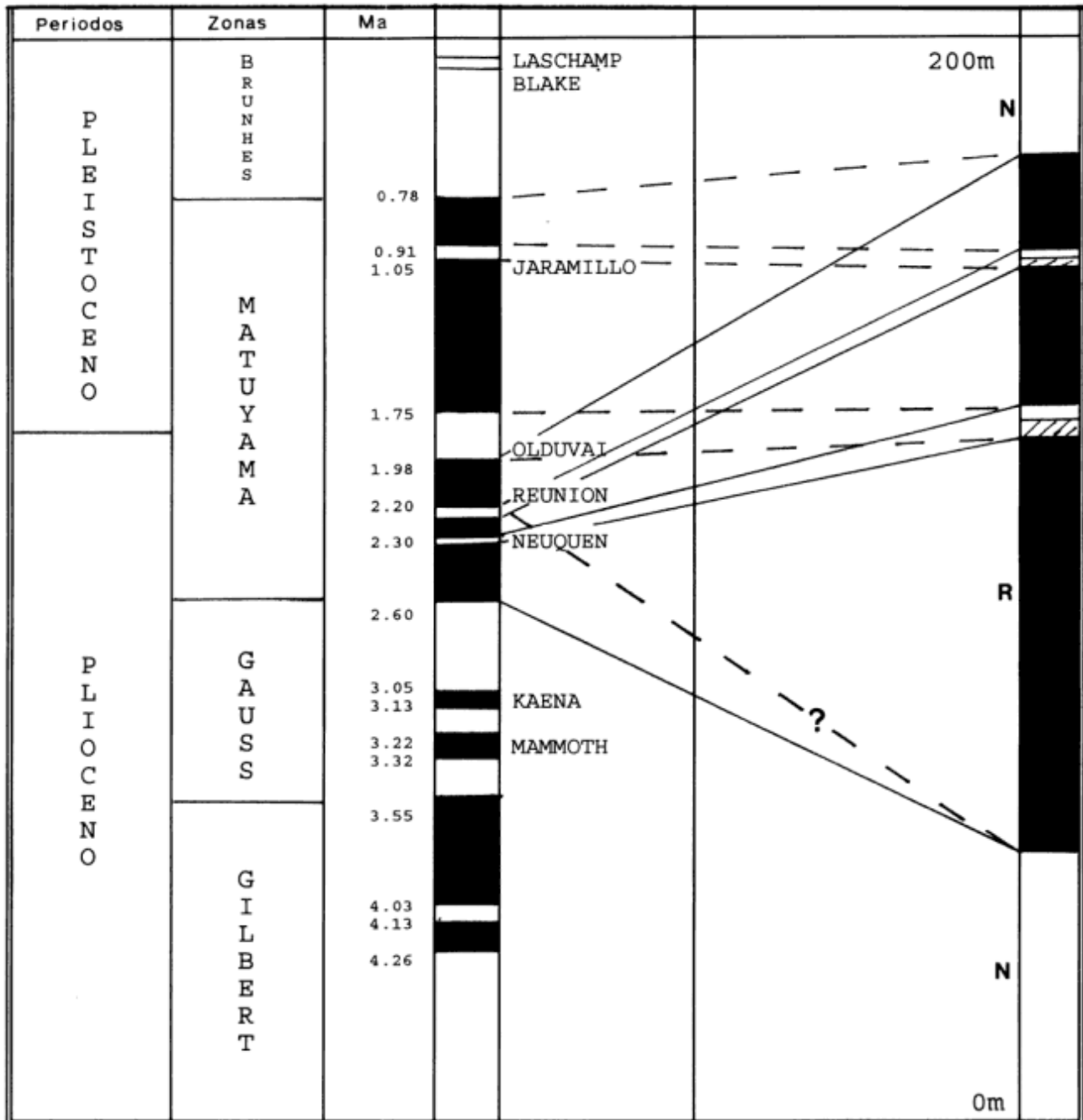


Figura 7: Correlación de la magnetoestratigrafía de la sección de San Roque con el cuadro de reversiones (Cande y Kent 1992) del campo magnético terrestre en el Cenozoico tardío. — 1° Interpretación --- 2° Interpretación.

Sitio 7: Arenisca de grano fino a limolita de color castaño, de 2 m de potencia.

Sitios 8, 9 y 10: Sucesión formada por la alternancia de bancos de arenas finas con secuencias estrato decrecientes, de estructura masiva a laminar; la potencia total es de 15 m.

Sitio 11: Toba de color blanco de 2,60 m de potencia, con intercalaciones delgadas de limolitas tobáceas; el contacto superior es transicional.

Sitio 12: Arenisca limosa tobácea. Constituye bancos salientes en el perfil por su mayor resistencia a la erosión.

Sitio 13: Areniscas de color castaño claro. Hacia el techo continúa una toba blanca de 65 cm de potencia y por encima alternan horizontes tobáceos arenosos limosos con arenas limosas tobáceas con estratificación laminar.

Sitio 14: Arenisca de grano fino a limolita, de color castaño, de 6,80 m de potencia, con estratificación delgada en bancos de 1 a 2 cm de espesor, muy friable; entre este horizonte y el anterior se encontró material fósil.

Sitio 15: Toba arenosa blanca muy perturbada que presenta porosidad y bioturbación, de 1,30 m de espesor.

Sitio 16: Hacia el techo sigue una secuencia estrato decreciente; el sedimento pasa gradualmente de arena fina a limos con un espesor aproximado de 80 cm. Siguen 3,90 m de arenas finas a medias muy poco consolidadas intercaladas con pequeños bancos de arenas medias a gruesas bien consolidados de 5 cm de espesor aproximadamente.

Sitio 17: Limolitas interdigitadas con una toba arenosa. Hacia el techo de las mismas se observan bancos constituidos por arenas finas y arenas finas limosas muy poco consolidadas de 3,15 m de espesor; continúan bancos de mayor consolidación, que constituyen resaltos topográficos y están compuestos por una proporción mayor de limo de aproximadamente de 20 a 40 cm de potencia.

Sitio 18: Arenisca fina tobácea de color castaño rojizo, de 3,25 m de espesor. Hacia el techo se encuentran bancos constituidos por arenas finas limosas poco consolidadas y un banco de toba de 40 cm de espesor que presenta bioturbación.

Sitio 19: Areniscas finas a limolitas de color castaño rojizo de 3 m de potencia. Hacia el techo, se observa un aumento en la granulometría con intercalaciones de niveles más gruesos, compuestos por arenas gruesas hasta conglomerádicas que presentan una estratificación grosera; el material está muy poco consolidado y su espesor es de 3 m. Por encima continúa una intercalación de capas delgadas de 3 cm, de areniscas gris verdosas a gris oscuras que constituyen un paquete de 40 cm de potencia; le suceden areniscas medias tobáceas, masivas, de color gris que en algunos sectores se hallan poco consolidadas y cuya potencia es de 3,05 m.

Sitio 20: Limolita arenosa de color rojizo, de 50 cm de potencia; hacia arriba la sucesión continúa con 2,10 m de sedimento compuesto por arenas de grano medio de color gris a gris verdoso muy poco consolidadas, un banco de toba blanca de 1,35 m de espesor y arena fina estratificada en bancos de 10 a 20 cm de espesor, la potencia total de la secuencia en este sitio es de 4,17 m.

Sitio 21: Tobas blancas, de 2 m de potencia.

Sitios 22 y 23: Arenisca fina a limolita, consolidada medianamente, estratificada en bancos de 10 a 20 cm de espesor. El material más fino presenta laminación, y tiene 3,20 m de potencia. Hacia el techo la secuencia continúa con una toba blanca grisácea muy arenosa cuyo espesor es de 1,05 m.

Sitios 24 y 25: Areniscas finas y limolitas arcillosas finamente estratificadas, de 6,85 m de potencia. Los bancos compuestos por arena fina están poco consolidados. La secuencia presenta pequeñas lentes de arena conglomerádica de 1 a 2 cm de espesor.

Sitio 26: Toba blanca de 60 cm de espesor.

Sitio 27: Areniscas fina estratificadas con limolitas, predominantes hacia el techo, de 2,80 m de potencia.

Sitio 28: Toba blanca de 1,10 m de espesor, por encima se presenta una secuencia que contiene bancos de tobas arenosas y areniscas tobáceas que alcanzan un espesor de 1,45 m. En este sitio culmina el perfil en la margen izquierda de la quebrada.

Sitio 29: Toba equivalente a la que se muestreó en el sitio 28.

Sitios 30-33: Bancos de limolita arcillosas que se intercalan con delgados bancos de areniscas finas poco consolidadas, la potencia total de la secuencia es de 10,10 m. Las muestras paleomagnéticas se extrajeron de los bancos arcillosos.

Sitio 34: Intercalación de bancos de 10 y 20 cm de espesor, compuestos por arenas finas y arenas medias con poco material limo arcilloso. Hacia arriba continua una secuencia similar a la anterior constituida por bancos mejor definidos de 20 a 40 cm de potencia compuestos por areniscas finas poco consolidadas. En los últimos 1,5 m el material sedimentario está constituido por una arenisca fina a media con lentes arcillosos intercalados de 10 cm de espesor.

Sitio 35: Toba blanca de 90 a 120 cm de espesor.

Sitio 36: Secuencia estratificada de limolitas y areniscas finas, de 90 cm de potencia.

Sitio 37: Areniscas medias a finas, de 90 cm de espesor finamente estratificadas. Hacia el techo se observa un banco tobáceo.

Sitio 38: Banco tobáceo, de 60 cm de potencia. Equivalente al banco tobáceo que suprayace al sitio 37, el cual en algunos sectores presenta material escoriáceo interdigitado con el material tobáceo.

Sitio 39: Areniscas tobáceas que gradúan a limolitas, de 1,60 m de potencia. Hacia el techo continúan areniscas de grano medio poco consolidadas y culmina con arenas finas a limolitas; el espesor total de la secuencia es de 3,35 m.

Sitio 40: Tobas de 30 cm de espesor, algo alteradas.

Sitio 41: Alternancia de bancos de areniscas finas a limolitas con bancos de areniscas medias a finas tobáceas. Continua con 70 cm de material sedimentario arenoso limoso; luego una secuencia, de 1,20 m de potencia, en donde alternan bancos tobáceos arenosos y bancos de areniscas tobáceas que contienen lentes limolíticas intercalados de 10 cm de espesor.

Sitio 42: Toba blanca de 50 cm de potencia. Hacia el techo se encuentra 30 cm de areniscas finas, estratificadas en bancos pequeños, poco consolidadas y con intercalaciones de bancos de tobas de aproximadamente 5 mm de espesor cada uno.

Sitio 43: Areniscas finas a medias con estratificación entrecruzada alternadas con láminas de arcillas gris verdosas y negras, de 8,50 m de potencia. Se observan intercalaciones de pequeños bancos limo-arcillosos, bancos de arena media a fina de 20 a 40 cm de espesor y bancos de arena fina limosa de 10 a 20 cm de espesor.

Sitio 44: Limolita fina castaña, de 2,05 m de espesor.

Sitio 45: Limolita de color castaño rojizo, de 1,90 m de espesor.

Sitio 46: Toba blanca de 1,10 m de espesor. Hacia el techo continúa una intercalación de bancos de arenisca fina tobácea gris con pequeños bancos de material más fino intercalado como lentes de 5 a 10 cm de espesor. La potencia total de la secuencia es de 1,30 m. Luego se observa otro paquete en donde se intercalan bancos de areniscas finas grises y limolitas arcillosas; los bancos inferiores tienen aproximadamente 20 cm de espesor y los superiores llegan a 1,00 m de potencia. El espesor total de la secuencia es de 3,65 m.

Sitio 47: Limolitas-arcillosas de color castaño claro.

Sitio 48: Banco limoso de 11 cm de espesor. A partir de aquí la secuencia es estratocreciente y disminuye el espesor de los bancos limo arcillosos.

Hacia la cabecera de la quebrada siguen unos 6 a 10 m de afloramientos que comienzan a ser cada vez más gruesos hasta pasar transicionalmente a la unidad superior compuesta por alternancia de conglomerados polimícticos matriz sostenida y areniscas conglomerádicas, con un espesor visible de más 30 m.

La potencia total del perfil paleomagnéticamente estudiado es de 187 m.

La posición estratigráfica de cada sitio en la secuencia se encuentra representada en la Fig. 2.

APÉNDICE 2

MAMÍFEROS FÓSILES DE LA SECUENCIA

Los escasos restos de mamíferos fósiles colectados en la localidad de San Roque, brindan cierta información sobre la edad de los sedimentos portadores.

El material que se describe a continuación está depositado en el Depto. Científico de Paleontología de Vertebrados del Museo de La Plata. MLP es el acrónimo del citado Museo.

Orden Rodentia Bowdich
Suborden Hystricognathi Tullberg
Infraorden Caviomorpha Wood y Patterson
Familia Octodontidae Waterhouse
Subfamilia Ctenomyinae Tate

Uno de los restos más elocuentes respecto a la antigüedad de los sedimentos portadores, es un fragmento de hemimandíbula izquierda con los Dp4-m3 (parcialmente deteriorados) y la porción intra-alveolar del i1 (MLP 90-XII-4-2). Este material proviene de los niveles medios de la secuencia, entre los sitios de muestreo 13 y 14 (Fig. 2).

Los roedores Octodontidae de la subfamilia Ctenomyinae se registran desde la Edad Chasiyuense (Mioceno tardío) hasta la actualidad (Quintana 1994; Verzi 1994). En la fauna viviente el grupo está representado por el género *Ctenomys*, altamente polítipo y ampliamente distribuido en América del Sur (Reig *et al.* 1990). El nuevo material hallado en San Roque, conjuntamente con otros dos restos mandibulares inéditos provenientes de Esquina Blanca (MLP 86-V-10-1) y Senador Pérez (MLP 91-VIII-1-1) (Formación Uquía), son asignables a *Ctenomys*. Los caracteres preservados en dichos materiales sugieren que se trata de una especie primitiva: i1 estrecho; diastema suavemente descendente desde el Dp4, sin desarrollo de un resalto por delante del premolar; proceso mentoniano dispuesto a nivel de la parte anterior del alvéolo del Dp4 en vista lateral; lóbulo posterior de los Dp4-m2, corto. Hasta el momento se han reconocido dos taxones en un estado evolutivo semejante: *Ctenomys* ("*Paractenomys*") *chapalmalensis* (Ameghino 1908) [incluyendo *Ctenomys* ("*P.*") *ameghinoi* Rusconi 1930; ver Verzi 1994], especie tipo del género "*Paractenomys*", y *Ctenomys* ("*Paractenomys*") sp., una especie similar, aunque algo más derivada, hallada recientemente en el Sanandresense Superior de Necochea (Pleistoceno inferior; ver Tonni *et al.* 1992). *Ctenomys* ("*P.*") *chapalmalensis* procede de las barrancas costeras del SE de la provincia de Buenos Aires, entre Mar del Plata y Miramar, de los niveles correspondientes a la "Formación" San Andrés (*sensu* Kraglievich, 1952) y es considerada fósil guía del Piso/Edad Marplatense Superior (Zona de *Paractenomys chapalmalensis*, Cione y Tonni 1995; Edad Uquiense tardía, Sub-Edad Sanandresense *sensu* Reig in Marshall *et al.* 1984; Pleistoceno inferior).

Los ejemplares de Uquía son más pequeños que *Ctenomys* ("*P.*") *chapalmalensis*, pero la determinación de su *status* específico depende por el momento del hallazgo de materiales más completos. Estos primitivos representantes del género, pertenecen al grupo basal desde el cual se habrían diferenciado las especies modernas (*crown group*) a partir del Ensenadense. Su posición estratigráfica en las secuencias de la costa bonaerense, permite aceptar por el momento una "Edad

Uquiense tardía" para el nuevo resto de San Roque y los restantes materiales de la Formación Uquía.

Superorden Xenarthra Cope
Orden Cingulata Illiger
Familia Dasypodidae Bonaparte

Varias placas de edentados dasipódidos fueron colectadas en el mismo sector el que fue hallado el roedor ctenomino.

Uno de los especímenes, MLP 90-XII-4-5, está representado por una placa móvil de la coraza dorsal, referible a la Tribu Euphractini (Dasypodidae, Euphractinae). De acuerdo a la morfología de la ornamentación de esta placa, se asigna provisoriamente a *Chaetophractus* cf. *villosus* (Gustavo J. Scillato Yané, com. pers. 1995). Esta especie se registra desde la "edad mamífero Chapadmalalense" hasta la actualidad.

El lote MLP 90-XII-4-6 consiste en varias placas de la coraza, probablemente pertenecientes a un mismo individuo, cuya procedencia estratigráfica es la misma que la de los restos anteriores. De acuerdo a su morfología general, este ejemplar representa un nuevo taxón de la tribu Eutatini (Dasypodidae, Euphractinae) exclusivo de la Formación Uquía (G.J. Scillato Yané, com. pers. 1995).

Familia Glyptodontidae Burmeister

En niveles más superiores del perfil (Fig. 2, sitio 34,) fue hallada una placa de los anillos caudales (MLP 90-XII-4-4) de un edentado de la familia Glyptodontidae tentativamente asignable a *Glyptodon* (G.J. Scillato Yané, com. pers. 1995). De todos modos, la determinación de los gliptodóntidos de la Formación Uquía no es definitiva, hasta tanto se revise el *status* del género *Paraglyptodon* (véase Castellanos 1950, 1953). Hasta el momento *Glyptodon* se conoce para las Edades Ensenadense y Lujanense (Cione y Tonni 1995).

Orden Tardigrada Latham y Davies Familia Mylodontidae Ameghino

Restos de un edentado pilosa fueron hallados en los niveles inferiores del perfil (Fig. 2, Sitio 2). Los restos consisten en una porción de columna vertebral, varios fragmentos de costillas y un extremo proximal de cúbito (MLP 90-XII-4-3) de un Scelidotheriinae? indet. (G.J. Scillato Yané, com. pers. 1995).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F., 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Miramar. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires (3)10 (1909): 343-428. Buenos Aires.
- Amengual, R. y Zanettini, J., 1974. Geología de la Quebrada de Humahuaca, entre Uquía y Purmamarca (Provincia de Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina 29 (1): 30-40.
- Armatta, L.M., 1983. Geología del sector de la Quebrada de Humahuaca limitado entre la Quebrada de Ovara y el Cerro Agua Colorada, Departamento de Humahuaca, Provincia de Jujuy. Tesis Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 78 p. (inédita).
- Bobbio, M.L., 1983. Estudio geológico y paleomagnético de los sedimentos del Ensenadense aflorantes en la excavación realizada para la construcción del Nuevo Teatro Argentino, Ciudad de la Plata. Tesis de Licenciatura Universidad de Buenos Aires, 56 p. (inédito).
- Bobbio, M.L., Devincenzi, S.M., Orgeira, M.J. y Valencio, D.A., 1986. La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la Ciudad de La Plata (excavación Nuevo Teatro Argentino). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (1-2): 7-22.

- Cande, S.C., Kent D.V., 1992. A new Geomagnetic Polarity Scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97-B10: 13917-13951.
- Castellanos, A., 1923. Le limite plio-pléistocène et el problème de l'homme tertiaire dans la République Argentine. *Revista de la Universidad Nacional de Córdoba*, 10 (1): 110-122.
- Castellanos, A., 1950. El Uquiense, sedimentos neógenos de Uquiá (Senador Pérez) en la provincia de Jujuy (Argentina). Facultad de Ciencias Matemática, Físico-Química y Natural de la Universidad Nacional del Litoral, Publicación N° 36. Serie Técnico-Científico, 55 p., Rosario
- Castellanos, A., 1953. Descripción de restos de *Paraglyptodon uquiensis* n.sp. de Uquiá (Senador Pérez) de Jujuy. *Memorias del Museo de Entre Ríos, Paleontología*, 32: 1-30.
- Cione, A.L. y Tonni E.P., 1995. Chronostratigraphy and "Land-Mammal Ages" in the Cenozoic of southern South America: Principles, practices and the "Uquian" problem. *Journal of Palaeontology*, 69 (1): 135-159
- Devincenzi, S.M., 1983. Estudio geológico y paleomagnético de los sedimentos del Ensenadense y Bonaerense aflorantes en la excavación realizada para la construcción del Nuevo Teatro Argentino, Ciudad de La Plata. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 60 p. (inédita).
- Fisher, R.D., 1953. Dispersion on a Sphere. *Proceedings of the Royal Astronomical Society*, A 217: 295-305. London.
- Guerrero, C. M., 1981. Contribución al conocimiento geológico de la zona de Chucalezna, Departamento de Tilcara y Humahuaca, Jujuy. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Seminario Tucumán, 86 p. (inédito).
- Kraglievich, J.L. 1934. Contribución al conocimiento de *Myiodon darwini* y especies afines. *Revista del Museo de La Plata*, 34: 255-292.
- Kraglievich, J.L. 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires. Resumen preliminar. *Revista Museo Municipal Ciencias Naturales y Tradiciones de Mar del Plata*, 1 (1): 8-37.
- Marshall, L.G., Butler, R.F., Drake, R.E., Curtis, G.H. y Tedford, R.H., 1979. Calibration of the Great American interchange. *Science*, 204: 272-279.
- Marshall, L.G., Butler, R.F., Drake, R.E. y Curtis, G.H. 1982. Geochronology of Type Uquian (Late Cenozoic) land mammal age, Argentina. *Science*, 216 (4549): 986-989.
- Marshall, L.G., Berta, A., Hoffstetter, R., Pascual, R., Reig, O.A., Bombin, M. y Mones, A., 1984. Mammals and Stratigraphy: Geochronology of de continental mammal bearing Quaternary of South America. *Palaeovertebrata, Mémoire Extraordinaire*: 1-76.
- Nabel, P. y Valencio D. A., 1981. La magnetoestratigrafía del Ensenadense de la Ciudad de Buenos Aires, su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (1): 7-18, Buenos Aires.
- Orgeira, M.J., 1988. Estudio geológico y paleomagnético de los sedimentos asignados al Cenozoico Tardío aflorantes en los acantilados costeros entre Mar del Plata y Miramar (Provincia de Buenos Aires). Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 161 p. (inédito).
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E.J., Gondar, D. y Tonni, E., 1965. Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *Anales Comisión de Investigaciones Científicas, Buenos Aires*, 6: 165-193.
- Quintana C. A., 1994. Ctenomys primitivos (Rodentia, Octodontidae) del Mioceno de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (sección Geológica)*, 89 (1-4): 19-23.
- Reig, O.A., Busch, C., Ortells, M.O. y Contreras, J.R., 1990. An overview of evolution, systematics, molecular biology and speciation in *Ctenomys*. En: Nevo E. y Reig O.A. (Eds): *Evolution of Subterranean Mammals at the Organismal and Molecular Levels*: 71-96, Wiley-Liss.
- Rusconi, C. 1948. El Puelchense de Buenos Aires y su fauna (Plioceno medio) (Primera Parte). Publicaciones del Instituto de Física y Geología, Universidad Nacional del Litoral, 36: 100-242.
- Tonni, E.P., Alberdi, M.T., Prado, J.L., Bargo, M.S. y Cione, A.L. 1992. Changes of mammal assemblages in the pampean region (Argentina) and their relation with the Plio-Pleistocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 95: 179-194.
- Valencio, D.A., 1980. El magnetismo de las rocas. 351pp. Editorial Universitaria de Buenos Aires. Buenos Aires
- Valencio, D.A. y Orgeira M.J., 1983. La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la Ciudad de Buenos Aires: Parte 2. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38 (1): 24-33.
- Verzi, D.H., 1994. Origen y evolución de los Ctenomyinae (Rodentia, Octodontidae): Un análisis de la anatomía craneodentaria. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 227 p. (inédito).

Recibido: 18 de abril, 1995

Aceptado: 3 de diciembre, 1996

Geología del extremo septentrional de la sierra de Tecka (Chubut). Nueva interpretación para la estratigrafía del área de Ap Iwan

Haroldo VIZÁN¹, Raúl ALBERTI², Pablo REVOL², Enzo CONTI² y Juan P. SPIKERMANN²

¹Laboratorio de Paleomagnetismo, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina
²CIRGEO, Ramírez de Velazco 847, 1414 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *Geology of the northern extreme of Sierra de Tecka (Chubut): a new interpretation of the stratigraphy of the Ap Iwan area.* A stratigraphical and structural analysis of the units that crop out in the northern extreme of Sierra de Tecka show that the oldest rocks of Ap Iwan area are assignable to Pampa de Tepuel Formation ("Middle" Carboniferous) with no exposed base. This unit includes dynametamorphic rocks previously assigned to the "Arroyo Pescado Formation" and referred to the early-middle Palaeozoic. In the Ap Iwan area, the Pampa de Tepuel Formation is discordantly overlapped by the Lepa Formation (Upper Pliensbachian) which has a basal conglomerate containing granitic clasts, one of which yielded a K-Ar age of 200 ± 10 Ma.

Introducción

Antecedentes

El río Tecka corre en dirección sur norte paralelamente a la sierra homónima y se denomina río Gualjaina luego de la afluencia del arroyo Pescado (Fig. 1). Prácticamente donde ocurre esta afluencia, se encuentra la estancia de Ap Iwan donde se reconocen afloramientos exiguos que asoman por sobre el aluvio reciente y han sido estudiados por diferentes autores en las últimas cinco décadas. Pues el hecho de que en estos afloramientos pudiera encontrarse la base del Grupo Tepuel, despertó el interés de Suero (1948, 1953), Rolleri (1970), Spikermann (1977), Turner (1982), González (1985), González Bonorino y González Bonorino (1988) y González *et al.* (1995).

Más concretamente a fines de la década del cuarenta y principios de la del cincuenta, la observación de afloramientos aislados de "esquistos deformados", provocó la sospecha de Suero de que en el área existían rocas más antiguas que las del Neopaleozoico. Posteriormente, Rolleri (1970) denominó Formación Arroyo Pescado a las metasedimentitas reconocidas por Suero (1948, 1953) y señaló que estas litologías eran cubiertas en relación de discordancia angular por conglomerados que pertenecían a la base del Grupo Tepuel. También Spikermann (1977) observó este contacto discordante y del mismo modo que Rolleri

(1970) consideró una edad eo-mesopaleozoica para la Formación Arroyo Pescado. Por otra parte, mientras que Rolleri (1970) sospechó que los conglomerados que cubrían a las metasedimentitas podrían asociarse con glaciares, para Spikermann (1977) la estratificación ordenada del paquete que contiene a los mismos, indicaría que éstos no fueron generados por glaciares. Los afloramientos del área de Ap Iwan fueron observados posteriormente por González (1985), quien indicó que las litologías allí aflorantes corresponderían a "diamictitas bandeadas" que podrían pertenecer a niveles más altos del Grupo Tepuel y no a su base. Para la Formación Arroyo Pescado infrayacente, González (1985) también consideró una edad eo-mesopaleozoica.

Sobre la base de este esquema estratigráfico se efectuaron dos propuestas sobre las orogenias que deformaron a las metasedimentitas, González (1984) señaló que posiblemente la deformación de las litologías de la Formación Arroyo Pescado fue provocada por movimientos caledónicos (Cámbrico-Devónico Temprano), Azcuy y Caminos (1987) consideraron que la deformación de las mismas fue fruto de la fase orogénica Chánica (Carbonífero basal).

Sin embargo la estratigrafía propuesta por Suero (1948, 1953), Rolleri (1970), Spikermann (1977) y González (1985) fue puesta en dudas por González Bonorino y González Bonorino (1988). Estos últimos autores consideraron que las metasedimentitas aflorantes en el área de Ap Iwan presentan el mismo

estilo sedimentario que la Formación Esquel correlativa de la Formación Jaramillo (carbonífera inferior).

Recientemente, González *et al.* (1995) efectuaron un valioso aporte para dilucidar la estratigrafía que les corresponde a las litologías aflorantes en el área de Ap Iwan; en limolitas que se intercalan con areniscas con lentes conglomerádicos, reconocieron fósiles asociados a la zona de *Levipustula* de edad carbonífera "media". En esta misma sucesión, González *et al.* (1995, figura 2) reconocen un pavimento estriado al que vinculan con los procesos glaciares carboníferos. Estos autores, vuelven a considerar a las metasedimentitas de la Formación Arroyo Pescado como pre-carboníferas, "aunque no pre-paleozoicas". A su vez, González *et al.* (1995) consideran que la base de los depósitos carboníferos corresponde a los conglomerados antes señalados por Roller (1970) y Spikermann (1977), si bien reconocen que el contacto entre éstos y las metasedimentitas deformadas se encuentra cubierto.

Es decir que entre la interpretación de la estratigrafía del área de Ap Iwan propuesta por González Bonorino y González Bonorino (1988) y las propuestas por otros autores, aun existen controversias.

Objetivo del trabajo

El objetivo del presente trabajo se centrará fundamentalmente en dilucidar este problema. Paradójicamente, en esta contribución no se efectuarán mayores descripciones macro y megascópicas de todas las litologías de Ap Iwan, pues las mismas han sido efectuadas detalladamente en los trabajos anteriores (*i.e.* Spikerman 1977; González *et al.* 1995). El aporte de este trabajo se basará en el análisis de la estratigrafía regional y del panorama estructural del área para valorar cómo se insertan estratigráficamente las litologías aflorantes en Ap Iwan. Más concretamente a través de dataciones paleontológicas de litologías de afloramientos cercanos y de la datación radimétrica de uno de los clastos de granito (*l.s.*) del conglomerado considerado como la base del Grupo Tepuel en Ap Iwan, se ponderará la edad de éste; a través del análisis del resto de la estratigrafía del área se acotará temporalmente a los últimos movimientos tectónicos que afectaron a las metasedimentitas asignadas a la Formación Arroyo Pescado. Por el análisis estructural se valorarán las tendencias regionales de los lineamientos en el sentido de O'Learly *et al.* (1976) y su correspondencia con las fallas que levantaron la sierra de Tecka; la ubicación espacial de las litologías cuestionadas del área de Ap Iwan respecto de éstas fallas, será considerada para explicar la deformación que se observa en los "esquistos" asignados a la Formación Arroyo Pescado.

Es de destacar que la mayor parte de la información que se ofrece fue tomada de trabajos inéditos que pertenecen a los Trabajos Finales de Licenciatura de Alberti (1988) y Revol (1988) y parcialmente a las Tesis Doctorales de Spikermann (1975) y Vizán (1993).

Ubicación regional del área

El área analizada se extiende de norte a sur desde el puente sobre el río Gualjaina (La Cabaña de Aurelio Criado) hasta el arroyo Pescado (Fig. 1). Esta zona se ubica principalmente en el extremo noroccidental de la Hoja 44 c Tecka (Turner 1982) y parcialmente en la Hoja 43 c Gualjaina (Lage 1982) y se encuentra en una faja de transición entre la Patagonia Central y la Cordillera Patagónica en la provincia de Chubut. Las secciones geológicas que afloran en esta región, se encuentran en cordones montañosos meridianos (Lesta *et al.* 1980), uno de los cuales corresponde a las sierras de Tepuel y Tecka en cuyo extremo septentrional se efectuó el presente estudio geológico.

Síntesis estratigráfica

Grupo Tepuel (Suero 1948, nom. subs. Borrello 1969)
Formación Pampa de Tepuel (Lesta y Ferello 1972; Page *et al.* 1984)

En el cordón montañoso meridiano que constituyen las sierras de Tepuel y Tecka la mayoría de los estudios llevados a cabo en el Grupo Tepuel han sido

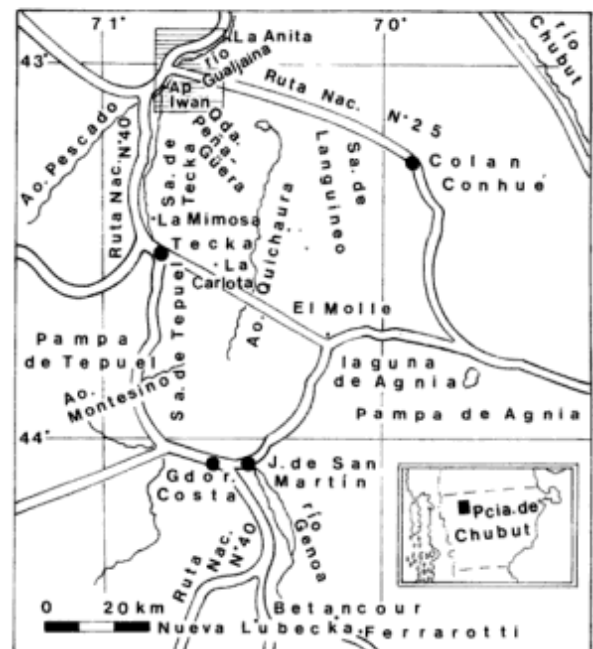


Figura 1: Mapa de ubicación relativa del área estudiada.

desarrollados en la sierra homónima (Suero 1947, 1948, 1953; Amos 1964; Amos y Sabatini 1969; Freytes 1970, 1971; Chebli *et al.* 1979; Turner 1982; Page *et al.*, 1984; López Gamundi y Limarino 1984; González Bonorino *et al.* 1988; González Bonorino y González Bonorino 1988; Rapalini *et al.* 1994).

Las litologías que se asignan en este trabajo a la Formación Pampa de Tepuel se encuentran en el sector sur del área estudiada (Fig. 2). Es de destacar que las mejores exposiciones de esta formación se encuentran en el sector sudeste entre los puestos de Peña y Güera (Alberti 1988). Estos se hallan en una quebrada que corta en sentido este-oeste a la sierra de Tecka y que fuera aprovechada para hacer pasar la línea de alta tensión eléctrica que une a la central hidroeléctrica de Futaleufú con Puerto Madryn (Fig. 2).

Si se deja de lado el área de Ap Iwan, en donde las relaciones estratigráficas se discutirán posteriormente, no se ha observado otro lugar de la zona

estudiada donde aflore la base del Grupo Tepuel y sólo se comprueba fehacientemente su techo en el sector sudeste (Fig. 2). Allí éste es cubierto en relación de suave discordancia angular por la Formación Lepá (jurásica inferior) (Fig. 3a).

La sucesión analizada presenta un desarrollo vertical de aproximadamente 700 m y se caracteriza fundamentalmente por pelitas con concreciones con invertebrados marinos. Los estratos basales de la sucesión corresponden a ortoconglomerados polimícticos y paraconglomerados intercalados por areniscas. Los paraconglomerados poseen clastos de hasta 5 cm que están inmersos en una matriz psamítica que llega a constituir el 90% de la roca. Los últimos 300 m de la sucesión corresponden a pelitas de color negro vadoso que se hallan muy fragmentadas. Entre los bancos de esta litología, se intercalan areniscas o areniscas argiláceas cuarzo líticas o cuarzo feldespáticas (clasificación de Friedman y Sanders 1978) que

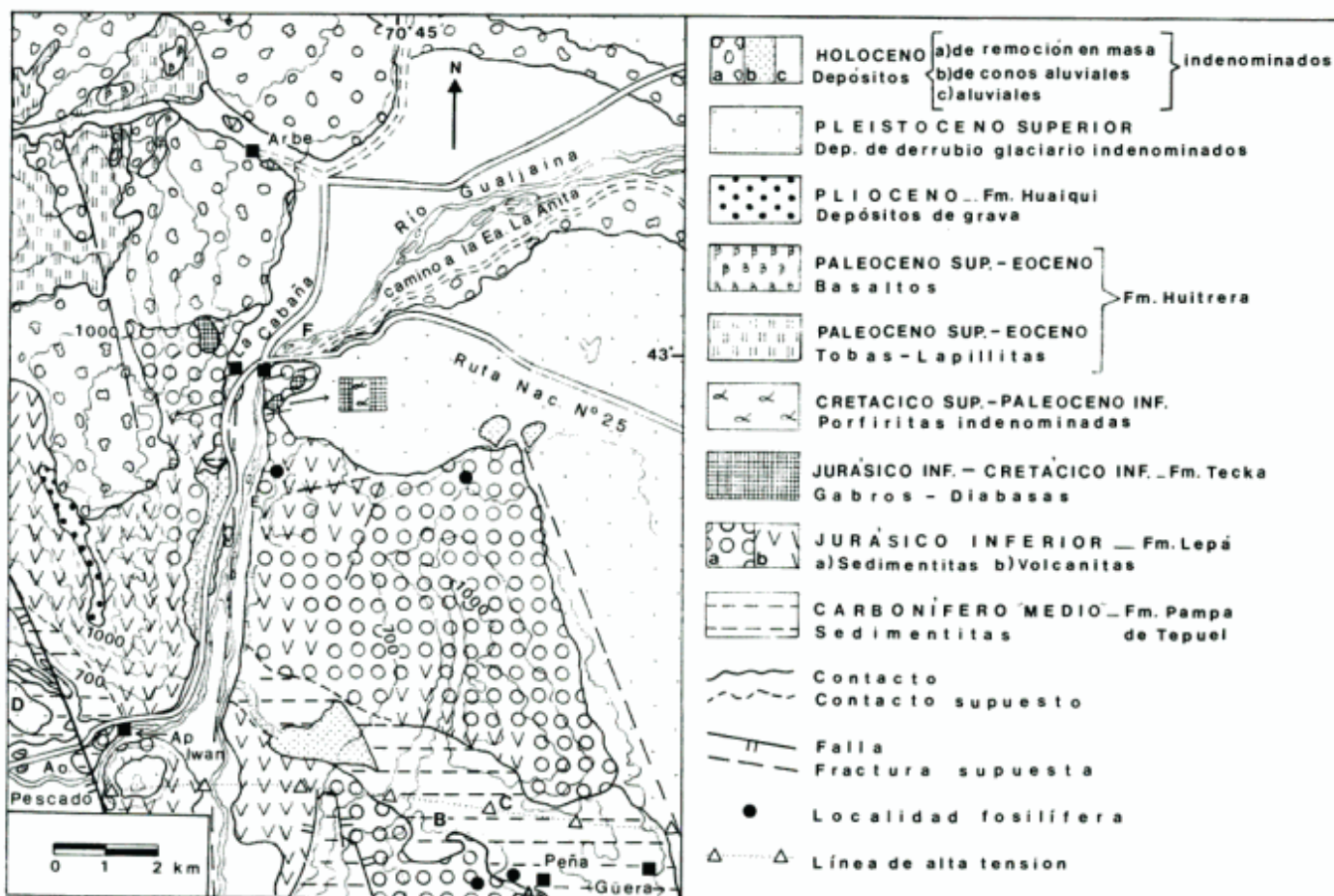


Figura 2: Geología del extremo norte de la sierra de Tecka.

constituyen estratos masivos o con fina laminación plana; en algunos de ellos se presentan ondulaciones simétricas.

De acuerdo con Alberti (1988) en las pelitas se encuentran concreciones portadoras de fósiles que fueron identificados por N. Sabbattini (com. personal) como: *Beecheria patagonica* (Amos), *Paraconularia* sp., *Australosutura gardneri* (Mitchell), *Glabrocingulum*

argentinus (Reed), *Mourlonia (Pseudobaylea) poperimensis* (Maxwell). En estas litologías también se reconocieron escamas de peces. Los fósiles se pueden referir a la Zona de *Levipustula* (Amos 1964; Amos y Rolleri 1965; Riccardi y Sabbattini 1975; González 1985) por lo que la sucesión analizada se puede asignar al Carbonífero "medio".

Por su contenido paleontológico y características

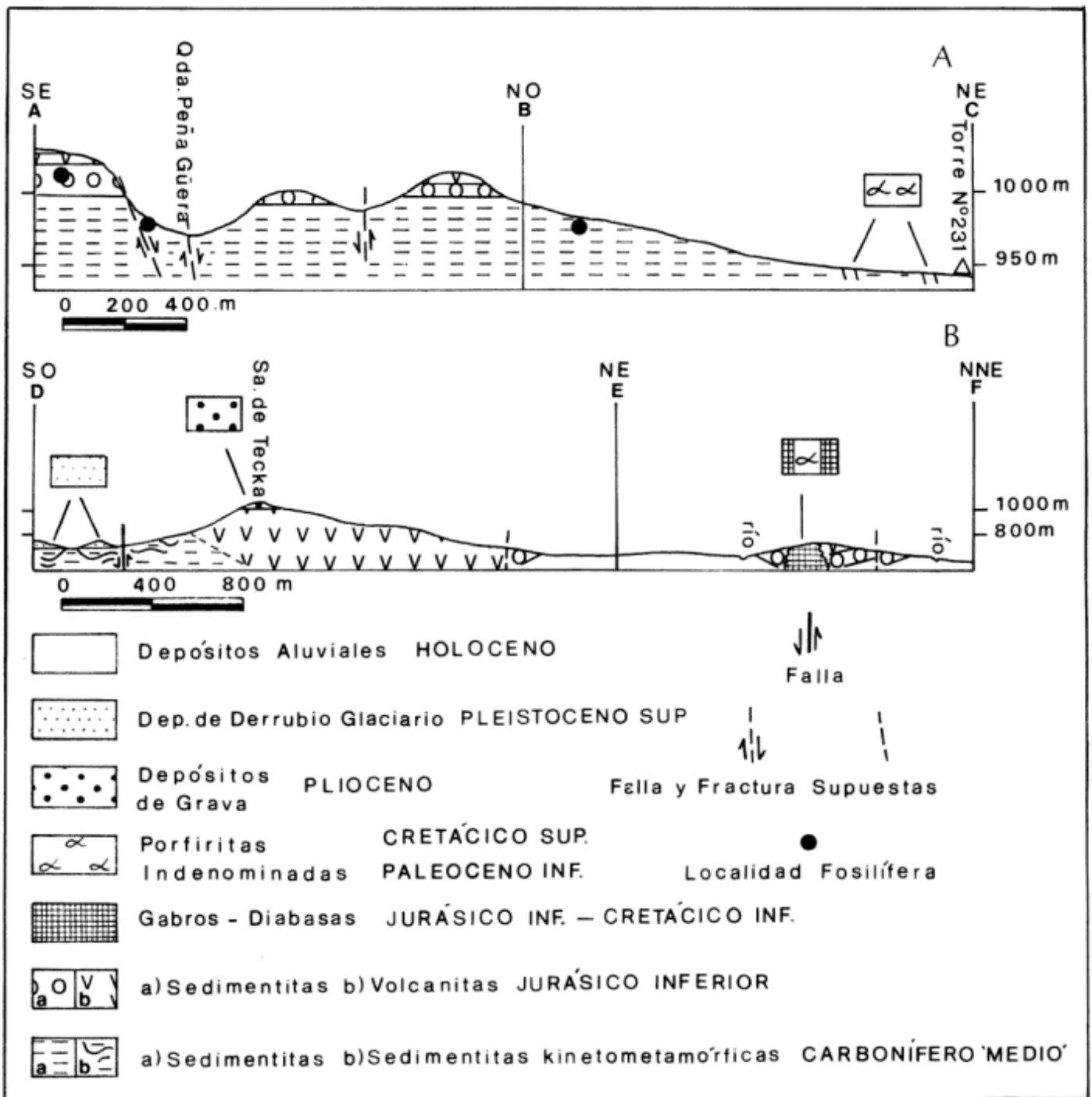


Figura 3: A) Perfil geológico señalado en la Fig. 2 con las letras A, B, C. B) Perfil geológico señalado en la Fig. 2 con las letras D, E, F.

litológicas, la sucesión estudiada es asignable a la Formación Pampa de Tepuel en el sentido de Page *et al.* (1984).

Formación Lepá (Rolleri 1970)

Desde comienzos de siglo hasta nuestra década se han elaborado trabajos que involucran litologías del Jurásico Inferior en las sierras de Tepuel y Tecka (Roth 1908; Suero 1947, 1948, 1953; Feruglio 1949; Parker 1961; Volkheimer 1965; Cazau 1967-1968; Rolleri 1970; Freytes 1970, 1971; Spikermann 1975, 1977; Haller *et al.* 1981; Turner 1982; Gabaldón y Lizuaín 1982; Pezzuchi y Takigawa 1983; Benito y Chernicoff 1986; Vizán 1988a; Franchi *et al.* 1989; González Bonorino 1990; González Bonorino y Cesaretti 1990).

En el área estudiada (Fig. 2) las litologías que se asignan a la Formación Lepá afloran en ambas márgenes del río Gualjaina desde Ap Iwan hasta el puente sobre el río mencionado.

Entre los puestos de Peña y Güera se reconoce la base de la Formación Lepá, la cual apoya en relación de suave discordancia angular sobre las pelitas fosilíferas de la Formación Pampa de Tepuel (Alberti 1988) (Fig. 3a). En este sector del área analizada, los estratos del Paleozoico Superior inclinan 15° en dirección 230° este, mientras que los del Jurásico Inferior inclinan 20° en dirección 190° este. Los bancos que en este trabajo se considera constituyen la base de la Formación Lepá, se reconocen aquí por su color rojo violáceo o por sobresalir en el relieve, en contraste con las pelitas negro verdosas más erodadas de la Formación Pampa de Tepuel (Alberti 1988). Los primeros estratos asignados a la Formación Lepá corresponden a rocas sedimentarias con superficies meteorizadas característicamente rojas violáceas o bien a andesitas. Las sedimentitas constituyen un paquete de 50 m de areniscas y areniscas conglomerádicas entre las que se intercalan lentes de ortoconglomerados polimícticos con clastos de las pelitas infrayacentes que alcanzan los 70 centímetros (Revol 1988). Por encima de estos bancos se apoya una sucesión de aproximadamente 150 m constituida por areniscas y areniscas tobáceas con fósiles del Jurásico Inferior (Alberti 1988).

Por otra parte en las inmediaciones del puente sobre el río Gualjaina se encuentran también litologías asignadas a la Formación Lepá en el perfil "La Cabaña" (Lesta *et al.* 1980) cuyas características han sido estudiadas detalladamente en otros trabajos (*i.e.* González Bonorino y Cesaretti 1990). En las descripciones existentes de las litologías que comprenden este perfil habría que añadir la importancia que tiene la participación piroclástica. Los bancos que constituyen los últimos 180 m del mismo

corresponden en un 70 % a tobas y areniscas tobáceas (Vizán 1993).

Por otra parte, en el área de estudio, la Formación Lepá está también constituida por andesitas. Diferentes argumentos permiten identificar que éstas forman parte de la sucesión jurásica inferior y no constituyen diques concordantes posteriores como se ha observado regionalmente en otras localidades (Perrot 1960; Freytes 1970, 1971; Page *et al.* 1984; González Bonorino y González Bonorino 1988). Entre los puestos de Peña y Güera las andesitas intercaladas entre las areniscas de la base de la formación y los niveles con fósiles del Jurásico Inferior presentan vesículas y amígdalas (Alberti 1988), en Ap Iwan poseen estructura brechosa (Spikermann 1977), en la margen derecha del río Gualjaina las andesitas que afloran a 1 km al S del perfil "La Cabaña" e intercalan a tobas análogas a las de este perfil, presentan flexuras de movimiento, intercalaciones de vidrio volcánico y parcialmente estructura brechosa (Vizán 1993).

La edad de la sucesión se pudo establecer con más detalle que en otros trabajos (*i.e.* Franchi *et al.* 1989) por los fósiles encontrados en niveles epiclásticos y piroclásticos (Alberti 1988). Los invertebrados fueron identificados por G. Blasco como *Fanninoceras* sp. y *Weyla* (*Weyla*) sp., los vegetales fósiles identificados por A. Baldoni corresponden a *Equisetites* sp., *Gleichenites* sp. y foliolos de *Otozamites*. La presencia del género *Fanninoceras* indica una edad pliensbaquiana tardía para la sucesión.

De acuerdo con la paleontología reconocida, se puede establecer que las sedimentitas aquí estudiadas son temporalmente equivalentes con la Formación Osta Arena en el concepto de Blasco *et al.* (1978) y Nullo (1983). A su vez, Vizán (1993) comprobó que los niveles de andesitas y tobas que afloran 1 km al sur del perfil "La Cabaña", constituyen una sucesión estratigráfica que posee direcciones de magnetización pre-tectónicas comunes con las registradas en los perfiles "La Cabaña" (Formación Lepá) y "Redondo Epul" (Formación Osta Arena) en la zona de Pampa de Agnia (Nullo 1983), por lo cual es coherente correlacionar a estas litologías. Es decir que se cuenta con un argumento plausible para considerar que en el cordón constituido por las sierras de Tepuel y Tecka afloran andesitas del jurásico inferior como ha sido señalado por otros autores, tanto para las sierras mencionadas como para otras localidades del Chubut occidental (Suero 1947; Freytes 1971; Spikermann 1977; Franchi y Page 1980; Haller *et al.* 1981; Page y Page 1990, 1993).

Formación Tecka (Turner 1982)

Las entidades mencionadas anteriormente, son intruidas por cuerpos básicos que regionalmente han

sido observados en los sectores donde las sedimentitas del Jurásico Inferior presentan sus mayores espesores y siempre al oeste de la laguna de Agnia (Freytes 1971; Lesta y Ferello 1972; Franchi y Page 1980; Turner 1982; Lage 1982; Page 1984; Poma 1986). Estudios detallados de estas litologías fueron llevados a cabo por Poma (1986).

En la zona de estudio afloran cuerpos intrusivos en ambas márgenes del río Gualjaina (Fig. 2). Aunque en algunos casos los contactos de estos cuerpos se encuentran cubiertos, se reconoce que los mismos intruyen también en este área a las formaciones Pampa de Tepuel y Lepá (Fig. 2 y Fig. 3b). Más aun el carácter intrusivo de uno de estos cuerpos en tobas del Jurásico Inferior se puede apreciar en la margen izquierda del río en el extremo noroeste del área estudiada. Allí, el efecto térmico de contacto generado por el intrusivo desarrolló en las tobas una faja delgada de fino y característico moteado.

Los intrusivos estudiados corresponden a diabasas grises y fundamentalmente leucogabros que constituyen pequeños cuerpos con meteorización catafilar.

Sobre la base de dataciones radimétricas se han propuesto distintas edades para intrusivos básicos aflorantes en el Chubut extraandino que son petrográficamente semejantes a los aquí observados, las mismas se extienden desde el Jurásico Inferior al Cretácico Inferior (Linares 1977; Franchi y Page 1980; Turner 1982). Por otra parte, como se mencionara, en el área de estudio estos plutones intruyen a la Formación Lepá, por lo que la edad de los mismos debe ser posterior al Pliensbaquiano Tardío. De modo que de acuerdo con los antecedentes y las observaciones de campo, se estima que la edad de los intrusivos analizados debe de estar comprendida entre el Jurásico Temprano tardío y el Cretácico Temprano.

De acuerdo con las características litológicas y la edad asignada, esta formación es equivalente a unidades del Complejo Cresta de Los Bosques (Franchi y Page 1980).

Porfiritas indenumeradas

En el área de estudio, en la margen izquierda del río Gualjaina, se observaron diques que intruyen unidades de la formaciones Pampa de Tepuel, Lepá y Tecka. Petrográficamente estos diques corresponden fundamentalmente a andesitas aunque también se reconocieron dacitas y riolitas como variedades litológicas menos frecuentes.

Dado que estratigráficamente algunos de ellos son posteriores a la Formación Tecka, la edad de los mismos debe de ser posterior al Cretácico Temprano. Por otra parte, no se observaron diques intruyendo a los basaltos y tobas que afloran en el sector noroeste del área considerados paleocenos tardíos - eocenos o

bien más jóvenes como se discute posteriormente. De modo que con muchas reservas se ubica estratigráficamente a los mismos entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno Temprano, sin descartar que a estos diques les correspondan edades más jóvenes. Por otra parte tampoco se pueden descartar edades más antiguas para los diques que sólo intruyen a las formaciones Pampa de Tepuel y Lepá.

El área de estudio se encuentra dentro de una región con ciclos magmáticos recurrentes desde por lo menos el Pérmico hasta el Holoceno (Suero 1947; Perrot 1960; Volkheimer 1965; Spikermann 1978; Franchi y Page 1980; Page 1980; Turner 1982; Lage 1982; Spikermann *et al.* 1994). De modo que los diques que se describen en este ítem son ubicados estratigráficamente con muchas reservas y queda abierta la posibilidad de que se hayan agrupado litologías que correspondan a eventos distintos.

Formación Huitrera (Volkheimer 1973)

En el extremo noroeste del área (Fig. 2) se observa una sucesión de piroclastitas y basaltos asignadas por Lage (1982) a la Formación Huitrera (Volkheimer 1973).

No se pudo observar el contacto entre estas litologías y las infrayacentes debido a la presencia de depósitos generados por remoción en masa, tampoco se reconoció el techo de la misma.

Las piroclastitas son tobas y lapillitas claras, deleznable que pueden albergar fragmentos de basalto de hasta 1 centímetro. En algunos de sus estratos se reconocieron restos de vegetales mal conservados. Los basaltos son de color castaño rojizo a negro con estructura escoriácea, vesicular y ocasionalmente disyunción columnar.

Como se mencionara estas litologías fueron asignadas por Lage (1982) a la Formación Huitrera a la que ubica estratigráficamente en el Paleoceno Superior-Eoceno. De acuerdo con Lage (1982), esta formación es equivalente de la extensa asociación volcánica denominada "Serie Andesítica" (Feruglio 1927) o Complejo La Cautiva (Groeber 1954). Esta es una unidad complexiva a la que llamativamente se le asignaron distintas asociaciones litológicas compuestas indistintamente por andesitas, basaltos, riolitas, dacitas, tobas, brechas volcánicas y sedimentos continentales (véase Turner 1982; Lage 1982). Por otra parte litologías previamente incluidas en el Complejo La Cautiva corresponden en realidad a entidades de edades diferentes a la asignada a dicho complejo (Page 1980; Franchi y Page 1980). En el área que nos concierne estas litologías no han sido datadas radimétricamente y sus litologías son semejantes a las descritas por Turner (1982) para entidades más

jóvenes que el Complejo La Cautiva (formaciones El Mirador, Cayulef y Epulef). Como no se cuenta con argumentos sustanciales que refuten la propuesta de Lage (1982) de asignar estas litologías a la Formación Huitrera del Paleoceno Superior - Eoceno, se acepta la misma, aunque se deja abierta la posibilidad de que las litologías aquí analizadas formen parte de las entidades más jóvenes descritas por Turner (1982).

Formación Huaiqui (Turner 1982)

En el sur del área estudiada, Turner (1982) observó que coronando la sierra de Tecka se encuentra un "material pedregoso psefítico" entre los 1.000 y 1.500 m sobre el nivel del mar. A su vez Lage (1982) en el norte de la misma observa "rodados" en niveles altimétricos que oscilan entre los 1.000 y 1.200 m sobre el nivel del mar.

En la comarca aquí analizada, la cumbre de la serranía del sector sudoeste alcanza una altura de 1.200 m y está coronada por un depósito horizontal de grava que cubre discordantemente volcanitas que inclinan hacia el este (Vizán 1993) (Fig. 2 y Fig. 3b). Su espesor original es difícil de determinar dado que el reptaje de sus clastos además de degradarlo forma una carpeta que cubre su contacto con las rocas infrayacentes (Vizán 1993).

El depósito presenta una fracción mayor compuesta por rodados redondeados a subredondeados cuyo tamaño medio es de 30 cm, aunque posee algunos individuos de hasta aproximadamente 70 cm de diámetro. La fracción menor está compuesta por arena fina, de modo que la selección de la población es mala. Entre los individuos mayores no se observaron clastos estriados y la composición petrográfica de los mismos corresponde a granitos (*sensu lato*), andesitas, tobas y areniscas, en orden de mayor a menor abundancia. Junto con los clastos aparecen fragmentos angulosos de troncos petrificados bien conservados (Vizán 1993).

Se considera que este depósito es correlativo de la Formación Huaiqui (Turner 1982) ya que presenta características litológicas como las descritas por Turner (1982) para tal entidad al sur del área de estudio.

A la Formación Huaiqui, Turner (1982) la asigna al Pleistoceno Inferior y la "relaciona" con la Formación Martín (Volkheimer 1964). Lage (1982) considera que esta última formación "podría haberse desarrollado a partir del Plioceno tardío, hasta el Pleistoceno Temprano. Según Vizán (1993) los depósitos reconocidos en el área estudiada podrían correlacionarse con los que al norte del área analizada, González Díaz (1993a y b) interpreta como pertenecientes a la cobertura detrítica de un pedimento plioceno. Esta última edad es la que se acepta en el presente trabajo.

En el cordón del Caquel, ubicado al sudoeste fuera del área de estudio, entre los 1.300 y 1.600 m, se

encuentran depósitos de till que han sido interpretados como una morena de fondo depositada por un manto de hielo que se extendió desde la cordillera (Lapido *et al.* 1988). Es incorrecta la correlación efectuada por Vizán (1988b) entre este till y los depósitos de la Formación Huaiqui que cubre la cima de la sierra de Tecka en el sudoeste del área aquí estudiada (Vizán 1993). Existen diferencias entre las características de ambos depósitos, el till presenta matriz limo-arcillosa y bloques que pueden superar los dos metros con caras pulidas a veces con estrías (Lapido *et al.* 1988); éstos caracteres no se reconocieron en el depósito del área de estudio (Vizán 1993).

Depósitos de derrubio glaciario indenumerado

En el área analizada varios autores han estudiado depósitos vinculados con la última glaciación (Caldenius 1932; Volkheimer 1965; Flint y Fidalgo 1968; Spikermann 1977; Turner 1982; Lage 1982).

En el noreste del área levantada (Fig. 2), Vizán (1993) observó bloques que forman parte de un agregado suelto de granulometría muy variada que constituyen niveles aterrazados. Los bloques pueden tener un diámetro del orden del metro y composicionalmente corresponden, en general, a volcanitas mesosilíceas, como las que integran los afloramientos de andesitas del Jurásico Inferior. Entre los depósitos aterrazados de las cercanías de la estancia La Anita (Fig. 1 y 2) se reconocen bloques del orden de los 50 cm de rocas graníticas que no se han observado en afloramientos del área levantada. Según Vizán (1993) es posible que estos bloques tengan un origen relacionado directa o indirectamente con la última glaciación de valle cuyos pulsos y alcance han sido reconocidos en el área (Caldenius 1932; González Díaz 1995) a diferencia de la propuesta errónea de Vizán (1988b) que los asociaba a una glaciación de manto.

Estos depósitos se correlacionan con los que González Díaz (1995) señala como depósitos de "drift". Según este último autor, "de acuerdo a Caldenius (1932), este término glaciario coincidiría con su 'sistema inicioglacial'".

Sobre la base de lo mencionado, los depósitos aterrazados señalados se habrían desarrollado durante el Pleistoceno Tardío.

Depósitos de remoción en masa y depósitos aluviales indenumerados

En el área de estudio se encuentran depósitos de remoción en masa que han sido observados por varios autores (Volkheimer 1965; Lage 1982; Vizán 1988b, 1993; González Díaz 1995).

Estos depósitos se reconocen fundamentalmente en el sector norte de la zona analizada (Fig. 2) y se observan diferentes características litológicas entre los del noroeste y noreste, en relación directa con los materiales previos a expensas de los cuales se desarrollaron. Los del sector noroeste son depósitos irregulares que presentan bloques de rocas volcánicas de composición basáltica (Lage 1982; Vizán 1993; González Díaz 1995). Los depósitos del sector noreste presentan materiales que provienen de los depósitos aterrazados indicados anteriormente (Lage 1982; Vizán 1988b).

Respecto de los procesos que generaron estos depósitos, a los del sector noroeste Volkheimer (1965) los adjudicó a una "corriente de barro", Vizán (1988b) si bien los consideró de deslizamientos movilizados posteriormente como flujos de detritos, adjudicó uno de estos depósitos a un "flujo Laharico". Teniendo en cuenta las discrepancias manifestadas verbalmente por E. González Díaz y la inquietud de Beltramone (1991), Vizán (1993) consideró también a estos depósitos como producto de un deslizamiento cuyos materiales se movilizaron distalmente como un flujo de detritos. De acuerdo con González Díaz (1995) todos los procesos de remoción en masa que se desarrollaron en este sector corresponden a "deslizamientos gravitacionales del tipo rotacional con una facies distal de flujo". Los depósitos de remoción en masa del sector noreste se desarrollaron como consecuencia de deslizamientos de los sedimentos que constituyen niveles de terrazas en ese sector (Lage 1982; Vizán 1988b).

La edad de los depósitos del sector noroeste se considera holocena, aceptando que según González Díaz (1995) el factor "disparador" de los fenómenos que originaron estos depósitos se podría adjudicar a las vibraciones generadas por un volcán moderno ("Holoceno?"). Para los depósitos de remoción en masa del sector noreste también se considera una edad holocena ya que se originaron por el deslizamiento de los depósitos de derrubio glaciario aterrazados del Pleistoceno Tardío.

La estratigrafía del área se completa con los depósitos aluviales, cuyas características han sido descritas por Turner (1982) y Lage (1982).

Estructura

El área analizada se encuentra en una región cuya estructura es fundamentalmente de bloques limitados por fallas de alto ángulo (Groeber 1942; Volkheimer 1965; Turner 1982; Lage 1982).

En la Fig. 4a se representaron lineamientos en el sentido de O'Leary *et al.* (1976) para un área comprendida entre los paralelos $42^{\circ}50'30''$ y $43^{\circ}34'30''$

S y los meridianos $71^{\circ}3'$ y $69^{\circ}57'50''$. Esta zona incluye a la Hoja 44 C y al N se solapa latitudinalmente aproximadamente $10'$ con el área estudiada por Coira *et al.* (1975). Los lineamientos reconocidos constituyen tres conjuntos de direcciones más frecuentes (Fig. 4b): i) $N 20^{\circ} E - N 40^{\circ} E$, ii) $N 10^{\circ} O - N 30^{\circ} O$, iii) $N 50^{\circ} O - N 60^{\circ} O$. Al primer conjunto pertenecen las fallas que levantaron la sierra de Languineo, al segundo las que levantaron la sierra de Tecka. Ambos conjuntos presentan direcciones comunes con el Sistema Comallo (Coira *et al.* 1975), el tercero incluye a una de las direcciones del Sistema Gastre (Coira *et al.* 1975).

Para la zona de Gastre-Gualjaina ($42^{\circ}30' - 41^{\circ}30' S$, $70^{\circ} - 69^{\circ} O$) al norte del área analizada, Volkheimer (1965) ha observado fallas de "alineamiento NO-SE" relacionadas con actividad efusiva. Esta relación también se reconoce en el área analizada, ya que tres centros volcánicos se alinean aproximadamente con la dirección $N 20^{\circ} O$ que está contenida por uno de los conjuntos principales observados en la Fig. 4b (Vizán 1993).

Al sur del centro volcánico más septentrional representado en la Fig. 4a se encuentra la sierra de Tecka, cuya orientación se puede definir a través del depósito de grava de la Formación Huaiqui que corona su cima (Fig. 2 y 4a).

La zona de falla del pie occidental de la sierra de Tecka se reconoce en el área de estudio unos 5 km en

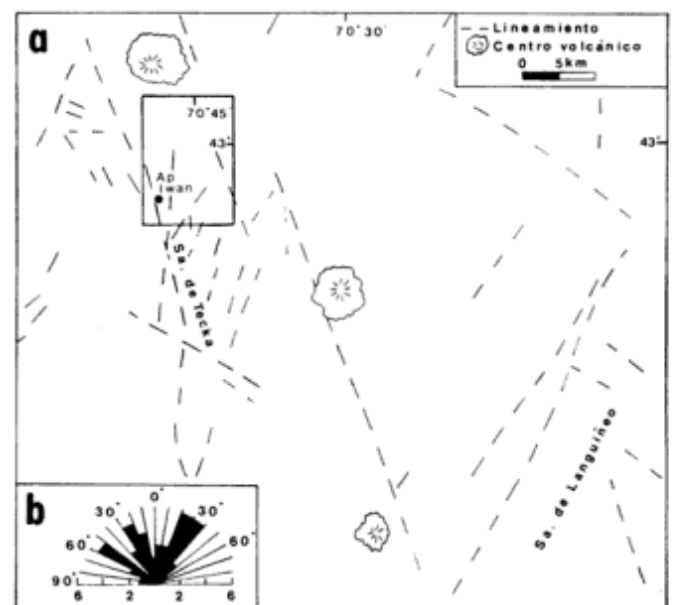


Figura 4: a) Mapa de lineamientos efectuado sobre la base de imagen satelitaria. El recuadro señala el área estudiada representada en la Fig. 2; b) Diagrama de frecuencias obtenido sobre la base de los lineamientos reconocidos a través de imagen satelitaria y representados en la Fig. 4a.

dirección este del área de Ap Iwan (Revol 1988). Más concretamente, si se recorre la quebrada que ha sido empleada para el tendido de la línea de alta tensión entre Puerto Madryn y Futaleufú (Fig. 2), se observa que mientras que entre los puestos de Peña y Güera los litologías no presentan importantes dislocamientos tectónicos, hacia el oeste, las mismas litologías se encuentran muy deformadas (Revol 1988) y respondieron con distinto grado de competencia estructural: las areniscas y los conglomerados de las formaciones Lepá y Pampa de Tepuel tuvieron respuestas frágiles y se presentan fracturadas y cambian sus actitudes estructurales de un afloramiento a otro; en cambio las pelitas de la Formación Pampa de Tepuel, que se hayan muy fragmentadas, tuvieron un comportamiento más plástico flexurándose y actuando como superficies de "patinaje" de los estratos de mayor competencia estructural.

A través del análisis de la estratigrafía del área se acotaron temporalmente los últimos levantamientos de la sierra de Tecka. El de mayor importancia debió

ocurrir posteriormente a la depositación de la Formación Huaiqui y previamente a los depósitos vinculados con la glaciación de valle pleistocena (Turner 1982; Vizán 1993). Posteriormente, es posible que hayan ocurrido otros movimientos menos importantes a través de fallas involucradas con esta sierra. Unos 7-8 km al oeste de La Cabaña, González Díaz (1995) identificó un volcán "(Holoceno ?)" que según este autor, aparenta hallarse ligado a una zona de debilidad estructural. Sin descartar al mismo como "disparador" de la remoción en masa del noroeste del área (González Díaz 1995), es posible que también levantamientos recientes de la sierra hayan contribuido a desencadenar estos procesos.

Análisis de la estratigrafía del área de Ap Iwan

Los afloramientos del área de Ap Iwan están ubicados a lo largo de la Ruta Nacional N° 25 entre los kilómetros 2071 y 2073. En el sector norte de estos afloramientos, se encuentran las litologías que otros

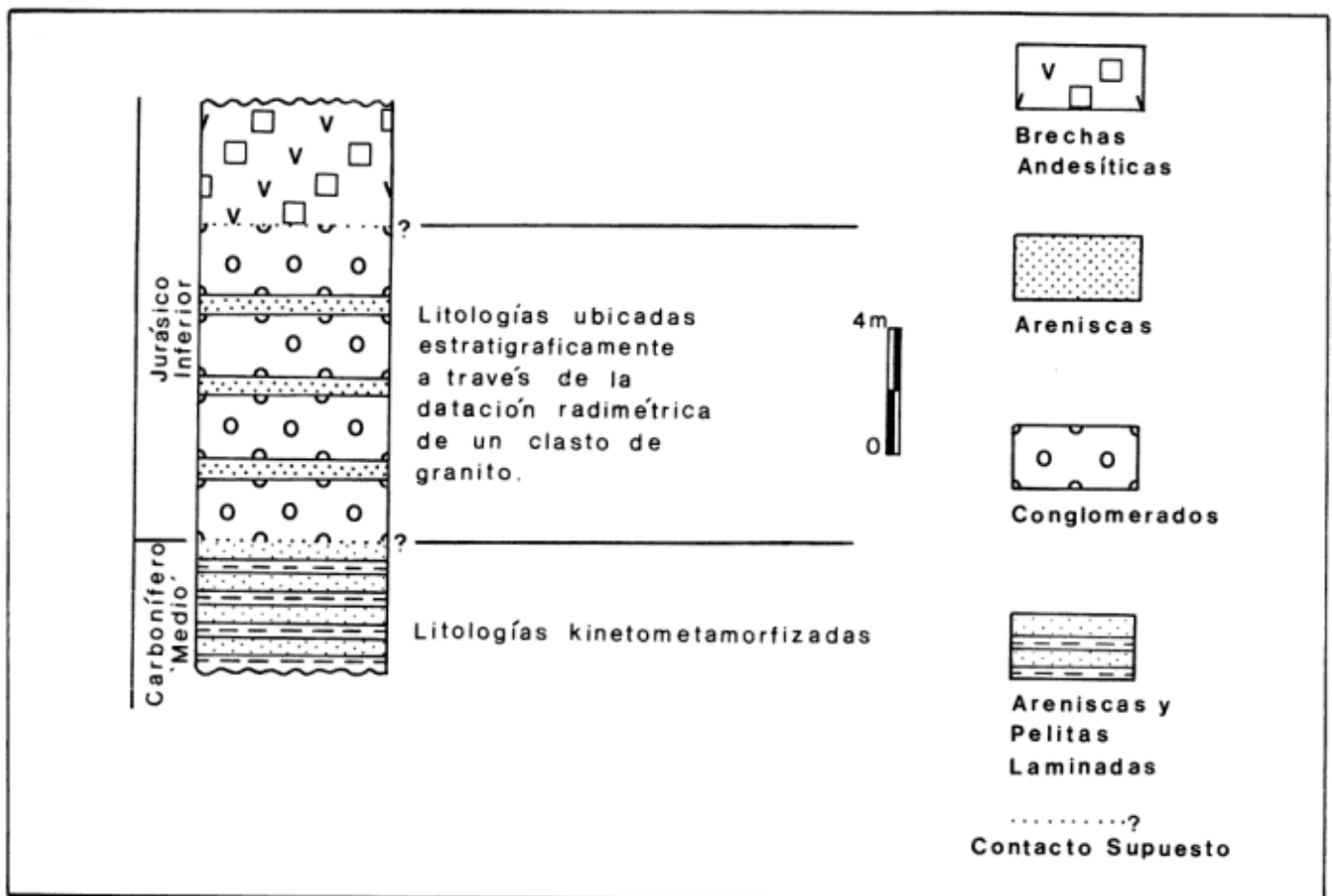


Figura 5: Perfil estratigráfico compuesto con las litologías que forman los afloramientos septentrionales del área de Ap Iwan. Se incluyen las que se asignaron en otros trabajos a la Formación Arroyo Pescado y a la base del Grupo Tepuel, interpretación que se discute en este trabajo.

autores asignaron a la Formación Arroyo Pescado y a la base del Grupo Tepuel. Las asignadas a la Formación Arroyo Pescado, son rocas kinetometamorfizadas muy flexuradas que corresponden a areniscas finas grises oscuras a verdosas intercaladas con pelitas oscuras (Fig. 5). El contacto entre estas litologías y las consideradas por otros autores como la base del Grupo Tepuel, se encuentra cubierto por aluvio; no obstante, como lo señalan González *et al.* (1995), se observa un neto contraste en el estilo estructural de ambas unidades. Las litologías que suprayacen a las sedimentitas kinetometamorfizadas constituyen afloramientos de formas aproximadamente alargadas según el rumbo de la estratificación, con longitudes de hasta 30 m de largo por 15 m de ancho (Spikermann 1975). Individualmente, algunas de las secciones aflorantes poseen un espesor mínimo observable de 10 m compuestas por un conglomerado bien estratificado junto con bancos de areniscas. En el conglomerado se reconocen fragmentos líticos que llegan hasta los 15 cm y corresponden a los metasedimentitas infrayacentes más volcánicas ácidas y granitos biotíticos (Spikermann 1975). Estos últimos muy ocasionalmente superan el medio metro. En las areniscas, bien seleccionadas, existen fragmentos líticos de 5 a 6 mm que se presentan esporádicamente (Spikermann 1975) a diferencia de los ubicuos cadilitos que se observan en los niveles diamictíticos de la Formación Pampa de Tepuel en la sierra de Tepuel (González Bonorino *et al.* 1988).

Del conglomerado se obtuvo un clasto de granito (*sensu lato*) de 70 cm de diámetro al que se le efectuó una datación radimétrica por el método K-Ar sobre anfíbol. Se obtuvo una edad de 200 ± 10 Ma (Sinemuriano, de acuerdo con Gradstein *et al.* 1994) con los siguientes datos analíticos: K = 0,45%; $K^{40} = 1,34 \times 10^{-8}$ mol/g; $Ar^{40} \text{rad} = 1,64 \times 10^{-10}$ mol/g y $Ar^{40} \text{Atm.} = 71,6\%$; Laboratorio INGEIS (muestra N° 2100, Inf. N° 1875).

De acuerdo con este dato radimétrico, más los estratigráficos y estructurales previamente mencionados, se puede abordar un análisis de la estratigrafía del área de Ap Iwan. Para comenzar nuestra discusión nos remitiremos a las dos propuestas más recientes que corresponden a González Bonorino y González Bonorino (1988) y a González *et al.* (1995).

González Bonorino y González Bonorino (1988) señalaron que en el área de Ap Iwan existen "dos conjuntos litológicos arealmente separados". El que se encuentra "situado hacia el sur, comprende conglomerados, diamictitas y areniscas en bancos potentes, con características glaciogénicas". De acuerdo con la ubicación del "Perfil Sedimentitas Carboníferas" de González *et al.* (1995) en su "Bosquejo Geológico", los depósitos con características glaciogénicas indicados por González Bonorino y González Bonorino (1988) podrían corresponder a las "secciones D, E, F, G y H" de

González *et al.* (1995) donde los últimos autores encuentran un pavimento glaciario y fósiles asignables a la Formación Pampa de Tepuel. Es decir que no existirían controversias en cuanto a la ubicación estratigráfica de dichos depósitos.

De acuerdo con González Bonorino y González Bonorino (1988), "el otro conjunto, situado hacia el norte, consiste en pelita gris oscura alternando con areniscas finas en bancos delgados"... "Los estratos están fuertemente replegados y muestran un leve metamorfismo dinámico". Sin dudas estos estratos son los considerados "esquistos" por diferentes autores y a los que González *et al.* (1995) consideran como Formación Arroyo Pescado "de edad pre-carbónica" siguiendo la propuesta tradicional de Suero (1948, 1953), Roller (1970), Spikermann (1977), Turner (1982) y González (1985). Para González Bonorino y González Bonorino (1988) el "estilo sedimentario" de estas litologías es semejante al de la sección inferior de la Formación Esquel a la que equiparan con la Formación Jaramillo del Carbonífero Temprano según Page *et al.* (1984). González Bonorino y González Bonorino (1988) señalan que para considerar una edad pre-carbonífera para los estratos replegados se debe tener en cuenta el contraste de la deformación entre las pefitas glaciogénicas y las pelitas con metamorfismo dinámico de competencia estructural muy diferente. Sobre estas rocas se encuentran, a su vez, los depósitos conglomerádicos descritos detalladamente por Spikermann (1975) y nuevamente en este trabajo (Fig.5), el mismo llamativamente no ha sido explícitamente señalado por González Bonorino y González Bonorino (1988). En cambio González *et al.* (1995) señalan que estos conglomerados se encuentran en "¿discordancia?" sobre los "esquistos".

Las características litológicas previamente descritas para los niveles conglomerádicos de Ap Iwan que suprayacen a los "esquistos" son semejantes a las anteriormente señaladas para los niveles sedimentarios de la base de la Formación Lepá. Por otra parte, la datación radimétrica efectuada en uno de los clastos de granito del conglomerado que aflora en Ap Iwan sobre los "esquistos", indica una edad sinemuriana para el mismo. Este dato invalida toda propuesta que considere que la edad del "conglomerado" sea neopaleozoica y aun triásica y es compatible con la edad pliensbaquiana tardía que se asigna a la Formación Lepá en este trabajo, a través de fósiles. Es decir que el conglomerado aflorante en Ap Iwan correspondería a la base de la Formación Lepá.

El contraste estructural que se observa en Ap Iwan entre los "esquistos" y los niveles de la base de la Formación Lepá es análogo al que se observa 8-9 km al este en la quebrada de la línea de alta tensión. Es decir, en ambos sectores las litologías presentan un contraste en su competencia estructural, mientras los conglomerados tuvieron respuestas frágiles y se

fracturaron dando lugar a pequeños bloques con diferentes basculamientos, los "esquistos" (pelitas y areniscas finas dinamometamórficas) se replegaron con los distintos levantamientos de la sierra de Tecka, que posiblemente ocurrieron hasta prácticamente el presente. No se descarta, por otra parte, que además del dinamometamorfismo, estas rocas hayan sido afectadas por calentamientos provocados por intrusivos posteriores, como los que en este trabajo se reconocen afectando distintas entidades, lo cual contribuyó a que estas rocas presenten rasgos metamórficos.

Como se mencionara, de acuerdo con González Bonorino y González Bonorino (1988) las litologías dinamometamorfizadas tienen un "estilo sedimentario" similar al de la sección inferior de la Formación Esquel (Carbonífero Inferior); sin embargo estas litologías deberían correlacionarse con la Formación Pampa de Tepuel como 8-9 km al este de Ap Iwan.

El contacto entre el Neopaleozoico y el Jurásico Inferior observado en Ap Iwan (Fig. 5) presenta características análogas a las observadas para el mismo contacto en otras localidades del Chubut Extraandino (Fig. 1). En localidades de la sierra de Tecka como La Carlota (Suero 1947, 1948) y La Mimosa (Parker 1961) los depósitos neopaleozoicos fundamentalmente pelíticos se hallan localmente deformados o alabeados. Los niveles conglomerádicos de la base de las sucesiones del Jurásico Inferior, tanto en estas localidades como en otras, poseen clastos pobremente seleccionados y angulosos que en algunos casos pasan a bloques (e.g. Languineo, Suero 1953; Betancourt y Ferrarotti, Suero 1958; El Molle, Perrot 1960; La Mimosa, Parker 1961; Nueva Lubecka, Cortiñas 1984). Las areniscas que acompañan a estos conglomerados jurásicos pueden presentar clastos de grava aislados (La Carlota, Suero 1947, 1948; arroyo Quichaura, Suero 1947; arroyo Montesino, Suero 1947).

Por otra parte, en el área de estudio, se reconocieron andesitas integrando la Formación Lepá prácticamente desde su inicio. En Ap Iwan, luego de un sector cubierto de aproximadamente 20 m a partir de los niveles conglomerádicos aquí considerados como la base de la Formación Lepá, afloran brechas andesíticas consideradas jurásicas por Spikermann (1977), y que en este trabajo se las incluye en la formación mencionada, coherentemente con lo observado en la comarca.

Conclusiones

A través de un estudio geológico del extremo septentrional de la sierra de Tecka y de la datación radimétrica de uno de los clastos de granito de los

depósitos conglomerádicos que cubren a las sedimentitas dinamometamorfizadas que fueran denominadas Formación Arroyo Pescado, se pudo abordar un nuevo análisis de la estratigrafía del área de Ap Iwan. Se interpreta que las pelitas y areniscas finas dinamometamórficas allí aflorantes pertenecen a la Formación Pampa de Tepuel y a los depósitos conglomerádicos que las suprayacen como la base de la Formación Lepá. En esta interpretación se considera a la Formación Arroyo Pescado como sinónimo de la Formación Pampa de Tepuel. La base del Grupo Tepuel no se encontraría en el área de Ap Iwan y no ha sido reconocida en otros sectores del extremo septentrional de la sierra de Tecka.

Agradecimientos

El presente trabajo se pudo llevar a cabo gracias al aporte económico del CONICET y la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. Los autores desean agradecer a Alberto P. Radoszta la lectura crítica de un primitivo manuscrito. Esta versión se encuentra mejorada gracias a los atendibles comentarios y correcciones efectuados por los árbitros, A.C. Riccardi y S. Poma.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alberti, R., 1988. Geología de la quebrada Guera-Peña, zona norte del borde oriental de la sierra de Tecka, Departamento de Languineo, Provincia del Chubut. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 73 p. (inédito).
- Amos, A., 1964. A review of the marine Carboniferous stratigraphy of Argentina. Proceedings, 22nd International Geological Congress, 9: 53-72. Nueva Delhi.
- Amos, A. y Roller, E.O., 1965. El Carbónico marino en el Valle de Calingasta, Uspallata (San Juan-Mendoza). Boletín de Informaciones Petroleras, 368: 1-23.
- Amos, A. y Sabattini, N., 1969. Upper Paleozoic similitud between Argentina and Australia. Actas IUGS Symposium Gondwana Stratigraphy, 2: 235-248. Buenos Aires.
- Azcuy, C. L. y Caminos, R., 1987. Diastrofismo. En: S. Archangelsky (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina, pp. 225-237. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Beltramone, C., 1991. Presencia de flujos laháricos en las márgenes del río Gualjaina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46 (3-4): 344.
- Benito, J.I. y Chernicoff, C.J., 1986. Geología del cerro Caquel y aledaños, Departamento de Futaleufú, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (1-2): 70-80.
- 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 7º Congreso Geológico Argentino, 2:407-429. Neuquén.
- Borrello, A.V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. Anales de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 14: 1-188.

- Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Publicación de la Dirección General de Minas y Geología. Ministerio de Agricultura de la Nación, 95: 1-152.
- Cazau, L.B., 1967-1968. Relevamiento geológico de la porción sur de la cuenca de Niriuhau-Norquinco-Cushamen (entre Norquinco-río Tecka-Esquel y Cholila). Provincia de Río Negro y Chubut. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, (inédito).
- Chebli, G.A., Nakayama, C. y Sciuto, J.C., 1979. Mapa geológico de la Provincia del Chubut. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 639-655. Neuquén.
- Coira, B.L., Nullo, F., Proserpio C. y Ramos, V., 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (Provincia de Río Negro y Chubut). República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (4): 361-383.
- Cortiñas, J.S., 1984. Estratigrafía y facies del Jurásico entre Nueva Lubecka, Ferrarotti y cerro Colorado. Su relación con depósitos coetáneos del Chubut central. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 2: 283-299. San Carlos de Bariloche.
- Feruglio, E., 1927. Estudio geológico de la región pre y subandina en la latitud del Nahuel Huapi. Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. GAEA, 2 (3): 425-437.
- Feruglio, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia, 1: 334 pp. División Geología de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires.
- Flint, R.F. y Fidalgo, F., 1968. Drift glacial al este de los Andes entre Bariloche y Esquel. Boletín del Instituto Nacional de Geología y Minería, 119:1-18.
- 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.
- Franchi, M.R., Panza, J.L. y de Barrio, R.E., 1989. Depósitos Triásicos y Jurásicos de la Patagonia Extraandina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Ed.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Simposio sobre Cuencas Sedimentarias, pp. 347-378, 10º Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán.
- Freytes, E. A., 1970. Informe parcial sobre los trabajos realizados en la zona Ch.PR-7 (Sierra de Tepuel, Chubut). Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, 38 p., (inédito).
- Freytes, E.A., 1971. Informe geológico preliminar sobre la Sierra de Tepuel (Dtos. Languiñeo y Tehuelches, Prov. del Chubut). Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, 38 p. (inédito).
- Friedman, G. y Sanders, J., 1978. Principles of Sedimentology. J.Wiley & Sons, pp. 1-792. Nueva York.
- Gabaldón, V. y Lizuaín, A., 1982. Estratigrafía y sedimentología del Liásico del noroeste del Chubut. Argentina. Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 509-526, Buenos Aires.
- González, C.R., 1984. Rasgos paleogeográficos del Paleozoico superior de Patagonia. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, Bariloche, 1: 191-205. S.C. de Bariloche.
- González, C. R., 1985. El Paleozoico superior marino de la Patagonia Extraandina. Ameghiniana, 21 (2-4): 125-142.
- González, C.R., Taboada, A.C., Díaz Saravia, P.G. y Aredes, M.A., 1995. El Carbónico del sector noroccidental de la Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 40-46.
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G., 1988. La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (4): 518-528.
- González Bonorino, G., 1990. Cambios relativos en el nivel del mar y su posible relación con magmatismo en el Jurásico temprano. Formación Lepá, Chubut noroccidental, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (1-2): 129-135.
- González Bonorino, G. y Cesaretti, N.N., 1990. Transición playa de grava a plataforma dominada por oleaje en una costa de alta energía del Jurásico inferior, Chubut noroccidental. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (3-4): 246-259.
- González Bonorino, G., Rafine, G., Vega, V. y Guerin, D., 1988. Ambientes de plataforma nerítica dominada por tormentas en la sección glaciogénica del Grupo Tepuel, Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (2): 239-252.
- González Díaz, E., 1993a. Mapa geomorfológico del sector de Cushamen (NO del Chubut): Interpretación genética y secuencial de sus principales geoformas. Actas del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 6: 56-65.
- González Díaz, E., 1993b. Propuesta evolutiva geomórfica para el sector de Cushamen (NO de Chubut) durante el lapso terciario superior-cuaternario. Actas del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 6: 66-72.
- González Díaz, E., 1995. Sobre la presencia de flujos laháricos en las márgenes del río Gualjaina, noroeste del Chubut extrandino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 276-279.
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbol, J., van Veen, P., Thierry J.T. y Huang, Z., 1994. A Mesozoic time scale. Journal of Geophysical Research, 99 (B12): 24.051-24.074.
- Groeber, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° a 44° y entre los meridianos 69° y 71°. Actas Primer Congreso Panamericano de Ingeniería en Minas y Geología, 1a parte, Geología, 2: 368-379. Santiago de Chile.
- Groeber, P., 1954. La serie "andesítica" patagónica. Sus relaciones, posición y edad. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9 (3): 39-42.
- Haller, M.J., Lapido, O.R., Lizuaín, A. y Page, R., 1981. El mar tito-neocomiano en la evolución de la cordillera Nordpatagónica. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E. (Ed.): Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1: 221-237. Porto Alegre.
- Lage, J., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 43 C, Gualjaina, Prov. del Chubut. Boletín del Servicio Geológico Nacional, 189: 1-72.
- Lapido, O., Beltramone, C.A. y Haller, M.J., 1988. Glacial deposits on the Patagonian Cordillera at latitude 43° 30' S. En: Rabasa, J. (Ed.): Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. With selected papers of the final meeting of the International Geological Correlation Program (IGCP), Project 201. Quaternary of South America, 257-266. Ushuaia.
- Lesta, P. y Ferello, R., 1972. Región Extrandina del Chubut y Norte de Santa Cruz. En: Leanza A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp. 601-654. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Lesta, P., Ferello, R. y Chebli, G., 1980. Chubut Extrandino. En: Turner, J.C. (Ed.): Geología Regional Argentina, 2, pp. 1307-1387. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Linares, E., 1977. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina, por INGEIS sin publicar, Publicación Especial de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, 4: 1-38.
- López Gamundi, O. y Limarino, C.O., 1984. Facies de abanico submarino en el Grupo Tepuel (Paleozoico superior)

- provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1): 251-261.
- Nullo, F. 1983. Descripción geológica de la Hoja 45 c, Pampa de Agnia. Provincia de Chubut. *Boletín del Servicio Geológico Nacional*, 199:1-94.
- O'Learly, D.W., Friedman, J.D. y Pohn, H.A., 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standarts for old terms. *Geological Society of America Bulletin* (87): 1463-1469.
- Page, R.F., 1980. La edad del Cautivalitense en su área tipo. Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (1): 151-155.
- Page, R. y Page, S., 1993. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (1): 41-58.
- Page, R., Limarino, C.O., López Gamundi, O. y Page, S., 1984. Estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo y en la región del Molle, provincia de Chubut. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 619-632. San Carlos de Bariloche.
- Page, S., 1984. Los gabros bandeados de la sierra de Tepuel, cuerpos del sector suroeste, provincia del Chubut. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 584-599. San Carlos de Bariloche.
- Page, S. y Page, R., 1990. Magmatismo toleítico en el intra-arco jurásico de la precordillera del Chubut. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 98-100, San Juan.
- Parker, G., 1961. Geología de la porción austral de la sierra de Tecka (Provincia de Chubut). Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad de La Plata, 98 p. (inédito).
- Perrot, J., 1960. Estudio geológico de las inmediaciones del paraje El Molle (Dto. Tehuelches), Prov. del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 15 (1-2): 53-79.
- Pezzuchi, H.D. y Takigawa, A., 1983. Geología del sector del cerro Cucho, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 409-493.
- 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).
- Rapalini, A.E., Tarling, D.H., Turner, P., Flint, S. y Vilas, J.F., 1994. Paleomagnetism of the Carboniferous Tepuel Group, Central Patagonia, Argentina. *Tectonics*, 13 (5): 1277-1294.
- Revol, P., 1988. Geología de un sector del norte de la sierra de Tecka, borde occidental, Departamento de Languiño, Provincia del Chubut. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 95 p. (inédito).
- Riccardi, A. C. y Sabattini, N., 1975. Cephalopoda from the Carboniferous of Argentina. *Palaeontology*, 18 (1): 117-136.
- Rolleri, E.O., 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel, Comunicación. *Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 273-277. Buenos Aires.
- Roth, S., 1908. Beitrage zur Gliederung der Sedimentablagerungen in Patagonie und Pampas region. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 26: 92-150.
- Spikermann, J.P., 1975. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el Paleozoico de la región extraandina del Chubut. Provincia del Chubut. República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 175 p. (inédito).
- Spikermann, J.P., 1977. Geología de los alrededores de la estancia Arroyo Pescado. Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (4): 265-276.
- Spikermann, J.P., 1978. Contribución al conocimiento de la intrusividad en Paleozoico de la región extraandina del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33 (1): 17-35.
- Spikermann, J.P., Dominguez, M., Massafarro, G., Lagorio, S., Aresburg, I., Pacheco, S. y Vizán, H., 1994. Geología de un sector del borde occidental de la sierra de Languiño, Departamento de Languiño, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 313-320.
- Suero, T., 1947. Reconocimiento geológico entre el arroyo Genoa y el río Chubut (Dtos. Tehuelches, Paso de Indios y Languiño), Prov. del Chubut. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 24 p. (inédito).
- Suero, T., 1948. Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 28: 2-20.
- Suero, T., 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut (Patagonia austral-República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8 (1): 37-53.
- Suero, T., 1958. Datos geológicos sobre el Paleozoico superior en la zona de Nueva Lubecka y alrededores (Chubut extraandino, Prov. de Chubut). *Revista del Museo de La Plata (N.S.)* 5, Geología, 30: 1-28.
- Turner, J.C.M., 1982. Descripción geológica de la Hoja 44C, Tecka (Provincia de Chubut). *Boletín Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.) y Servicio Geológico Nacional*, 197: 1-92.
- Vizán, H., 1988a. Estudios paleontológicos y paleomagnéticos preliminares de la Formación Lepá (río Gualjaina-Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (3):327-337.
- Vizán, H., 1988b. Geomorfología en las márgenes del río Gualjaina (paralelo 43° S S.L.) Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (3): 412-414.
- Vizán, H., 1993. Marco geológico y paleomagnetismo de unidades de la cuenca liásica del oeste de Chubut (Argentina). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 299 p. (inédito).
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19 (2): 85-107.
- Volkheimer, W., 1965. Bosquejo geológico del NO del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (3): 326-350.
- Volkheimer, W., 1973. Observaciones Geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (1): 13-36.

Recibido: 5 de marzo, 1996

Aceptado: 7 de noviembre, 1996

Estructura del basamento metamórfico en el bloque situado al oeste de la sierra de Cuniputo, provincia de Córdoba

Pablo J. CAFFE¹ y Edgardo G. BALDO²

¹Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, Casilla de Correo 258, 4600 San Salvador de Jujuy

²Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba

ABSTRACT. *Structure of the metamorphic basement in the block west of Sierra de Cuniputo, Córdoba Province.* The Quilpo-La Fronda basement block, located west of the Sierra de Cuniputo (Pampean Ranges of Córdoba) is composed of high-grade metamorphic rocks, including cordierite migmatites, gneisses, marbles, amphibolites and schists, intruded by trondhjemitic and granodioritic plutons. The metamorphic basement records an ancient polyphase deformation within the ductile domain. The synmetamorphic S1 foliation, produced during D1, was later folded by the D2 event, resulting in a S2 geometric foliation parallel to S1, striking NW-N and dipping ENE-E. S2 is the most important structural feature in the area, and was formed by isoclinal folding and a progressive flattening of D1 structure. A third event, D3, refolded previous structures and produced major folds (wave length 400 to 1000 m) with axes striking and dipping E-ENE. D2-D3 interference generated Ramsay Type 2 patterns. Although mylonitic shear zones are important in the Cuniputo block, they have little development within the Quilpo-La Fronda block, where they are represented by NNE S4 mylonitic foliations. Dating of a syn- to post-D3 trondhjemitic pluton at 455 ± 15 Ma suggest that the age of the last basement ductile deformation is Caradocian or older.

Introducción

La petrología y estructura del basamento precámbrico-paleozoico inferior del sector ubicado al norte del Batolito de Achala, dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas de Córdoba, han sido, en comparación con otros sectores, menos estudiadas y su integración al contexto regional se ve dificultada por la falta de estudios detallados. Los trabajos de Pastore y Methol (1953) y Massabié (1976, 1982), de carácter regional, describen y cartografían las principales unidades litológicas y analizan esencialmente la estructura cenozoica del área.

En el presente trabajo se presenta una descripción e interpretación evolutiva de la deformación dúctil del bloque de basamento Quilpo-La Fronda, situado algunos kilómetros al sudoeste de San Marcos Sierra (Departamento Punilla, Provincia de Córdoba, Fig. 1). El mismo constituye una unidad topográficamente deprimida delimitada por fallas cenozoicas, limitando hacia el este con el bloque elevado de la sierra de Cuniputo.

El bloque Quilpo-La Fronda está compuesto por para y ortogneises, migmatitas cordieríticas con leucosomas graníticos o tonalíticos, mármoles, metabasitas

(anfíbolitas), metareniscas (esquistos cuarzo-micáceos) y metacuarcitas, en facies de anfíbolitas a granulitas, dentro del grado alto del metamorfismo de presión media. Este conjunto litológico hace de encajonante a plutones trondhjemiticos y granodioríticos (Massabié 1976; Caffé 1993; Caffé y Baldo 1994). Las rocas metamórficas registran varios episodios termobáricos de los cuales los tres primeros son los más importantes. El primer evento M1, de carácter relicto, es interpretado a partir de paragénesis de mediano grado (estauroлита-granate1-biotita1-SiO₂Al₂) incluidas dentro de fases minerales estables durante un segundo evento M2 de grado alto (granate2-cordierita-biotita2). Bajo las condiciones P-T de M2 se alcanzó el pico térmico del sector y se produjo la migmatización de las metapelitas. El tercer episodio M3, coincide con etapas de cizallamiento dúctil en condiciones de mediano grado metamórfico, en las cuales retrogradan las paragénesis propias del M2 (Caffé 1993).

La presencia de potentes bancos de mármoles (motivo de intensa explotación en el área de Quilpo) intercalados con anfíbolitas, hacen posible el estudio de las estructuras de deformación a diversas escalas, siendo de esta forma un área interesante para analizar la evolución de la deformación dúctil precarbónica del

complejo metamórfico polideformado de las Sierras Pampeanas de Córdoba.

A los fines del mejor estudio de la deformación y con el objeto de poner de manifiesto las macroestructuras, se realizó una cartografía del sector mediante fotografías aéreas (escala = 1:20000). Junto con el control de campo, se tomaron los datos estructurales de las mesoestructuras, los que posteriormente fueron sintetizados mediante la red equiareal de Schmidt (hemisferio inferior) y contados estadísticamente en la red de Kalsbeck. El estudio se completó con el análisis microscópico en secciones delgadas de muestras orientadas de interés.

En este trabajo se utiliza el término foliación en sentido amplio, para denominar a todas las superficies planares penetrativas que se observan en las rocas, incluyendo la alternancia de bandas ricas en minerales leuco y melanocráticos; para el ordenamiento cronológico de las diferentes foliaciones, se utiliza la nomenclatura de superficies S1, S2 y correlativas. El uso del término esquistosidad, queda restringido para un tipo especial de foliación debido a blastesis o recristalización orientada de minerales metamórficos. Los planos axiales de pliegues mayores, que no registran blastesis mineral paralela a éstos, son denominados como "foliaciones geométricas" (S geométricas).

Análisis de la deformación

Foliaciones y pliegues

La foliación principal y más penetrativa de las metamorfitas de este sector -que denominaremos S1- se orienta predominantemente con rumbos submeridianos hasta noroeste, y con buzamientos entre 40° y 60° dirigidos principalmente al este. Englobada dentro de S1 y casi enteramente obliterada por la misma, se reconoce la existencia de una foliación más antigua Sx, de carácter relictico. Sx está representada por los flancos de pliegues intrafoliares desenraizados de escala decimétrica dentro de S1 (Fig. 2). Se debe aclarar en este punto que se desconoce el origen de Sx: dicha foliación queda establecida sobre capas de composición cuarzosa (en esquistos y anfíbolitas) o calcosilicáticas (en mármoles) en las cuales no es posible establecer una relación definitiva con algún evento metamórfico, y menos aún aseverar que se trate de un plano de estratificación original (So).

El plegamiento que afectó a Sx puede observarse sobre el vado del río Quilpo, al norte del sector, o bien sobre el sinformal de la Fronda, al sur de las canteras homónimas (Fig. 1). Los pliegues intrafoliares son isoclinales, poseen charnelas engrosadas, típicas formas en U y en S, y sus planos axiales son paralelos

a la foliación S1 (Fig. 2). Los ejes BSx S1 tienen direcciones variables y en su mayoría están verticalizados (Fig. 2).

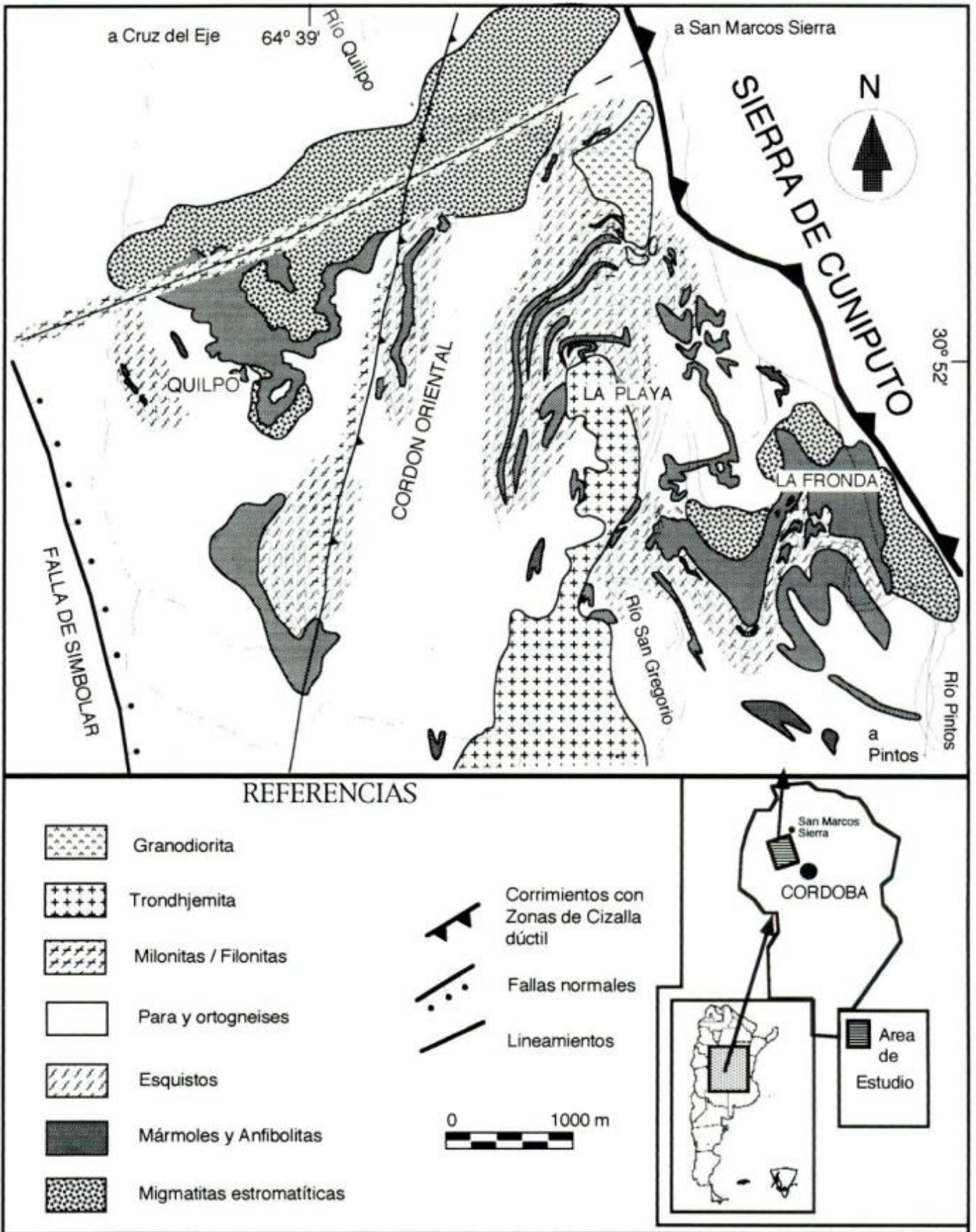
La foliación principal S1 queda representada por una *blastesis orientada* de minerales metamórficos (calcosilicatos de alto grado en mármoles; anfíboles y ortopiroxenos en metabasitas; biotita paragenética con granate-cordierita en migmatitas y esquistos) y por la segregación de bandas de leucosomas graníticos y tonalíticos (en migmatitas metatexiticas) *paralelas a los planos axiales del plegamiento intrafoliar*. Estas características permiten considerar a S1 como una foliación sinmetamórfica contemporánea al evento metamórfico principal M2 (pico térmico) que produjo las asociaciones de alto grado y la migmatización en el área (Caffe 1993). Concordantemente con S1 se intruyen venas centimétricas de composición cuarzosa y pegmatoides, denominadas como RII (rocas ígneas 1), junto a otros cuerpos magmáticos ácidos, y más comúnmente básicos (metagabros) algo mayores, que registran eventos de deformación posteriores.

La foliación S1 no es constante. El tratamiento estadístico de la misma muestra una dispersión según guirnaldas (Fig. 3a y 3b). Dicha dispersión está controlada por dos ejes de fábrica casi perpendiculares entre sí, uno dirigido al norte y otro al este, inmersos en las mismas direcciones, con ángulos bajos en el primer caso y un poco más altos en el segundo.

Una deformación subsiguiente produce la rotación de los pliegues BSx S1 y la foliación S1 alrededor de ejes BS1 S2, los que tienen direcciones entre noroeste y norte, con inmersiones tanto al norte como al sur con ángulos relativamente bajos. Este plegamiento es de tipo isoclinal a apretado, poco inclinado a recumbente hacia el occidente, con vergencia hacia el oeste y suroeste. Sus planos axiales se asignan a S2, con orientaciones submeridionales y buzamientos variables al este. Se pueden observar prácticamente en todos los afloramientos de mármol y anfíbolitas.

En la zona de Quilpo (sector occidental), se observa un plegamiento del mismo estilo pero a escalas diferentes, desde la centimétrica hasta decamétrica y aún mayores, llegando la longitud de onda del plegamiento mayor a valores entre 100 y 200 m (Fig. 4 a). En este sector, la orientación de los ejes medidos para la microestructura y de los ejes calculados para las estructuras mayores (Fig. 4b), tiende principalmente hacia direcciones norte-sur, con inmersiones de 10° a 50°, tanto al norte como al sur, lo que se interpreta como ejes BS1 S2 curvados (pliegues de arrastre de estructuras mayores).

No se observó blastesis mineral paralela a los planos axiales S2, lo que sugiere que se trata de un evento de deformación esencialmente dúctil y posterior al pico metamórfico del área. Este evento pliega la foliación S1 (minerales orientados y leucosomas) hasta hacerla paralela a los planos axiales S2. Consideraciones



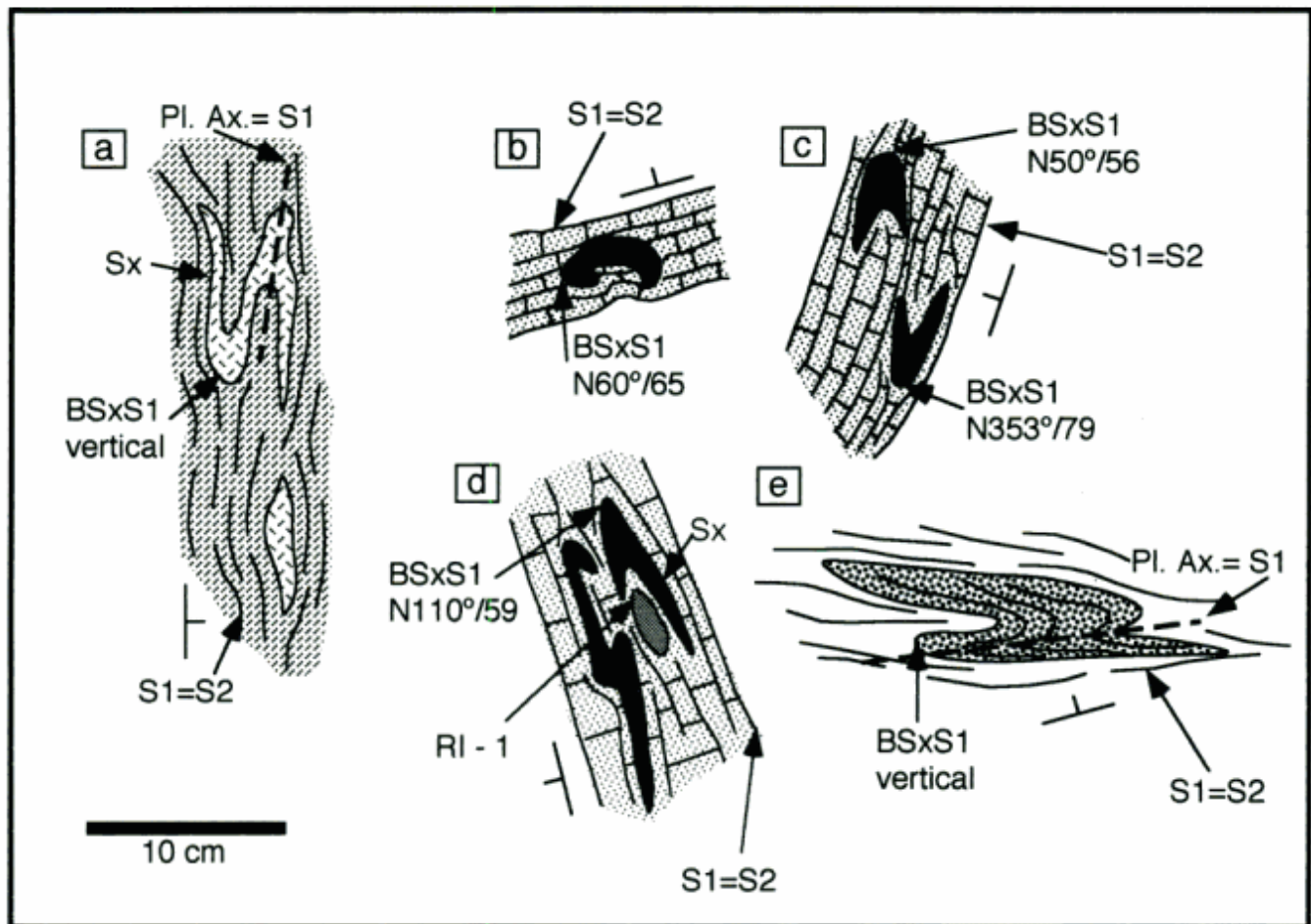


Figura 2: Plegamiento intrafoliar relicto, dentro de la foliación S1 paralelizada a S2: **a**, en esquistos (La Playa) en forma de S; **b**, **c** y **d**, en mármoles (La Fronda) en forma de U; **e**, en leucosomas cuarzosos de migmatitas (vado del río Quilpo) en forma de S. El plegamiento intrafoliar es contemporáneo a la formación de la S1 que lo engloba.

similares fueron realizadas por Martino (1988, 1992) y Martino y Kraemer (1990) al sur de esta zona, en el ámbito de la sierra Grande de Córdoba.

Como en el caso anterior, también se produce un evento magmático sin- a postdeformacional, en el que se intruyen las RI-2 (rocas ígneas dos) concordantes a S2. Son rocas de composiciones ácidas a intermedias (monzoníticas), de una yacencia en forma de filones capas o cuerpos groseramente elípticos (con eje mayor de hasta 100 m de largo) que se encuentran desmembradas por *boudinage* o plegadas por una fase de deformación posterior. Las mismas se emplazaron en un encajonante todavía caliente y bajo condiciones de ductilidad.

Los elementos geométricos anteriores son rotados alrededor de una nueva población de ejes, denominados BS2 S3, que poseen direcciones dominantes al este y este-noreste e inmersión en el mismo sentido con ángulos de 40°. Este plegamiento es de tipo isoclinal abierto a similar, muy inclinado, y

Figura 1: Ubicación y mapa geológico del sector estudiado.

se observa muy bien en la macroestructura; la longitud de onda de sus pliegues está comprendida entre los 400 m y los 1000 m y sus representantes más conspicuos son los sinformales de La Playa y La Fronda (Fig. 1). La Fig. 5 a-b muestra los valores calculados para estas estructuras. Sus planos axiales son asignados a S3 y no se produce blastesis paralela a los mismos. En la zona de Quilpo, los ejes de estrangulamiento de *boudinage* muestran direcciones paralelas a las de BS2 S3 (Fig. 4b) y pueden ser considerados equivalentes a los ejes BS2 S3 de pliegues, ya que son paralelos a éstos (Wilson 1978; Ramsay 1977).

Figuras de interferencia

En la mesoestructura se observaron frecuentes figuras de interferencia. En los mármoles que afloran en la estancia La Fronda, en el sinformal homónimo y sobre el camino que une Pintos con San Marcos Sierra, se midieron figuras en *champignon* o interferencia tipo 2 de Ramsay (1977). La medición muestra un patrón de

ejes BS1 S2 con dirección noroeste y norte interferidos por otros con dirección este-noreste, asignables a BS2 S3 (Fig. 6a-b). La presencia de valores dispersos hacia el norte de ejes BS1 S2, se interpreta como una rotación de aquellos a una posición algo más cercana a la de BS2 S3, por efecto de estos últimos (Fig. 6c). Este arrastre de los ejes BS1 S2 a la posición de BS2 S3 ocurre frecuentemente. La Fig. 5c, sugiere la interferencia de dos fases perpendiculares entre sí: primera fase con direcciones norte-sur e inmersiones al norte y al sur, segunda fase con direcciones N80° aproximadamente e inmersas hacia el este. Los ejes de pliegues BS1 S2 (primera fase) se dispersan según un círculo máximo correspondiente a S2, sufriendo un arrastre alrededor de un círculo mínimo de eje N80°, hacia las direcciones de la segunda fase de plegamiento. Este arrastre probablemente está relacionado al evento de cizalla que genera las estructuras mayores y que afecta profundamente al borde occidental de la sierra de Cuniputo.

Fajas de cizalla

Los afloramientos de milonitas y cataclasitas son poco importantes en el bloque considerado; éstas cobran mayor importancia en el pie occidental de la sierra de Cuniputo, como lo reconociera Massabié (1982). En la parte central del área cartografiada se reconoció una faja de milonitas y filonitas asociadas de no más de 50 m de espesor, ubicada al oeste del denominado cordón oriental. Posee rumbos N10° a N20°, con buzamientos subverticales. Otra de estas fajas, con rumbo N60° aproximadamente, desarrolla una fábrica milonítica muy notoria, con superficies C representadas por planos de fibrolitización de minerales aluminosos (en el sentido de Vernon 1987). Estas fajas transponen a las estructuras anteriores y generan una S4 de tipo milonítica/cataclástica.

La presencia de sillimanita y clorita, estables durante la deformación por cizalla, plantea la posibilidad de diferenciar al menos dos eventos de cizallamiento: uno correspondiente a condiciones de mediano a alto grado metamórfico, con sillimanita estable en los planos de flujo, y otro de menor grado metamórfico, observado en las filonitas con retrogradación clorítica.

Síntesis evolutiva

En base a los criterios de superposición de las estructuras observadas se presenta una interpretación evolutiva para el sector estudiado (Fig. 7).

Primer evento (D1): representado por el plegamiento que afecta a la foliación relictica Sx y por la blastesis

mineral orientada que establece la foliación más penetrativa del área S1. Esta última es paralela al plano axial de los micropliegues intrafoliares de ejes BSx S1 verticalizados, en cuyos flancos se conserva Sx. Los pliegues intrafoliares pueden ser estructuras de primera generación en cuyos planos axiales se intruyeron las R11. Esta fase de deformación es contemporánea al pico térmico del área o evento metamórfico M2 (Caffè 1993) como se deduce de las paragénesis de calcosilicatos en mármoles y filosilicatos en esquistos, gneises y migmatitas, que generan la S1 metamórfica o esquistosidad S1. La formación de leucosomas graníticos y tonalíticos paralelos a S1 apoyan su contemporaneidad con M2.

Segundo evento (D2): Se genera la foliación S2 postmetamórfica (geométrica), como consecuencia de un plegamiento intenso que sufren las rocas alrededor de ejes BS1 S2. Las estructuras formadas son

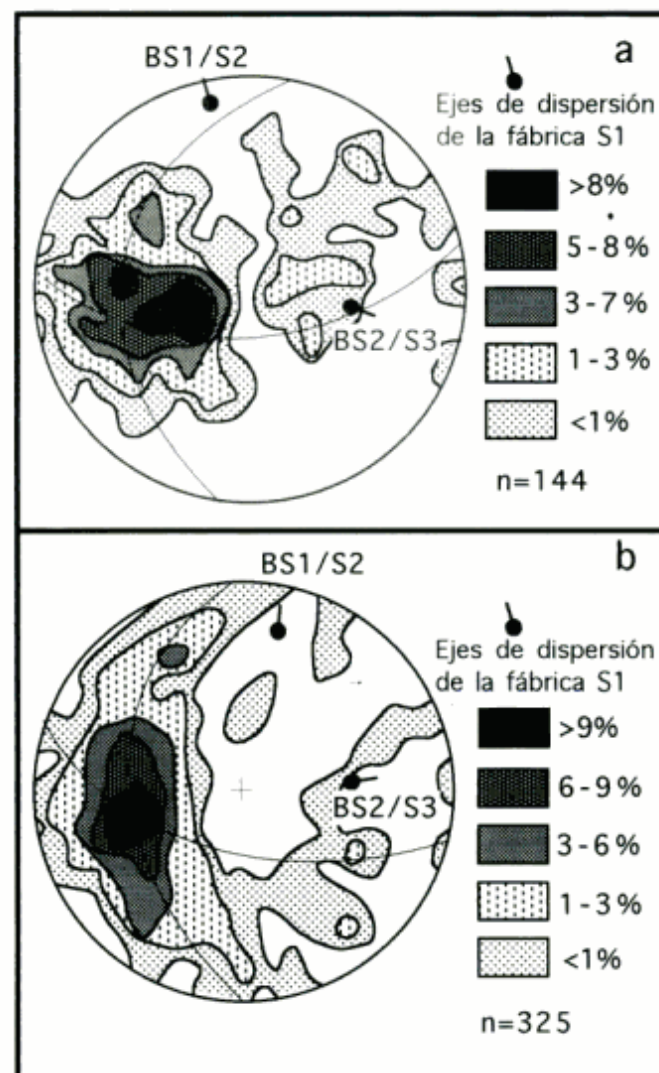


Figura 3: a, Orientación de la foliación S2=S1 para el sector Quilpo; b, idem para el sector La Fronda.

isoclinales a apretadas, vergentes hacia el oeste, hasta hacerse recumbentes en el límite occidental de esta zona, existiendo un aplastamiento progresivo, que produce el desmembramiento de los pliegues del D1 y el paralelismo entre S1 y S2. Concordantemente a S2 se intruyen las RI2 (sin a postdeformacionales), que luego fueron plegadas por D3 en condiciones de ductilidad.

Estas dos etapas de la deformación se corresponden en estilos y orientaciones con las propuestas para otros sectores de la Sierra de Córdoba: D1 y D2 de Dalla Salda (1984a y b, 1987), Martino (1988) y Demange *et al.* (1993).

Las edades asumidas para estos eventos de deformación no varían demasiado según los autores y se asignan al Precámbrico (D1) y Precámbrico-Paleozoico temprano (D2).

Tercer Evento (D3): Se forman los grandes sinformales de La Playa y La Fronda, con ejes BS2 S3 dirigidos hacia el este, y plano axial S3. La foliación principal S1, y los planos axiales S2 se abanican según un eje de dispersión con direcciones coincidentes con los ejes BS2 S3. Estas estructuras, si bien son algo apretadas, no logran desmembrar los pliegues del D2, interfiriendo con los mismos dando estructuras del tipo 2 de Ramsay (1977). Las estructuras formadas durante D2 sufren un arrastre por cizalla alrededor de círculos mínimos de eje N80° aproximadamente, que los hace similares en orientación a los pliegues D3, aunque fácilmente distinguibles por sus geometrías. Las rocas ígneas RI-2, cuyo emplazamiento fue previo a este evento, se pliegan o se desmembran por *boudinage* cuyos ejes corresponden a BS2 S3. Este último evento de deformación es, tentativamente, ligado a la actividad de la faja de cizallamiento dúctil situada al pie de la sierra de Cuniputo. Durante esta etapa se genera la foliación S4 representada por la fábrica de las milonitas y filonitas.

El evento D3 se correlaciona, en lo que respecta a geometrías y direcciones, con las estructuras propias del D4 de Martino (1988), D4 de Demange *et al.* (1993) y menos ajustadamente con el D3 de Dalla Salda (1984a). Respecto a la edad de este último evento, no existe un acuerdo entre los diferentes autores. Dalla Salda (1984a) le asignó una edad Silurica. Martino (1988, 1993) y Demange *et al.* (1993) proponen que el evento milonítico es previo al emplazamiento del batolito de Achala de 399 Ma (Rapela *et al.* 1991). Por último, Martino *et al.* (1993) sugieren que las principales fajas de deformación dúctil del basamento Pampeano, se relacionan con una tectónica ortogonal de edad ordovícica (orogenia Oclóyica), pero reconocen que la edad límite no está bien acotada y que las fajas más orientales podrían tener edades Brasilianas, las que serían reactivadas durante las orogenias posteriores.

Para el sector considerado, las dataciones

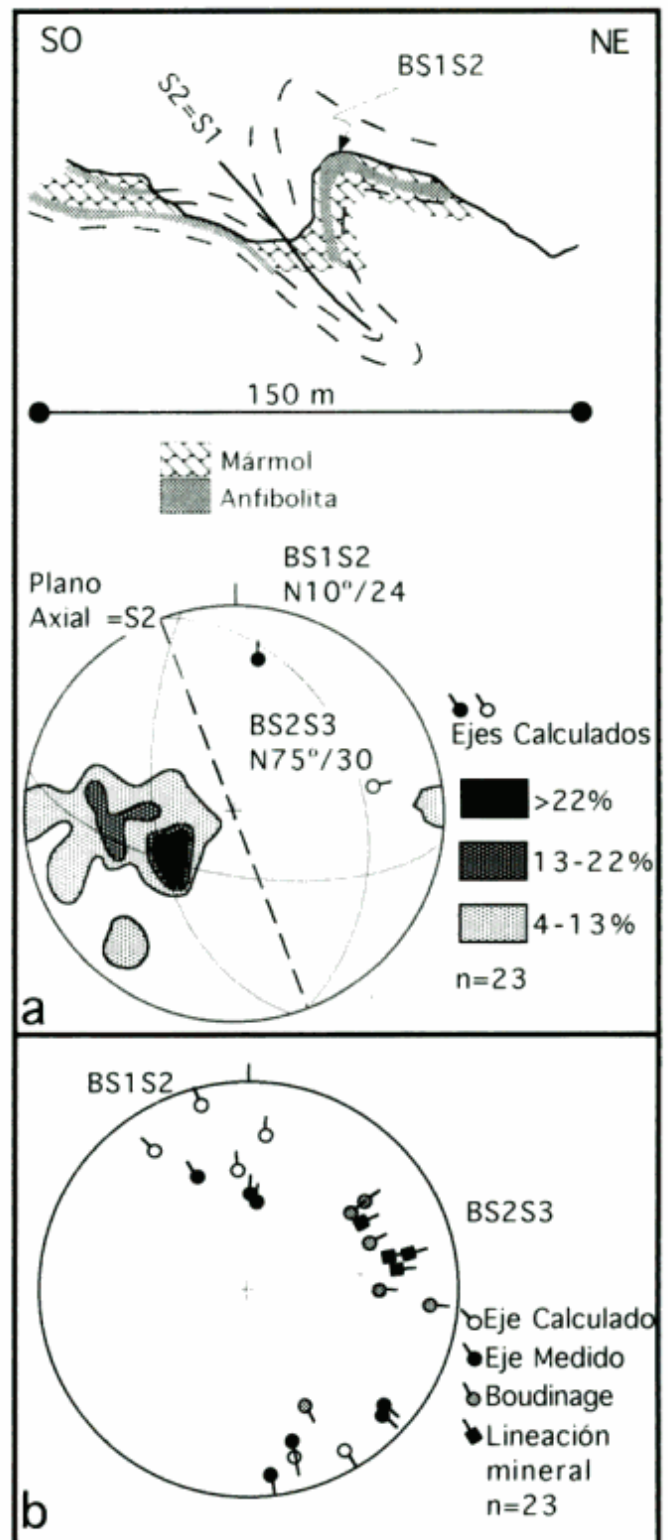


Figura 4: a, Esquema del plegamiento mayor observable en las canteras de Quilpo, y diagrama estadístico de la misma zona. BS1 S2 interfiere con BS2 S3. b, Direcciones de los ejes de pliegues asignados como BS1 S2, *boudinage* y lineaciones (BS2 S3), para la mitad occidental (área Quilpo).

radimétricas son escasas y no nos permiten ser conclusivos. Sin embargo, podemos mencionar que al plutón trochjemítico (leucotonalítico) de La Fronda se le asignó una edad de 455 ± 15 Ma (K/Ar en biotita; Massabié 1982). Este plutón es discordante con respecto a S2, corta los pliegues del evento D3 y genera

una aureola de skarn con grossularia y wollastonita en los mármoles adyacentes al contacto (Caffé y Baldo 1994). Esto sugiere una edad límite Ordovícica temprana alta (Llandeillo-Llanvirniana) a Caradociana para la deformación dúctil del basamento metamórfico.

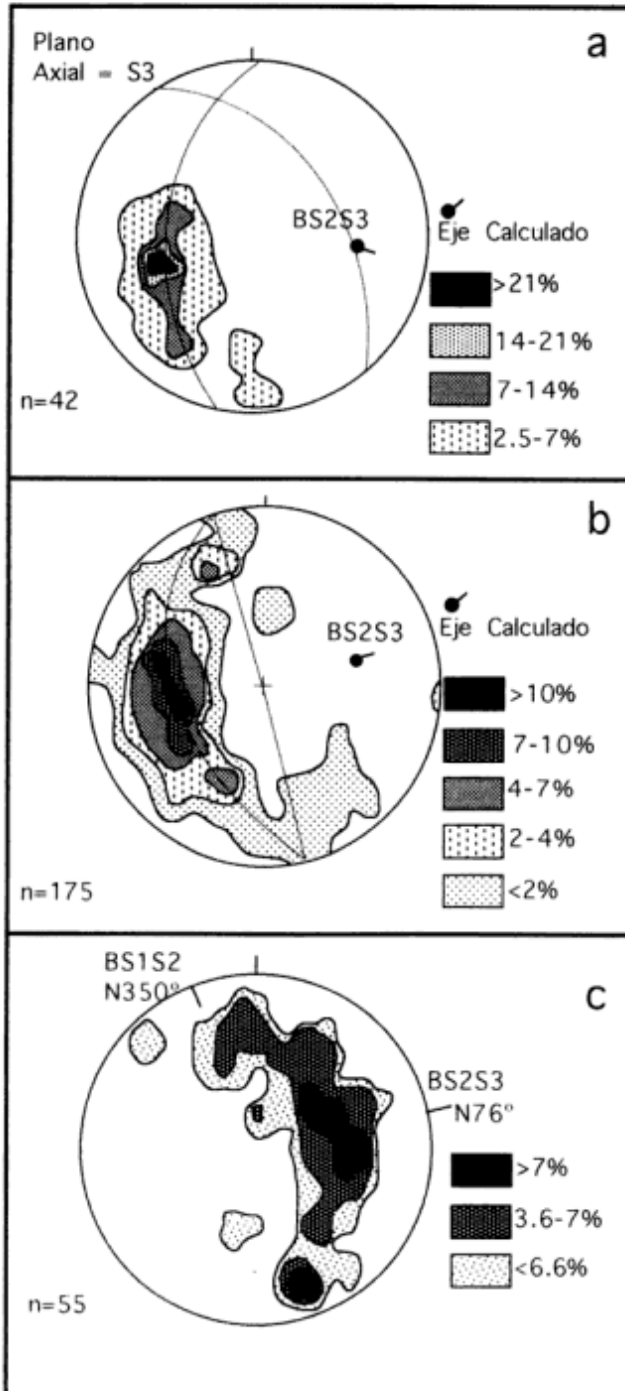


Figura 5: a, Sinformal de La Playa. Cálculo de eje y plano axial. b, Sinformal de La Fronda. Cálculo del eje de la estructura. c, Distribuciones estadísticas de los ejes de micropliegues para la mitad oriental (área La Fronda).

Conclusiones

El bloque de basamento metamórfico de mediano a alto grado, ubicado al oeste de la sierra de Cuniputo (Bloque Quilpo - La Fronda) registra una deformación dúctil polifásica de carácter compresivo, caracterizada

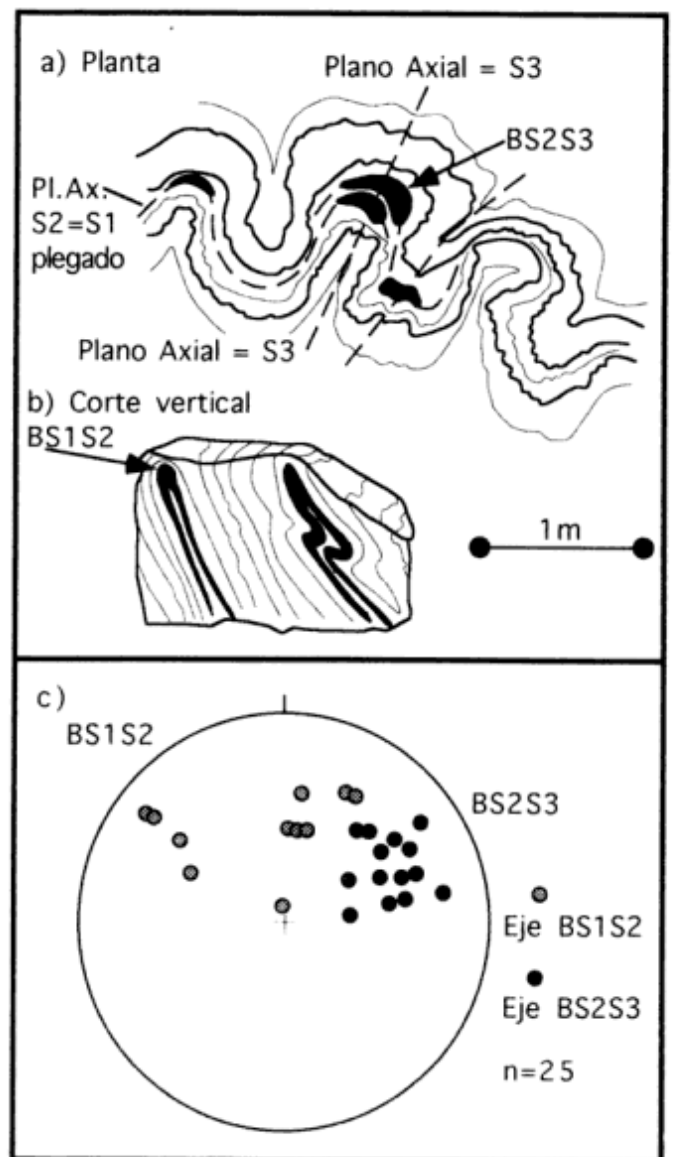


Figura 6: Figuras de Interferencias entre D2 y D3 a escala mesoscópica clasificada como figura tipo 2 de Ramsay (1977). a y b, Vistas en planta y en corte vertical de la estructura. Esquemas a partir de fotografías. c, Orientación de ejes BS1S2 y BS2S3 en los pliegues esquematizados en a) y b). Explicación en el texto.

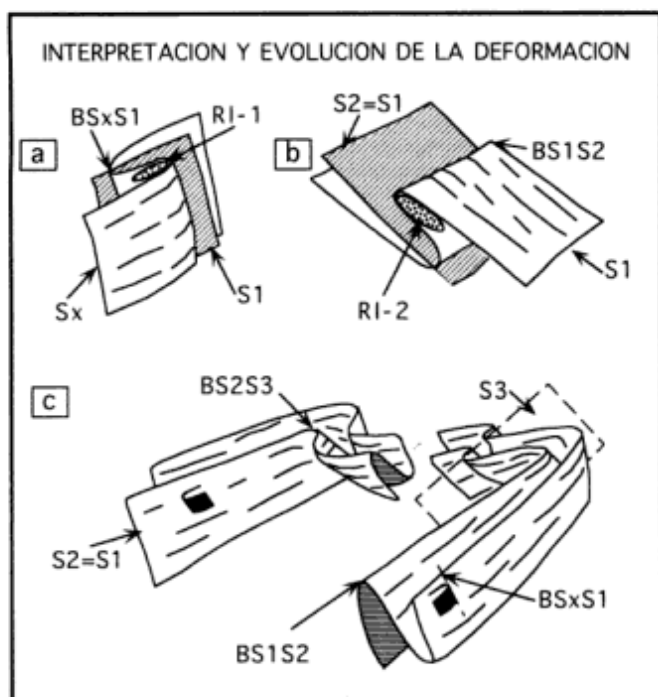


Figura 7: Esquema de la evolución estructural: a, b y c corresponden a la primera, segunda y tercera fase de plegamiento respectivamente.

por una serie de estructuras con vergencia al oeste que son comparables con las observadas en otros sectores de las Sierras de Córdoba, las cuales han sido interpretadas como la sucesión de tres eventos principales de deformación.

Relacionada con el evento D1 se reconoce la formación de una foliación S1 sinmetamórfica y el plegamiento de una Sx anterior según pliegues intrafoliares isoclinales. El evento D2 genera una S2 postmetamórfica, paralela a S1, como consecuencia de un fuerte plegamiento isoclinal de direcciones noroeste a norte y vergente hacia el oeste. D3 produjo las estructuras mayores de la zona (con ejes dirigidos al este y este noreste) y con planos axiales S3 de rumbo 323°-340°/49E. Este evento interfiere con las estructuras anteriores produciendo figuras tipo 2 de Ramsay (1977). Relacionadas también con este evento, se propone tentativamente, la formación de las zonas de cizallamiento dúctil registradas en el pie occidental de la sierra de Cuniputo y sólo localmente dentro del área de estudio, produciendo una S4 transgresiva y de tipo milonítica / cataclástica. Con respecto a las edades de estos eventos se considera que la información radimétrica actual es insuficiente para asignar una edad a la fase de deformación principal y subsiguientes; no obstante, la información disponible sugiere como Ordovícico temprano alto (Llandeiliano-Llanvirniano) a Caradociano, la edad límite de la deformación dúctil del basamento metamórfico de Córdoba.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al personal de Canteras el Sauce S.A., que gentilmente brindaron alojamiento y apoyo informativo dentro de las canteras de Quilpo, especialmente a J. Achaval. Agradecen también la colaboración de M.B. Pérez, M. Giambastiani y J. Murra en los trabajos de campo. A B. Coira por la lectura crítica y sugerencias acerca del manuscrito. A los árbitros de la Revista, L. Dalla Salda y anónimos, por las sugerencias que ayudaron a mejorar la versión final del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Caffe, P.J., 1993. Petrología y Estructura entre las localidades de Pintos y Quilpo Sud, Departamentos Punilla y Cruz del Eje, Provincia de Córdoba. Trabajo Final de Licenciatura, Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 221p. (inédito).
- Caffe, P. J. y Baldo, E. G. A., 1994. El plutón Trondhjemitico de "La Fronda", borde occidental de la Sierra de Cuniputo, Córdoba, Argentina. Actas 7º Congreso Geológico Chileno, 2: 972 - 976. Concepción.
- Dalla Salda, L.H., 1984a. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (1-2): 38-51.
- Dalla Salda, L.H., 1984b. La estructura mesoscópica del basamento cristalino en el área del Río Primero, Córdoba. Actas del 9º Congreso Geológico Argentino, 2: 191-203. Bariloche.
- Dalla Salda, L.H., 1987. Basement tectonics of Southern Pampean Ranges, Argentina. Tectonics, 6 (3): 249-260.
- Demange, M., Baldo, E. G. y Martino, R. D., 1993. Structural evolution of the Sierras de Córdoba (Argentina). Second International Symposium of Andean Geodynamics, Abstracts: 513-517. Oxford (UK).
- Martino, R.D., 1988. Geología y Petrología del Basamento Metamórfico de la región situada al Norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 276, 174 p. (inédita).
- Martino, R.D., 1992. Estructura de los mármoles de Corral del Carnero, Pampa de San Luis, Sierra Grande de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (4): 417-421.
- Martino, R.D., 1993. La faja de deformación "Guamanes": petrografía, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48 (1): 21-32.
- Martino, R.D. y Kraemer, P.E., 1990. Estructura de los mármoles y rocas asociadas de Iguazú, Sierra Grande, Provincia de Córdoba. Actas de la 6ª Reunión Argentina de Microtectónica, 35-39, Buenos Aires.
- Martino, R.D., Law, R.D. y Simpson, C., 1993. Evidence for Orthogonal Contractional Orogeny in the Pampean Ranges of Córdoba, Central Argentina. American Geophysical Union, Spring Meeting, Abstracts (1): 302.
- Massabié, A.C., 1976. Estructura Cenozoica entre Charbonier y Cosquín, Prov. de Córdoba. Actas del 6º Congreso Geológico Argentino, 1: 109-123. Buenos Aires.

- Massabié, A.C., 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (2): 153-173.
- Pastore, F. y Methol, E., 1953. Descripción Geológica de la Hoja 19-i, Capilla del Monte (Córdoba). Dirección Nacional de Minería, Boletín 79: 1-70. Buenos Aires.
- Ramsay, J.G., 1977. Plegamiento y fracturación de rocas. Ediciones H. Blume, 590 p., Madrid.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Kirschbaum, A. y Baldo, E.G., 1991. Facies Intrusivas de edad Carbónica en el batolito de Achala: Evidencias de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas? *Actas del 6º Congreso Geológico Chileno*, 1: 40-43. Viña del Mar.
- Vernon, R.H., 1987. Growth and concentrations of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 5 (1): 51-68.
- Wilson, G., 1978. Significado tectónico de las estructuras menores y su importancia para el geólogo en el campo. Ed. Omega S.A., 107 p., Barcelona.

Recibido: 3 de mayo, 1994

Aceptado: 7 de noviembre, 1996

Características geofísicas del litoral atlántico entre el río Chubut y puerto Camarones, provincia del Chubut

José KOSTADINOFF y Roberto A. SCHILLIZZI

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Instituto Argentino de Oceanografía, Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca

ABSTRACT. *Geophysical characteristics of the Atlantic coast between the Chubut river and Camarones Port, Chubut Province.* About 180 km of the Atlantic coast between Chubut River and Camarones Port were studied by geophysical methods. In this region, covering a surface of 6000 km², observations on the terrestrial magnetic and gravitatory fields were done. These were completed with the measure of the density and magnetic susceptibility of the rocks cropping out in the zone. Geophysical models together with geological information allow to establish the presence of four structural alignments: N-S, E-O, NO-SE and NE-SO. It is proposed that the Rawson geophysical anomaly high is composed of two palaeozoic basement rock bodies and a volcanic rock coverage. To the south connecting with the San Jorge basin, there are a series of structural basins with similar lithology.

Introducción

Esta investigación tuvo como objetivo establecer la forma, dimensiones, tipo de estructura y probable composición de las rocas en un sector del basamento, que se ubica sobre la costa atlántica entre el río Chubut y la localidad de Camarones. Además se intentó determinar la presencia, en profundidad, de rocas volcánicas y su relación con el basamento. Por último, modelada la estructura basamental y su respectiva cobertura, se trató de correlacionar ambas con regiones vecinas tales como el norte del río Chubut y la cuenca del golfo San Jorge. Se prospectaron geofísicamente 180 km de la costa atlántica, midiéndose el campo magnético terrestre (CMT) y el gravitatorio. Partiendo de esas observaciones se confeccionaron los mapas de anomalías, los cuales sirvieron para elaborar el perfil y los modelos que se utilizaron para realizar las interpretaciones geológicas.

El ajuste de todos estos cálculos y observaciones se complementó con mediciones en laboratorio de la susceptibilidad magnética y densidades de las rocas aflorantes en la región.

El sector comprende 6000 km² en la provincia del Chubut y su ubicación es la siguiente: al norte el río Chubut; al sur la ruta provincial n° 30 que permite el

acceso a la localidad de puerto Camarones; al este el océano Atlántico y al oeste el meridiano de 65° 50' (Fig. 1).

Geográficamente el área corresponde al ambiente mesetiforme de la Patagonia y su geología a la región del Chubut Extraandino (Lesta *et al.* 1976).

Métodos empleados

Con el fin de confeccionar los mapas bi y tridimensionales de los campos potenciales se utilizaron los datos obtenidos con un gravímetro Worden y un magnetómetro de precisión protónica Geometric G-826. La precisión de la lectura con el gravímetro es de $\pm 0,02$ mGals y la del magnetómetro de ± 1 nT.

El relevamiento altimétrico se apoyó en puntos acotados tomados de las cartas del I.G.M. en escala 1:100.000. Con el fin de lograr una investigación a escala regional se previó observar un punto cada 4 km relevándose un total de 190 estaciones.

Los datos altimétricos, observados con un equipo anerode, fueron de baja precisión debido a los intensos vientos reinantes. Esta situación afectó las correcciones gravimétricas lográndose una precisión de ± 1 mGal.

Las correcciones por latitud se calcularon a partir de las fórmulas de reducción al elipsoide de referencia de 1930, mientras que para las correcciones de Bouguer se consideró el valor de $2,67 \text{ gr/cm}^3$, como la densidad media de las rocas por encima del nivel del mar.

El cómputo de las anomalías del CMT (Campo Magnético Terrestre) se apoyó en la variación diurna de la estación geomagnética de Trelew y en el International Geomagnetic Reference Field (IGRF). Una vez restadas ambas correcciones se confeccionaron los mapas de anomalías magnéticas, los que se utilizaron para obtener los perfiles y modelos geofísicos.

Los modelos de gravedad y magnetismo obtenidos por inversión se ajustaron a partir de mediciones de densidad y susceptibilidad magnética de las rocas aflorantes. Con los valores obtenidos se calcularon los diferentes espesores de las efusiones, discontinuidades estructurales y geometría de los cuerpos basamentales.

Las mediciones de densidad se determinaron con una balanza de laboratorio y la susceptibilidad magnética con un inductor manual tipo kappameter K-4.

La interpretación geológica se basó en trabajos realizados en el área y sectores vecinos por Ugarte (1966), Chebli *et al.* (1978), Franchi *et al.* (1975), Lesta *et al.* (1976), Camacho (1979), Franchi (1983), Uliana *et al.* (1985), Kostadinoff y Schillizzi (1988) y Barcat *et al.* (1989)

Resultados obtenidos

Las mediciones de gravedad terrestre muestran una sucesión de singulares anomalías de Bouguer en la costa atlántica (Fig. 2). En estos mapas se observan irregularidades que coinciden con los afloramientos de rocas volcánicas del Complejo Marifil (véase Cortés 1981), desde la zona de punta Clara a punta Tombo y al sur de cabo Raso hasta la localidad de Camarones.

En esta faja de anomalías de gravedad se distinguen valores comprendidos entre 0 y +5 mGals, desarrollados en el litoral marino comprendido entre la ciudad de Rawson y las proximidades de puerto Camarones.

Hacia el oeste se encuentra un área con mínimos gravitatorios comprendidos entre -18 y -20 mGals, en una extensión aproximada de 2000 km^2 .

El gradiente de anomalías de Bouguer desde la línea de la costa hacia el interior del continente es menor de $-1,5 \text{ mGals/km}$. Este valor permite suponer la presencia de fracturas, como así también fenómenos de rechazo y angularidad.

Los mapas de anomalías del CMT (Fig. 3) muestran una muy buena correlación con los mapas de anomalías gravitatorias de Bouguer, ya que los

máximos y mínimos en cada uno de los campos anteriormente descriptos son coincidentes en su posición geográfica.

Asimismo se observó que los valores de las anomalías magnéticas son de baja amplitud $\pm 200 \text{ nT}$ (Fig. 3) indicativos de la baja susceptibilidad magnética de las rocas del Complejo Marifil las cuales afloran en la mayor parte del área investigada.

Considerando los gradientes gravitatorios como indicadores de discontinuidades, tanto del basamento como de rocas volcánicas, es posible establecer la presencia de los siguientes lineamientos estructurales, (Fig. 4):

a. Rumbo noreste-suroeste (A y B); son las fracturas inferidas en los alrededores del mínimo gravimétrico de estancia Pozo Hondo. Su extensión alcanzaría de 40 a 70 km. Es probable que las mismas se relacionen con un lineamiento estructural de igual orientación desarrollado a unos 25 km al oeste de la ruta nacional N° 3 (Chebli *et al.* 1978).

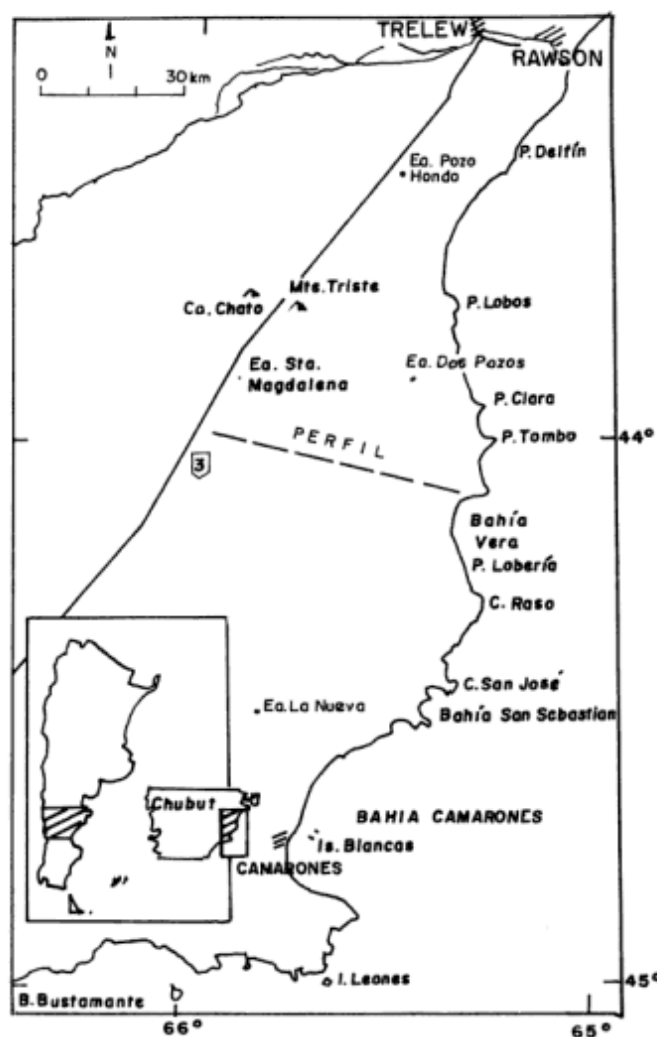


Figura 1: Ubicación del área de trabajo.

b. Rumbo este-oeste (C, D y E); este lineamiento tiene una clara representación en el extremo nororiental (Fig. 4), con un alto gradiente gravitatorio. La extensión de éste y los hallados al norte del mínimo de estancia La Nueva tienen un promedio de 25 km.

c. Rumbo noroeste-sureste (F y G); este lineamiento separa con un umbral gravimétrico a los mínimos de estancia Pozo Hondo y estancia Santa Magdalena. También se hallaría presente al este de la depresión de estancia La Nueva, aunque no tan claramente expresado como en el caso anterior. Su extensión es de 30 km.

d. Rumbo norte-sur (H e I), este lineamiento bordea la gran depresión de -20 mGals de estancia Santa Magdalena, que se ubica en la zona central de la región. Tiene un desarrollo paralelo a la costa atlántica y su extensión es de 80 km.

Para poder hallar el modelo geológico más verosímil se eligió un perfil donde se manifestara el máximo contraste gravimétrico (Fig. 2). El cálculo de éstos se realizó utilizando el método de Talwani *et al.* (1959). Se presentan dos modelos para explicar la anomalía gravimétrica de estancia Santa Magdalena; uno con un relleno de rocas efusivas del Complejo Marifil (Fig. 5a) y el otro, de dos capas, conformado por ignimbritas del mismo Complejo y sedimentitas paleozoicas de densidad 2,67 gr/cm³ (Fig. 5b). Los modelos magnéticos, respetando las dimensiones geométricas halladas por los cálculos gravimétricos, indican que el basamento tiene una susceptibilidad magnética 5 veces mayor que las vulcanitas del Complejo Marifil.

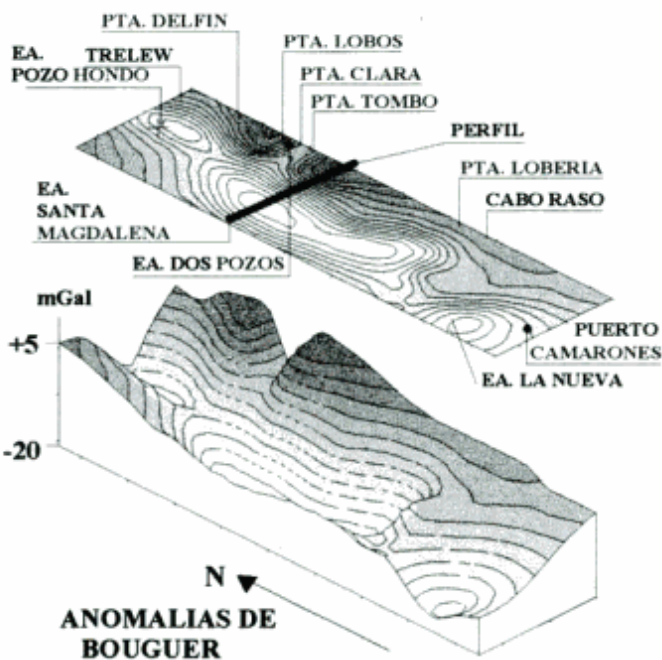


Figura 2: Mapa de anomalías gravitatorias de Bouguer. Isolíneas cada 2 mGals.

Discusión

a) Basamento

Del análisis de los modelos gravimétricos (Fig. 5a y b) se infiere la existencia de un basamento formado por rocas de alta densidad 2,75 gr/cm³ y una susceptibilidad magnética 5000 x 10⁶ uem/gr.

Los valores de gravedad comprendidos entre 0 y +5 mGals detectados sobre el litoral marítimo confirmarían la existencia de un alto estructural, Alto de Rawson de Urien *et al.* (1981), formado por dos escalones. El primero se desarrollaría en el sector comprendido entre punta Delfín y punta Lobos. El segundo, de mayor extensión, se ubicaría entre punta Tombo y puerto Camarones. Ambos bloques se encuentran separados por una notable discontinuidad gravimagnetométrica con valores que alcanzan los 20 mGals y 150 nT (Fig. 2, 5a y b).

El mapa de anomalías magnéticas muestra una superficie irregular la cual se puede atribuir a la variación del contenido de material ferromagnético de las rocas que componen los bloques.

La composición litológica de los cuerpos, de acuerdo a los modelos inversos de gravedad (Fig. 5a y b) correspondería a un conjunto de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de densidad 2,65 gr/cm³. Rocas de este tipo fueron reconocidas por Lesta *et al.* (1976), Haller (1981), Uliana *et al.* (1985) y Barcat *et al.* (1989), en el sector del Chubut Extraandino, golfo San Jorge y en las cercanías de puerto Madryn. La

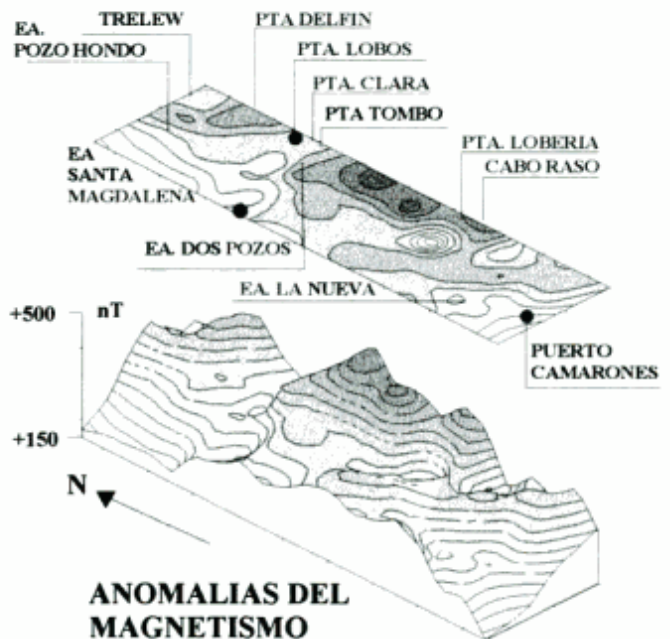


Figura 3: Mapa de anomalías del campo magnético terrestre (CMT). Isolíneas cada 30 nT.

edad de este conjunto se halla comprendida entre el Precámbrico y el Triásico temprano.

Al occidente de los escalones estructurales se encontraría una extensa área conformada por tres depresiones, cuya ubicación geográfica correspondería a las estancias Pozo Hondo, Santa Magdalena y La Nueva. Esta última está separada de las anteriores por un alto gravimétrico (horst). Es posible que este

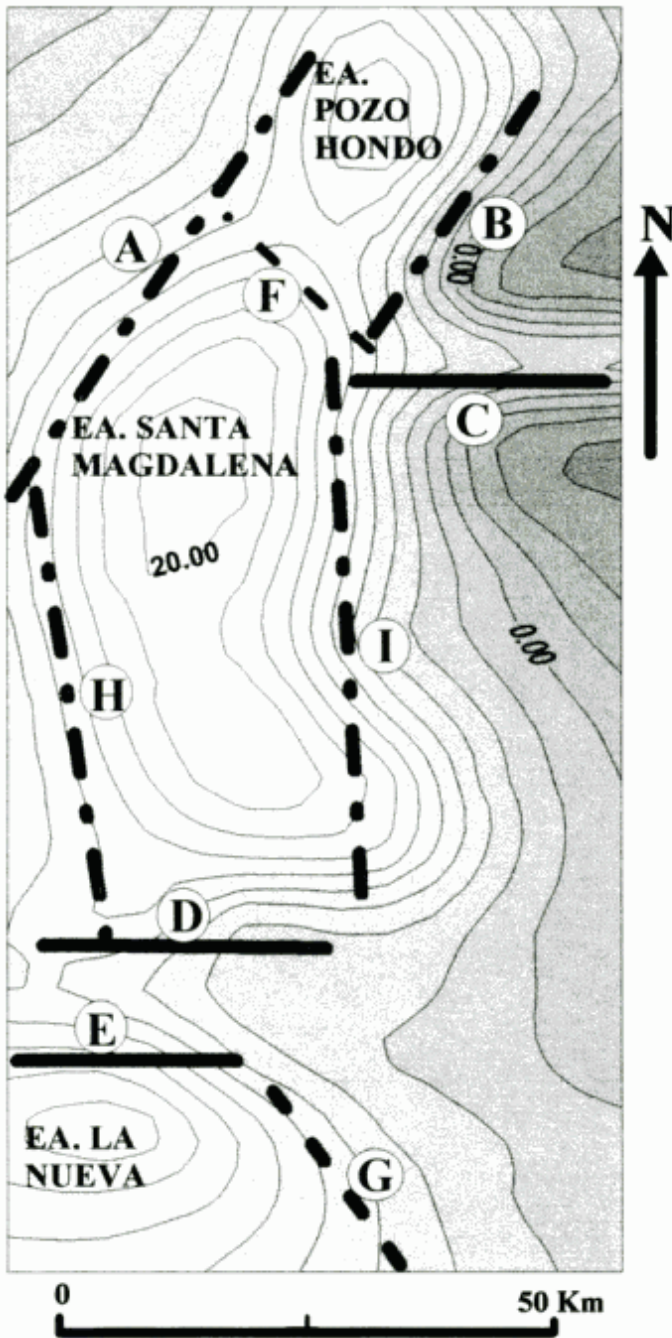


Figura 4: Mapa de aislínas gravitatorias asociadas a rasgos estructurales.

conjunto de depresiones se halle asociado al hemigraben descrito por Uliana *et al.* (1985).

b) Relleno efusivo

De la interrelación de los mapas de anomalías de gravedad y magnetismo con los extensos afloramientos de rocas del Complejo Marfil, surge la posibilidad de que los escalones o pilares estructurales, se hallen cubiertos por rocas de dicho Complejo.

Para confirmar esta posibilidad se calcularon diferentes modelos geofísicos (Fig. 5a y b) teniendo en cuenta las densidades medias halladas en las vulcaníticas aflorantes, las cuales varían entre 2,16 a 2,55 gr/cm³ para las riolitas y 2,01 a 2,30 gr/cm³ para las tobas asociadas. Para el modelo final se tomó como promedio 2,30 gr/cm³. Puede suponerse que las anomalías negativas de gravedad son debidas a las rocas volcánicas del tipo ácido, de baja densidad que rellenan las depresiones del basamento.

Debido a que se consideró muy alto el espesor de vulcanitas se calculó un modelo alternativo donde se propone la posibilidad de que las secciones del basamento deprimidas se hallen colmatadas o rellenas con espesores variables de rocas paleozoicas y/o vulcanitas. Para el caso del modelo de Fig. 5a el espesor del relleno alcanzaría un máximo de 3,9 km y un mínimo de 2,3 km, con predominio exclusivo de vulcanitas.

Sin embargo, el modelo de la Fig. 5b es el que mejor ajuste ofrece con los datos de campo. El mismo muestra que sobre el alto de Rawson se abría desarrollado una cobertura de sedimentos neopaleozoicos y vulcanitas, estas últimas con espesor cercano a 1 km.

Estas últimas se han detectado en la perforación Y.P.F. Ch.Pb-1 a una profundidad de 2 km (Bianchi, 1984). En sondeos realizados para la búsqueda de agua, en el sector de Trelew, se han detectado a 150 m b.b.p. rocas de iguales características.

Por otra parte, es posible considerar que estas vulcanitas tendrían su máximo espesor en el sector de estancia la Nueva, en coincidencia con la anomalía gravimétrica negativa hallada, corroborada, por otra parte por los 918 m de vulcanitas halladas en la perforación de puerto Camarones (Windhausen 1926).

Una litología de similar composición se detectó en la plataforma continental argentina mediante la prospección magnética realizada por el S.H.N. y en líneas sísmicas efectuadas por Y.P.F. en el sector de la cuenca de Valdés y Rawson (Bianchi 1984 e Yrigoyen 1989).

Al occidente del alto de Rawson el relleno adquiere una mayor potencia. El mismo contendría unos 2000 m de sedimentos neopaleozoicos (densidad 2,65 g/cm³) e igual espesor de vulcanitas del complejo Marfil y sus rocas asociadas.

La columna litológica se completaría con sedimentitas del Terciario con espesor cercano a los 300 m.

Con respecto al emplazamiento de estas efusivas es posible establecer que el mismo se habría producido a través de fracturas (Malvicini y Llambías 1974). Este proceso se comprobaría al observar los afloramientos riolíticos de punta Tombo y cabo Raso donde la relación entre fractura y derrame lávico de estas rocas se vincularía con la falla este-oeste que secciona el Alto de Rawson (Fig. 4). Sin embargo, aquélla es menos visible en el lineamiento Monte Triste, Estancia Dos Pozos - Punta Clara donde estas fracturas habrían facilitado el emplazamiento de dichas rocas, las que al reactivarse posteriormente ocasionaron la movilidad de los bloques. Un proceso similar correspondería a la línea de debilidad que se extiende a través del cerro Chato (Franchi 1983).

c) Fracturas

La configuración de fracturas norte - sur, inferida por los altos gradientes de las anomalías gravimétricas, se ve alterada por tres lineamientos los cuales también fueron detectados por Kostadinoff y Schillizzi (1988) al norte del río Chubut. La orientación este-oeste se halla en concordancia con el alineamiento Isla Leones-Bahía Bustamante determinado por Chebli *et al.* (1978). Franchi (1976), en el sector de bahía Vera, indica dos sistemas de fracturas de orientación predominante noroeste-sureste y noreste-suroeste. Esta última también fue detectada por Barcat *et al.* (1989) en el borde nororiental de la cuenca del golfo San Jorge.

Estos sistemas de fracturación han controlado estructuralmente a un grupo de depresiones del basamento desarrollando un conjunto de pilares. Por lo tanto se puede postular la presencia de una serie de cuencas de origen tectónico desarrolladas desde el

cerro El Fuerte, (Kostadinoff y Gelós 1994) hasta el río Chubut (Kostadinoff y Schillizzi 1988). Hacia el sur del río es posible que este grupo de cuencas tenga continuidad y vinculación estructural con la región del golfo San Jorge. Esta posibilidad coincidiría con lo expuesto por Camacho (1979) quien estableció como límite norte de la cuenca de San Jorge a una fractura que atraviesa la isla Leones.

Conclusiones

El denominado Alto de Rawson estaría conformado por dos grandes cuerpos, separados por una fractura de orientación este-oeste. Su composición litológica correspondería a rocas metamórficas e ígneas de edad Precámbrico a Paleozoico Tardío.

De la interpretación surge además, la presencia de un conjunto de cuencas o valles tectónicos formados por rocas paleozoicas rellenas con vulcanitas del Complejo Marifil, dispuesto paralelamente al litoral marítimo. Estos valles de disposición discontinua, en el eje norte-sur, se habrían formado a lo largo de 400 km. Además, estarían marginados por fracturas de orientación meridiana, las cuales a su vez son intersectadas por fallas de orientación NE, NO y E.

Agradecimientos

Al personal del I.A.D.O por su colaboración en las tareas de campo y a Ariel Raniolo por la elaboración de los modelos tridimensionales.

A E. M. Gelós por las sugerencias brindadas y a los evaluadores de la Revista por los aportes realizados.

El presente trabajo se realizó con fondos aportados

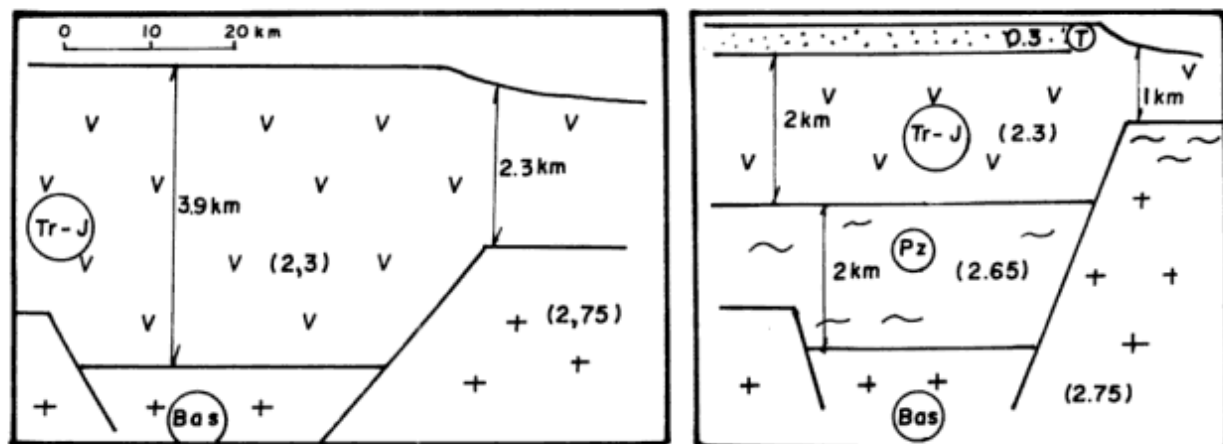


Figura 5: a, Modelo 1, calculado por el método de Talwani *et al.* (1959). Tr-J, vulcanitas del Triásico y Jurásico, Complejo Marifil, Bas: rocas del basamento, metamorfitas e ígneas; (2,3) densidad en gr/cm^3 . b, Modelo 2, calculado por el método de Talwani *et al.* (1959). T, sedimentos del Terciario; Tr-J, vulcanitas de edad Triásica y Jurásica, Complejo Marifil; Pz, sedimentitas paleozoicas; Bas: rocas del basamento, metamorfitas e ígneas; (2,65) densidad en gr/cm^3 .

por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, C.O.N.I.C.E.T., PID N° 5184/89.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barcat, C., Cortiñas, J., Nevestic, V. y Zucchi, H. 1989. Cuenca Golfo San Jorge. Serie Correlación Geológica N° 6, pp. 319-345. Tucumán.
- Bianchi, J., 1984. Interpretación tectogenética y paleoambiental de la Cuenca de Rawson. Plataforma Continental. Actas 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), 3: 47-60. Buenos Aires.
- Camacho, H., 1979. Descripción geológica de la hoja 47h-40g. Bahía Camarones. Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 153: 1-27. Buenos Aires.
- Cortés, J.M., 1981. El sustrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36 (3): 217-235.
- Chebli, C.A., Nakayama, C. y Sciutto, J.C., 1978. Mapa geológico de la provincia del Chubut. Actas 7° Congreso Geológico Argentino, (Neuquén), 1: 639-655. Buenos Aires.
- Franchi, M.R., Haller, M.J.P., Lapido, O.R., Page, R.P.N. y Pesce A.H., 1975. Geología de la región nororiental de la provincia del Chubut, República Argentina. Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 4: 125-139. Buenos Aires.
- Franchi, M.R., 1976. Informe final de la hoja 46g. Bahía Vera. Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, pp. 1-45. Buenos Aires (inédito).
- Franchi, M.R., 1983. Informe final de la hoja 45g. Monte Triste. Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 191: 1-55. Buenos Aires.
- Haller, M.J., 1981. Descripción geológica de la hoja 45g. Puerto Madryn. Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 184: 1-41. Buenos Aires.
- Kostadinoff, J. y Schillizzi, R.A., 1988. Anomalías gravimagnéticas del litoral patagónico entre arroyo Verde y el río Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (1): 80 - 90.
- Kostadinoff, J. y Gelós, E.M., 1994. Análisis de las mediciones gravimagnéticas realizadas entre El Fuerte y Arroyo Verde, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49 (1-2): 19-25.
- Lesta, P., Ferello, R. y Chebli, G.A., 1976. Chubut Extraandino. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 2, pp. 1380-1387. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Malvicini, L. y Llambías, E., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso de Arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina. Actas 5° Congreso Geológico Argentino (Córdoba), 2: 185-202. Buenos Aires.
- Talwani, M., Worzel, J.I. y Landisman, M., 1959. Rapid gravimetric computations for two dimensional bodies with applications to the Mendocino submarine fracture zone. Journal of Geophysical Research, 64: 45-59.
- Ugarte, F.R., 1966. La cuenca compuesta Carbonífera-Jurásica de la Patagonia meridional. Anales de la Universidad de la Patagonia San Juan Bosco, Ciencias Geológicas, 1, 1: 37-68. Comodoro Rivadavia.
- Uliana, M., Biddle, K., Phelps, D.W. y Gust, D.A., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásica en el extremo meridional de Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40 (3-4): 231-253.
- Urien, C.M., Zambrano, J.J. y Martins, L., 1981. The basins of southeastern, South América. En: Volkheimer, W. y Musachio, C. (Eds.): Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1: 45-125. Brasil.
- Yrigoyen, M., 1989. Cuenca de Rawson y Península Valdés. Serie Correlación Geológica, pp. 467-476. Tucumán.
- Windhausen, A., 1926. Informe sobre las posibilidades existentes para el aprovechamiento de agua en Puerto Camarones (Territorio del Chubut) Dirección de Minas y Geología, Publicación, 20.

Recibido: 19 de abril, 1996

Aceptado: 3 de diciembre, 1996

NOTAS NECROLÓGICAS

† David Graham Jenkins (1933-1995)



El día 6 de agosto de 1995 falleció repentinamente el Profesor Doctor David Graham Jenkins, en Cardiff, Gales, Gran Bretaña.

Nació un 27 de julio de 1933 en Burry Port, Gales, Gran Bretaña.

Cursó los estudios primarios, secundarios y universitarios en Gales obteniendo, en 1953, con honores de Primera Clase el título de Geólogo, en 1959, el Ph. D. en Bioestratigrafía y Micropaleontología en el University College of Wales, Aberystwyth y más tarde, en 1971, el título de D. Sc. en la Universidad de Wales.

Fue un laborioso e incansable investigador, en particular en las ramas estratigráficas de las Ciencias Geológicas.

Entre sus contribuciones académicas se hallan sus investigaciones las cuales nos dejan un valioso legado de alrededor de 120 publicaciones las que, particularmente, están relacionadas con la bioestratigrafía del Terciario.

En este contexto estudió minuciosamente las microfaunas cenozoicas de foraminíferos de vastísimas áreas, entre ellas Francia, Australia y Nueva Zelanda, representando obras de particular gran mérito sus aportes en las regiones del Hemisferio Sur.

Por otra parte también participó en algunas campañas realizadas por el buque oceanográfico Glomar Challenger durante el desarrollo del reconocido Deep Sea Drilling Project; sus investigaciones están ligadas al reconocimiento de las microfaunas fósiles terciarias en los testigos extraídos.

Su marcado entusiasmo y empuje, que lo llevó a investigar áreas distantes de su país natal, se vio apoyado por el descubrimiento de algunos organismos antiguos tales como los primeros conodontos en Nueva

Zelanda, en 1967, y los primeros del Triásico, en 1968. También, junto a su hermano T.B.H. Jenkins descubrió las primeras rocas del Carbónico en Nueva Zelanda.

En relación nuevamente a acontecimientos más modernos, estimó por primera vez la iniciación de la operatividad de la corriente Circum Antártica en 30-31 Ma en 1974 y juntamente con S.C. Houghton descubrieron en el Atlántico Norte un calentamiento mayor hace 2.0 Ma, el cual, probablemente, es un fenómeno global.

Durante varios años su labor estuvo dedicada en gran parte al establecimiento de un esquema estratigráfico coherente y válido para el Cenozoico, acción que desarrolló, a partir de 1973, en la Comisión de Estratigrafía de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas formando parte del Comité de la Estratigrafía del Neógeno en el Pacífico y desde 1980 en calidad de Miembro de la Subcomisión de Estratigráfica del Neógeno. A partir de 1984 fue Miembro de la Subcomisión de Estratigrafía del Paleógeno de la International Union of Geological Sciences, a la cual dedicó su valioso tiempo en los últimos años ya que durante el lapso 1984-1989 fue Secretario de la misma y su Presidente a partir de 1989.

El esquema estratigráfico del Paleógeno que utilizamos en los últimos años se debe en gran parte al entusiasmo e iniciativa de D.G. Jenkins. Así fueron objeto de revisión la mayoría de los estratotipos clásicos europeos los cuales, a la luz de los conocimientos actuales, no eran representativos en su integridad de entidades estratigráficas, por cuya razón fueron propuestos -y en muchos casos aceptados- neoestratotipos cuyas capas están actualmente detalladamente caracterizadas, habiéndose determinado y reconocido varios grupos biológicos guías y obtenido, además, las más amplias referencias de importantes informaciones tales como geofísicas, geoquímicas, mineralógicas y sedimentológicas, entre otras.

Durante su vida profesional obtuvo varias becas por parte de diversos centros científicos, fue geólogo del Bureau of Mineral Resources (1956-57) de Australia, Paleontólogo de British Petroleum (1959-1962), Micropaleontólogo del New Zealand Geological Survey (1966-1967), Profesor del Departamento de Geología de la Universidad de Canterbury, Christchurch (1968-1970), ejerciendo más tarde varios cargos, entre ellos el de Director Departamental, hasta culminar su actividad docente en calidad de Profesor Consulto de la Facultad de Ciencias en la Open University a partir de 1990. En su calidad de Profesor Universitario, entre otros aspectos, supervisó la labor de varios postgraduados e integró jurados de Ph. D. tesis, tanto de su país como internacionales.

Fue miembro de numerosas sociedades científicas ocupando, en ocasiones, los cargos jerárquicos más elevados en varias de ellas.

Obtuvo el Premio McKay Hammer otorgado por la

Geological Society of New Zealand por el período 1970-1971.

Las Ciencias Geológicas, en particular en el área de la Estratigrafía y de la Micropaleontología perdieron a un trabajador entusiasta e incansable que extendió y transmitió sus energías a investigadores de las más remotas latitudes, logrando brindar una revisión del esquema estratigráfico del Paleógeno, actualmente en uso.

Su temprana ausencia dejará, sin lugar a dudas, nostalgias de un ser inteligente, activo, entusiasta, trabajador incansable y dotado de una gran capacidad organizativa.

Alwine Bertels
Departamento de Ciencias Geológicas
Universidad de Buenos Aires

† Amílcar Oscar Herrera (1920-1995)



En la ciudad de Campinas, en el estado de Sao Paulo, Brasil, falleció el 23 de setiembre de 1995 a los 75 años de edad el profesor emérito de la UNICAMP, doctor Amílcar Herrera. A pesar de su jubilación en 1990, el doctor Herrera permanecía activo y rodeado del afecto de sus discípulos, como profesor del Departamento de Política Científica y Tecnológica del Instituto de Geociencias de la Universidad de Campinas. Este luchador incansable, a quien los avatares del destino lo habían conducido a esa tierra joven y fértil, brindó su experiencia y su sabiduría en Campinas, durante los 20 últimos años de su vida.

Había nacido el 23 de octubre en 1920, en la localidad de Caseros en la provincia de Buenos Aires. Realizó sus estudios secundarios en el Colegio Nacional 7 Juan Martín de Pueyrredón de la ciudad de Buenos Aires, costeándose sus estudios universitarios mediante su trabajo como preceptor en ese Colegio, al que renunció a fines de diciembre de 1947, cuando se graduó como Licenciado en Ciencias Naturales en el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. En julio de 1949 se casa con Lía Guarnieri, quien sería su compañera de toda la vida, y madre de sus cuatro hijos.

Desde mediados de 1947 comienza a trabajar en el sector minero del Banco de Crédito Industrial Argentino, convertido años más tarde en el Banco Nacional de Desarrollo, donde realiza estudios geológicos y mineros hasta 1954, llegando a ocupar la subjefatura de Crédito Minero. En esos primeros años visita y evalúa diversos yacimientos minerales de nuestro país, siendo sus estudios de la cuenca ferrífera de Sierra Grande, provincia de Río Negro, uno de los más importantes. Su estudio de este yacimiento entre 1947 y 1948, fue el primer análisis geológico que

demonstró su origen sedimentario, a la vez que confirmó el importante potencial de los mismos. Este trabajo fue la base de su tesis doctoral de 1950 en la Universidad de Buenos Aires realizada bajo la dirección del Dr. Horacio J. Harrington.

Durante 1950 y 1951 fue becario en la Colorado School of Mines de los Estados Unidos donde realiza un Master of Sciences en Geología Económica, siendo uno de los primeros graduados argentinos especializado en el exterior en esta temática. A su vuelta, su entusiasmo y nuevas ideas brindan modernos enfoques en la metodología a aplicar por sus colegas y compañeros en los estudios de evaluación minera del banco.

El Dr. Horacio Harrington, uno de los "cerebros mejor estructurados de la geología argentina" al decir del mismo Herrera, y el Dr. Armando Leanza lo invitan en 1952 a brindar sus conocimientos en la Universidad de Buenos Aires. Sus primeras clases y el curso que en forma regular comienza a dictar en forma honoraria en 1953, se convierten en el primer dictado de Geología Económica en una universidad argentina. Esta experiencia la vuelca casi simultáneamente en la Universidad Nacional de La Plata donde a partir de 1954 dicta también los primeros cursos de Geología Económica. Se incorpora a partir de principios de 1955 como profesor ya en el plantel estable de la Universidad de Buenos Aires, donde hace su carrera académica llegando a profesor titular, siempre a cargo de la cátedra de Yacimientos Minerales, actividad que se trunca en 1966. Paralelamente desde 1958 a 1964, fue director del Curso de Ingreso de la Facultad de Ciencias Exactas, sentando las bases de una formación y niveles de exigencia, que no se alcanzarían con posterioridad en los distintos sistemas de ingreso que ha tenido la Facultad de Ciencias.

Durante más de una década forma las primeras generaciones de geólogos mineros del país. En esos años despertó con su calidad didáctica, su innata pedagogía, y su entusiasmo, numerosas vocaciones en esta rama de las ciencias geológicas de quienes serían con orgullo sus primeros discípulos.

De estos años son sus detallados y precisos estudios sobre la génesis y estructura de distintos distritos de pegmatitas de las Sierras Pampeanas, aunque su obra estrictamente geológica, iba a ser dejada de lado por otros problemas que consideraba más trascendentes.

Con el inicio del período democrático del Presidente Illia participa activamente en la organización minera del país con la creación de un organismo rector de las investigaciones y estudios geológicos. Junto con el doctor Félix González Bonorino, fundan el Instituto Nacional de Geología y Minería, integrando su directorio en septiembre de 1964 y convirtiéndose en sus primeros presidente y vicepresidente respectivamente. Esa labor si bien breve, fue plena de realizaciones, dado que dieron la base para la creación de un instituto autártico moderno en la planificación e

inventario de nuestros recursos mineros. De esos años es su primer libro sobre Recursos Minerales de Latinoamérica, editado por EUDEBA en 1964, que marca el inicio de toda una trayectoria de continua preocupación por el aprovechamiento racional de los recursos de este continente.

Su intensa actividad académica junto a otros notables investigadores, contribuyó en esos años al máximo prestigio alcanzado por la Universidad de Buenos Aires, la que fue truncada en la trágica "noche de los bastones largos" en junio de 1966 por la dictadura militar. Renuncia a la cátedra y a la vicepresidencia del Instituto Nacional de Geología y Minería.

El doctor Herrera, junto con otros profesores de esta casa de estudios emigran en 1966 con sus respectivas familias, y son recibidos en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. En este país es donde además de seguir enseñando Geología Económica, inicia una activa producción académica relacionada a los grandes temas de la política científica y tecnológica, no sólo aplicada a sus recursos minerales, sino también una continua preocupación por las ciencias en general. Sin embargo, por sus ideas de avanzada fue expulsado de la Universidad y obligado a abandonar Chile en términos perentorios a principios de 1971.

Vuelve nuevamente al país donde publica ese mismo año su clásico libro de "Ciencia y Política en América Latina", que lo convierten en una autoridad sobre ese tema en los países del tercer mundo. Este libro constituyó un marco de referencia del pensamiento latinoamericano sobre los condicionamientos de la dependencia tecnológica de la región, y aún actualmente en su décima edición, sigue siendo una obra de consulta obligada para los estudiosos de esos temas.

Participó en uno de los momentos más creativos de las ciencias sociales latinoamericanas, a partir de su conocimiento y experiencia de investigación en las ciencias naturales. El doctor Herrera supo interpretar en forma aguda y abarcativa las implicancias del contexto político, económico y social, en el proceso de desarrollo de la ciencia y la tecnología en Latinoamérica. En 1973 es reincorporado como Profesor Asociado en la Universidad de Buenos Aires, no llegando a desempeñarse debido a una nueva persecución de la tristemente famosa intervención de la universidad.

En 1974 edita su segundo libro sobre los Recursos Minerales de América Latina. En ese año, y a partir de la Fundación Bariloche, institución que el mismo había contribuido a crear, coordina el equipo multidisciplinario que formula el Modelo Mundial Latinoamericano. Preocupado por los modelos prospectivos que en esos años llamaban la atención de la comunidad científica internacional con sus

proyecciones catastrofistas, como el Modelo del M.I.T. entre otros, y conocedor de las premisas en las que se asentaban esos modelos, lanza una respuesta del Tercer Mundo a esas inquietudes. Quien escribe estas líneas tuvo oportunidad de participar del Simposio Internacional sobre Desarrollo organizado por la UNESCO en Enschede, Holanda en 1976. Al Modelo del M.I.T. que a pesar de su supuesta objetividad estaba basado en el mantenimiento de una sociedad de despilfarro para unos pocos, en detrimento de una gran mayoría subdesarrollada, se le contrapuso el Modelo del Doctor Herrera, defendido por la comunidad de países del tercer mundo y popularizado como el Modelo de Bariloche. Este modelo, como mucha de su obra posterior, presenta un objetivo cuestionamiento a concepciones ya consolidadas en la comunidad internacional entre los países del Primer Mundo.

El Modelo de Bariloche tiene aún vigencia, como un modelo no refutado de viabilidad de un estilo de desarrollo igualitario y autosustentable, que sigue aglutinando el pensamiento académico y político latinoamericano, en relación a alternativas globales social y ecológicamente viables. Su libro "Catástrofe o Nueva Sociedad" que sintetiza estas propuestas, fue editado en inglés, francés, portugués, alemán, japonés y holandés, habiendo generado discusiones y comentarios en prácticamente todo el mundo.

En 1976 los acontecimientos políticos de la Argentina, en particular la nueva dictadura militar, lo obligan nuevamente a emigrar del país. Acepta una invitación como Senior Visiting Fellow en la Science Policy Research Unit de la Universidad de Sussex en Inglaterra, donde se radica a partir de noviembre de 1976. En esos años de radicación en uno de los centros más prestigiosos para la reflexión sobre la problemática de la Ciencia y la Tecnología, participa en diversos seminarios y publica varios artículos en revistas especializadas.

Al año siguiente tiene oportunidad de participar en un seminario de Ciencia, Tecnología e Independencia organizado por la UNICAMP en 1977, durante el cual es invitado por el rector de la Universidad de Campinas para crear un Instituto de Geociencias en esa universidad. Acepta el desafío de volver a tierra latinoamericana, para crear un centro de investigaciones donde en forma multidisciplinaria, se puedan formar a nivel de posgrado los especialistas que el Brasil y el continente todo necesita.

En 1979 el doctor Herrera abandona la Universidad de Sussex y se radica en la UNICAMP, iniciando en una época difícil y con sólo unos pocos colaboradores, la fundación del Instituto de Geociencias. Como objetivos se plantea la creación de un instituto de enseñanza e investigación multidisciplinarias, que fuesen importantes para el Brasil y América Latina, en áreas tales como Administración y Política de Recursos Minerales y Metalogénesis como parte de las

geociencias y de Política Científica y Tecnología en su sentido más amplio. Durante los diez años que el doctor Herrera estuvo al frente del Instituto de Geociencias, contribuyó una vez más con su dedicación, seriedad, creatividad y espíritu de liderazgo, a la formación de sólidos equipos de investigación, sabiendo delegar responsabilidades y generando un espacio institucional de reconocido prestigio en la comunidad local e internacional.

Afecto a no dejarse acorralar con etiquetas tales como "Ciencias Sociales", "Ciencias Exactas" o "Ciencias Naturales", inició un proyecto multidisciplinario que culminó con el Modelo de Demanda de Recursos Minerales, que fue uno de los fundamentos que guió el accionar posterior en el área de Administración y Políticas de Recursos Minerales del Instituto de Geociencias de la Universidad de Campinas. De esos años es también su Proyecto de Prospectiva Tecnológica para América Latina, que coordinó el accionar de cinco instituciones, además del Instituto de Geociencias de la Universidad de Campinas, radicadas en cuatro países y con el auspicio de la Universidad de las Naciones Unidas y del IDRC. Este proyecto a lo largo de sus cinco años de realizaciones produjo un profundo impacto, dado que fue formulado como una respuesta latinoamericana a una problemática global.

Su reconocido prestigio internacional lo llevó en numerosas oportunidades a defender sus ideas y sus modelos de desarrollo en distintas comunidades universitarias, organizaciones supranacionales y organizaciones no gubernamentales, aunque por ello

no descuidó el contacto con sus discípulos y alumnos a los que volcó en forma desinteresada su experiencia y conocimientos.

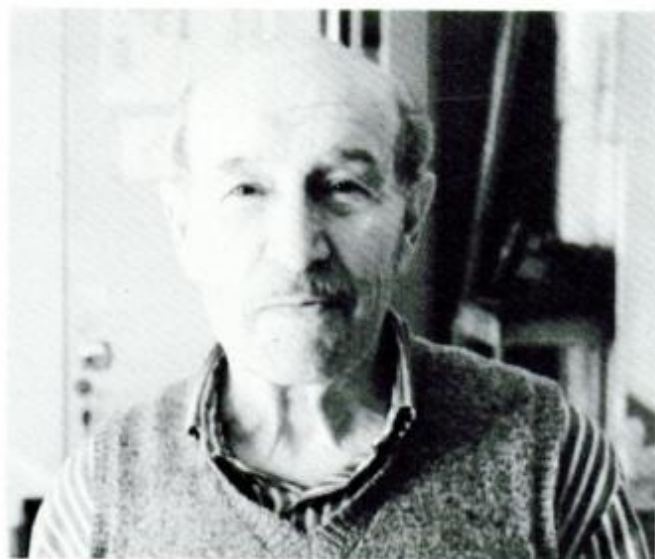
En sus últimos años se dedicó a analizar y profundizar sobre los orígenes y destinos de la especie humana, la que según su percepción enfrentaba una crisis de múltiples dimensiones. Estos análisis y reflexiones plasmados en su libro sobre "A longa Jornada", le permitieron discutir y aportar con una lúcida incursión en el destino de la especie humana, a través de esa "cultura de las catacumbas" como el mismo denominaba a esas preocupaciones.

En la década del 80, ya decididamente incorporada la democracia en nuestro país, recibe el justo y tardío homenaje de la Universidad de Buenos Aires, la que lo nombra Profesor Honorario en noviembre de 1985.

Aquellos que fuimos sus alumnos, lo recordaremos siempre, no sólo por sus enseñanzas geológicas, o por el entusiasmo que sabía despertar aún en los temas más áridos, sino también por habernos inculcado la necesidad de servir a la sociedad y defender nuestras vocaciones. Quien mejor ejemplo que él, que a pesar de las continuas dificultades, desalientos, y sinnúmero de inconvenientes con que estuvo sembrada su "larga jornada" por esta vida, para mostrarnos que las ideas, los proyectos y las realizaciones se pueden cumplir si existe una disciplina de trabajo y una dedicación incansable como la que tuvo el doctor Herrera.

Victor A. Ramos
Departamento de Ciencias Geológicas
Universidad de Buenos Aires

† Enrique Nuñez (1922-1996)



Inesperadamente y con gran tristeza conocimos la noticia del fallecimiento de Enrique Nuñez en Punta Alta, el 21 de enero del corriente año. Había nacido en esa localidad del sur de la provincia de Buenos Aires, el 4 de enero de 1922.

Cursados sus estudios secundarios en el Colegio Nacional de Bahía Blanca -de donde egresó como Bachiller- se traslada a la ciudad de La Plata, en cuya Facultad de Ciencias Naturales y Museo alcanza el título de Geólogo el 22 de noviembre de 1952.

Su actividad profesional se inicia en 1955. Como Geólogo Ayudante en la ex Dirección Nacional de Minería y Geología, en el Departamento de Geología Regional. En tal carácter y de inmediato, tienen lugar sus primeras campañas. Bajo la dirección del Dr. Juan C. M. Turner, participa del relevamiento geológico regional de la Hoja 7c Nevado de Cachi en la provincia de Salta y en ese mismo año colabora en similares tareas con el Geólogo Julián Fernández en la Hoja 21 c Sierra del Tontal, en la Precordillera sanjuanina.

Consecutivamente es incorporado a un grupo de nuevos geólogos, dirigido por el recordado Profesor Jorge Polanski, que estaba a cargo de las investigaciones en la Alta Cordillera mendocina y en el Bloque de San Rafael. De este modo en 1957, acompaña al doctor Polanski en la primer campaña del levantamiento de la Hoja 28d Estación Soitú, en el sur mendocino, tarea ésta que más tarde quedara bajo su exclusiva responsabilidad.

Su capacidad intelectual, su laboriosidad y eficiencia, hacen que rápidamente ascienda a Jefe de Comisión Geológica, para el relevamiento geológico regional de la Carta Geológico-Económica del país en escala 1:200.000. Con tal jerarquía ejecuta la Hoja 28c El Nihuil, adyacente a la precedentemente citada. Más tarde su gestión específica se concentra en el área

límitrofe entre Mendoza y La Pampa, abocándose al estudio de la Hoja 31d (Chical- Co). A partir de ella, sus labores se proyectan al territorio pampeano, hacia la zona de influencia del curso inferior del río Atuel, donde investiga amplios sectores de las innominadas Hojas Geológicas 30f y 31f. Sus conclusiones acerca de tan vasta región, no han sido aún publicadas, manteniendo aún su condición de inéditas.

En el año 1964, sus servicios son requeridos por Fabricaciones Militares, organismo que demanda su participación para colaborar en el Plan Cordillerano, cuyo objetivo era la determinación del orden de prioridad de proyectos en zonas de interés minero en las provincias de Mendoza y Neuquén. Allí efectuó una prolongada y provechosa labor de asesoramiento geológico en las investigaciones mineras propias del Plan, particularmente en aquellas relacionadas con depósitos de manganeso y cobre. Su gestión se extendió en el año 1969 a la provincia de San Juan, con los estudios geológico-mineros (perfiles, prospección geoquímica) de las Secciones N III y N II. Su proficuo y significativo trabajo se hace patente en los 36 mosaicos que relevara en el territorio neuquino-mendocino y en el hecho de que asuma el puesto directivo de Jefe del Área San Juan, en el ámbito de dicho Plan.

En 1971, el Servicio Geológico Nacional recupera sus servicios, disponiendo su integración con el grupo de geólogos regionales que se encargaría del relevamiento de la porción austral de la morfoestructura puneña en la provincia de Catamarca, la que hasta entonces era prácticamente desconocida. El control de campo, que realizara sobre mosaicos en escala 1.50.000, reclamó en su momento ingentes esfuerzos personales bajo exigentes condiciones de grandes alturas y sin normales vías de acceso. Constituyó una información básica para la prospección minera que se cumpliera posteriormente en el Plan NOA1 de la Secretaría de Minería.

La producción de Enrique Nuñez, en los tres años que insumió ese programa, también se encuentra aún inédita. De ella resultaron los informes que correspondientes a 10 mosaicos, abarcan las Hojas Geológicas 9c Los Nacimientos y 10a-b Aguas Dulces, en el departamento de Antofagasta de la Sierra, los que hoy constituyen una excelente documentación previa para el actual plan de relevamiento geológico del territorio nacional en escala 1:250.000, que realiza la Dirección Nacional del Servicio Geológico.

Entre 1975 y 1981 es incorporado al Plan Patagonia - Comahue de ese Servicio, llevando a cabo los relevamientos regionales de las Hojas 39i Valcheta, 38d Mengué y 38e Trapal-Co, en las provincias de Río Negro y Neuquén; con posterioridad en los años 1982 y 1986 renueva sus investigaciones con colegas mineros en Mendoza y Neuquén, especialmente en el Distrito El Nevado, Mendoza. Siendo Asesor del Departamento

de Geología Regional, presenta su renuncia a la ex-Dirección Nacional de Minería y Geología, el 1° de abril de 1989, iniciando los trámites de su jubilación.

Vale destacar que dado el carácter de las responsabilidades encomendadas a Enrique Núñez, durante su gestión en el Plan Cordillerano y en el Plan NOA1, la mayor parte de sus aportes permanece inédita. Ella está representada por más de 70 informes elevados a los departamentos específicos de Fábricas Militares y del ex-Servicio Geológico Nacional. Sin embargo, a pesar de tales circunstancias, su obra como estudioso de las Ciencias de la Tierra, tuvo oportunidad de verse expuesta en diversas publicaciones presentadas en revistas y congresos nacionales e internacionales, que revelan su calidad y objetividad profesional.

Enrique Núñez fue un excelente geólogo, con un gran entendimiento del valor que tiene una base geológica regional en la prospección minera y en la evaluación de un área mineralizada. Camarada de numerosas campañas, sobresalía por su juicio sereno y oportuno. Su bonhomía fue apreciada y bien entendida por todos los colegas y personas que tuvieron la oportunidad de compartir momentos con él.

Sabía transmitir a su alrededor el optimismo de su vida personal y era siempre bienvenido. Franco y abierto en el trato, no vacilaba en apoyar opiniones e interpretaciones de otros profesionales, cuando ellas demostraban que llegaban a mejorar las propias. Todos sabemos de su bondad, su honestidad y su sencillez, virtudes que sólo llegan a alcanzar los hombres de bien.

Mucho más podríamos decir de nuestro recordado amigo Enrique Núñez el "pelado Núñez" como afectuosamente solíamos llamarlo -como su respeto por el colega, su cálida simpatía y amabilidad, de su amor por su esposa y del orgullo que sentía por Laurita, su

hija, valores personales éstos que nos costará mucho olvidar al igual que su recordada y querida compañía.

Emilio F. González Díaz
*Departamento de Ciencias Geológicas
Universidad de Buenos Aires*

Publicaciones del Geólogo Enrique Núñez

- 1960. Sobre la presencia del Paleozoico inferior fosilífero en el Bloque de San Rafael, Mendoza. *Primeras Jornadas Geológicas Argentinas*: 185-189.
- 1974. Ostrácodos ordovícicos de Ponon - Trehue, provincia de Mendoza (en colaboración con E.R. de García y C. Proserpio) *Ameghiniana*, 11 (4): 400-412.
- 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncura, Río Negro, Argentina (en colaboración con E.W. Bachmann, I. Ravazzoli, A. Britos, M. Franchi, A. Lizuain y E. Sepúlveda). *Congreso Ibero-Americano de Geología Económica*, 1: 247-266.
- 1975. Reconocimiento geológico-económico del Area Salinifera del Huitrin, provincia del Neuquén (en colaboración con E. Holmberg). *Primer Simposio Nacional de Geología Económica*, 1: 267-275.
- 1979. Descripción geológica de la Hoja 28d, Estación Soitú, provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* 166.
- 1984. Historia del conocimiento geológico. *Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino (S.C. de Bariloche)*, 1: 19-36.
- 1984. La Cobertura Mesozoica (en colaboración con O. Lapido y A. Lizuain.) *Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino (S.C. de Bariloche)*, 6: 139-162.
- 1990. Estratigrafía del Sector Noroccidental del Macizo Nordpatagónico en los alrededores de Mengué, Provincia de Río Negro (en colaboración con R.J. Cucchi.) *Actas 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan)*, 125-128.
- 1996. Geología y Petrografía de Trapal-Co, provincia de Río Negro (en colaboración con R.J. Cucchi.) Presentado para su publicación en la *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.

COMENTARIOS DE ACTUALIDAD

**30th International Geological Congress (IGC)
(Beijing - China, Agosto 4 - 14 de 1996)**

El 30 Congreso Geológico Internacional se desarrolló entre el 4 y el 14 de agosto de 1996 en Beijing, China.

Las sesiones, que fueron inauguradas por el Premier Li Peng en el "Great Hall of the People", ubicado frente a la plaza de Tian'anmen, contaron con la participación de aproximadamente 6000 geólogos representando a 120 países (c. 3500 de China), 6 de ellos de la Argentina (las delegaciones extranjeras más numerosas correspondieron a Rusia con 1197 participantes, Japón con 463 y EE.UU. con 394). En su transcurso se realizaron reuniones de los diferentes comités y proyectos de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) y del Programa Internacional de Correlación Geológica (IGCP), 19 talleres y 7 cursos cortos sobre temas de actualidad.

El programa científico tuvo como objetivo principal la geología continental, con énfasis en tectónica y estructuras continentales, recursos energéticos y minerales, protección ambiental y reducción de riesgos geológicos. Incluyó 11 simposios especiales (Origen e historia de la Tierra, Geociencias y supervivencia humana, ambiente y riesgos naturales, Cambios globales y ambiente futuro, Estructura de la litósfera y procesos profundos, Movimiento litosférico contemporáneo, Zonas tectónicas globales, Fajas orogénicas, Análisis de cuencas, Recursos energéticos y minerales para el Siglo 21, Nueva tecnología para las Geociencias, Progreso de los proyectos internacionales de Geociencias) y 22 simposios (Estratigrafía, Paleontología y geología histórica, Sedimentología, Geología marina y paleoceanografía, Geología estructural y geomecánica, Petrología ígnea, Mineralogía, Geología del Precámbrico y petrología metamórfica, Geología de depósitos minerales, Geología de combustibles fósiles, Minería, Geoquímica, Geofísica, Sismología, Geología del Cuaternario, Hidrogeología, Ingeniería geológica, Geología ambiental, Geología matemática y geoinformática, Planetología comparativa, Educación geológica, Historia de las Geociencias) que comprendieron, respectivamente, 71 y 151 sesiones. En total se presentaron 8092 trabajos (3800 de geólogos chinos y 4292 de extranjeros). Las presentaciones previstas totalizaron 2730 en sesiones orales y 2129 en sesiones de posters. Un total de 7750 fueron publicados en tres volúmenes y, por primera vez en un congreso de este tipo, incluidos en un CD-ROM que también fue entregado a los participantes. La Geoexpo'96 cubrió 7500 m² con un total de 180 expositores representando a 23 países. Los viajes de campo totalizaron 64, de los

cuales 23 se realizaron durante el Congreso y 41 con posterioridad al mismo.

En las reuniones administrativas del Congreso se resolvió que la 31 sesión del Congreso tenga lugar en el año 2000, en América del Sur, para lo cual se designó como sede la ciudad de Río de Janeiro. Se recibieron además las propuestas de Austria e Italia para organizar la 32 sesión que deberá realizarse en el año 2004.

Entre las diferentes resoluciones adoptadas por los órganos directivos de la IUGS se decidió eliminar la "Commission on Marine Geology" y convertir, momentáneamente, la "Commission on Geological Education" en un "Working Group". Además se eligieron nuevas autoridades, resultando designados para el Comité Ejecutivo: Presidente, R. Brett (EE.UU.); Secretario General, A.C. Boriani (Italia); Tesorero, Z. Johan (Francia).

Las sesiones del congreso tuvieron lugar en el "China World Trade Center", ubicado en el centro de Beijing. La organización general fue excelente.

A.C. Riccardi
Museo de Ciencias Naturales
La Plata

**XIII Congreso Geológico Argentino y
III Congreso de Exploración de Hidrocarburos**

Por primera vez en la ciudad de Buenos Aires, entre los días 13 y 18 de octubre de 1996, tuvieron lugar el XIII Congreso Geológico Argentino y el III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Los mismos fueron organizados por la Asociación Geológica Argentina y por el Instituto Argentino del Petróleo y del Gas.

La declaración de interés nacional por Resolución 598/96 de la Secretaría Nacional de la Presidencia de la Nación y la presencia en el acto inaugural del Sr. Presidente de la Nación Dr. Carlos Saúl Menem, señalan la trascendencia alcanzada por los congresos.

Los preparativos para la concreción del mayor evento de la comunidad geológica del país demandaron un esfuerzo mayor durante un período de dos años. La presidencia ejecutiva estuvo a cargo del Dr. Enrique Mainardi (Shell CAPSA), que a su vez contó con la ayuda de 28 colegas, provenientes de los claustros universitarios, organismos oficiales y la industria privada, distribuidos entre la Junta Ejecutiva, Comisión Científica y Comisión Organizadora Local.

A lo largo de una semana, las sesiones se desarrollaron en 6 salas que funcionaron en forma simultánea en el Centro Cultural General San Martín. La asistencia a los mismos se vio colmada con más de 800 inscriptos provenientes de 23 países habiéndose presentado más de 320 trabajos sobre temas

relacionados con geología regional, hidrocarburos, minería, petrología, tectónica, sedimentología, paleontología, mineralogía, hidrogeología y geología del cuaternario. Los trabajos presentados fueron publicados en cinco volúmenes. Adicionalmente, se publicó un relatorio sobre la Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina y dos guías de campo: -Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Ventania)- y -Excursión Geológica Intracongreso. Isla Martín García-.

Los congresos instituyeron premios a los mejores trabajos por especialidad, a saber: Premio H. Harrington (geología general), obtenido por R. Astini por su trabajo "La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana"; Premio V. Angelelli (minería), conferido a R. Alonso por su trabajo "El yacimiento boratífero de Laguna Salinas (Perú)"; Premio A. Mingramm (hidrocarburos), que fuera obtenido por C. Cruz por su trabajo "Los sistemas petroleros del Grupo Mendoza en la Fosa de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina".

Asimismo la Asociación Geológica Argentina en conjunto con las autoridades del XIII Congreso Geológico Argentino entregaron el Premio J.J. Nágera "A la difusión de la geología" al Dr. R. Andreis y el Premio F. Pastore "A la investigación científica" al Dr. P. Lesta.

Formando parte de los congresos, se desarrollaron dos simposios: el IGCP 322 -Eventos Jurásicos- y el

IGCP 345/376 -Protomargen del Gondwana-. A su vez, se dictaron conferencias y se efectuaron mesas redondas que trataron temas de amplia diversidad. Las mesas redondas fueron sobre: Actualidad de la Exploración y Explotación de Hidrocarburos en Argentina; Actualidad de la Minería Argentina; Petroleum Reservoir Modelling Tools & Techniques; Future Direction of Subsurface Interpretation Technology; Enseñanza de las Geociencias; Exploración de Hidrocarburos en la Argentina; Geología Ambiental Urbana; Los Estudios sobre Cambio Global en la Argentina. En tanto que las conferencias efectuadas correspondieron a: La Ciudad de Buenos Aires. Geología, Morfología y Ambiente; Improved Reservoir Description in Complex Lithologies with Magnetic Resonance Tools; Volcán Lulliallaco: El Coloso Dormido de la Puna Salteña.

Por último, cabe destacar la exposición técnica, desarrollada en el mismo predio, que comprendió la presentación de 23 expositores con stands de alta calidad que brindaron la última información tecnológica disponible en la industria aplicable en la exploración y producción de hidrocarburos.

Luis P. Stinco
Shell CAPSA
Buenos Aires

AGRADECIMIENTO A ARBITROS

La Asociación Geológica Argentina agradece la colaboración prestada por los siguientes colegas, quienes durante el año 1996 han actuado como árbitros de manuscritos enviados a esta Revista para su publicación:

- | | |
|--|---|
| Dra. Marina Aguirre (Universidad Nacional de La Plata) | Dr. Eduardo Llambías (Universidad Nacional de La Plata) |
| Dr. Richard Allmendiger (Cornell University, EE.UU.) | Dr. J. López Ruíz (Museo de Ciencias Naturales, Madrid, España) |
| Dr. Arturo Amos (PROGEB, Bariloche) | Dr. Bruce J. Mac Fadden (Florida Museum of Natural History, EE.UU.) |
| Dr. Renato Andreis (Universidad de Rio de Janeiro, Brasil) | Dr. Eduardo Malagnino (CIRGEO, Buenos Aires) |
| Dr. Neil W. Archbold (Deakin University, Australia) | Dr. Marcelo Manassero (Universidad Nacional de La Plata) |
| Dr. Edgardo Baldo (Universidad Nacional de Córdoba) | Dra. Rosa Marquillas (Universidad Nacional de Salta) |
| Dr. Eduardo Bellosi (CIRGEO, Buenos Aires) | Dr. Roberto Martino (Universidad Nacional de Córdoba) |
| Dra. Adriana Bermúdez (Dirección de Minería, Neuquén) | Dra. Graciela Mas (Universidad Nacional del Sur) |
| Dra. Milka K. de Brodtkorb (Universidad de Buenos Aires) | Dr. Mario Mazzoni (Universidad Nacional de La Plata) |
| Dr. C.H.C. Brunton (British Museum -Natural History-) | Dr. Hubert Miller (Universität München, Alemania) |
| Dr. Roberto Caminos (Secretaría de Minería, Buenos Aires) | Dr. Ricardo Mon (Universidad Nacional de Tucumán) |
| Dr. Mario Cantu (Universidad Nacional de Río Cuarto) | Dra. Orquídea Morello (Universidad Nacional de Buenos Aires) |
| Dr. C. Casquet Martin (Universidad Complutense, Madrid, España) | Dr. R. Omarini (Universidad Nacional de Salta) |
| Dr. E. Centeno García Universidad Nacional Autónoma, Sonora, México. | Dr. Juan Otamendi (Universidad Nacional de Río Cuarto) |
| Dr. Alberto Cione (Universidad Nacional de La Plata) | Dr. I.I. Pacca (Universidad de Sao Paulo, Brasil) |
| Dr. José Cortés (Universidad de Buenos Aires) | Dr. Ricardo Palma (Universidad de Buenos Aires) |
| Dra. Beatriz Coira (Universidad Nacional de Jujuy) | Dr. Robert Pankhurst (British Antarctic Survey) |
| Dr. A.B. Challinor (Hamilton, Nueva Zelanda) | Dr. José Panza (Secretaría de Minería) |
| Dr. Luis Dalla Salda (Universidad Nacional de La Plata) | Dra. Stella Poma (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Ian W.D. Dalziel (University of Texas at Austin, EE.UU.) | Dr. Jorge Rabassa (CADIC, Ushuaia) |
| Dr. James M. Dickins (Bureau of Mineral Resources, Australia) | Dr. P.R. Racheboef (Université Claude-Bernard-Lyon 1, Francia) |
| Dra. Eva Donnari (Secretaría de Minería, Buenos Aires) | Dr. Víctor Ramos (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Robert Evans (British Geological Survey) | Dr. Augusto Rapalini (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Francisco Fidalgo (Universidad Nacional de La Plata) | Dr. Carlos Rapela (Universidad Nacional de La Plata) |
| Dr. Mario Franchi (Secretaría de Minería, Buenos Aires) | Dr. J. Reynolds (Western Carolina University, EE.UU.) |
| Dr. Juan Franzese (Universidad Nacional de La Plata) | Dr. Eduardo Rossello (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Miguel Galliski (Universidad Nacional de San Luis) | Dra. Nora Rubinstein (Universidad de Buenos Aires) |
| Ing. Héctor Gómez (CONEA, Buenos Aires) | Dr. Oscar Ruiz Huidobro (Buenos Aires) |
| Dr. Gustavo González Bonorino (Universidad Nacional de Salta) | Dr. José Salfity (Universidad Nacional de Salta) |
| Dr. Emilio González Díaz (Universidad de Buenos Aires) | Dr. José Sayago (Universidad Nacional de Tucumán) |
| Dr. Miguel Haller (CENPAT, Puerto Madryn) | Dr. José Selles Martínez (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Fernando Hongn (Universidad Nacional de Tucumán) | Dr. Jorge Skarmeta (CODELCO, Santiago de Chile) |
| Dr. A. Igarzábal (Universidad Nacional de Salta). | Dr. Luis Spalletti (Universidad Nacional de La Plata) |
| Ing. Antonio Introcaso (Universidad Nacional de Rosario) | Dra. Patricia Sruoga (CRICYT, Mendoza) |
| Dr. Mario Iñiguez Rodríguez (Universidad Nacional de La Plata) | Dr. Ricardo Sureda (Universidad Nacional de Salta) |
| Dr. Federico Isla (Universidad Nacional de Mar del Plata) | Dra. M.R.A. Thomson (British Antarctic Survey) |
| Dra. Susan Kay (Cornell University, EE.UU.) | Dr. Eduardo Tonni (Universidad Nacional de La Plata) |
| Lic. José Kostadinoff (IADO, Bahía Blanca) | Dr. Alejandro Toselli (Universidad Nacional de Tucumán) |
| Dr. Pablo Kraemer (Princeton University, EE.UU.) | Dr. J.G. Viramonte (Universidad Nacional de Salta) |
| Dr. Eduardo Kruse (Universidad Nacional de La Plata) | Dr. Gerd E.G. Westermann (McMaster University, Canadá) |
| Dr. Carlos Latorre (INGEIS, Buenos Aires) | Dr. Cor F. Winkler Prins (Nationaal Natuurhistorisch Museum, Holanda) |
| Dr. Carlos Limarino (Universidad de Buenos Aires) | Dr. Ellis L. Yochelson (U.S. Geological Survey, EE.UU.) |
| Dr. Enrique Linares (INGEIS, Buenos Aires) | |
| Dr. Raúl Lira (Universidad Nacional de Córdoba) | |

Se agradece además al Miembro Correspondiente de la Asociación, Dr. M.R.A. Thomson (British Antarctic Survey), por la corrección idiomática de la mayor parte de los resúmenes en inglés de los trabajos publicados.

CRONICA DE LA ASOCIACION

Asamblea General Ordinaria

El 10 de diciembre de 1996 a las 18 horas tuvo lugar en la sede de la Asociación la Asamblea General Ordinaria en la que se aprobaron la Memoria, Balance y Cuenta de Gastos y Recursos correspondientes al período 1 de octubre de 1995 - 30 de septiembre de 1996.

Comisión Directiva: En el mes de abril la Dra. S. Damborenea renunció como Directora de la Revista. El cargo fue cubierto por el Dr. A.C. Riccardi. En el mes de septiembre la Lic. P.P. Alvarez renunció como Secretaria y fue reemplazada por la Dra. S. Damborenea.

Delegaciones: En el período se designó Delegado Suplente en la Delegación Córdoba al Lic. J.C. Candiani y se otorgó licencia a la Delegada, Dra. Zarela Herrera. En la Delegación en la Universidad de Buenos Aires se designó como Delegada Alternativa a la Lic. Selvia Tourn y en la Delegación en San Luis la Dra. Graciela Sosa fue reemplazada por el Lic. A. Ortiz Suárez.

Miembros Vitalicios

De acuerdo a lo establecido en el Estatuto de la Asociación, se procedió a designar Miembro Vitalicio al Dr. H. Magliola Mundet.

Miembros Benefactores

Durante 1996 la Asociación recibió el apoyo económico de los siguientes Miembros Benefactores: YPF S.A., AMOCO Argentina Oil Company, BHP - UTAH International Exploration Inc. y Borax Argentina.

Socios

En el transcurso de 1996 se incorporaron 30 socios activos y 8 adherentes. Hubo además 2 reincorporaciones, 5 bajas por fallecimiento, dos por renuncia y 143 por falta de pago.

Premios F. Pastore y J. Nágera

Durante el XIII Congreso Geológico Argentino se otorgaron el Premio F. Pastore al Dr. P. Lesta y el Premio J. Nágera al Dr. R. Andreis. El Jurado estuvo integrado por los Doctores M. Haller, D.A. Kokogíán, V.A. Ramos, A.C. Riccardi y L. Spalletti.

Premio Asociación Geológica Argentina 1996

Este premio, que para 1996 corresponde al área de Estratigrafía, Sedimentología y Paleontología, fue otorgado al Dr. Alberto C. Riccardi. El Jurado estuvo integrado por los Miembros Honorarios, Doctores H.H. Camacho, R. Caminos, A. J. Cuerda, E. Gonzalez Diaz, M. Hunicken, E. Linares, H. Rimoldi, P.N. Stipanovic y M. Yrigoyen.

Cursos de actualización

La Asociación organizó un curso, el cual estuvo a cargo del Dr. J. Skarmeta (ENAP, Chile) y se realizó el 11 y 12 de julio, sobre el tema "Interacción de fallas, fluidos y mineralización".

Conferencias: El 12 de febrero el Dr. E. Mutti, Miembro Correspondiente de la Asociación dictó una conferencia sobre el tema "Los sistemas turbidíticos y sus relaciones con la sedimentación fluvial catastrófica". La misma contó con el auspicio de la American Association of Petroleum Geologists. El 19 de agosto el Dr. J. Oyarzum Muñoz (Chile) dio una conferencia sobre el tema "El desarrollo de la geología económica en Chile entre 1965 y 1995, su interacción con los avances en tectónica y petrología y su influencia en la exploración minera". El 11 de noviembre disertó el Dr. Julio Saavedra Alonso (España) sobre el tema "Química del Granito de Paimán, Sierra de Famatina, La Rioja". En las dos últimas oportunidades se hizo entrega a los nombrados de los diplomas y medallas que los acreditan como Socios Correspondientes.

Auspicios

Durante el período se resolvió dar auspicio a las 2das. Jornadas sobre Geología de la Precordillera, a efectuarse en San Juan en 1997.

Revista de la Asociación Geológica Argentina

Durante 1996 se publicaron los siguientes números de la Revista: Vol. 51 (1), 51 (2), 51 (3), 51 (4), correspondientes al año 1996.

Boletín Informativo

Durante 1996 se publicaron los Boletines Informativos 26 (abril), 27 (agosto) y 28 (diciembre).

Congresos Geológicos Argentinos

La Asociación participó activamente en la

organización del XIII Congreso Geológico Argentino, que bajo su auspicio se realizó en Buenos Aires entre el 13 y el 18 de octubre de 1996. Se habilitó un puesto para difundir las actividades de la entidad y atender a los asociados y el 14 de octubre se realizó una reunión de Delegados de la Asociación. En la Asamblea de Clausura se aprobó que la sede del próximo Congreso sea la ciudad de Salta. De acuerdo con el Reglamento de Congresos, la designación de las autoridades deberá ser realizada por el Comité de Supervisión de los Congresos Geológicos.

International Union of Geological Sciences (IUGS)

Durante 1996 se mantuvieron relaciones activas con la Unión Internacional de Ciencias Geológicas.

Los Dres. A.C. Riccardi y M. López de Luchi participaron como Delegados de las reuniones realizadas por la IUGS en Beijing, China, en ocasión del 30° Congreso Geológico Internacional (Agosto 4-14, 1996). En la Asamblea de Clausura del citado congreso se decidió que el próximo, a realizarse en el año 2000, se efectúe en América del Sur. La sede oficial será la ciudad de Río de Janeiro.

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

La Asociación Geológica solicitó información y participación en estudios destinados a la reorganización de esa institución. La Asociación fue invitada a expedirse sobre eventuales modificaciones en el sistema del CONICET. Sobre tal base se realizó una presentación. Asimismo a pedido de las autoridades del CONICET se presentó una lista de candidatos para la renovación de la Comisión Asesora de Ciencias de la Tierra.

CAPICG, CAPLI, CADINQUA

Los representantes de la Asociación continuaron participando de las actividades de estos comités del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). En el período se designaron para cumplir tales funciones a: E. Aragón (Titular) y M. López (Suplente) ante el Comité Argentino para el estudio de la Litósfera (CAPLI); L. Spalletti (Titular) y S. Damborenea (Suplente) ante el Comité Argentino para el Programa Internacional de Correlación Geológica (CAPICG) y a P. Nabel (Titular) y O. Lapido (Suplente) ante el Comité Argentino para el estudio del

Cuaternario (CADINQUA).

Academia Nacional de Geología

De acuerdo a lo resuelto por la Asamblea de Clausura del XIII Congreso Geológico Argentino, se dejó sin efecto la resolución de creación de tal Academia, resuelta en las Terceras Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia, 1966).

Día del Geólogo

En el mes de junio de 1996, con motivo de la celebración del Día del Geólogo, se efectuó un brindis en la Casa del Geólogo, organizado conjuntamente con la Asociación Paleontológica Argentina y el Consejo Superior Profesional de Geología.

Cuota Social 1996

La cuota societaria 1996 se estableció en \$ 60 para socios activos y \$ 30 para socios adherentes. Tales valores se incrementaron en \$ 10 y \$ 5 para los pagos realizados a partir del 1 de abril de 1996. Las reinscripciones se fijaron en \$ 70 y \$ 35 hasta el 30 de septiembre. Durante el período se habilitó la cancelación de la cuota societaria anual con tarjetas en hasta tres pagos.

Internet

Durante el año se incorporó información sobre la Asociación a la World Wide Web (WWW) de Internet. La misma consiste en un formulario para ser usado por quien quiera asociarse, el último Boletín Informativo y un listado de los artículos publicados por la revista (comenzando con el vol. 50) con sus respectivos resúmenes en inglés.

Sociedad Cubana de Geología

En el período se mantuvieron relaciones interinstitucionales con esta entidad. En febrero de 1996 la Secretaria de la Asociación, Lic. P. Alvarez, en ocasión de una visita a Cuba, participó como invitada especial de una reunión de las autoridades de dicha institución.

American Association of Petroleum Geologists (AAPG)

La Asociación solicitó su incorporación como

miembro de esa entidad. El pedido se encuentra en evaluación y será resuelto a principios de 1997.

Investigaciones geológicas realizadas en nuestro país por colegas del exterior

La Asociación Geológica Argentina ha abierto un registro en concordancia con las Normas y principios éticos en vigencia (véase RAGA 50: 286-287).

Foro de Sociedades Científicas

Durante el período se asistió a reuniones convocadas por el Foro de Sociedades Científicas.

Comisión de la Carta Geológica

Se participó en varias reuniones de la Comisión de la Carta Geológica. De particular importancia resultó la propuesta realizada en relación con la Reforma del

Estado. En tal sentido se aprobó la presentación de un documento en el cual se plantea la reorganización de todos los sectores geológicos dependientes del Estado (CONEA, SHN, INCYT, Dirección Nacional del Servicio Geológico, INPRES, CRAS, INTEMIN, INTA, etc.), evitando superposiciones y duplicaciones.

Casa del Geólogo

El 9 de septiembre se realizó la nueva escrituración de la propiedad que ahora comparten la Asociación Geológica Argentina, la Asociación Paleontológica Argentina y el Consejo Superior Profesional de Geología, por legado de su parte que realizó el disuelto Centro Argentino de Geólogos. Todas las entidades involucradas han dejado expresa constancia del agradecimiento a esta última entidad y a sus miembros por el legado realizado. A partir de febrero de 1996 el horario diario de atención de la sede central fue fijado entre las 14 y las 18 horas.

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISIÓN DIRECTIVA
(1995-1997)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. José Salfity.

Secretaria: Dra. Susana Damborenea.

Tesorero: Lic. Omar Lapido.

Vocales titulares: Lic. Pamela Alvarez.

Dra. Mónica López de Luchi.

Dra. Paulina Nabel.

Dr. Daniel Rubiolo.

Vocales suplentes: Dr. Eugenio Aragón.

Dr. Pedro Depetris.

Dra. Graciela Mas.

Lic. Ernesto Cristallini.

Director de la Revista: Dr. Alberto C. Riccardi.

Subcomisión de Publicaciones: Dr. Eugenio Aragón.

Dra. Mónica López de Luchi.

Dr. Alberto C. Riccardi

Dr. Daniel Rubiolo.

ORGANO DE FISCALIZACION

Titulares: Dr. Pedro N. Stipanovic
Dr. Marcelo R. Yrigoyen

Suplente: Dr. Gualter A. Chebli

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 BRACACCINI †

Dr. Richard F. FLINT †

Dr. Carlos STORNI †

Dr. Juan C. M. TURNER †

Dr. Emiliano APARICIO †

Dr. Raúl N. DESSANTI †

Dr. Carlos GORDILLO †

Dra. Pierina PASOTTI †

Dr. Pedro CRIADO ROQUE †

Ing. Daniel A. VALENCIO †

Dr. Juan C. RIGGI †

Dr. Félix GONZÁLEZ BONORINO

Dr. Horacio CAMACHO

Dr. Enrique de ALBA

Dr. Bernabé QUARTINO

Dr. Edgardo ROLLERI

Dr. Pedro N. STIPANIC

Dr. Mario E. TERUGGI

Dr. Marcelo R. YRIGOYEN

Dr. Juvenal J. ZAMBRANO

Dr. Roberto L. CAMINOS

Dr. Enrique LINARES

Dr. Rosendo PASCUAL

Dr. Carmelo DE FERRARIIS

Dr. Alfredo CUERDA

Dr. Francisco FIDALGO

Dr. Emilio GONZALEZ DIAZ

Dr. Arturo J. AMOS

Dr. Sergio ARCHANGELSKY

Dr. Telasco GARCIA CASTELLANOS

Dr. Mario HÜNICKEN

Dr. Horacio V. RIMOLDI

Dr. José BONAPARTE

Dr. Pedro J. LESTA

Dr. Otto SCHNEIDER

MIEMBROS CORRESPONDIENTES

Dr. Arnoldo HEIM †
 Dr. Luciano J. DE MORAES †
 Dr. Enrique GERTH †
 Dr. Abel HERRERO DUCLOUX †
 Ing. Jorge MUÑOZ CRISTI †
 Dr. Rodolfo MENDEZ ALZOLA †
 Ing. Héctor FLORES WILLIAMS †
 Dr. José CORVALAN DIAZ †

Dr. Guillermo ZULOAGA
 Ing. Carlos RUIZ FULLER
 Dr. G. Umberto CORDANI
 Dr. Jean-Claude VICENTE
 Dr. Jean DALZIEL
 Dr. Gerd E. WESTERMANN

Dr. Hubert MILLER
 Dr. Michael R. THOMSON
 Dr. Oscar RÖSLER
 Dr. Julio SAAVEDRA ALONSO
 Dr. Marcel ARNOULD
 Dr. Mario BARBIERI
 Dr. Reynaldo CHARRIER
 Dr. Estanislao GODOY
 Dr. Francisco HERVE
 Dr. Emiliano MUTTI
 Dra. Suzanne KAY
 Dr. M. LANGER
 Dr. Jorge OYARZUM MUÑOZ
 Dr. Robert PANKHURST
 Dr. Robin C. WHATLEY

MIEMBROS BENEFACTORES

Amoco Argentina Oil Company
 BHP-Utah International Exploration Inc.
 Borax Argentina S.A.
 YPF S.A.

MIEMBROS VITALICIOS

BASSI, Hugo G., Austria 2039, 7o D, 1425 Buenos Aires.
 BENVENUTI, Juan C., San Lorenzo 4581, 2000 Rosario.
 CALMELS, Augusto R., Uruguay 151, 6300 Santa Rosa.
 CHAAR, Edmundo, Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires.
 COLOMB, Jorge J.C., Nicaragua 5844, 1414 Buenos Aires.
 CORTELEZZI, César, 4 No 315, 1900 La Plata.
 CUCCHI, Rubén J., Canning 2904, 6o A, 1425 Buenos Aires.
 DIGREGORIO, José H., Guayaquil 343, P.B. C, 1424 Buenos Aires.
 ETCHECHURY de LORENZO, María C., Gral. J. Artigas 416, 5o, 1406 Buenos Aires.
 FURQUE, Guillermo, Comodoro Py 547, 1846 Mármol.
 GAY, Hebe Dina, Lavalleja 975, Alta Córdoba.
 GENTILI, Carlos A., Rubén Darío 2452, 1636 Buenos Aires.
 GRAMAJO, Arnoldo, Boedo 908, 2o 26, 1218 Buenos Aires.
 GUTIERREZ, Casimiro, Rivadavia 6015, 5o A, 1406 Buenos Aires.
 LATORRE, Carlos Oscar, Allende 4445, 1419 Buenos Aires.
 MAGLIOLA MUNDET, Horacio, Av. Nac. Unidas 87, B. Parque V. Sarsfield, 5000 Córdoba.

MALVICINI, Lidia, Conesa 2271, 6o A, 1428 Buenos Aires.
 MAURI, Enrique Tomás, Araoz 2725, 6o, 1425 Buenos Aires.
 MORENO, Rodolfo, Arenales 2575, 1602 Florida.
 PENDOLA, Héctor J., Honorio Pueyrredón 669, 5o 11, 1405 Buenos Aires.
 PORRO, Néstor, Uriarte 2434, 1o A, 1425 Buenos Aires.
 POZZO, Anibal G., Arcos 3268, 7o E, 1428 Buenos Aires.
 QUARLERI, Paulina, Leandro Alem 1597, 1828 Banfield.
 RINALDI, Carlos A., D.F. Sarmiento 2334, 1636 Olivos.
 RUIZ HUIDOBRO, Oscar, Azcuénaga 1281, 4o A, 1001 Buenos Aires.
 SACCONI, Ernesto Roque Domingo, Sánchez de Loria 182 bis, 2000 Rosario.
 VERVOORST, Federico, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
 VILELA, César Reinaldo, Arenales 3892, 4o C, 1425 Buenos Aires.
 VOLKHEIMER, Wolfgang, Museo B. Rivadavia, Avda. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.

MIEMBROS ACTIVOS

ABAIT, Juan Pedro, Santa Fe 921, 5o, 1059 Buenos Aires.
 ABASCAL, Liliana del Valle, Marcos Paz 608, 1o D, 4000 Tucumán.
 ABRIL de ESCRIBANO, Mónica Susana, 56 No 1637, B. J.A. Roca, 9000 Comodoro Rivadavia.
 ABRUSKY, Héctor Luis, Conesa 2549, 2o A, 1428 Buenos Aires.
 ACEÑOLAZA, Florencio G., Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
 ACEVEDO, Rogelio Daniel, Gdor. Gómez 1172, Tira 15B, P.B. 12, 9410 Ushuaia.
 AGUIRRE, Marina L., Museo de Ciencias Naturales, 1900 La Plata.
 AGUIRRE URRETA, María Beatriz, Guayra 2081, 7o D, 1429 Buenos Aires.
 ALBANESI, Guillermo Luis, Pasaje Espinel 352, C.C. 1598, 5000 Córdoba.
 ALBERTI, Raúl Luis, Felipe Vallese 3868, Buenos Aires.
 ALONSO BENAVIDEZ, Ricardo, C.C. 362, Mendoza 279, 4400 Salta.

ALPERIN, Marta Inés, 2 No 1225, 1900 La Plata.
 ALVAREZ, Guillermina, Agustín Alvarez 2370, 8000 Bahía Blanca.
 ALVAREZ, Patricia Pamela, Saenz 1421, 1832 Lomas de Zamora.
 ANDREIS, Renato Rodolfo, Rua Constante Ramos 136/902, 22051-010 Copacabana, Rio de Janeiro, Brasil.
 ANGELERI, Alberto D., Lambertini 81, 1642 San Isidro.
 ARAGON, Eugenio, 45 e/ 144 y 145, 1900 La Plata.
 ARBE, Hugo Alejandro, Galván 4055, 1431 Buenos Aires.
 ARGANARAZ, Rafael Aurelio, Urquiza 367, 4400 Salta.
 ARIAS, Carlos Gabriel, Los Arrayanes 1128, 8324 Cipolletti.
 ARIAS, Norma Ester, Comodoro Rivadavia 393, 9001 Rada Tilly.
 ARMANINI, Ricardo Fernando, El Portal de Limache Casa 6, 4400 Salta.
 ARMELLA, Claudia, Cabildo 480, 4o B, 1426 Buenos Aires.
 ARROYO, Hernán, Burmeister 3836(2), Bo. Ameghino, 9005 Gral. Mosconi.
 ASTINI, Ricardo Alfredo, Pablo Astini 80, 5147 Argüello.

- AVILA, Julio César, Córdoba 605, 7o A, 4000 Tucumán.
 AZCUY, Carlos Leopoldo, Cafayate 4267, 1439 Buenos Aires.
 BAGALCIAGA, Ricardo Manuel, Y Brut 744, Barrio Mulco Sur, 9103 Rawson.
 BAHLBURG, Heinrich, Koepfelweg 70, Heidelberg, 69118 Alemania.
 BALDO, Edgardo Gaspar, A. Curazao, casa 25, cons. 3, Bo. Vicor, 5017 Córdoba.
 BALDONI, Alicia Marta, Italia 2539, 1640 Martínez.
 BANCHIS, Aldo Luis, Bo. Portal de Los Andes, C. 11, Mz. G, 5400 Rivadavia, San Juan.
 BARCAT, Carlos, Tinogasta 2560, 1o 19, 1417 Buenos Aires.
 BARREDO, Silvia Patricia, Nicolás Avellaneda 2130, 1636 Olivos.
 BASTIAS, Hugo Enrique, 25 de Mayo 2322 Oeste, 5400 San Juan.
 BAUER, Eric Reinaldo, 6 No 905, 1896 City Bell.
 BAYARSKI, Adelma, Av. Santa Fe 5165, 3o E, 1425 Buenos Aires.
 BELLOSI, Eduardo Sergio, CIRGEO, Velazco 847, 1414 Buenos Aires.
 BELTRAMONE, Carlos, La Quebrada 699, 5172 La Falda.
 BENGOCHEA, Amado Leandro, Paraná 849, 8000 Bahía Blanca.
 BENIALGO, Alfredo Raúl, 33 No 222, 1900 La Plata.
 BERESI, Matilde Silvia, CRICYT, C.C. 131, 5500 Mendoza.
 BERMUDEZ, Adriana Margarita, Belgrano 370, 8300 Neuquén.
 BERTELS, Alwine, Maure 2487, 8° A, 1426 Buenos Aires.
 BERTOLA, Germán, Córdoba 1988, 7600 Mar del Plata.
 BERTOLDI de POMAR, Hetty, Grand Bourg 4352, 3000 Santa Fe.
 BETTINI, Fernando Héctor, Corrientes 999, 1640 Martínez.
 BIANCHI, José Luis, Florida 537, 24o Gal. Jardín, 005 Buenos Aires.
 BIANUCCI, Hugo Alberto, 9 de julio 179, 1870 Avellaneda.
 BIDEGAIN, Juan Carlos, LEMIT, 52 e/ 121 y 122, 1900 La Plata.
 BIFFI, Fabián Remo, Arenales 3052, 6o D, 1425 Buenos Aires.
 BITSCHENE, Pedro, Quellenweg 22, 44791 Bochum, Alemania.
 BJERG, Ernesto Alfredo, Alberti 258, 8000 Bahía Blanca.
 BLASCO, Juan Carlos, Falucho 734, 5700 San Luis.
 BONORINO, Alfredo Guillermo, Rodríguez 479, 8000 Bahía Blanca.
 BORDONARO, Osvaldo Luis, C.C. 131, 5500 Mendoza.
 BOSO, Miguel Angel, Los Arces 228, B. Tres Cerritos, 4400 Salta.
 BOSSI, Gerardo Eugenio, Mendoza 3412, 4000 Tucumán.
 BOSSI, Jorge, Dragones 3574, 11400 Montevideo, Uruguay.
 BOUZA, Pablo, CENPAT, Bvd. Brown s/n, 9120 Puerto Madryn.
 BRAVO DE LAGUNA, Mónica Ada, Alberti 1068, 8300 Neuquén.
 BRODTKORB, Milka K. de, Paso 258, 9o A, 1640 Martínez.
 BROGIONI, Norma Beatriz, 16 No 418 A, 1900 La Plata.
 BUCICH, Norberto G., Riglos 1169, 1424 Buenos Aires.
 BUFFONE, Daniel Eduardo, Caronti 348, 2° D, 8000 Bahía Blanca.
 BUJALESKY, Gustavo Gabriel, CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
 BUSSANDRI, Daniel José, Bo. Nordestron EZ 2o C, 8340 Zapala.
 BUTRON ASEONA, Francisco C., Plan Patagonia Comahue, B. Don Bosco, 9003 Comodoro Rivadavia.
 CABALERI, Nora Graciela, Roque Saenz Peña 484, 6o A, 1636 Olivos.
 CABALLE, Marcelo Fernando, 10 e/ 21 y 22, 1896 City Bell.
 CAFFE, Pablo J., El Naranjero 487, Bo. Los Perales, 4600 Jujuy.
 CALVETTY AMBONI, Boris, Estafeta Recreo Venecia, 1896 City Bell.
 CAMILLETTI, Carlos Mario, Emilio Civit 360, 6300 Santa Rosa.
 CAMPILLO, Roberto Delfor, Departamento de Geología, YPF, Buenos Aires.
 CANCIO, Juan Carlos, Neuquén 2585, P.B. A, 1406 Buenos Aires.
 CANERO, Arturo Eugenio, Maipú 935, 9000 Comodoro Rivadavia.
 CANO, María Claudia, Mathews 2174, 9120 Puerto Madryn.
 CANTU, Mario Pablo, Luis Reinaudi 1229, 5800 Rio Cuarto.
 CARAMES, Andrea Alejandra, Av. Asamblea 1132, 4o F, 1406 Buenos Aires.
 CARRICA, Jorge, Dorrego 589, 7o C, 8000 Bahía Blanca.
 CARRILLO, Ramón, Padilla 1180, 8o C, 1414 Buenos Aires.
 CARRIZO, Héctor Gerardo, Florencio Sánchez 73, 5152 Villa Carlos Paz.
 CASADIO, Silvio, Mendoza 685, 6300 Santa Rosa.
 CASALI, Noemí Nélide, Av. del Trabajador 4146, manzana 19, casa 7, B. AMSUR, 8300 Neuquén.
 CASELLI, Alberto Tomás, Sarratea 9556, 1655 José León Suárez.
 CASTRO, Liliana Norma, M.T. de Alvear 2430, 8o C, 1122 Buenos Aires.
 CASTRO, Miguel Angel, Av. Pte. Castillo 2593, 4700 Catamarca.
 CASTRO DE MACHUCA, Brigida Marta Ester, La Pampa 2485 Oeste, Bo. Nueva Palermo, 5400 San Juan.
 CAVAROZZI, Claudia E., 42 No 395, 1o D, E/2, 1900 La Plata.
 CAZAU, Luis Bernabé, 9 No 68 e/ 531 y 532, 1900 La Plata.
 CEGARRA, Marcelo Ignacio, Serrano 2252, 4o A, 1425 Buenos Aires.
 CESARETTI, Nora Noemí, Rincón 1868, 8000 Bahía Blanca.
 CESARI, Omar, C.C. 81, 9005 General Mosconi.
 CHEBLI, Gualter Ademar, Terrada 3024 1417 Buenos Aires.
 CHELOTTI, Luis Alberto, Barrio LU 4, Casa 47, 9000 Comodoro Rivadavia.
 CHERNICOFF, Carlos Jorge, Sinclair 3151, 2o C, 1425 Buenos Aires.
 CID DE LA PAZ, María Susana, 5 NO 573, 1900 La Plata.
 CINGOLANI, Carlos A., 59 No 716, 1900 La Plata.
 CISTERNA, Clara Eugenia, Lavalle 841, 4000 Tucumán.
 CODIGNOTTO, Jorge O., Marcelo Gamboa 6395, 1408 Buenos Aires.
 COHEN, Marcos Eduardo, Salguero 608, 10o B, 1177 Buenos Aires.
 COIRA de PEREZ, Beatriz, Azorín 130, 4600 Jujuy.
 COLOMBO PIÑOL, Fernando, C/Camelines 66, ATC 1A, 08024 Barcelona, España.
 COMBINA, Ana María, Marcelo T. de Alvear 1461, 5800 Rio Cuarto.
 CONCHEIRO, Graciela Andrea, Ambroseti 662, 6o 28, 1405 Buenos Aires.
 CONSTANTINI, Luis, Fray Luis Beltrán 450, 9000 Comodoro Rivadavia.
 CORBELLA, Jorge H., Dr. Ruiz Arenales 1733, 5o B, 1061 Buenos Aires.
 CORCHUELO BLASCO, Daniel Aníbal, Colonos Sudafricanos 2543, 9000 Comodoro Rivadavia.
 CORONATO, Andrea María, CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
 CORTES, José María, Curupayti 1274, 1609 Boulogne.
 CORTIÑAS, Jorge Sebastián, Alem 3063, 1712 Castelar.
 COSTA, Carlos Horacio, C.C. 320, 5700 San Luis.
 CRAVERO, María Fernanda, Sarmiento 343, 9o 5, 8000 Bahía Blanca.
 CRISTALLINI, Ernesto Osvaldo, Acoyte 320, 6o 11, 1405 Buenos Aires.
 CRUZ, Carlos Enrique, Gurruchaga 2371, 5o 22, 1425 Buenos Aires.
 CRUZ CORONADO, Migdonio Demetrio, General Paz 523, 5700 San Luis.
 CUNEO, Néstor Rubén, Quebracho 160, 9100 Trelew.
 CUSMINSKY, Gabriela Catalina, 47 No 388, 1900 La Plata.
 DALLA SALDA, Luis, CIG, 1 N° 644, 1900 La Plata.
 DAMBORENEA, Susana E., 11 No 1430, 1896 City Bell.
 DANGAVS, Nauris, 56 No 1465, 1900 La Plata.
 DAPEÑA CONDE, Cristina, Palmar 7098, 1408 Buenos Aires.
 DELENDATTI, Gustavo, Córdoba 2310 Oeste, 5400 San Juan.
 DELL'UNTI, Leonardo, José María Uriburu 2252, 3600 Formosa.

- DEL PAPA, Cecilia Eugenia, C.C. 24, Ciudad de Milagro, 4400 Salta.
- DELPINO, Daniel, Belgrano 370, 8300 Neuquén.
- DEL VALLE, Analía, 10 No 646, 2o C, 1900 La Plata.
- DEMICHELIS, Alejandro H., 28 de Julio 28 (CENPAT), 9120 Puerto Madryn.
- DE PETRIS, Pedro J., Ing. Guillermo Fuchs 185, 5000 Granja de Funes.
- DI BENEDETTO, Héctor José, Calle 26 y 54, 1894 Villa Elisa.
- DILLON, Raúl, Soler 3480, 1425 Buenos Aires.
- DI MICCO, Matild María, Catamarca 2420, 3o B, 1636 Olivos.
- DIMIERI, Luis Vicente, Maldonado 550, 8000 Bahía Blanca.
- DI PASQUO, Mercedes, Nicaragua 5593, 1414 Buenos Aires.
- DO CAMPO, Margarita Diana, Alvarez Thomas 2796, 3o A, 1431 Buenos Aires.
- DOMINGUEZ, Eduardo Alejandro, Tucumán 1197, 8000 Bahía Blanca.
- DONNARI, Eva, Bme. Mitre 4456, 2o 6, 1201 Buenos Aires.
- DRAGO, Edmundo Carlos E., Sarmiento 1797, 3016 Santo Tomé.
- DRISTAS, Jorge A.L., Waica 673, 8000 Bahía Blanca.
- DUCOS, Estela Irene, Tronador 1478, 4o A, 1427 Buenos Aires.
- DURAND, Felipe Ramón, Bbe. Araudi 655, 4000 Tucumán.
- DURANGO CHERB de CABRERA, Josefina, La Madrid 390, 4000 Tucumán.
- ELENA, Oscar, Montañeses 1961, 5o 25, 1428 Buenos Aires.
- ESCAIOLA, Mónica Patricia, Av. Velez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.
- ESPIZUA, Lydia Elena, San Juan 475, Torre B.2, 6o 24, 5500 Mendoza.
- ETCHEVERRIA, Mariela Patricia, Av. San Juan 1452, P.B. C, 1148 Buenos Aires.
- ETCHEVERRY, Ricardo, 56 No 894, 1900 La Plata.
- EVANS, Robert Bevan, Selfordyke, NG2 35HH, Westborough, Nottinghamshire, Gran Bretaña.
- FADRIQUE, Adolfo E., C.C. 246, 9400 Rio Gallegos.
- FAGIANO, Marcelo, Urquiza 1750, 5800 Rio Cuarto.
- FARINATTI, Ester Amanda, Caronti 284, 8000 Bahía Blanca.
- FEITOSA da COSTA, María das Gracias, Rua Portugal 1225, Apto. 202, Porto Alegre, Brasil.
- FELIU, Ricardo G., Martín Zapata 445, 5500 Mendoza.
- FERNANDEZ, Raúl, 38 No 1593 1/2, 1900 La Plata.
- FERNADEZ, Rubén I., Av. Salta 1381, 4000 Tucumán.
- FERNANDEZ TASENDE, Jorge Raúl, C.C. 294, 5700 San Luis.
- FERRARI, Eugenio, Constitución 545, 1646 San Fernando.
- FERREYRA, Raúl Eduardo, Zabala 2926.
- FIGARI, Eduardo Guillermo, Fray Luis Beltrán 450, 9005 General Mosconi.
- FILI, Mario Felipe, Juan de Garay 2871, 3000 Santa Fe.
- FLORES IVALDI, Emilio, Crisóstomo Alvarez 2060, 4000 Tucumán.
- FRANCHI, Mario Raúl, 8 No 37, 1896 City Bell.
- FRANCO, Alejandro, Av. Forest 890, 1o 7, 1427 Buenos Aires.
- FRISCALE, María Cristina, Maldonado 550, 8000 Bahía Blanca.
- FUENTE, Alberto, Avda. Centenario 963, casa 93, B.
- GAGLIARDO, María Ligia, Rio Cuarto 2962, 6o 12, 1292 Buenos Aires.
- GAILLARDOU, Rubén A., Mar del Plata 1736.
- GALLI, Claudia Inés, Zuviría 1490, 4400 Salta.
- GALLISKI, Miguel Angel, Gral. Deheza 222, 4400 Salta.
- GANDUGLIA, Patricia, Av. Maipú 3325, 1636 Olivos.
- GARDINI, Carlos E., Colón 1189. dep. 5, 5700 San Luis.
- GARDINI, Marco Pablo María, Paso 791, 4o A, 1031 Buenos Aires.
- GARRIDO, Mirta Mabel, Agustín Alvarez 1948, 8000 Bahía Blanca.
- GAYONE, María Rosario, CONEA, Parque Industrial, 9140 Trelew.
- GEBHARD, Jorge Arnoldo, 137 No 1282, 1900 La Plata.
- GELOS, Edgardo Martín, Lavalle 250, 11o B, 8000 Bahía Blanca.
- GENINI BERNARDI, Adolfo Domingo, B. Don Bosco, km 3, P. Patagonia, 9003 Comodoro Rivadavia.
- GETINO, Pablo Román, Zapiola 904, 1o F, 8000 Bahía Blanca.
- GEUNA, Silvana Evangelina, Belisario Roldán 901, 5000 Alta Gracia.
- GIACOSA, Raúl E., 25 de Mayo 419, 9000 Comodoro Rivadavia.
- GIAI, Santiago B., Pio XII 531, 6300 Santa Rosa.
- GIANIBELLI, Julio César, 32 No 926, 3, 1900 La Plata.
- GIGOLA, Santiago, Pueyrredón 1031, 2o B, 4400 Salta.
- GIMENEZ, Hugo Roberto, Barrio Martín de Güemes, Casa 9, 4700 Catamarca.
- GIUDICI, Alfonso R., Arcos 3848, 1429 Buenos Aires.
- GODEAS, Marta Carmen, Mario Bravo 241, 3o A, 1175 Buenos Aires.
- GOMEZ, Gabriel Marcelo, Bv. San Juan 870, 6o E, 5000 Córdoba.
- GOMEZ, Juan Carlos, 6 No 449, 1896 City Bell.
- GOMEZ, María Cristina, Panamá 1030, P.B. 7, 8000 Bahía Blanca.
- GONZALEZ, Carlos Roberto, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
- GONZALEZ, María Mercedes, Paraguay 467, 1, 8000 Bahía Blanca.
- GONZALEZ, Osvaldo Edgar, Pasaje Oncativo 766, 4000 Tucumán.
- GONZALEZ, Pablo Diego, 20 N° 421, 1900 La Plata.
- GONZALEZ BONORINO, Gustavo, Buenos Aires 177, 4400 Salta.
- GONZALEZ SEGURA, Juan Vicente, Estafeta Costa Azul, 5153 Carlos Paz.
- GONZALEZ URIARTE, Magdalena, Alvarado 31, 4o E, 8000 Bahía Blanca.
- GONZALEZ VILLA, Raúl Eduardo, Las Glicinas 427, B. Las Rosas, 4400 Salta.
- GORUSTOVICH, Sergio, José Seguí 558, Bo. Ciudad del Milagro, 4400 Salta.
- GRECCO, Laura Edith, Primera Junta 544, 8000 Bahía Blanca.
- GREGORI, Daniel Alfredo, Caronti 718, 8000 Bahía Blanca.
- GRIECO, Luis Francisco, Montañeses 2133, 1428 Buenos Aires.
- GRIFFIN, Miguel, 500 No 1755, 1897 Gonnet.
- GRIMALDI CASTRO, Gabriel Orlando, Sucre 1611, 5o 11, 1428 Buenos Aires.
- GRIZINIK, Mario Máximo, Rawson 1231, 9000 Comodoro Rivadavia.
- GRIZINIK DE MARCO, María Mercedes, Rawson 1231, 9000 Comodoro Rivadavia.
- GUERESCHI, Alina Beatriz, Lepri 525, 5186 Alta Gracia.
- GUICHON, Martín Eduardo, 115 No747, 1900 La Plata.
- GUTIERREZ PLEIMLING, Alberto, BRIDAS, Buenos Aires.
- HALLER, Miguel Jorge Francisco, Tehuelches 240, 9120 Puerto Madryn.
- HECHEN, Jorge José, C.C. 140, 9005 General Mosconi.
- HERBST, Rafael, Lavalle 2675, 3400 Corrientes.
- HERMANNNS, Reginald, Altmarkstr 15A, Berlin-Steglitz, 12157 Alemania.
- HERRERA, Claudia Leonor, Ciudad de La Paz 1948, 4o E, 1428 Buenos Aires.
- HERRERA, Zarela Angélica, Pasteur 845, B. Tte. Matienzo, 5103 Córdoba.
- HERRMANN, Carlos, Amadeo Jacques 7077, 1o 10, 1408 Buenos Aires.
- HILSON-FOOT, Roberto, Serrano 924, 2o 15, 1414 Buenos Aires.
- HOGG, Stanley, Talcahuano 778, 7o, 1013 Buenos Aires.
- HONGN, Fernando Daniel, Las Piedras 1710, 4000 Tucumán.
- IDOYAGA, Marcelo Gastón, Santa Fe 4938, 1425 Buenos Aires.
- IGLESIA LLANOS, María Paula, Oro 2325, 8° B, 1425 Buenos Aires.

- IMPICCINI, Agnes, Av. Argentina y Salvatori, monoblock B 1, 3o D, 8300 Neuquén.
- IRIONDO, Martín, C.C. 495, 3000 Santa Fe.
- JAPAS, María Silvia, Hipólito Yrigoyen 8774, 5o Y, 1832 Lomas de Zamora.
- JOHANIS, Pablo, Nepper 1165, 1406 Buenos Aires.
- JONES, Jorge Patricio, Montevideo 1296, 11o, 1425 Buenos Aires.
- JONES, Marta Edna, B. Centenario, km 8, casa 433 B, 9003 Comodoro Rivadavia.
- JORDAN, Teresa E., Geological Sciences, Cornell University, Ithaca N.Y. 14853, EE.UU.
- JURADO MARRON, Hilario, Pasaje Fariñango 1138, 4700 Catamarca.
- KLEIMAN, Laura Elena, Montañeses 1961, 5o 25, 1428 Buenos Aires.
- KOKOGIAN, Daniel Alberto, Emilio Mitre 60, 5o B, 1424 Buenos Aires.
- KOSTADINOFF, José, Yrigoyen 630, 8000 Bahía Blanca.
- KOUKHARSKY, Magdalena, Avellaneda 38, 1o A, 1642 San Isidro.
- KRESS, Pedro Rolando, Almt. Brown 3500, 1653 Villa Ballester.
- KROHLING, Daniela Mariel, San José 1631, 3081 Humboldt.
- KRUSE, Eduardo Emilio, 20 No 2373, 1897 Gonnet.
- LABUDIA, Carlos Horacio, Martín Rodríguez 3, 8000 Bahía Blanca.
- LACREU, Héctor Luis, Gral. Paz 562, 5700 San Luis.
- LAGORIO, Silvia Leonor, F. Lacroze 3350, 5o A, 1426 Buenos Aires.
- LANES, Silvia Graciela, Estado de Israel 4740, 3o, 1185 Buenos Aires.
- LANFRANCHINI, Mabel E., 11 No 798, 10o C, 1900 La Plata.
- LAPIDO, Omar Raúl, Dante 242, 1407 Buenos Aires.
- LARDONE, Leo Eduardo, Azopardo 313, 5501 Godoy Cruz.
- LAVANDAIO, Eddy Omar Luis, Huarpes 3349, Barrio S.U.P.E., 5547 Godoy Cruz.
- LAZARTE, José Enrique, Corrientes 385, 4000 Tucumán.
- LEANZA, Héctor A., R. Falcón 2559, 6° B, 1406 Buenos Aires.
- LEGUIZAMON, Raúl, R. de Velasco 847, 1414 Buenos Aires.
- LEMA, Hebe Adriana, Labardén 110, 6o E, 1437 Buenos Aires.
- LENGE, Diego Andrés, Casa 22, C, Km. 8, 9000 Comodoro Rivadavia.
- LEVERATTO, Miguel A., Franklin 760, 7o 29, 1405 Buenos Aires.
- LIMARINO, Carlos Oscar, Olazábal 51, 1617 General Pacheco.
- LIÑAN, Eladio G., Cesareo Alierta, 30, 3o F, 50009 Zaragoza, España.
- LLAMBIAS, Eduardo J., 21 No 172, 1900 La Plata.
- LO FORTE, Gabriela Laura, Piedrabuena 68, 1826 Remedios de Escalada.
- LOPEZ GAMUNDI, Oscar, Texaco Inc., 4800 Fournace Place, Bellaire, Texas 77401-2324, EE.UU.
- LOPEZ SONICH, Mónica Graciela, Juncal 841, 6o y 7o B, 1062 Buenos Aires.
- LYONS, Wilfredo A., Arenales 3022, 6o 24, 1425 Buenos Aires.
- MACELLARI, Carlos E., 16230 Heden Rd., Spring, Tx 77379, EE.UU.
- MADEL, Federico G., Vidt 2040, 3o A, 1425 Buenos Aires.
- MAGGI, Jorge Humberto, 1 No 644, 1900 La Plata.
- MAGOC, Juan Carlos, Güemes 4069, 1063 Villa Martelli.
- MAIZA, Pedro José, Colombia 72, 8000 Bahía Blanca.
- MALAGNINO, Eduardo C., O'Higgins 3440, 14o D, 1429 Buenos Aires.
- MALOBERTI CORRADI, Alejandro Luis, Blanco Encalada 1715, 12.
- MALUMIAN, Norberto, Ramón Freire 3563, 1429 Buenos Aires.
- MANASSERO, Marcelo Jorge, 54 No 436, 1900 La Plata.
- MANCEDA, Rene Enrique, Bo. Central 942, 8319 Plaza Huincul.
- MANCENIDO, Miguel Oscar, 11 No 1430, 1896 City Bell.
- MANSILLA, Nélica Yolanda, Bo. Pte. Peron, Manzana 4, Casa 3, 4000 Tucumán.
- MARCUZZI GAUBET, Jorge Juan, Pasaje Arteaga 1119, 4400 Salta.
- MARENSSI, Sergio Alfredo, Laprida 631, 2804 Campana.
- MARFIL, Silvina, Santiago del Estero 393, 8000 Bahía Blanca.
- MARIÑO, Eduardo Eleuterio, Caveró 508, 6300 Santa Rosa.
- MARQUEZ, Rosendo Marcelo José, C.C. 125, 9000 Comodoro Rivadavia.
- MARQUEZ ZABALIA, María Florencia, Constitución 1343, 5700 San Luis.
- MARTINEZ, Daniel Emilio, Av. Colón 5354, 1, 7600 Mar del Plata.
- MARTINEZ, Oscar Alfredo, Bo. 133, Viv. Casa 88, Miguens 138, 9200 Esquel.
- MARTINEZ, Ramón Horacio, Fray Luis Beltrán 450, 9005 General Mosconi.
- MARTINEZ, Ricardo Daniel, Av. España 306, 5423 Rawson.
- MARTINEZ CARRANZA, Pablo, Pasaje Santo Tomás 346, 5000 Córdoba.
- MARTINEZ LIBOREIRO, Eduardo A., Lafayette 360, 1653 Villa Ballester.
- MARTINIONI, Daniel Roberto, CADIC, 9410 Ushuaia.
- MARTINO, Roberto, Belgrano 540, 8o B, 5000 Córdoba.
- MAS, Graciela Raquel, Paraná 849, 8000 Bahía Blanca.
- MASSABIE, Armando, Lavalle 540, 8o B, 1878 Quilmes.
- MASSAFERRO, Gabriela Isabel, Baunes 1391, 1431 Buenos Aires.
- MATHEOS, Sergio Daniel, 60 No 340, 1900 La Plata.
- MAZZONI, Mario Martín, 26 No 813, 1900 La Plata.
- MEDINA, Francisco Alberto, Azcuénaga 2222, 1636 Olivos.
- MELCHOR, Ricardo Néstor, 2 No 845, 6360 General Pico.
- MENA, Rodolfo Julio, General Paz 256, 1o A, 4000 Tucumán.
- MENDEZ, Vicente, Soler 5836, 6o B, 1425 Buenos Aires.
- MERINO, Marcelo Horacio, Cramer 1850, 9o A, 1428 Buenos Aires.
- MERMOZ, Jorge Francisco, San Lorenzo 2617, 1640 Martínez.
- MOLINA, Lucio, Tomás Jofre 636, 5700 San Luis.
- MON, Ricardo, C.C. 36, sucursal 2, 4000 Tucumán.
- MONTANGERO, Guillermo, Charcas 3962, P.B. A, 1425 Buenos Aires.
- MONTENEGRO, Teresita, Arcos 1590, 6o B, 1426 Buenos Aires.
- MORELLO, Orquídea, Charcas 3684, 4o A, 1425 Buenos Aires.
- MOROSI, Martín Eduardo, 51 N° 434, 3° C, 1900 La Plata.
- MORRAS, Héctor José María, Francisco Bilbao 2376, 1406 Buenos Aires.
- MOUZO, Félix H., Ayacucho 1523, 4o 19, 1112 Buenos Aires.
- MOYA, María Cristina, Urquiza 2504, 4400 Salta.
- MUJICA, Héctor José, Ing. Sagasta 857, 1708 Morón.
- MURUAGA, Claudia Marcela, Av. Brígido Terán 81.
- MUTTI, Diana Irene, Richeri 1399, 1661 Bella Vista.
- NABEL de ERLICH, Paulina, Cazadores 2150, 1428 Buenos Aires.
- NAÑEZ, Carolina Adela, Cramer 2435, 9, 1428 Buenos Aires.
- NET, Laura Inés, Malaver 2310, 1602 Florida.
- NICOLLI, Hugo B., Cramer 1850, 9o A, 1428 Buenos Aires.
- NINCI MARTINEZ, Carlos Alberto, Bulnes 1826, 8o B, 1425 Buenos Aires.
- NULLO, Francisco E., Yapeyú 265, 1202 Buenos Aires.
- NUÑEZ OCAMPO, Jorge Héctor, Cerrito 1248, 1010 Buenos Aires.
- OJEDA, Guillermo Enrique, Av. Lafinur 421, 5700 San Luis.
- OLIVER GASCON, Joaquín, Paraguay 4618, 12o A, 1425 Buenos Aires.
- OLIVERO, Eduardo, CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
- ORCHUELA, Ismael Aníbal, 17 No. 355, 1896 City Bell.
- ORFEO, Oscar, CECOAL, C.C. 291, 3400 Corrientes.
- ORGEIRA, María Julia, J.M. Gutiérrez 3931, 3o G, 1425 Buenos Aires.
- ORTIZ SUAREZ, Ariel, Rivadavia 643, 5700 San Luis.
- OSTERA, Héctor Adolfo, Melian 2849, 2o 9, 1430 Buenos Aires.

- OTAMENDI, Juan E., San Lorenzo 780, 5800 Rio Cuarto.
- OTTONE, Eduardo Guillermo, Rivera Indarte 196, 2o F, 1406 Buenos Aires.
- PALMA, Ricardo Manuel, Avda. Las Heras 3847, 8o H, 1425 Buenos Aires.
- PANZA, José Luis, J. F. Seguí 3942, 1425 Buenos Aires.
- PAREDES, Cristina, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta.
- PARISI BOTTARI, Cayetano, 9400 Comodoro Rivadavia.
- PASSEGGI, Esteban, Salvador del Carril 1576, 3000 Santa Fe.
- PENAS, Marcelo Ricardo, Federico Lacroze 2367, 6o A, 1426 Buenos Aires.
- PERAL, Hebe Raquel, Cruz del Sur 231, 8000 Bahía Blanca.
- PEREYRA GARCIA, Fernando Xavier, Juncal 3051, 2° B, Buenos Aires.
- PEREZ, Daniel José, Cándor 2588, 1437 Buenos Aires.
- PEREZ LOBO, Hugo Daniel, Puelche 5742, 8400 Bariloche.
- PERINO, Ernesto, San Martín 1251, 5701 San Luis.
- PESCE, Abel A., Zubiría 2007, 1o D, 1406 Buenos Aires.
- PETTINARI, Gisela Roxana, Italia 72, 2o C, 8324 Cipolletti.
- PEZZI, Eduardo Enrique, Av. del Libertador 2354, 2o B, 1636 Olivos.
- PEZZUCHI, Hugo Daniel, Casa 12, Bo. Gral. Güemes, 9003 Comodoro Rivadavia.
- PEZZUTTI, Norma, J.F. Seguí 3522, 9o B, 1425 Buenos Aires.
- PLANAS, Federico Horacio, Copahue 4142, C.C. 971, 8400 Bariloche.
- PLOSKIEWICZ, Juan Víctor, Panasco 616, 1406 Buenos Aires.
- POCOVI, Antonio Sebastián, Malabia 932, 4o 12, 1414 Buenos Aires.
- POIRE, Daniel Gustavo, 19 No 4631, 1923 Berisso.
- POMA, Stella Maris Norma, Roque Saenz Peña 1557, 1636 Olivos.
- PORTO, Juan Carlos, Suipacha 588, 4000 Tucumán.
- POTTER, Paul Edwin, Geociencias UNESP, Caixa 178, Rio Claro 13, 500 Sao Paulo, Brasil.
- PREZZI, Claudia Beatriz, Hipólito Yrigoyen 3518, 3o A, 1208 Buenos Aires.
- QUATTROCCHIO de LEGUIZAMON, Mirta Elena, Martín Rodríguez 64, 8000 Bahía Blanca.
- QUENARDELLE, Sonia Mónica, Fragata Pte. Sarmiento 674, 2o, 1405 Buenos Aires.
- RABASSA, Jorge Oscar, CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
- RAMON, Mirta Isabel, Italia 23, 5870 Villa Dolores.
- RAMOS, Adriana María, Saenz Valiente 3148, 1640 Martínez.
- RAMOS, Víctor, Díaz Velez 820, 8o B, 1636 La Lucila.
- RAPALINI, Augusto Ernesto, Larroque 306, 1828 Banfield.
- RAPELA, Carlos W., 12 No 889, 4o A, 1900 La Plata.
- RE, Guillermo Héctor, V. Fernández 1219, 2800 Zárate.
- REBORI FOGALE, Luis Osvaldo, Brasil 225, Bo. Barreneche, 8301 Cnia. Val. Norte.
- REINOSO, Margarita, Fraga 530, 1427 Buenos Aires.
- REMESAL, Marcela Beatriz, 58 No 2621 ex Pueyrredon 476, 1650 Villa Maipú.
- REMORINI, Gustavo Enrique, 10 No 528, P.B. 2, 1900 La Plata.
- REYES, Julio César, Rca. Arabe Siria 2535, 6o, Buenos Aires.
- RICCARDI, Alberto C., 11 No 579, 1900 La Plata.
- RISSE, Corina, Laprida 1430, 1o D, 1425 Buenos Aires.
- RIVAROLA, David, Chacabuco 1349, 5700 San Luis.
- RIZZOLO, Ernesto, 11 de Setiembre 927, 4o A, 1426 Buenos Aires.
- ROBBIANO, Juan Alberto, Aristóbulo del Valle 1350, 1640 Martínez.
- ROIG, Claudio E., CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
- ROMANENGHI, Stanley David, Petrolera San Jorge, Buenos Aires.
- ROMERO, Edgardo, Talcahuano 1379, 1602 Florida.
- RONCHI de DANIELE, Diana Inés, 67 No 1719, 1900 La Plata.
- ROSSELLO, Eduardo Antonio, 25 No 891, 6600 Mercedes.
- RUBINSTEIN, Nora Alicia, R. L. Falcón 5062, 1407 Buenos Aires.
- RUBIOLO, Daniel Gerardo, Curapaligüe 441, 13o G, 1406 Buenos Aires.
- RUZYCKI de BERENSTEIN, Lucía Isabel, Brasil 235 Oeste, 5400 San Juan.
- SABATTINI, Nora María, 11 No 579, 1900 La Plata.
- SALANI, Flavia María, Alsina 1264, 1638 Vicente López.
- SALFITY, José A., Pasaje M. Roldán 57, 4400 Salta.
- SALOMONE, Guillermo Danilo, Av. Ducos 1165, 1o A, 9000 Comodoro Rivadavia.
- SANCHEZ, María Cristina, Las Violetas 276, Villa Las Rosas, 4400 Salta.
- SANCHEZ BETTUCCI, Leda, Azcuénaga 1560, P.B. 2, 1638 Vicente López.
- SANCHEZ RUFINO, Alberto, Belgrano 556, 9000 Comodoro Rivadavia.
- SANTA MARIA, Graciela Raquel, Allayme 865, San José, 5519 Guaymallén.
- SANTILLAN, Héctor, 121 No 320, 1900 La Plata.
- SANTISTEBAN, Martín, Francia 2584, 1712 Castelar.
- SATO, Ana María, 21 No 172, 1900 La Plata.
- SAYAGO GARCIA, José Manuel, 11 esq. 20, 4000 Tucumán.
- SCHALAMUK, Isidoro B., 15 No 114, 1900 La Plata.
- SCHILLIZZI, Roberto Antonio, Av. Colón 767, 8000 Bahía Blanca.
- SCHIUMA, Mario Federico, Chauvco, Suipacha 1111, 26o, 1368 Buenos Aires.
- SCHROEDER, Carlos Enrique, CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
- SCHWAB, Klaus, Institut für Geologie und Paläontologie, Alemania.
- SCHWEIGHOFER, Sandra Mónica, Sarmiento 560, 9000 Comodoro Rivadavia.
- SCIUTTO, Juan Carlos, C.C. 793, 9000 Comodoro Rivadavia.
- SEGOVIA, Roman, 27 No 523, 1900 La Plata.
- SELLES MARTINEZ, José, Santa Fe 1317, 1o 2, 1060 Buenos Aires.
- SEPULVEDA, Eliseo Guido, C.C. 57, 8520 San Antonio Oeste.
- SERRA, Pilar Yolanda, Av. Alvear 435, 3500 Resistencia.
- SERRALLONGA, Ana María Esparza de, María Olguin 1075, 5800 Rio Cuarto.
- SERRAT CONGOST, David, Marina 251-A, 2-1, 08013 Barcelona, España.
- SESSAREGO, Horacio Luis, 296 Haddon Rd SW, Calgary, Alberta T2V 2Z3, Canada.
- SIANO, Claudia, Luis María Campos 1626, 1o D, 1426 Buenos Aires.
- SIMANAUSKAS, Tristán, California 27bis 1051, 1894 Villa Elisa.
- SOLA, Rosendo José, Rivadavia 1084, 4700 Catamarca.
- SOLDANO, María del Rosario, Fray J. S. M. de Oro 2440, 10o C, 1425 Buenos Aires.
- SOLIS, Rolando José Osvaldo, Alvarez Prado 2878, 1688 Villa Tesey.
- SOSA, Graciela Miram, Lavalle 1269, 5700 San Luis.
- SOSA GOMEZ, José Angel, T. de Anchorena 3412, 4000 Tucumán.
- SPALLETTI, Luis A., 26 No 701, 1900 La Plata.
- SPIKERMANN, Juan P., Olazabal 1277, 1428 Buenos Aires.
- STEPHENS, George, G. Washington University, Washington D.C., EE.UU.
- STRASSER, Edgardo Néstor, Las Heras 1069, 5700 San Luis.
- STRELIN Jorge Adrian, CADIC, Avda. Malvinas Argentinas s/n, 9410 Ushuaia.
- STRELKOV, Esteban Eduardo, Gral. Winter 3114, Bo. San Martín, 9005 General Mosconi.
- STUART-SMITH, P., 27, Hicks St., 2603 Red Hill, Australia.

- SUNESÉN, Arne Adolfo, 511 e/ 20 y 21, 1900 La Plata.
 SUREDA, Ricardo José, Gral. J. C. Sánchez 737, Cdad. del Milagro, 4400 Salta.
 SYLWAN, Claudio, Gallo 1281, 3o 9, 1425 Buenos Aires.
 TANKARD, Anthony J., P.O. Box 81002, 755 Lake Bonavista Drive SE, T2J 7C9 Calgary, Alberta, Canada.
 TAUBER, Adán, Corro 2242, Bo. Colinas de V. Sarsfield, 5016 Córdoba.
 TERUGGI, Liliana, Funes 3350, 7o A, 7600 Mar del Plata.
 TICKYJ, Hugo, Ameghino 936, 6300 Santa Rosa.
 TOFALO, Ofelia Rita, Av. Santa Fe 1622, 3o B, 1060 Buenos Aires.
 TOMEZZOLI, Renata Nela, Liniers 615, 1602 Florida.
 TORRES, Ramón Lisandro, 115 No 1564, 1, 1900 La Plata.
 TOSELLI Alejandro, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
 TOSELLI, Gustavo Adolfo, Dr. Adolfo Cano 1276, Bo. Martín Güemes, 4700 Catamarca.
 TOURN, Selvia Mabel, Cabello 3435, 6o A, 1425 Buenos Aires.
 TOUYAA, Héctor Eduardo, Casa 11, Bo. Mutual, Km. 3, 9005 General Mosconi.
 TRINCA, Claudio Ariel, Avda. del Libertador 1175, 1o 4, 1638 Vicente López.
 TUBIA, José M., Dep. Geodinámica, Univ. País Vasco, Aptdo. 644, 48080 Bilbao, España.
 TUJCHNEIDER, Ofelia Clara, C.C. 495, 3000 Santa Fe.
 TULLIO, Jorge Oscar, Roque Saenz Peña 1544, 6300 Santa Rosa.
 TURAZZINI, Guillermo E., Sarmiento 2405, 1636 Olivos.
 TURIC, Mateo Alberto, Perú 666, 14o A, 1068 Buenos Aires.
 UBALDON, María Cecilia, C.C. 149, 9200 Esquel.
 ULACCO, José Humberto, Avda. Lafinur 348, 5700 San Luis.
 ULIANA, Miguel Angel, Juncal 3699, 15o, 1425 Buenos Aires.
 URBINA, Nilda Esther, Las Heras 1180, 5700 San Luis.
 VALENCIO, Susana Alicia, Fitz Roy 2260, 2o A, 1425 Buenos Aires.
 VALLES, Jorge Manuel, Los Aromos 1075, B. El Manzanar, 8324 Cipolletti.
 VARELA, María Eugenia, San Juan 371, 8000 Bahía Blanca.
 VARELA, Ricardo, 165 N° 650, 1876 Bernal Este.
 VASQUEZ, Jorge Raúl, Navarro 4969, 1419 Buenos Aires.

MIEMBROS ADHERENTES

- ACHILLI, Federico Ricardo, Zapata 140, 7o A, 1426 Buenos Aires.
 ARIAS, Pedro Ignacio, Araujo 1009, Bo. Urca, 5009 Córdoba.
 BERTOTTO, Gustavo Walter, Plumerillo 443, 6300 Santa Rosa.
 BORBOLLA, María Claudia, Carlos Villate 5330, 1605 Munro.
 BÜHLER, Gustavo Mariano, Ensenada 106, 1407 Buenos Aires.
 CASAL, Gabriel Andrés, L. Cardiel s/n, casa 172 A, 9000 Comodoro Rivadavia.
 COSARINSKY, Mariana, Serrano 1417, 1414 Capital Federal.
 DEL VALLE, María Carolina, Güemes 3774, 8o C, 1425 Buenos Aires.
 DRITTANTI, Daniel Isaías, Rondeau 1521, 8000 Bahía Blanca.
 GHIGLIONE, Matías, Díaz Velez 3683, 1200 Buenos Aires.
 GIAMBIAGI, Laura Beatriz, Adolfo Alsina 1740, 1602 Florida.
 GONZÁLEZ, Daniel Fernando, Bo. Ameghino 288, 9005 Gral. Mosconi.
 JANNOU, Gabriel Eugenio, Mónaco 844, 1653 Villa Ballester.
 KORZENIEWSKI, Lidia Inés, Torre 16, 3o D, Bo. Autopista, 1770 Tapiales.
 MARTINEZ CAMPE, Juan Manuel, España 585, 9000 C. Rivadavia.
 MASQUERE, Sergio Anibal, Bourel 784, 1661 Bella Vista.
 MIRANDA, Fernando Jorge, R.L. Falcón 2191, 7o C, 1406 Buenos Aires.
 MUÑOZ, Claudio Ernesto, José F. Aldao 350, Bo. San Salvador, 5003 Córdoba.
 NIEVA, Pedro A., Antártida Argentina, Casa 2524/1, Km 3, 9000 Comodoro Rivadavia.
 NORIEGA, Pablo L., Gutiérrez y Larreta, Km 5, 9005 Comodoro Rivadavia.
 PANGARO, Francisco, Av. Callao 1355, 1023 Buenos Aires.
 PAREDES, José Matilde, Lago Fagnano 470, D. Argentina, 9000 C. Rivadavia.
 PIRES, Mónica Adriana, Entre Ríos 253, 6300 Santa Rosa.
 PLOSKIEWICZ, Boris Alejandro, Nicolás Repeto 616, 1405 Buenos Aires.
 PRESTIA, María Graciela, José Barros Pazos 3571, 1437 Buenos Aires.
 QUINTON PIEGAS LUNA, Fabiana, Berrutti 3553, 15o D, 1425 Buenos Aires.
 RACIOPPI, Gustavo, Río IV 2971, 5519 Dorrego.
 RATNER, Marcelo Javier, Sarmiento 767, 4o, 1041 Buenos Aires.
 RODRIGUEZ, Ricardo Bautista, Lavalle 804, 4400 Salta.
 ROJAS, Raúl Eduardo, Luna y Cardena 2244, 5000 Córdoba.
 SCAZZIOTTA, Fabián Bernardo, Amenabar 3030, 1429 Buenos Aires.
 SOLER, Ramiro Daniel, Urquiza 1465, 4400 Salta.
 SOSA, Mónica Susana, 25 de mayo 525, 1846 José Mármol.
 SUAREZ, Roberto Enrique, Residencia Universitaria, Km. 5, 9000 Comodoro Rivadavia.
 TALAMO, Esteban, Tte. José Luis Fuentes 701, 4400 Salta.
 TORIELLI, César Alejandro, Av. Velez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.
 TRIPALDI, Alfonsina, Pje. B. Villafañe 2179, 1416 Buenos Aires.
 TRUCO, Silvia, Remedios 3360, 1o A, 1407 Buenos Aires.
 TUNIK, Maisa Andrea, Montes de Oca 574, 6o D, 1270 Buenos Aires.
 WAINZ, Oscar Emilio, Dorrego 129, C.C. 188, 8336 Villa Regina.
 WOROSZYLO, María Elena, Circunscr. 2o, Sección 2o, Manzana 7, Casa 4, 1778 Ciudad Evita.

INDICE DEL TOMO 51

CONTENIDO

Mon, R. y Hongn, F.D. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino	3
Cobiella-Reguera, J.L. El magmatismo jurásico (caloviano?-oxfordiano) de Cuba occidental: ambiente de formación e implicaciones regionales	15
Piovano, E.L. Correlación de la Formación Saldán (Cretácico temprano) con otras secuencias de las Sierras Pampeanas y de las cuencas Chacoparanense y de Paraná	29
Tomezoli, R.N. Estratigrafía del Grupo Cuevo (Pérmico-Triásico Inferior) y del Grupo Tacurú (Jurásico) en las márgenes del río Bermejo (Orán, Salta y Tarija, Bolivia)	37
Spalletti, L.A., Merodio, J.C., Matheos, S.D. e Iñiguez Rodríguez, A.M. Petrología y geoquímica de sedimentitas silicoclásticas triásicas de la Sierra Pintada, Provincia de Mendoza	51
Passeggi, E. Evaluación de tres diferentes métodos de estimación de parámetros estadísticos texturales mediante análisis de funciones discriminantes	61
Acevedo, R.D. Los mecanismos sustitutivos y los factores de evolución en los anfíboles de la Hornblendita Ushuaia, Tierra del Fuego	69
Mas, G.R., Mas, L.C. y Bengochea, L. Alteración ácida-sulfática en el campo geotérmico Copahue, Provincia de Neuquén	78
Astini, R.A. y Vaccari, N.E. Sucesión evaporítica del Cámbrico Inferior de la Precordillera: significado geológico	97
Chernikoff, C.J. y Caminos, R. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro	107
Bértola, G.R. e Isla, F.I. Dinámica y evolución de playas de grava de la isla Media Luna, islas Shetland del Sur, Antártida	119
López de Luchi, M.G. Enclaves en un batolito postectónico: petrología de los enclaves microgranulares del batolito de Renca, Sierras Pampeanas, San Luis	131
Nabel, P. Aspectos ambientales registrados en suelos de la región pampeana, identificados por sus parámetros magnéticos	147
Passeggi, E. Variaciones mineralógicas de los sedimentos de lecho en cauces secundarios de la llanura aluvial del río Paraná	156
Armella, C., Cabaleri, N. y Valencio, S. Modelo paleoambiental de la Formación La Flecha (Cámbrico superior) en el área de Jachal, Provincia de San Juan	165
Mas, G.R., Mas, L.C. y Bengochea, L. Las cloritas del campo geotérmico Copahue, Neuquén	177
Gorustovich, S.A., Sánchez, M.C. y Rubiolo, D.G. Formación Fundición: un intrusivo posordovícico de la Cordillera Oriental Argentina	185
Rossello, E.A., Urreiztieta, M. de, Le Corre, C., Cobbold, P.R. y Gapais, D. La elipticidad del bajo La Alumbra y la caldera del cerro Galán (Catamarca, Argentina): reflejo de la deformación Andina?	193
Chernikoff, C.J. y Caminos, R. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, provincia de Río Negro	201
Mon, R., Mena, R. y Amengual, R. Plegamiento cenozoico del basamento proterozoico de la cordillera oriental del norte argentino	213
Geuna, S. Estudio paleomagnético en las sierras de Pajarillo-Copacabana y Masa (Provincia de Córdoba): nuevo polo paleomagnético cretácico temprano para Sudamérica	224
Vattuone de Ponti, M.E., Latorre, C.O., Viviani, R. y Borbolla, M.C. Mineralogía de ceolitas cálcicas y filosilicatos máficos que caracterizan el metamorfismo hidrotermal de las volcanitas paleógenas desde lago Hnos. a río Trafal, Neuquén	235
Pereyra, F.X. Caracterización geomórfica y evolución del paisaje de un sector de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires	248
Prezzi, C.B., Vilas, J.F.A. y Sinito, A.M. Estudio paleomagnético de rocas sedimentarias terciarias de la Puna salteña: determinación de rotaciones horarias	261
Montenegro, T.F. Alteración episienítica: relación entre los cambios químicos y la mineralogía en manifestaciones nucleares del batolito de Achala	274
Milana, J.P. y Zambrano, J.J. La Cerrillada Pedemontana Mendocina: un sistema geológico retrocorrido en vías de desarrollo	289
Paar, W.H., Sureda, R.J. y Brodtkorb, M.K. de. Mineralogía de los yacimientos de selenio en La Rioja, Argentina. Krutaíta, tyrrrelita y trogtolita de Los Llantenes	304
Massone, H.E., Martínez, G.A. y del Río, J.L. Las glaciaciones cuaternarias en la isla Media Luna, islas Shetland del Sur, Antártida	313
Ortiz Suárez, A. Geología y petrografía de los intrusivos de Las Aguadas, provincia de San Luis	321
Doyle, P., Kelly, S.R.A., Pirrie, D., Riccardi, A.C. y Olivero, E. Jurassic belemnite biostratigraphy of the Southern Hemisphere: a comparative study of Antarctica and Argentina	331

Iglesia Llanos, M.P. Paleomagnetismo y magnetoestratigrafía del Pliensbaquiano-Toarciano (Jurásico) de la Cuenca Neuquina	339
Walther, A.M., Orgeira, M.J., Reguero, M.A., Verzi, D.H., Chernoglasov, C., Vilas, J.F., Sinito, A.M. y Herrero Bervera, E. Nuevo estudio paleomagnético de la Formación Uquía de la provincia de Jujuy, Argentina	355
Vizán, H., Alberti, R., Revol, P., Conti, E. y Spikermann, J.P. Geología del extremo septentrional de la sierra de Tecka (Chubut). Nueva interpretación para la estratigrafía del área de Ap Iwan	365
Caffe, P.J. y Baldo, E.G. Estructura del basamento metamórfico en el bloque situado al oeste de la sierra de Cuniputo, provincia de Córdoba	378
Kostadinoff, J. y Schillizzi, R.A. Características geofísicas del litoral atlántico entre el río Chubut y puerto Camarones, provincia del Chubut	387
Notas necrológicas	
Julio Lage (1936-1995)	91
Raúl Alberto Muller (1922-1996)	189
David Graham Jenkins (1933-1995)	393
Amílcar Oscar Herrera (1920-1995)	395
Enrique Nuñez (1922-1996)	398
Discusiones	87
Comentarios bibliográficos	285
Comentarios	92, 190, 400
Errata	86
Agradecimiento a árbitros	402
Crónica de la Asociación	403
Lista de Miembros	406

INDICE DE AUTORES

Acevedo, R.D., 69	Gorustovich, S.A., 185	Passeggi, E., 61, 156
Alberti, R., 365	Herrero Bervera, E., 355	Pereyra, F.X., 248
Amengual, R., 213	Hongn, F.D., 3	Pesce, A.H., 90
Armella, C., 165	Iglesia Llanos, M.P., 339	Piovano, E.L., 29
Astini, R.A., 97	Iñiguez Rodríguez, A.M., 51	Pirrie, D., 331
Baldo, E.G., 378	Isla, F.I., 119, 191	Prezzi, C.B., 261
Bellosi, E., 87	Kelly, S.R.A., 331	Ramos V.A., 90, 92, 395
Beltramone, C.A., 88	Kostadinoff, J., 387	Reguero, M.A., 355
Bengochea, L., 78, 177	Latorre, C.O., 235	Revol, P., 365
Bertels, A., 393	Le Corre, C., 193	Riccardi, A.C., 285, 331
Bértola, G.R., 119	López de Luchi, M.G., 131	Rossello, E.A., 193
Borbolla, M.C., 235	Lyons, W.A., 189	Rubiolo, D.G., 185
Brodtkorb, M.K. de., 304	Martínez, G.A., 313	Sánchez, M.C., 185
Cabaleri, N., 165	Mas, G.R., 78, 177	Schillizzi, R.A., 387
Caffe, P.J., 378	Mas, L.C., 78, 177	Sinito, A.M., 261, 355
Caminos, R., 107, 201	Massone, H.E., 313	Spalletti, L.A., 51
Chernikoff, C.J., 107, 201	Matheos, S.D., 51	Spikermann, J.P., 365
Chernoglasov, C., 355	Mena, R., 213	Sureda, R.J., 304
Cingolani, C., 190	Merodio, J.C., 51	Tomezoli, R.N., 37
Cobiella-Reguera, J.L., 15	Milana, J.P., 289	Urreiztieta, M. de, 193
Cobbold, P.R., 193	Miquel, S.E., 89	Vaccari, N.E., 97
Conti, E., 365	Mon, R., 3, 213	Valencio, S., 165
Dalla Salda, L., 190	Montenegro, T.F., 274	Vattuone de Ponti, M.E., 235
Dalziel, I., 190	Nabel, P., 147, 285	Verzi, D.H., 355
del Rio, J.L., 313	Olivero, 33	Vilas, J.F.A., 261, 355
Doyle, P., 331	Orgeira, M.J., 355	Viviani, R., 235
Gapais, D., 193	Ortiz Suárez, A., 321	Vizán, H., 365
Geuna, S., 224	Paar, W.H., 304	Walther, A.M., 355
González Díaz, E., 398	Palmer, P., 190	Zambrano, J.J., 289

La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes benefactores:

Augusto R. Calmels
YPF S.A.
Amoco Argentina Oil Company
BHP-Utah International Exploration Inc.
Borax Argentina S.A.

y a los aportes especiales de:

S. Archangelsky
H.G. Bassi
J.C. Benvenuti
A. Gramajo
M.A. Hünicken
C.O. Latorre
P.J. Lesta
R.L. Moreno
H.J. Péndola
P. Quarleri
E.O. Rolleri
J. Saavedra Alonso
E.R.D. Saccone
M.R.A. Thomson
F. Vervoorst

Edición realizada por Alcira Vergara Oroño
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 30 de diciembre de 1996
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires

INSTRUCCIONES 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 adecuen 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, 1° 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 completa de cada artículo, no deberá ser mayor de 15 páginas impresas.

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 3 páginas de texto impreso.

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 2° 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. Buenos Aires.
- 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 Sosneño y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176. Buenos Aires.
- 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. Buenos Aires.
- 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 51, No 4

CONTENIDO

Milana, J.P. y Zambrano, J.J. La Cerrillada Pedemontana Mendocina: un sistema geológico retrocorrido en vías de desarrollo <i>The Mendoza Piedmont Hills: A backthrusted geological system in active development</i>	289
Paar, W.H., Sureda, R.J. y Brodtkorb, M.K. de. Mineralogía de los yacimientos de selenio en La Rioja, Argentina. Krutaita, tyrrelita y trogtalita de Los Llantenes <i>Mineralogy in the selenide ore deposits of La Rioja province, Argentina. Krutaite, tyrrellite and trogtalite from Los Llantenes mining district</i>	304
Massone, H.E., Martínez, G.A. y del Rio, J.L. Las glaciaciones cuaternarias en la isla Media Luna, islas Shetland del Sur, Antártida <i>Quaternary glaciation of isla Media Luna, South Shetland Islands, Antarctica</i>	313
Ortiz Suárez, A. Geología y petrografía de los intrusivos de Las Aguadas, provincia de San Luis <i>Geology and petrography of Las Aguadas intrusive rocks, San Luis Province</i>	321
Doyle, P., Kelly, S.R.A., Pirrie, D., Riccardi, A.C. y Olivero, E. Jurassic belemnite biostratigraphy of the Southern Hemisphere: a comparative study of Antarctica and Argentina <i>Biostratigrafía de los belemnites jurásicos del Hemisferio Sur: estudio comparativo entre la Antártida y Argentina</i>	331
Iglesia Llanos, M.P. Paleomagnetismo y magnetoestratigrafía del Pliensbaquiano-Tbarciano (Jurásico) de la Cuenca Neuquina <i>Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the Pliensbachian-Toarcian (Jurassic) of the Neuquén Basin</i>	339
Walther, A.M., Orgeira, M.J., Reguero, M.A., Verzi, D.H., Chernoglasov, C., Vilas, J.F., Sinito, A.M. y Herrero Bervera, E. Nuevo estudio paleomagnético de la Formación Uquía de la provincia de Jujuy, Argentina <i>New paleomagnetic study of the Uquía Formation</i>	355
Vizán, H., Alberti, R., Revol, P., Conti, E. y Spikermann, J.P. Geología del extremo septentrional de la sierra de Tecka (Chubut). Nueva interpretación para la estratigrafía del área de Ap Iwan <i>Geology of the northern extreme of Sierra de Tecka (Chubut): a new interpretation of the stratigraphy of the Ap Iwan area</i>	365
Caffe, P.J. y Baldo, E.G. Estructura del basamento metamórfico en el bloque situado al oeste de la sierra de Cuniputo, provincia de Córdoba <i>Structure of the metamorphic basement in the block west of Sierra Cuniputo, Province of Cordoba</i>	378
Kostadinoff, J. y Schillizzi, R.A. Características geofísicas del litoral atlántico entre el río Chubut y puerto Camarones, provincia del Chubut <i>Geophysical characteristics of the Atlantic coast between the Chubut river and Camarones Port, Chubut Province</i>	387
Notas necrológicas:	
David Graham Jenkins (1933-1995)	393
Amilcar Oscar Herrera (1920-1995)	395
Enrique Nuñez (1992-1996)	398
Comentarios de actualidad	400
Agradecimiento a árbitros	402
Crónica de la Asociación	403
Lista de Miembros de la Asociación Geológica Argentina	406
Índice del Tomo 51	413

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina deberá ser dirigida a:
Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina
FAX 54-1-3253104