

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 47 N°4 1992.



47 4

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

353-448
3 mayo 1993

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

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

COMISION DIRECTIVA
(1991-1993)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. Leonardo Legarreta.

Secretaria: Dra. Milka K. de Brodtkorb.

Tesorero: Lic. Roberto Kokot.

Vocales titulares: Dr. Carlos Limarino.

Dra. Susana Damborenea.

Dra. Norma Brogioni.

Vocales suplentes: Lic. Jorge Gebhard.

Dra. Corina Risso.

Dra. Gabriela Alonso.

Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.

Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.

Dra. Norma Brogioni.

Dra. Corina Risso.

COMITE EDITORIAL

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

Delegados en el interior

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

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

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

Córdoba: Lic. Zarela Herrera, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 299, 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 1313, 4600 S.S. Jujuy.

La Plata: Dra. Gabriela Alonso, 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: Lic. Juan C. Zanettini, C.C. 32, 5519 Guaymallén, Mendoza.

Mina Aguilar: Lic. Fernando Flores, Departamento de Geología, El Aguilar, 4634 El Aguilar, Jujuy.

Neuquén: Lic. Leonardo Salgado, Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400, 8300 Neuquén.

Plaza Huincul: Lic. Fernando Bettini, Casa 259, Campamento 1 YPF, 8319 Plaza Huincul, Neuquén.

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

Río Cuarto: Lic. Jorge Coniglio, Ciudad Universitaria, Ruta 8 Km 602, Pabellón H, 5900 Río Cuarto, Córdoba.

Río Gallegos: Lic. Roberto Andreone, C.C. 26, sucursal 1, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.

Río Turbio: Lic. Ramón N. Carrizo Godoy, División Geología, YCF, Casa 13, depto.4, Barrio Las Lenguas, 9407 Río Turbio, Santa Cruz.

Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional del Litoral, Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe.

Salta: Dra. R. A. Marquillas, 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 Ruzycski de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan, Cereceto y Miglioli, 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 Casado, 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: Dra. Marta Franchini, C.C. 101, 8340 Zapala, Neuquén.

Delegados Institucionales en Buenos Aires

Agua y Energía: Dr. Belarmino Antelo Pérez, Alem 1134, piso 5, of. 506, 1001 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.

Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales: Lic. Luis H. Ferpozi, Av. Mitre 3100, 1663 San Miguel, Buenos Aires.

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

Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 65, 1526 Buenos Aires.

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA: Lic. Ana V. Vrba, Departamento de Geología, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.

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

Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas: Lic. Roberto Bucich, Riglos 1169, 1424 Ezeiza, Buenos Aires.

Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. Elda Di Paola, Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.

Petrolera San Jorge: Dr. Carlos Gulisano, Tte. Gral. Perón 925, piso 7, 1038 Buenos Aires.

Secretaría de Minería: Lic. Diego Silva Nieto, Julio A. Roca 651, piso 10, 1067 Buenos Aires.

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

Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini, Diagonal Norte 777, piso 10, 1035 Buenos Aires.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Joel C. de Castro, IGCE, Universidade de Sao Paulo, Cx. Postal 178, 13500 Rio Claro, Sao Paulo.

Dr. Mario Luis Assine, Dep. Geología, Universidade Federal do Paraná, Cx. Postal 19011, Curitiba, Paraná.

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

Limits of global bio-event correlation: diachronous ammonite "extinction" across Jurassic bioprovinces

Gerd E. G. WESTERMANN

Geology Department, McMaster University, Hamilton, Canada L8S 4M1

RESUMEN. Límites de la correlación global por bio-eventos: "extinción" diacrónica de amonites a través de las bioprovincias jurásicas. Los progresos recientes en la correlación bioestratigráfica del Jurásico a través de fronteras entre bioprovincias han llevado al reconocimiento de los siguientes tipos de truncación diacrónica de clados de amonites cosmopolitas, excluyendo la pseudoextinción que resulta de la división taxonómica de un clado.

1. *Pseudo-terminación* debida a pérdida de registro fósil ("taxones Lázarus"), seguida por un hiato filogenético de duración variable. Hay ejemplos bien conocidos, especialmente entre los Sphaeroceratidae.

2. *Desaparición regional* ("extinción") de géneros y familias, a veces puede ser explicada por competencia por desplazamiento, e incluye tres tipos: los taxones de reemplazo eran de origen endémico (tipo A); inmigrantes de otra bioprovincia (tipo B); o supervivencia más localizada puede producirse en un refugio, con competencia reducida (tipo C). Ejemplos son: (A) los Macrocephalitinae del Tethys, los que en la Provincia Indo-Africana Oriental fueron reemplazados por los Eucyclocleratinae endémicos, aunque sobrevivieron en otros lugares; (B) el grammoocerátido pan-boreal *Pseudolioceras*, que en la Provincia Europea Noroccidental fue reemplazado por los Leioceratinae y luego por los Graphoceratidae, pero que continuó en la Provincia de Bering; y (C) el último hammatocerátido, *Eudmetoceras*, que desapareció en forma sincrónica en regiones distantes, excepto en el "Terrane" Peninsula, de mar abierto, hoy Alaska austral.

3. *Extinción* es la terminación final de un clado.

ABSTRACT. Recent progress in Jurassic biostratigraphic correlation across bioprovincial boundaries resulted in recognition of several types of diachronous truncation of cosmopolitan ammonite clades. Care is taken to exclude pseudoextinction resulting from taxonomic break-up of a clade.

1. *Pseudotermination* due to loss of fossil record ("Lazarus taxa"), followed by a phylogenetic hiatus of variable duration. Examples are well known especially from the Sphaeroceratidae.

2. *Regional disappearance* ("extinction") of genera and families includes three types; some can be explained with displacive competition. Replacement taxa were either of endemic origin (type A), or immigrants from another bioprovince (type B); or more localized survival may occur in a refuge, with reduced competition (type C). Examples are (A) the Tethyan Macrocephalitinae, which in the Indo-East African Province were replaced by the endemic Eucyclocleratinae, but survived elsewhere; (B) the Pan-Boreal grammooceratid *Pseudolioceras* that in the NW European Province was replaced by the Leioceratinae followed by the Graphoceratidae, but continued in the Bering Province; and (C) the last hammatoceratid, *Eudmetoceras* that disappeared synchronously in distant regions, except in the far off-shore Peninsula Terrane, now south Alaska.

3. *Extinction* is the final termination of a clade.

Introduction

The term extinction is often falsely applied to regional clade disappearance but should be restricted to the disappearance of the very last clade member, anywhere across clade biogeographic distribution. The basic data come from stratigraphic (or better, stratic) ranges interpolated across entire oceans and bioprovinces; not single basins, in which ephemeral occurrences (epiboles) can sometimes be closely linked to the local conditions of deposition, especially to the relative oxygenation of the water masses.

In the last decade volumes have been written about extinction phenomena in fossil invertebrates and vertebrates, especially concerning the bioevents of mass extinction relating to extraterrestrial causes, global

tectonics and eustatic events (summarized in Nitecki 1984, Walliser 1986, Elliot 1986, Larwood 1988, Donovan 1989, Hallam 1990). Small-scale "extinctions" of genus- and family-group taxa are usually treated in the innumerable taxonomic monographs simply by the termination of range-bars in the range charts or by single dates (ages) in the text. But they encompass a variety of real and artificial disappearances from the fossil record as outlined in Fig. 1 and Table 1. Distinction of different types of clade truncation is essential and an understanding of the causes desirable for any detailed study of this extinction phenomenon. Very few ammonite phylogenies are known with the precision in time and space required to reconstruct the "4-dimensional" evolution, i.e. biogeographic dispersals and contractions through time



going hand-in-hand with cladogeneses and phylogeneses (e.g. Westermann and Callomon 1988, Riccardi and Westermann 1991, Westermann 1993).

The recognition of lateral diachroneity in the vertical (stratic) ranges of fossils, including guide and index fossils, is of course of great significance also for inter-regional biostratigraphic correlation and chronostratigraphy and a major achievement of the last few decades in ammonite stratigraphy. Similarly, the consideration and, if necessary, exclusion of diachroneity is critical to the usefulness of bioevents that are based on these data.

The intention of this paper is to illustrate my own observations on diachronous clade truncation in Jurassic ammonites, based on several decades of work on especially mid-Jurassic ammonite stratigraphy around the world. Several examples have sufficiently precise stratigraphic correlations across paleo-oceans, so that cosmopolitan or pandemic genera and families can be documented to terminate at different times, up to several million years. Most biogeographers assume that dispersal across oceans and along cratonic seaways (corridors) is "instantaneous" when measured against "geologic time", in the range of only a few thousand years - unless (exceptionally?) slowed down by ecological barriers, which themselves change through time, etc. But there seems to be no consensus about the converse phenomenon, i.e. faunal contraction and regional disappearance. Biostratigraphers have suggested a long time ago that first occurrences (appearances) in the fossil record are more rather synchronous than the last occurrences (disappearances), and they have defined most biozones accordingly (with the principal exception of micropalaeontologists and palynologists

Table 1: Terminology of evolutionary events (in corresponding pairs)

Origination / Extinction.

Clade beginning by cladogenesis (radiation), and absolute end -- usually subjective and inferred.

Pseudo-origination / Pseudo-extinction.

Phyletic (gradual) beginning and end of taxon within clade -- usually subjective.

Pseudotermination (followed by Phylogenetic Hiatus).

Reappearance of clade/taxon -- Temporal disappearance from fossil record -- subjective.

Appearance / Disappearance.

First and last occurrences of clade/taxon in section/basin/region/bioprovince -- objective.

working on drill cores, the direction of penetration being inverse to sedimentation). But documentation of range diachroneity for higher taxa has been difficult to come by.

From Aalenian (Middle Jurassic) rocks, for example, extreme range extensions in comparison to Europe and western Tethys were described from the Alaska Peninsula (Westermann 1969), i.e. the Peninsula Terrane, and attributed to the greater proximity to the ocean, relative to the epeiric seas of Europe. Similar range extensions were said to occur also in faunas other than ammonites and Jurassic age along the Pacific rim.

The total timespan of clade truncation across and between Jurassic oceans, often developed as different bioprovinces, however, is rarely greater than that of one or two standard-chronozones, i.e. 1-2 m.y. (Westermann 1988). Precise long-distance time-correlation becomes therefore an absolute requirement and the critical factor in distinguishing isochronous from diachronous evolutionary events. Useful methods of correlation in the Jurassic are usually limited to ammonite biostratigraphy. Recent advances in the circum-Pacific area (summarized by Hillebrandt, Westermann and Callomon in Westermann 1992a) have resulted in the circum-global

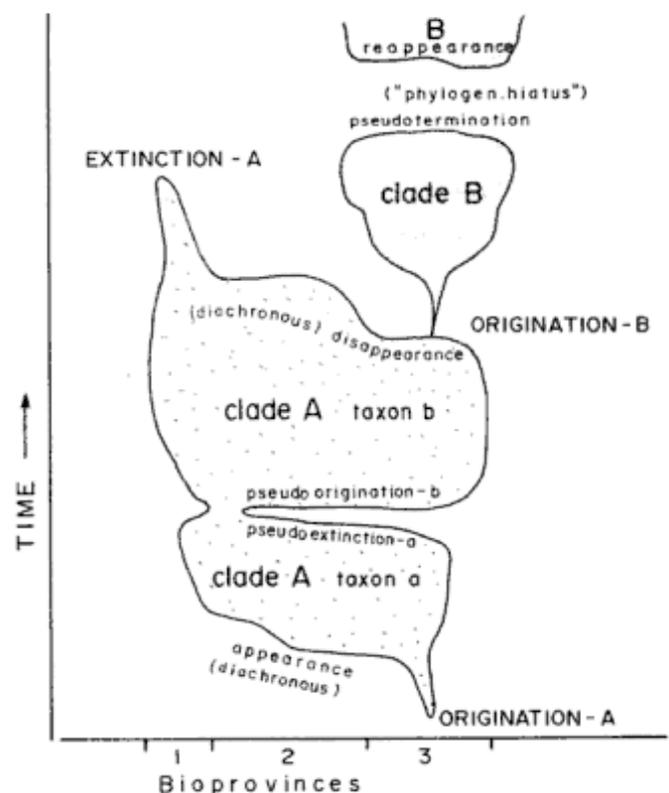


Figure 1: Terminology of evolutionary events in the phylogeny of cosmopolitan clade.

correlation within each of the two ammonite realms of many ammonite zones as required for the "4-dimensional" phylogenetic reconstructions.

Plausible causes for several examples of diachroneity in mid- and late Jurassic evolutionary events have recently been put forwards (Westermann 1993). It was argued that taxon appearances and disappearances (first and last occurrences), which define bioevents, were caused by regional immigration and emigration rather than by clade origination (phyletic radiation) and extinction, and that these faunal expansions and contractions were largely controlled by the opening and closing of major seaways. In this paper, emphasis will be on biotic causes taking into account the recent advances in ammonoid ecology (Westermann 1990).

Apparent and real clade truncation in Jurassic ammonites

Among Middle and Late Jurassic family-group clades of the Ammonitina, two types of taxon termination and three types of clade truncation are distinguished.

A. Taxon termination

1. *Pseudoextinction*. The difference between pseudoextinction and true extinction depends, of course, on the phylogenetic reconstruction, e.g. did taxon B derive from the youngest member of taxon A, or did it branch off earlier? The case becomes more complicated, however, if taxon B replaces taxon A in bioprovince 2, while taxon A continues alone in bioprovince 1 (Figs. 5, 8). (The process in bioprovince 2, interpreted in isolation, would appear to be extinction but is only regional disappearance). Another problem with recognizing pseudoextinction is the clade interruption of the "Lazarus taxa" (see below).

2. *Pseudotermination and phylogenetic hiatus*.

The term pseudotermination is here introduced for the beginning of the spurious phylogenetic hiatus so well known from the reconstruction of phylogenies, and prevalent near clade branching. This temporal disappearance in the "Lazarus taxa" (Jablonski 1986) is usually assumed to have resulted from the incompleteness of the fossil record. Since cladogenesis of the neritic and epeiric Ammonitina happened especially during times of regression (by eustasy or isostasy) and the consequent reduction in habitat,

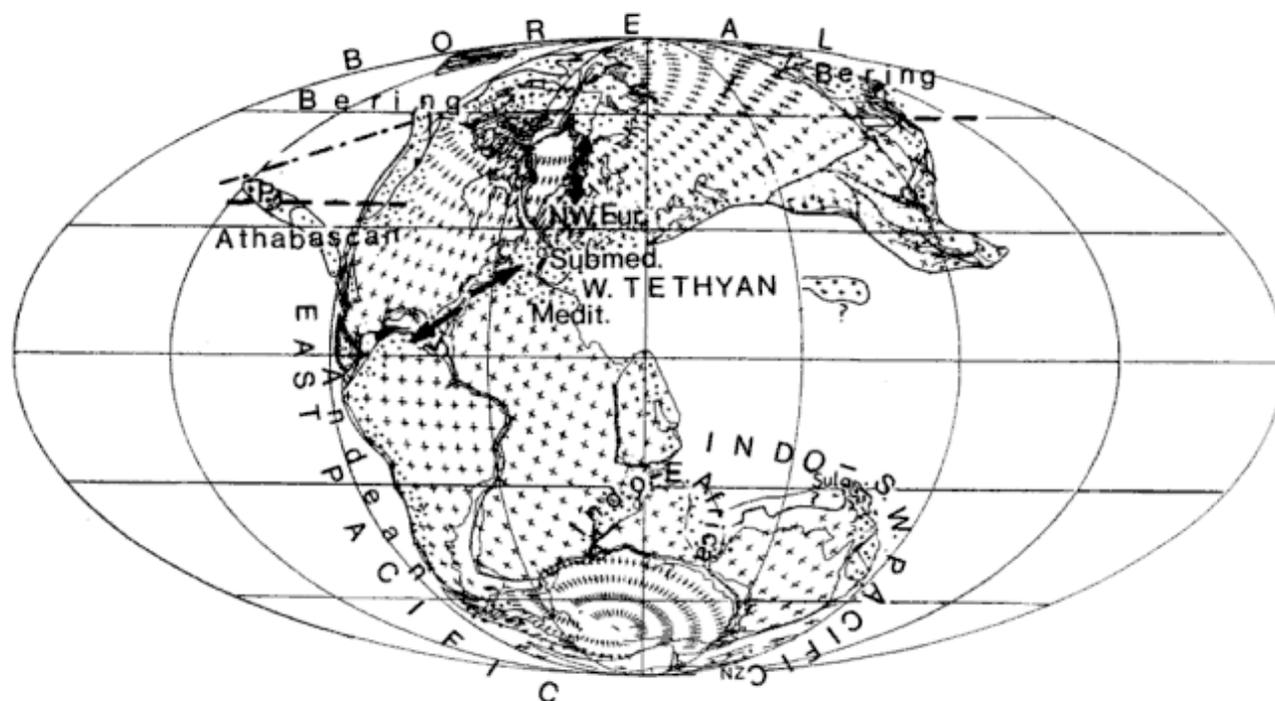


Figure 2: Reconstruction of the Mid-Jurassic continents and some major terranes (modified from D. Rowley, pers. com., Sept. 1990); with shelf areas (stippled), including Hispanic (north-central Atlantic) and Viking (Greenland-Norway) Corridors (arrows). The principal biogeographic subrealms (capitals) and provinces (lower case) are indicated. During the Aalenian and earliest Bajocian the south Alaskan Peninsula Terrane (P) lay far off-shore in the ecotone (overlap) of the Bering Province (southern border dashed) and the Athabascan Province (northern border dash-dotted). NZ, New Zealand.

these types of "missing links" are to be expected and, in fact, rather frequent between two phyletically connected genus--or family-group taxa. This, of course, applies especially to the more poorly documented (collected) regions, such as much of the circum-Pacific area.

Among the later Sphaeroceratidae, the Eucycloceratinae are endemic to the Indo-East Africa (alias Indo-Madagascar, Indo-Malgach) Bioprovince around the Lower/Middle Callovian boundary. The Oxfordian Mayaitinae of the entire Indo-Southwest-Pacific Subrealm are with little doubt descended from them (Westermann 1968, Thierry 1975). The first representatives, *Mayaites* (*Epimayaites*) spp. are dated as Early Oxfordian in the Sula Islands, Indonesia, where the known record is most complete (Sato *et al.* 1978, Westermann and Callomon 1988). Jurassic outcrop along the northeastern and eastern margin of Gondwana is, however, highly sporadic, geographically and stratigraphically, and access to outcrops is difficult so that the record is poor. The Callovian-Oxfordian sequence of this bioprovince and subrealm is best known from Cutch (alias Kachchh) in western India (Krishna 1987, Krishna and Cariou 1986) where the Eucycloceratinae (Figs. 12.3-4) are restricted to the Early Callovian *Subkossmatia opis* Zone and the lower part of the early Mid-Callovian Anceps Standard-Zone. But sphaeroceratids are missing from the well exposed and fossiliferous higher Callovian. Regional extinction in this area (see below) is thus highly probable, but the clade presumably persisted further east within the Indo-Southwest-

Pacific Subrealm, the Sula-New Guinean Province or Subprovince, where Middle and Upper Callovian are almost unknown (Westermann and Callomon 1988, Hillebrandt *et al.* 1992).

An even longer phylogenetic hiatus presumably exists in the Andean Bioprovince, including New Zealand, i.e. between *Lilloetia*, the last indubitable Eurycephalitinae of Late Bathonian-Early Callovian age, and the early Mid-Oxfordian close homoeomorph, *Araucanites* (Figs. 12.8-9) (Stipanovic *et al.* 1975, Riccardi and Westermann 1991, Westermann and Hudson 1991 and unpublished; and Westermann 1992b). *Araucanites* differs from *Lilloetia* (Figs. 12.5-6) essentially only in the presence of an umbilical plug and coiling of the body chamber.

B. Clade truncation

1. *Regional disappearance, Type A.* Replacement is by a new, indigenous (endemic) offshoot, as illustrated from the circum-Pacific Jurassic in Figs. 3 to 5. The Tethyan Macrocephalitinae (Figs. 12.1-2), distributed in the West-Tethyan (including South Asia) and Indo-SW Pacific Subrealms (to New Zealand; Westermann in Challinor 1993), originated in the southwestern Pacific in mid-Bathonian times, presumably from endemic genera of the Sphaeroceratinae (Westermann and Callomon 1988) (rather than from the East-Pacific Eurycephalitinae as presumed by Thierry 1976), and it was also in this area that they first disappeared. The best record of Macrocephalitinae in

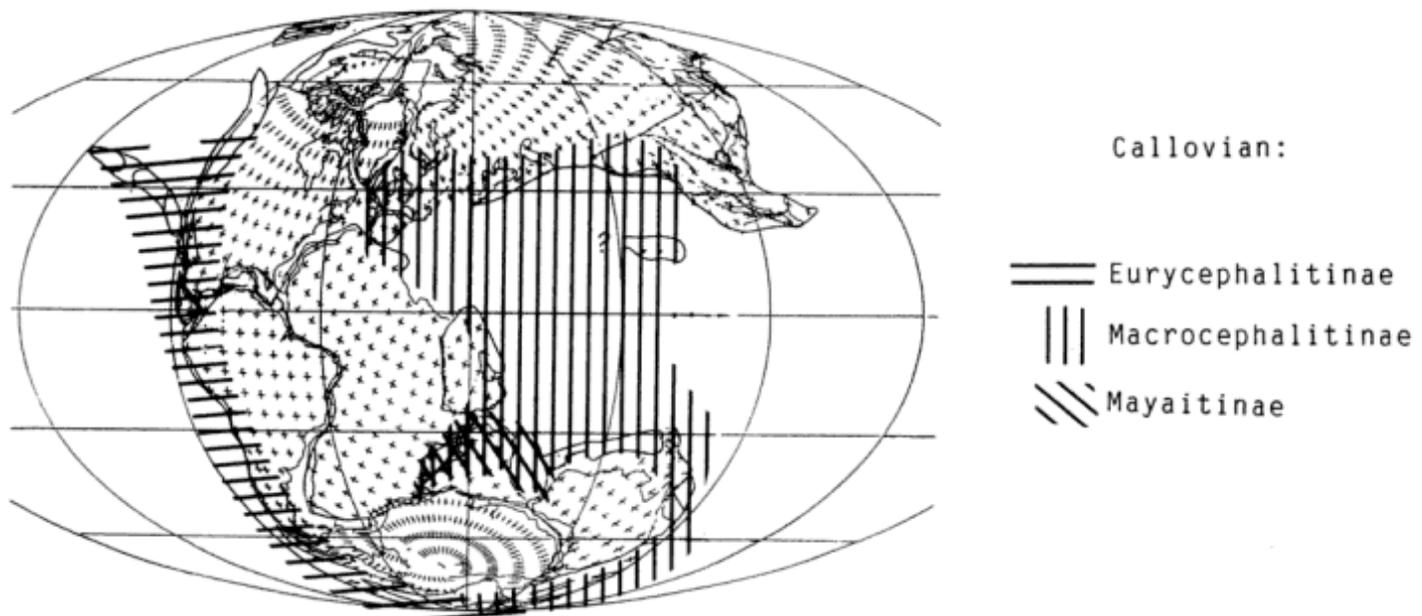


Figure 3: Biogeography of the Callovian Sphaeroceratidae. The Tethyan Macrocephalitinae and the East-Pacific Eurycephalitinae overlap in the New Zealand ecotone; the Indo-East-African Eucycloceratinae regionally replace late Macrocephalitinae.

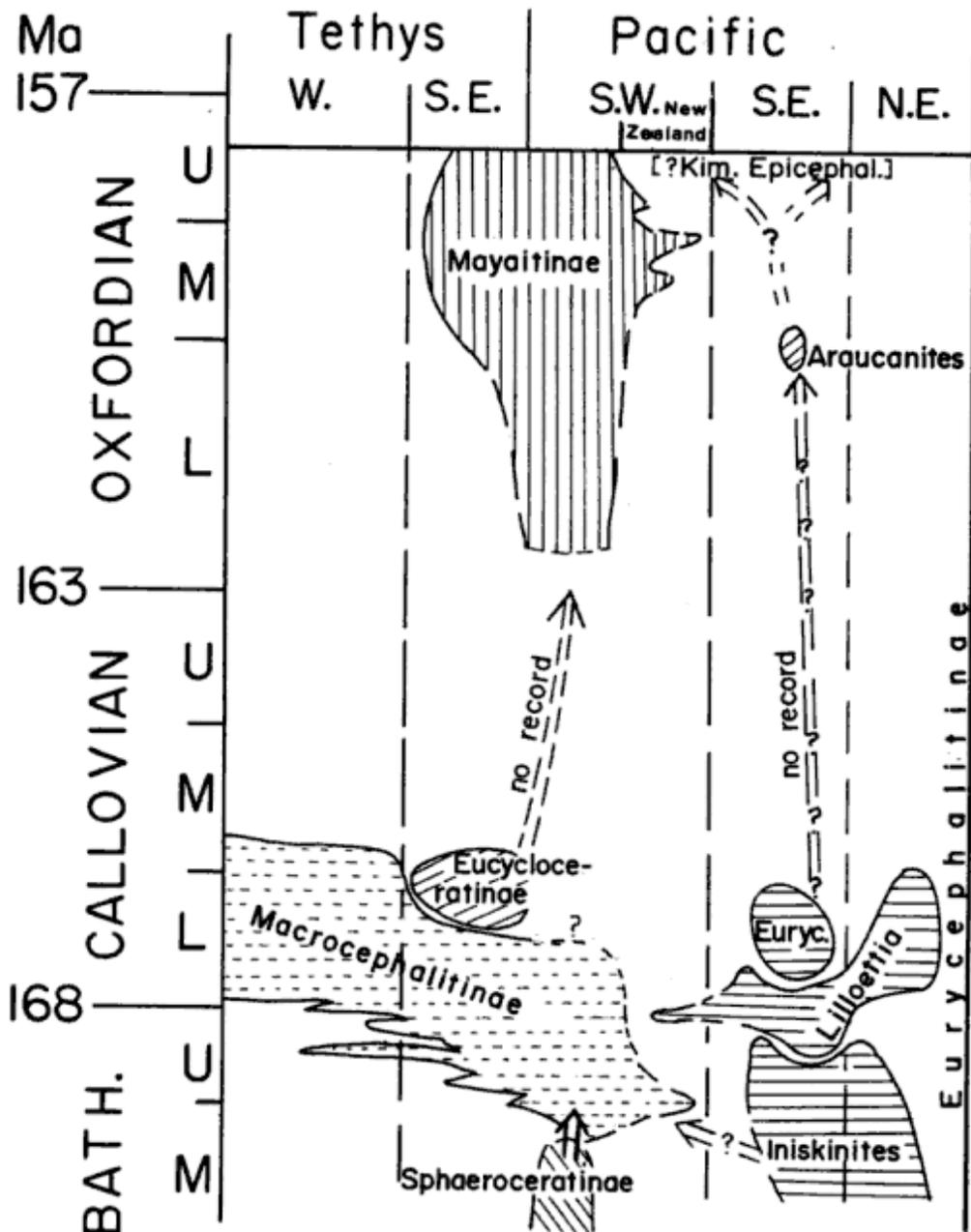


Figure 4: Phylogeny of the Sphaeroceratidae in global space and time. In the Bathonian the Sphaeroceratinae became endemic to the south-western Pacific where they gave rise to the Macrocephalitinae (alternatively from the East-Pacific Eurycephalitinae). In the Indo-East-African Province, the later Macrocephalitinae were replaced by the endemic Eucycloceratinae (Regional Disappearance Type A). There followed a Pseudotermination and a Phyletic Hiatus; the first representatives of their descendants, the Mayaitinae, appeared in the Lower Oxfordian. In the Andean Province of the East Pacific Subrealm, *Lilloettia* of the Eurycephalitinae was replaced in the Early Callovian by its descendant, *Eurycephalites*, whereas *Lilloettia* persisted in the north-eastern Pacific (Regional Disappearance Type A). The late eurycephalitine genus *Araucanites* (and possibly *Epicephalites*?) was separated from its ancestor by long phylogenetic hiatus.

the Indo-SW-Pacific Subrealm is from Cutch, India (Krishna and Westermann 1987, Krishna *et al.* 1988). Before the end of the Early Callovian (*Subkossmatia opis* Zone), Macrocephalitinae are replaced in the Indo-East African Province by their indigenous descendants, the Eucycloceratinae (Figs. 12.3-4), endemic to East Africa, Madagascar, India and the Tethyan

Himalaya (Wang and Westermann 1988) and ranging into the early mid-Callovian Anceps Standard-Zone (Krishna, pers. comm.). In contrast, the Macrocephalitinae continue in the Mediterranean, Submediterranean, and NW European Provinces into the Anceps Zone, in the absence of the Eucycloceratinae. Because of the well developed homoeomorphism, it

stands to reason that the Eucyloceratinae replaced the Macrocephalitinae competitively (displacive competition of Hallam 1990) within the Indo-East African region where they were endemic. This region may or may not have extended eastward into the Indonesia-New Guinea region where the Callovian record is extremely poor.

Examples at the genus level are the East-Pacific Eurycephalitinae (Figs. 3,4, 12.5-8). In North America, *Lilloetia* extends from the Upper Bathonian into the Lower Callovian; but, in South America, the genus is replaced by the endemic genus *Eurycephalites*.

2. Regional disappearance, Type B. Replacement is by an immigrant clade which expanded from another bioprovince (Figs. 6-8), sometimes perhaps by displacive competition (Hallam 1990), as suggested by homoeomorphism (resemblance of the shell). An example is from the Family Grammocerotidae (Fig. 13). In the NW-European Province (and some other parts of Eurasia), the mainly pan-Boreal genus *Pseudolioceras* is an accessory restricted to the Upper Toarcian stage and the basal Aalenian, where it overlaps with the first of the Tethyan Leioceratinae, followed by the Graphoceratidae. In the northern Pacific and adjacent Arctic Sea, i.e. the Bering Province (Fig. 2) (Taylor *et al.* 1984), on the other hand, *Pseudolioceras* (mainly the subgenus *Tugurites*) is dominant throughout the Aalenian and persists into the basal Bajocian, in the virtual absence of the homoeomorphic Leioceratinae and Graphoceratinae (Sey *et al.* 1986).

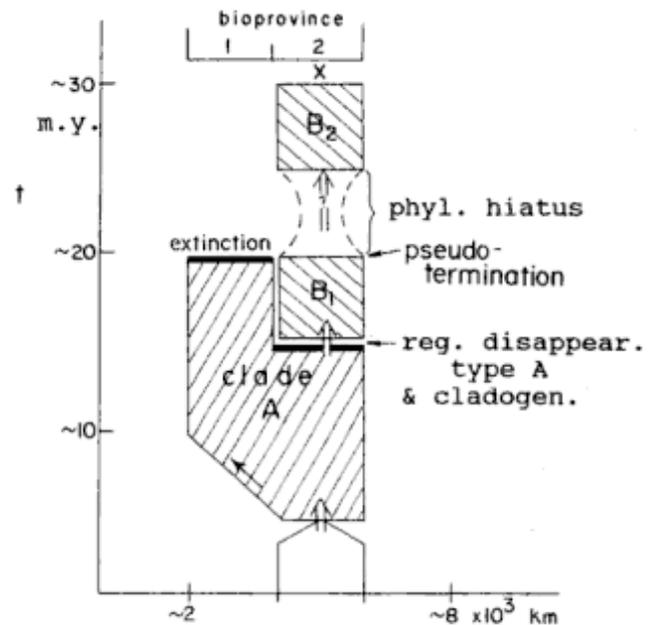


Figure 5: Diagrammatic representation of the Sphaeroceratidae phylogeny (compare Fig.4), with regional disappearance type A; and (?) Pseudotermination followed by a phylogenetic hiatus. In bioprovince 2, clade A (Macrocephalitinae) is replaced by endemic clade B (Eucyloceratinae).

In this case, a palaeogeologic context is also quite clear and explains the biogeographic diversification at the base of the Middle Jurassic. During Aalenian-Early Bajocian times the persistent cratonic seaway connecting the Arctic Sea with the northwest European seas, i.e. the Viking (Greenland-Norway) Corridor (Figs. 2, 6) was closed. The earliest leioceratid,

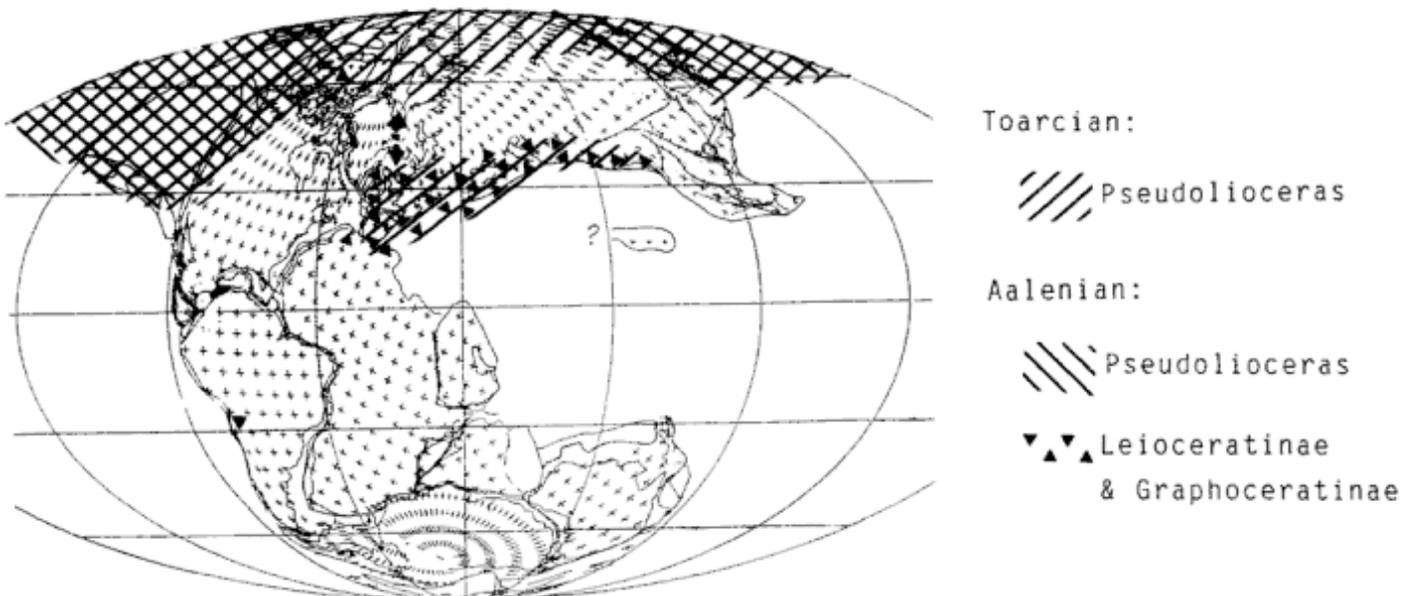


Figure 6: Biogeography of the Toarcian-Aalenian Harpoceratinae genus *Pseudolioceras* and the Aalenian Leioceratinae (locally also on Arctic slope of Canada and in Northern Chile) and Graphoceratidae. The Viking (Greenland-Norway) Corridor (dashed double-arrow) was presumably open during the Toarcian, but closed in Aalenian-Early Bajocian times.

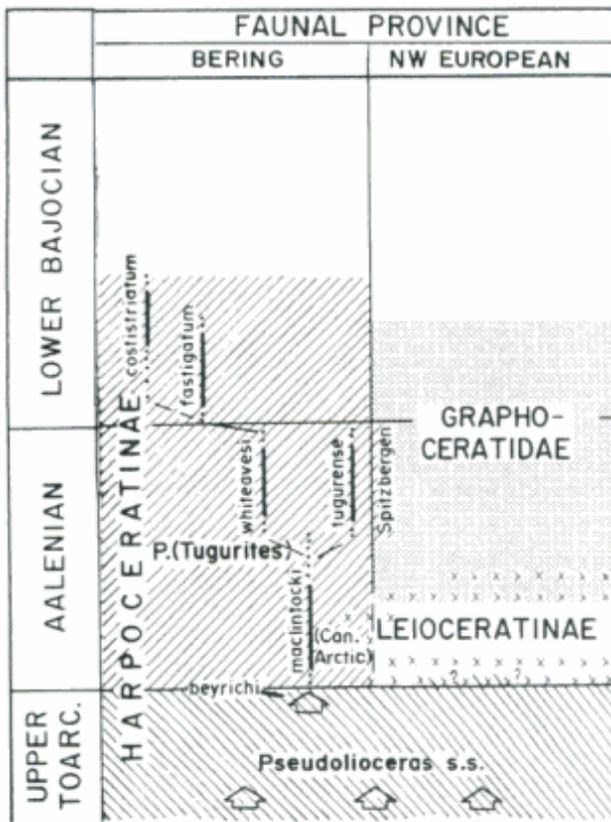


Figure 7: Phylogeny of the later Grammooceratidae. *Pseudolioceras* is replaced by immigrant Leioceratinae (followed by Graphoceratidae) in the North-West European Province, but persists into the Early Bajocian in the Bering Province (Regional Disappearance Type B) which has become isolated (see Fig.6) (modified from Sey *et al.* 1986)

Leioceras, did however penetrate as far as the Canadian Arctic Archipelago (Frebold 1958), presumably immediately before closure of the seaway. Similar to the Leioceratinae and Graphoceratidae of Europe, the *Pseudolioceras* of the Bering Province are in the south (Peninsula Terrane of Alaska Peninsula) accompanied by West-Tethyan hammatoceratids, sonniids, grammoceratids and oppeliids. This indicates that the Hispanic Corridor (Fig. 1) was somewhat open at this time (Westermann 1964, 1969, 1981, 1992b, 1993).

The close similarity in shell shape (oxycones and some platycones) (Figs. 13.1-7), the similarly restricted benthic community associated with them, and their occurrence in dysoxic dark-grey mudstone indicate dysaerobic bottom water and suggest similar habitats for *Pseudolioceras* and Leioceratinae (and some Graphoceratidae), i.e. they were nektonic rather than nekto-benthic predators. It therefore stands to reason that the European replacement of Harpoceratinae by Leioceratinae, in particular *Pseudolioceras* by *Leioceras*, at the base of the Middle Jurassic was by displacive competition.

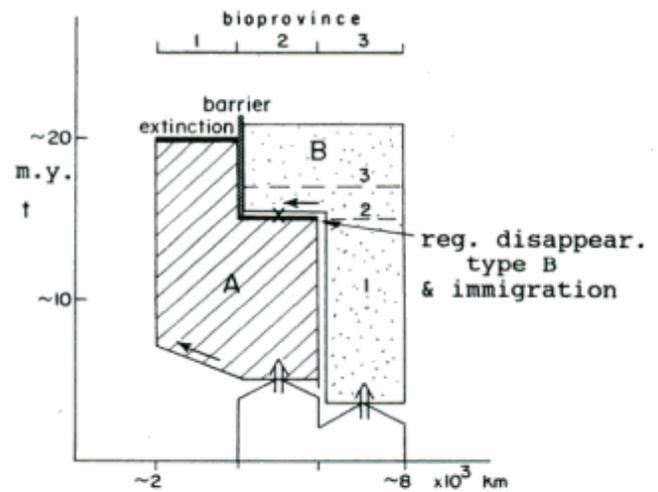


Figure 8: Diagrammatic representation of the later Grammooceratidae phylogeny (compare Fig.7), with Regional Disappearance Type B. Clade A --*Pseudolioceras* is replaced by immigrant Clade B--Leioceratinae (B2) followed by Graphoceratidae (B3).

3. Refuge. The relatively small refuge may be an ecotone in which competition is said to be reduced (Kauffman 1984) or which is otherwise isolated. A good example is *Eudmetoceras*, the last genus of the mostly Tethyan Hammatoceratidae (Figs. 9-11). The species *E. amplexans* Buckman (Figs. 13.8-11) extended from Europe to the Andes and South Alaska. Whereas this species, last member of genus and family, became extinct in Europe and the Mediterranean area in earliest Bajocian time (Discites Standard-Zone), it survived into mid-Bajocian time (Sauzei=Crassicostatum Standard-Zone) on the Peninsula Terrane of South Alaska (Imlay 1964, Westermann 1969, Taylor *et al.* 1984). This terrane was situated far off-shore (Fig. 2) and until earliest Bajocian times in the ecotone (overlap) of the Boreal Bering Province, in the North, and the Tethyan Athabasca Province, in the South (Taylor *et al.* 1984, Westermann 1993).

Unexplained other examples of diachronous disappearance and pseudodisappearance

Examples are again found in the Aalenian Grammooceratidae, i.e. the cosmopolitan, mainly Tethyan genus *Tmetoceras*. It appears to be restricted to the lower (and middle) Aalenian in northwest Europe and the Mediterranean, whereas it ranges throughout the Aalenian and indeed thrives in the late Aalenian along the entire eastern Pacific margin; Southeast

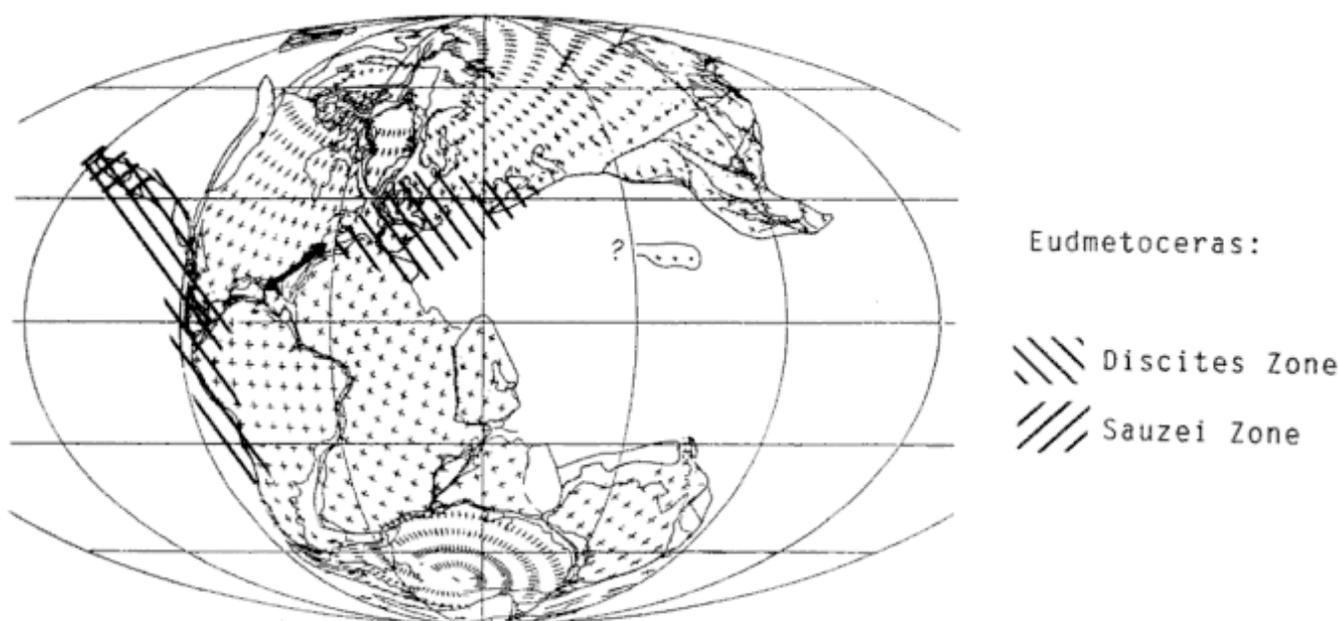


Figure 9: Biogeography of the Early Bajocian hammatoceratid *Eudmetoceras*. The Hispanic Corridor (double-arrow) was open.

Asian records are probably also of mid-Aalenian age (Westermann 1964, 1992a).

There is also the exceptional survival, from the Bajocian well into the Bathonian, of the endemic southwest Pacific (and ? Japan) Sphaeroceratinae, *Praetulites* and *Satoceras* (Westermann and Callomon 1988), already mentioned above (Fig. 4). This can perhaps be explained by the regional absence of competitors, i.e. the homoeomorphic latest Bajocian and early Bathonian Morphoceratidae. Significantly, the southwest Pacific Sphaeroceratinae are directly succeeded by the homoeomorphic, cosmopolitan tutilid *Bullatimorphites*. All are believed to have been sluggish nekto-benthos or pelagic nekto-plankton (Westermann 1990 and 1993).

REFERENCES

- Burckhardt, C., 1906. La faune jurassique de Mazapil. Boletín del Instituto Geológico de México, 23: 1-216.
- Donovan, S.K. (Ed.), 1984. Mass extinctions: process and evidence. Columbia University Press, 266 p.
- Elliott, D.K., 1986. Dynamics of extinction. Wiley Interscience Publication, Wiley & Sons, 294 p.
- Frebold, H., 1958. Fauna, age and correlation of the Jurassic rocks of Prince Patrick Island. Geological Survey of Canada Bulletin, 41: 1-69.
- Frebold, H. & Tipper, H.W., 1967. Middle Callovian sedimentary rocks and guide ammonites from southwestern British Columbia. Geological Survey of Canada Paper, 67-21: 1-29.
- Hallam, A., 1990. Biotic and abiotic factors in the evolution of early Mesozoic marine molluscs. In: Ross, R.M. & Allmon, W.D. (Eds.): Causes of evolution, a paleontological perspective, pp. 249-268. University of Chicago Press.
- Hudson, N., Grant-Mackie, J. & Helby, R., 1987. Closure of the New Zealand Jurassic hiatus? Search, 18: 146-148.
- Imlay, R.W., 1964. Middle Bajocian ammonites from the Cook Inlet region of Alaska. United States Geological Survey, Professional Paper, 418: B1-B61.
- Jablonski, D., 1986. Causes and consequences of mass extinction: a comparative approach. In: Elliott, D.K. (Ed.): Dynamics of extinction, pp. 183-229. Wiley, New York.
- Kauffman, E.G., 1984. Paleobiogeography and evolutionary response dynamic in the Cretaceous Western Interior Seaway of North America. In: Westermann, G.E.G. (Ed.): Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America. Geological Association of Canada, Special Paper, 27: 1-315.
- Krishna, J., 1987. An overview of the Mesozoic stratigraphy of Kachchh and Jaiselmer basins. Journal of the Palaeontological Society of India, 32: 136-152.
- Krishna, J. & Cariou, E., 1986. The Callovian of western India: new data on the biostratigraphy, biogeography of the ammonites and correlations with western Tethys. Newsletters on Stratigraphy, 17: 1-8.
- Krishna, J., Cariou, E. & Enay, R., 1988. Succession of Macrocephalitinae assemblages as revealed at Keera dome in Kachchh, western India. 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Lisbon, 1: 383-394.
- Krishna, J. & Westermann, G.E.G., 1987. The faunal associations of the Middle Jurassic ammonite genus *Macrocephalites* in Kachchh, western India. Canadian Journal of Earth Sciences, 24: 1570-1582.
- Larwood, G.P. (Ed.), 1988. Extinction and survival in the fossil record. Systematists Association Special Volume, 34, 355 p.
- Nitecki, M.H. (Ed.), 1984. Extinctions. University of Chicago Press, 354 p.
- Riccardi, A.C. & Westermann, G.E.G., 1991. The Middle Jurassic ammonite fauna and biochronology of the Argentine - Chilean Andes, Part III: Bajocian-Callovian Eurycephalitinae, Stepha-

nocerataceae. *Palaeontographica A*, 216: 1-110.

Riccardi, A.C., Westermann, G.E.G. & Elmi, S., 1986. The Middle Jurassic Bathonian-Callovian ammonite zones of the Argentine-Chilean Andes. *Geobios*, 22: 553-597.

Sato, T., Westermann, G.E.G., Skwarko, S.K. & Hasibuan, F., 1978. Jurassic biostratigraphy of the Sula Islands, Indonesia. *Indonesian Geological Survey Bulletin*, 4: 1-28.

Sey, I.I., Kalacheva, E.O. & Westermann, G.E.G., 1987. The Jurassic ammonites *Pseudolioceras* (*Tugurites*) of the Bering Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23: 1042-1045.

Stipanovic, P.N., Westermann, G.E.G. & Riccardi, A.C., 1975. The Indo-Pacific ammonite *Mayaites* in the Oxfordian of the southern Andes. *Ameghiniana*, 12: 281-305.

Suggate, R.P. (Ed.), 1978. *The Geology of New Zealand*. Keating Government Printer, 820 p., Wellington.

Taylor, D.G., Callomon, J.H., Hall, R., Smith, P.L., Tipper, S.W. & Westermann, G.E.G., 1984. Jurassic ammonite biogeography of western North America: the tectonic implication. In: Westermann, G.E.G. (Ed.): *Jurassic-Cretaceous Biochronology and paleogeography of North America*. Geological Association of Canada, Special Paper, 27: 1-315.

Thierry, J., 1978. *Le genre Macrocephalites au Callovien inférieur* (Ammonites, Jurassic moyen). *Memoir de Géologie, Université de Dijon*, 486 p.

Thierry, J., 1975. Ontogenese de la ligne de suture des Mayaitidae Spath 1928 (Ammonitina, Stephanocerataceae) de l'Oxfordien moyen de la province indomalgache. *Comptes Rendues. Academie des Sciences, Paris*, 280: 1543-1546.

Thierry, J., 1976. Paleobiogeographie des quelques Stephanocerataceae (Ammonitina) du Jurassic Moyen et Supérieur: une confrontation avec le theorie mobiliste. *Geobios*, 9: 291-331.

Waagen, W., 1975-1976. Jurassic fauna of Kutch. The cephalopoda. *Palaentologia Indica*, ser. 9, 1, 247 p., Calcutta.

Walliser, O.H., 1986. Towards a more critical approach to bioevents. In: Walliser, O.H. (Ed.): *Global bioevents, Lecture Notes in Earth Sciences*, 8, pp. 5-16. Springer, Berlin.

Westermann, G.E.G., 1964. The ammonoid fauna of the Kialagvik Formation at Wide Bay, Alaska Peninsula, Part I: Lower Bajocian (Aalenian). *Bulletin American Paleontology*, 47(216): 325-503.

Westermann, G.E.G., 1968. Evolution and taxonomy of Pachyceratidae and Mayaitidae, as suggested by septal patterns (Jurassic Ammonitina). 22nd International Geological Congress, 1964, 7th Proceedings Section, 8: 1-15.

Westermann, G.E.G., 1969. The ammonoid fauna of the Kialagvik Formation at Wide Bay, Alaska Peninsula, Part II: *Sonninia sowerby* Zone (Bajocian). *Bulletin American Paleontology*, 57(255): 1-225.

Westermann, G.E.G., 1981. Ammonoid biochronology and biogeography of the Circum-Pacific area. In: Mouse, M.R. & Senior, J.R. (Eds.): *Recent advances in quantitative stratigraphic correlation techniques*, pp. 90-100. Hindustan Publ. Co., Delhi.

Westermann, G.E.G., 1990. New developments in ecology of Jurassic Cretaceous ammonoids. In: Com. Cent. Raffaele Piccinini (Ed.): *Fossili, evoluzione, ambiente. Atti. 2^a convenzione internazionale*, Pergola, 1987: 459-478.

Westermann, G.E.G. (Ed.), 1992a. *Circum-Pacific Jurassic*. Cambridge University Press, 676 p. New York.

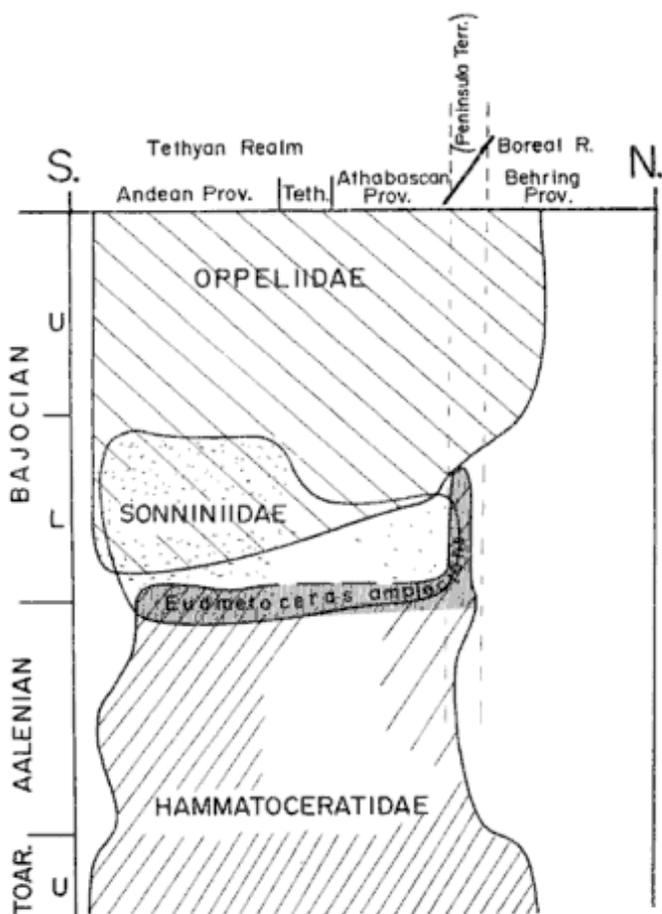


Figure 10: Phylogeny of the later Hammatoceratidae, Sonniniidae and earlier Opeleidae in the eastern Pacific. The latest hammatoceratid genus, *Eudmetoceras*, disappears in the earliest Bajocian, except for the Refuge on the Peninsula Terrane, now south Alaska.

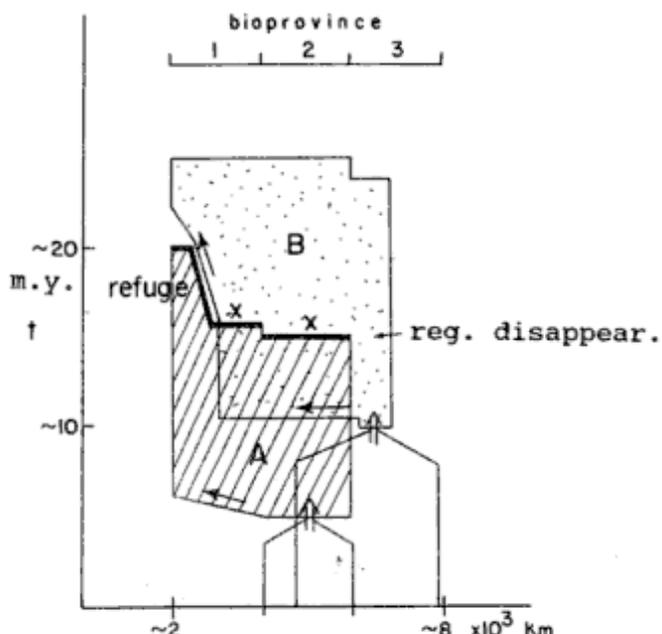


Figure 11: Diagram representing the Hammatoceratidae (A) and Sonniniidae (B) phylogenies in the eastern Pacific (compare Fig. 10). The last hammatoceratid, *Eudmetoceras amplexans*, disappears with slight diachroneity across provinces, followed by local survival in a refuge.

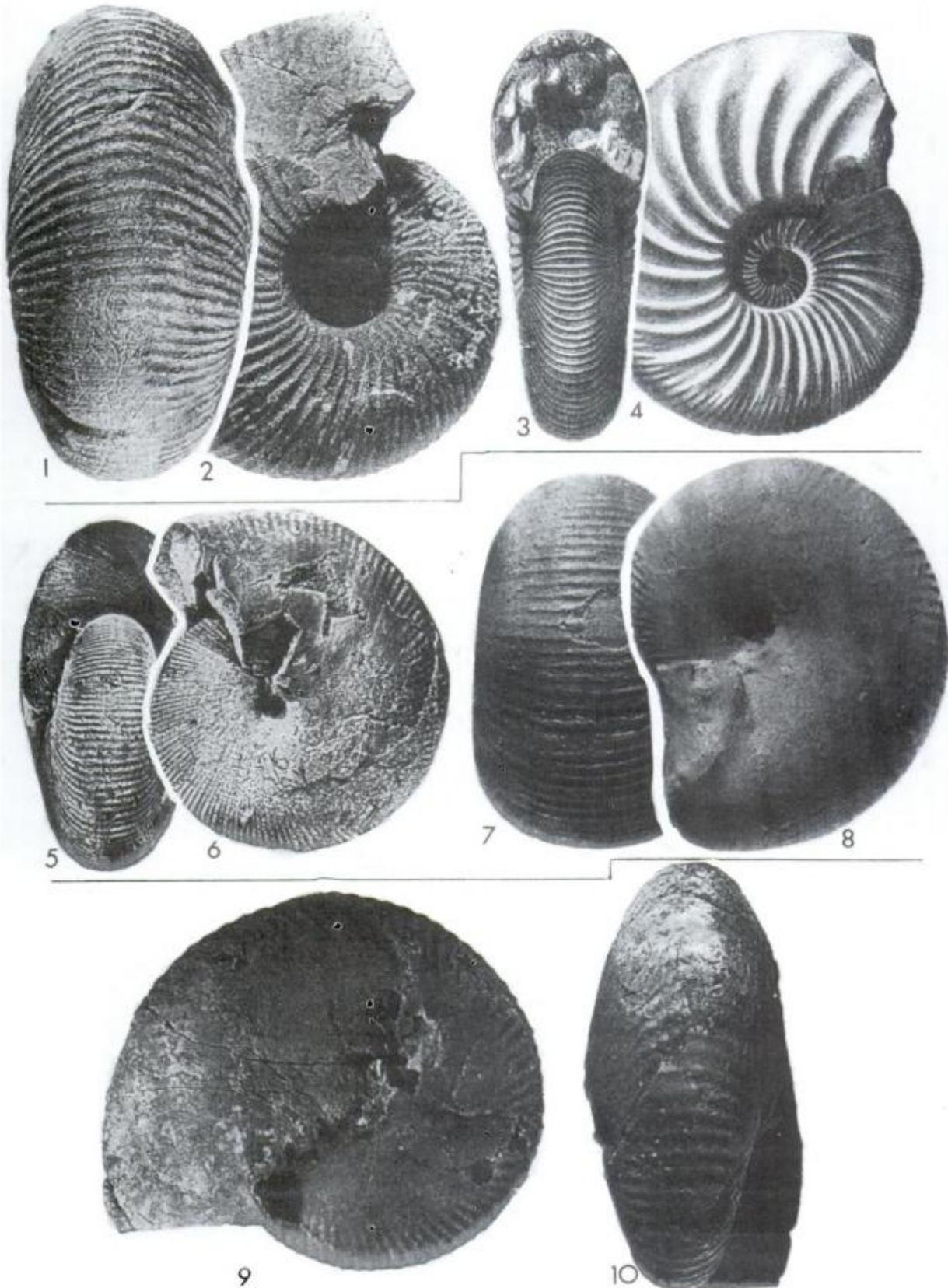


Figure 12: Sphaeroceratidae. 1, 2. *Macrocephalites lamellosus* (Sow.) ♀. Gracilis Zone, Enodatum Subzone; Pamproux, France, x 0,7 (Thierry 1978, pl. 34, fig. 2) Approximately coeval with 3-4. 3, 4. *Eucycloceras eucyclum* (Waagen) ♀. Presumably *Subkossmatia opis* Zone; Cutch, India, x 0,7 (Waagen 1975, pl. 25, fig. 1). 5, 6. *Lilloettia tipperi* Frebold, ♀. Lowermost Callovian; S.W. British Columbia, Canada, x 0,9 (Frebold and Tipper 1967, pl. 1, figs. 2-3). Approximately coeval with 7-8. 7, 8. *Eurycephalites rotundus* (Torn.) ♀. Bodenbenderi Zone (basal Callovian); Neuquén, Argentina, x 0,9 (Riccardi *et al.* 1989, pl. 7, figs. 8-9). 9, 10. *Araucanites stipanicici* Westermann and Riccardi, ♀. Basal Middle Oxfordian; Mendoza, Argentina, x 0,7 (Stipanicic *et al.* 1975, pl. 2, figs. 1-2).

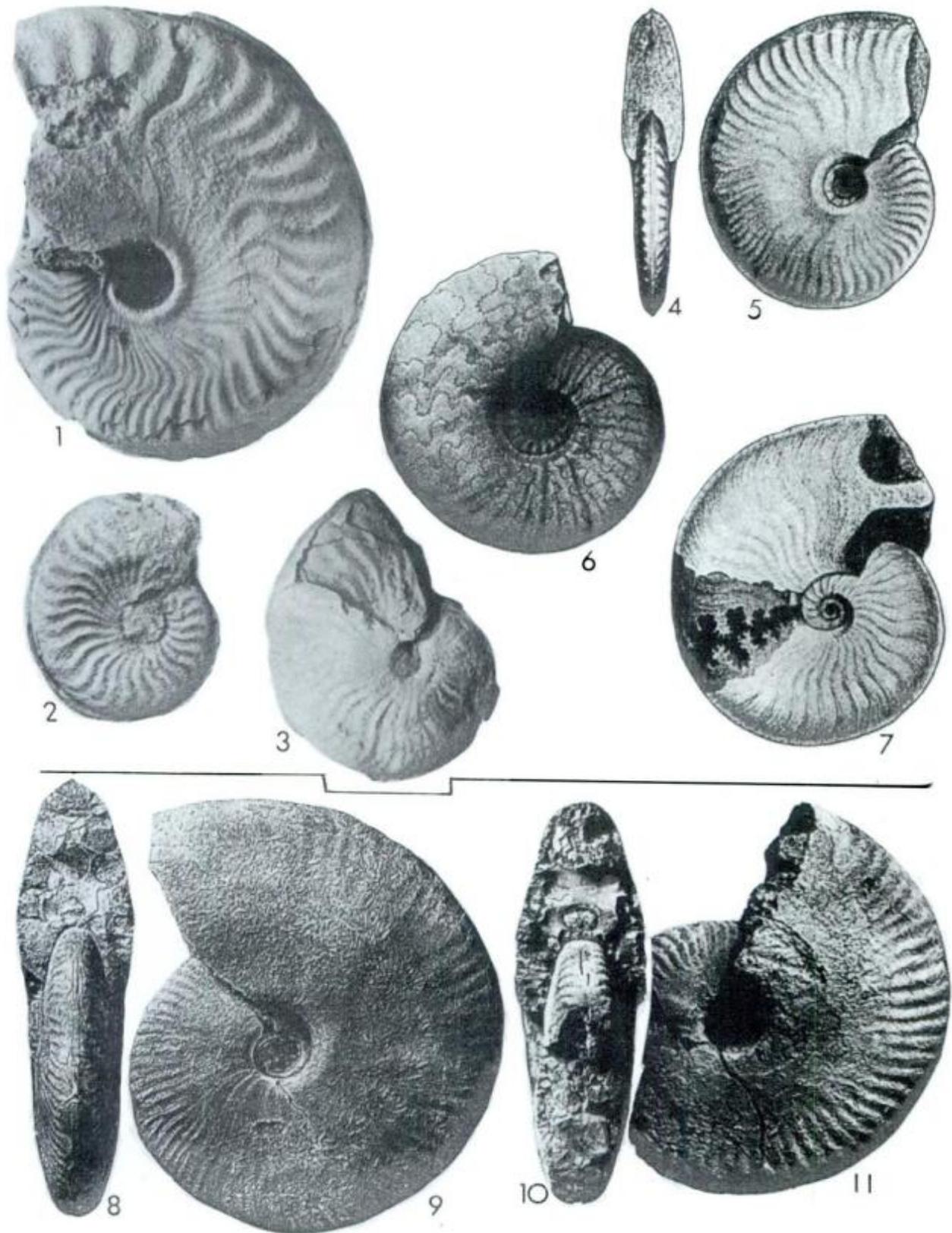


Figure 13: 1-7. Hildoceratidae and Graphoceratidae. 1. *Pseudolioceras (Tugurites) whiteavesi* (White) ♀. *Eryctooides howelli* Zone (Upper Aalenian); Peninsula terrane, south Alaska, x 1 (Sey *et al.* 1986, pl. 3, fig.A). Approximately coeval with 4-5. 2. *Pseudolioceras (Tugurites) maclintocki* (Haughton). *P. maclintocki* Zone (Lower Aalenian), Okhotsk Sea, Russia, x 1 (Sey *et al.* 1986, pl. 3, fig. G). Coeval with 7 part. 3. *Pseudolioceras (P.) beyrichi* (Schloenb.) ♀. Basal Aalenian; Okhotsk Sea, Russia, x 1 (Sey *et al.* 1986, pl. 3, Fig. C). Coeval with 7 part. 4, 5. *Graphoceras concavum* (Sow.) ♀. *Concavum* Zone; S. England, x 0,8 ("Treatise", p. L 265). 6. *Staufenia sinon* (Bayle) ♀. Lower Murchisoac Zone, E. France, x 0,5 ("Treatise", p. L 263). 7. *Leioceras opalinum* (Rein.) ♂. *Opalinum* Zone; S Germany, x 1 ("Treatise", p. L 263). 8-11. Hammatoceratidae. 8, 9. *Eudmetoceras (Euaptoceras) amplexens* Buckman trans. *aquilonia* (Imlay) ♀. *Parabigotites crassicostratus* Zone (Sauzei Zone); Cook Inlet, S. Alaska, x 0,7 (Imlay 1964, pl. 5, figs. 7-8). 10, 11. *Eudmetoceras (E.) amplexens* Buckman, ♀. Basal *Dodicoceras widebayensis* Zone (Discites Zone). Wide Bay, S. Alaska, x 1 (Westermann 1969, pl. 21, fig.1).

- Westermann, G.E.G., 1992b. Middle Jurassic biogeography. In: Westermann, G.E.G. (Ed.): *Circum Pacific Jurassic*, pp.345-351. Cambridge University Press, New York.
- Westermann, G.E.G., 1993. Global bio-events in mid-Jurassic ammonites controlled by seaways. In: House, M.R. (Ed.): *The ammonoids: Environment, Ecology and Evolutionary Change. Systematic Association Special Volume, 47*: 187-226. Clarendon Press, Oxford.
- Westermann, G.E.G. & Callomon, J.H., 1988. The Macrocephalitinae and associated Bathonian-early Callovian fauna (Jurassic Ammonitina) of the Sula Islands and New Guinea. *Palaeontographica A*, 203(1-3): 1-90.
- Westermann, G.E.G. & Hudson, N., 1991. The first find of Eurycephalitinae (Jurassic Ammonitina) in New Zealand and its biogeographic implications. *Journal of Paleontology*, 65: 689-693.

Artículo invitado correspondiente a la conferencia dictada por el Dr. G.E. Westermann el 15 de diciembre de 1992 con motivo de recibir su nombramiento como Miembro Correspondiente de la Asociación Geológica Argentina.

Recibido el 22 de febrero, 1993.

Las unidades morfológicas de la costa oeste del Golfo San Matías y su evolución

E.M. GELOS, J.O. SPAGNUOLO y R.A. SCHILLIZZI

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Instituto Argentino de Oceanografía, Avenida Alem 53, 8000 Bahía Blanca, Argentina

ABSTRACT. *Morphological units and evolution of the west coast of Golfo San Matías.* The coastal evolution of Golfo San Matías between San Antonio Oeste and Puerto Lobos is described and analysed. Present geoforms and palaeoforms are similar to those described from the northern coast of the gulf. Our analysis shows that the coast is characterized by mature features, such as: a) a few sectors with cliffs lacking the effects of marine abrasion, b) a continuous line of sand beaches, and c) a sector with littoral ridges, marginal lagoon, inner bay beach and tombolos. All of these geoforms were constructed of sediment derived from the San Antonio Formation and the Punta Villarino Formation, and from present littoral sediments, during a continental Holocene event. This occurred after the last marine ingression in the upper Pleistocene which was responsible for the deposition of the Baliza San Matías Formation. The predominance of accretionary geoforms should indicate a degree of equilibrium between the erosive and depositional processes and the existence of stable conditions in the modelling of the littoral geoforms by marine processes.

Introducción

Gelós *et al.* (1988) presentan un estudio de las unidades morfológicas reconocidas en la costa norte del golfo San Matías y señalan que el mismo es parte de un estudio integral sobre este tema a realizar en las costas del golfo San Matías. El presente es una continuación de tales estudios, razón por la cual son válidos para este trabajo los mismos objetivos que para el anterior.

Puede agregarse aquí que los resultados obtenidos en dicho trabajo han posibilitado una mejor interpretación y análisis de la morfología del tramo de costa abarcado en el presente estudio. Esto ha sido posible en razón de que las geoformas encontradas son equivalentes a las halladas en la costa norte del golfo, si bien difieren en cuanto a su desarrollo y estado de evolución.

De los trabajos existentes para esta zona, se destacan los de los siguientes autores por su estrecha vinculación con el tema de estudio: De Alba (1964), Núñez *et al.* (1975), Angulo *et al.* (1978), Weber (1983), González Díaz y Malagnino (1984) y Cortés (1987).

Area de estudio y metodología

La franja costera estudiada está comprendida entre el aeropuerto de San Antonio Oeste (Río Negro) y el paraje Puerto Lobos (Chubut) al sur del arroyo Verde. Su extensión aproximada es de 140 km y tiene orien-

tación norte-sur. En general es un tramo de fácil acceso paralelo a la ruta nacional nº 3 a distancias no mayores de 30 km (Fig. 1a).

Esto permitió relevar 16 perfiles de playa aproximadamente equidistantes, mediante el método de Emery adaptado (Spagnuolo *et al.*, en prensa, a). En cada perfil se procedió a realizar un relevamiento geomorfológico de la playa y sectores aledaños y otras observaciones geológicas.

Esta metodología de trabajo posibilita definir el perfil de playa para el momento de la observación y su relación con las geoformas de su entorno hacia el continente.

La línea de ribera tiene la siguiente configuración: una amplia escotadura al norte, entre Punta Delgado y Punta Sierra, casi carente de accidentes geográficos, con excepción de Punta Colorada y el conjunto de tómbolos de Islote Lobos; otra escotadura similar al sur, entre Punta Pórfido y la zona de Bardas Blancas, con un número mayor de accidentes menores, muchos de ellos sin nominar, entre los que se destacan Punta Pozos y Punta Odriozola. Entre Punta Sierra y Punta Pórfido la costa es más o menos rectilínea (Fig. 1a).

La franja costera se caracteriza por una serie de desniveles cuyo límite occidental es la curva de nivel de 200 m; particularmente se encuentran los determinados por las isoipsas de 50 m y 100 m.

Al norte del arroyo Salado pudo observarse la presencia de barrancas que siguen los contornos de las curvas de nivel de 100 m a 200 m. Estas son escarpas de erosión retrocedentes labradas principalmente en los afloramientos resistentes de la Formación Patagonia. Separan diferentes niveles de pedimentos cons-

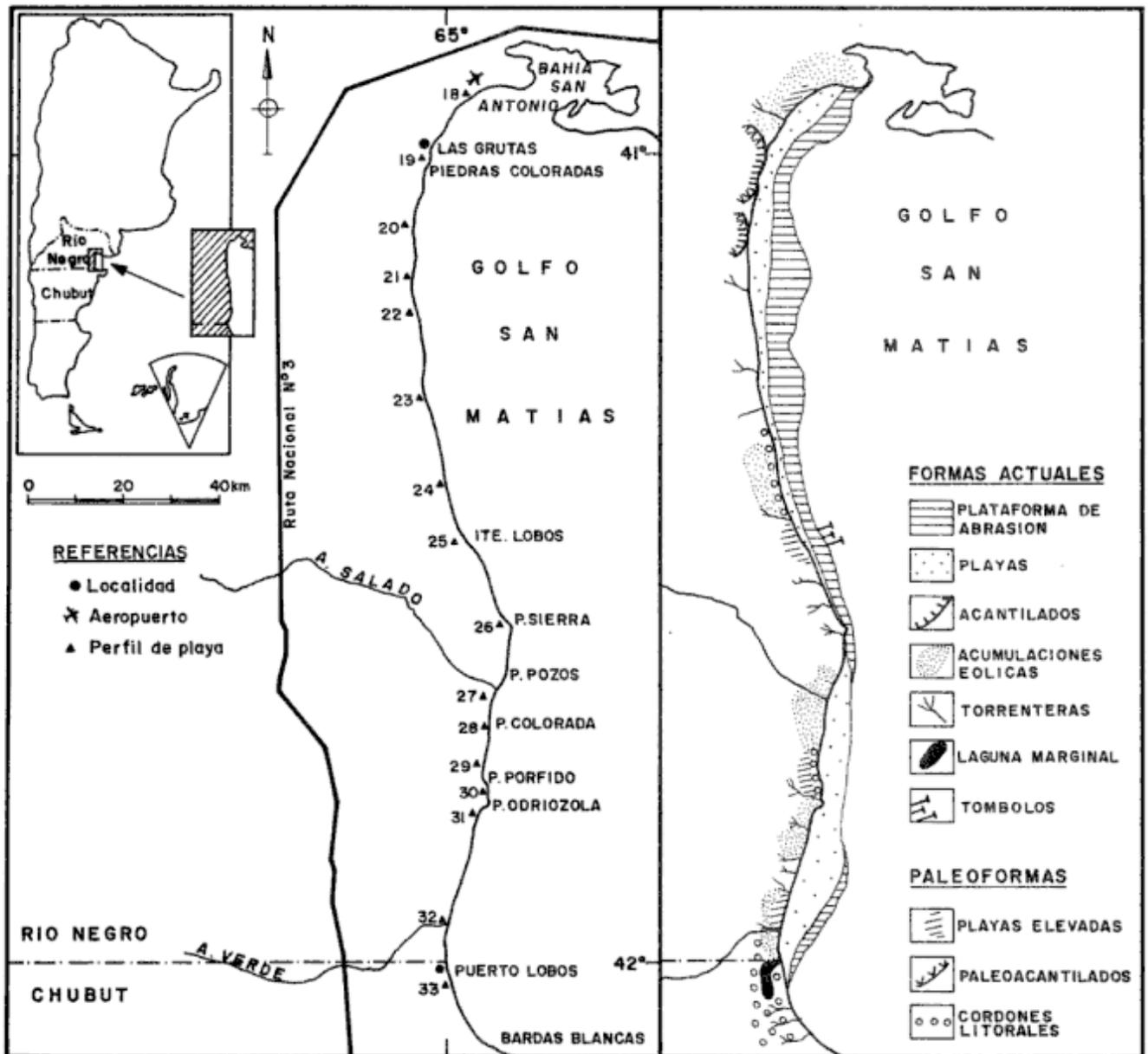


Figura 1: Distribución de las unidades litoestratigráficas aflorantes

truidos sobre superficies de erosión (Weber 1983).

Entre los arroyos Salado y Verde, la topografía del paisaje modelada sobre afloramientos volcánicos del Complejo Marifil, no muestra escarpas en el sector costero.

Al sur del arroyo Verde nuevamente aparecen barrancas vinculadas a un ambiente mesetiforme labrado por erosión fluvial. Este proceso erosivo disecta una amplia superficie de pedimentación Pliopleistocena, sobre la que se desarrollaron extensos abanicos aluviales provenientes del oeste durante el Pleistoceno (Cortés 1987).

La variada litología de este sector, compuesta por rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias, crea un

relieve bien diferenciado en el paisaje costero. Hacia el norte del arroyo Salado y al sur del arroyo Verde, predominan las formas mesetiformes, con planos depositacionales fuertemente recortados por erosión retrocedente. Esto se debe a una red de drenaje de cauces cortos aproximadamente perpendiculares a la costa, cuyas nacientes no sobrepasan la cota de 100 m, de régimen torrencial y temporario por las escasas lluvias regionales. El sector ubicado entre los arroyos Salado y Verde, en cambio, está constituido por un relieve de suaves lomadas, donde resaltan algunos cuerpos porfíricos resistentes a la erosión que regionalmente reciben la denominación de "sierras". La red de drenaje es densa, de tipo dendrítico y de

Tabla 1: Esquema comparativo de las unidades estratigráficas

Perfil	Longitud (m)	Desnivel (%)	Ancho Playa (m)	Ancho Plataforma Abrasión (m)
18	894,00	9,25	250,00	644 (parc.cub.arena)
19	435,00	9,41	80,00	355
20	770,00	9,89	70,00	700 (parc.cub.arena)
21	1600,00	7,26	400,00	1200
22	930,00	7,38	80,00	850
23	1060,00	6,06	60,00	1000
24	400,00	10,33	40,00	360
25	505,00	7,40	50,00	455
26	282,00	9,70	32,00	250
27	455,15	12,67	455,15	--- (cubierta arena)
28	232,80	11,76	232,80	150 (fuera perfil)
29	230,40	9,40	230,40	150 (fuera perfil)
30	226,10	14,41	226,10	165 (fuera perfil)
31	395,50	7,14	395,50	150 (aflor. saltuario)
32	433,00	8,29	103,00	330
33	139,59	11,44	139,50	No posee

mayor desarrollo, si bien su régimen es igualmente temporario e irregular. Algunos arroyos, como el Salado y el Verde, alcanzan excepcional longitud, fijando sus nacientes en los bordes de la meseta de Somuncurá al oeste.

En consecuencia, es probable que gran parte del material aportado a la playa desde el continente se origine por la acción erosiva hídrica sobre las rocas aflorantes en la franja costera. Debe sumarse a esto el sedimento transportado por el agente eólico, que es importante, ya que los vientos predominantes, generalmente de regular intensidad, son del oeste y noroeste. La escasa y rala vegetación de pastos y gramineas, típica de regiones áridas, favorecería la remoción de la cubierta sedimentaria y su transporte desde sitios más alejados.

Descripción geomorfológica

En el área se reconocieron las geoformas actuales y paleoformas que se detallan y describen a continuación (Fig. 1b).

Formas actuales

Plataformas de abrasión

Son de carácter rocoso y aparecen en forma casi continua a lo largo del tramo de costa estudiado. En algunos sectores se presentan parcialmente cubiertas por materiales sueltos tales como arena, guijarros, etc. (perfiles 18, 20, 27 y 31). En otros casos son interrumpidas por pequeñas playas acrecionales (perfiles 28, 29 y 30). Solamente el perfil realizado en

Puerto Lobos no presenta plataforma ya que se discontinúa 2 km al norte.

El ancho es variable, entre 1200 m (perfil 21) a 150 m (perfiles 28, 29 y 31). Sin embargo las más extensas y de ancho más variables se encuentran al norte del perfil 25; al sur son más estrechas y de amplitud más constante (Tabla 1).

La litología de estas plataformas es de naturaleza variada ya que corresponde a diferentes formaciones, cuyas edades abarcan desde el Precámbrico hasta el Cenozoico. Se han reconocido las siguientes litologías:

a) Metamorfitas de bajo grado (pizarras, filitas y esquistos moteados) en un trecho situado a un kilómetro al sur del Punta Colorada hasta el perfil 30.

b) Granitoides en Islote Lobos y los perfiles 26 y 30.

c) Cuarcitas en un reducido afloramiento sobre la margen norte de la desembocadura del arroyo Salado.

d) Riolitas, tobas riolíticas y dacitas en punta Pórfido y Puerto Lobos.

e) Calizas y calizas coquinoideas al sur del perfil 21 hasta 1000 m al sur de Punta Colorada, interrumpidas en partes.

f) Calizas y areniscas calcáreas desde el sur de punta Odriozola hasta Puerto Lobos.

g) Areniscas y areniscas tobáceas entre el perfil 18 y el 19.

h) Conglomerados y areniscas tobáceas conglomeradas en forma saltuaria entre el perfil 18 y el 20.

Esta variada litología determina diferentes esquemas de erosión por efecto de la abrasión marina, que están condicionados a causas tales como: controles texturales (diacclas, planos de estratificación o de esquistos); acción biogénica (orificios de cavadores, tubos, etc.) o acción química (disolución y alteración de rocas).

En algunos sectores la plataforma de abrasión presentaría indicios de reactivación erosiva. Así se ha podido observar la presencia de un "escalón" cuyo desnivel oscila entre 1,50 m a 2,00 m cerca de la línea de bajamar en los perfiles 19 y 24.

Playas

Se distinguen dos tipos: a) unas formadas por una franja estrecha y continua, que se prolonga en la plataforma de abrasión, b) otras más pequeñas y discontinuas que, en forma esporádica, interrumpen la continuidad de dicha plataforma (Tabla 1). En general están integradas por material arenoso.

Las de tipo "a" se localizan principalmente al norte del perfil 25; su ancho varía entre 32 m a 80 m. En algunos casos culminan en un cordón medanoso en su parte distal, continuándose hacia el mar en una berma, a partir de la cual descienden con marcada pendiente hacia una extensa plataforma de abrasión; son ejemplos los perfiles 19 y 20. En otros casos comienzan en una pequeña berma arenosa que, mediante una zona de resaca sin quiebres notables de pendiente, se extienden hasta la plataforma; se encuentran en los perfiles 22, 23 y 24.

En este sector hay dos lugares (perfiles 18 y 21) cuyas playas presentan características particulares. La del perfil 18 es arenosa y comienza a partir de un cordón medanoso fijo a semi fijo que cubre parcialmente a una antigua playa elevada formada por conchillas trituradas de moluscos actuales y a un cordón de grava y guijarros; continúa con una berma de rodados y grava fina en matriz arenosa, de 70 m de extensión, que cambia luego su pendiente hacia una extensa superficie arenosa, con afloramientos saltuarios de las Formaciones Patagonia y Baliza San Matías.

La del perfil 21 es la más extensa, con un ancho de 1600 m. Comienza en un cordón medanoso de escasa altura con una planicie de marea de 400 m de ancho, de tipo limo-arcilloso. Una angosta faja medanosa, de altura no mayor a 0,50 m y vegetada por espartinas, la separa de un sector estrecho constituido por un aglomerado de rodados con diámetro promedio de 5 cm en matriz arenosa, que culmina en una extensa plataforma de abrasión.

Las playas del tipo "b" se extienden hacia el sur a partir del perfil 25. Son pequeñas, arenosas y con afloramientos rocosos saltuarios (Tabla 1). Estos sectores tendrían carácter acrecional, ya que su cons-

trucción estaría vinculada a fenómenos de refracción de olas en las puntas o salientes de las plataformas de abrasión que las cierran en sus extremos. Un ejemplo claro en tal sentido es la playa del perfil 31 que forma una bahía extendida entre la punta Odriozola por el norte y un afloramiento rocoso de la plataforma de abrasión por el sur. El tren de olas, proveniente del este, es modificado por refracción en ambas puntas, permitiendo la depositación de material arenoso fino en el ámbito protegido de la bahía. Otro ejemplo interesante en este segundo grupo, por sus características particulares, es la playa del perfil 28. Se trata de una bahía en forma de arco, subdividida en una serie de playas menores con la misma forma, separadas por prolongaciones arenosas que, a modo de tómbolos, apoyan sus extremos en afloramientos rocosos de la plataforma de abrasión. Este tipo de playas "en guirnaldas" es definida por Guilcher (1957) como "playas de interior de bahía". Aquí también actúan en su construcción efectos de refracción de olas sobre los islotes graníticos que emergen en la boca de la bahía.

El sector estudiado culmina por el sur en la playa del perfil 33. La misma tiene carácter netamente acrecional. Está construida principalmente por grava gruesa y fina y arena gruesa. Es de ancho reducido y fuerte pendiente (Tabla 1), lo que determina una marcada selección del tamaño del grano en función de la energía de olas en la zona de lavado (*swash* y *backwash*). En la zona intermareal aparecen por lo menos tres quiebres de pendiente limitados por cuspidos alineados, integrados por gravas en el nivel superior y por arena gruesa en el inferior, la playa carece de plataforma de abrasión, la cual se interrumpe 2 km al norte para reaparecer hacia el sur en la zona de Bardas Blancas.

Acantilados

Esta geoforma se observa solamente en los perfiles 19 y 20. En ambos casos está construida en sedimentos de la Formación Patagonia.

En el perfil 19 tiene alrededor de 5 km de extensión y una altura máxima de 8 m. Es un acantilado activo, con pared vertical, presencia de medias cañas erosivas en la base, cuevas de rompiente y efectos de "sopladuras" en diaclasas verticales. Estos rasgos erosivos están generados por acción hidráulica (olas, mareas, etc.) junto a la acción física de rodados existentes en el sector de playa.

En el perfil 20 el acantilado tiene una longitud de 2 km y una altura no mayor a 10 m. Es estabilizado, con una pared cuyo ángulo de pendiente es menor de 90°, rasgos de erosión retrocedente por acción hídrica continental (presencia de cañadones), conos de derrubio y desarrollo de vegetación. Además está separado del sector de playa por una franja de 100 m de ancho, formada por una acumulación medanosa de altura no mayor a 1 m, fuertemente vegetada.

Acumulaciones eólicas

Están representadas principalmente por escasos cordones medanosos discontinuos, de altura y ancho muy variables.

En el perfil 18 se han reconocido tres cordones medanosos fijos a semifijos, con un ancho no mayor a los 100 m y cuya altura no sobrepasa los 2,5 m. Luego en forma de un único cordón de un ancho promedio de 50 m, se continúa hasta Piedras Coloradas. Aquí el cordón se apoya contra el pie del paleoacantilado, con una altura que alcanza los 10 m y en parte es cortado por acción hídrica continental.

A partir de Piedras Coloradas y hasta el arroyo Salado, las acumulaciones medanosas son de escasa significación, limitándose en algunos lugares a una angosta franja arenosa de 20 a 30 m, fijada por vegetación xerófila.

A la altura del arroyo Salado, este tipo de depósito tiende a desarrollarse principalmente en las desembocaduras de arroyos y cañadones. Son por lo común médanos fijos a semifijos, cuyas alturas oscilan entre 2 m a 5 m. La franja medanosa es por lo general angosta, entre 50 y 100 m, si bien, como se señaló, en algunas desembocaduras, como la del Salado, llegan a 1 km.

En punta Odriozola, en un tramo de costa de dirección este-oeste y de 2 km de extensión, aparecen dos campos de médanos vivos alargados según un eje sudoeste-noreste que cubren una superficie de alrededor de 0,75 km².

Torrenteras

Aparecen en diversos sectores y están constituidas por cañadones estrechos y de corto recorrido que muy raramente superan el kilómetro. Por lo común cortan perpendicularmente la línea de costa. Son escasas al norte de la desembocadura del arroyo Salado y se

incrementan hacia el sur. Estas torrenteras sirven de drenaje a aguas torrenciales continentales y constituyen una fuente de detritos al sector de playa a partir de las rocas aflorantes en la franja costera.

Laguna marginal

Esta geoforma se reconoció a la altura de Puerto Lobos. Se desarrolla paralelamente a la línea de costa actual y se halla limitada al este y oeste respectivamente por dos cordones de arena gruesa y grava. El oriental tiene una edad de 3310 ± 90 años A.P. y el occidental 20300 ± 350 años A.P. (Bayarsky y Codignotto 1982).

La laguna tiene una longitud de 2,5 km y un ancho máximo de 400 m. Está conectada al mar por una boca de 100 m de ancho situada en el extremo norte, que permanece parcialmente abierta permitiendo el ingreso y retiro del agua marina. El fondo lo constituyen sedimentos limo-arcillosos asociados a materiales psamíticos y psefiticos en las proximidades de los cordones. Ha sido definida como una laguna obstruida y está en proceso de colmatación (Spagnuolo *et al.*, en prensa, b).

Paleoformas

Playas elevadas

Se aplica aquí esta denominación a algunos niveles de playas "inactivos" encontrados en pocos lugares. Los mismos están elevados de 3 a 5 m sobre el actual nivel marino y corresponden a fluctuaciones de dicho nivel posiblemente muy recientes.

El caso típico está en el perfil 18, donde, en una excavación próxima al inicio del perfil, pudo observarse la presencia de niveles subhorizontales de conchillas actuales situados por debajo de un depósito de arenas con restos de conchillas. Sobre este último nivel se acumulan cordones medanosos. En el perfil 25 es también probable la existencia de esta paleoforma. A la altura del perfil 29 se han reconocido igualmente niveles horizontales de rodados con intercalaciones de arena gruesa a media. Esta área tiene 100 m de ancho, está parcialmente cubierta de médanos y su altura sobre el nivel del mar es de 5 m. En el perfil 32 existe igualmente un nivel de playa a 3 m por encima del actual, formado por arena, rodados y conchillas recientes.

Paleoacantilados

Teniendo en cuenta que este tramo de costa presenta únicamente acantilados en los perfiles 19 y 20, sólo

se ha podido asociar la presencia de paleoacantilados con los extremos terminales de dichos sectores. Son en general de escasa significación.

Cordones litorales

A la altura del perfil 24 hay por lo menos dos cordones de conchillas con restos de bivalvos y gastrópodos actuales. Se encuentran a lo largo del extremo distal de la playa alta y cubren un ancho aproximado de 80 m. Estos cordones con rasgos similares se extienden hacia el sur en forma más o menos continua. Culminan a la altura de Islote Lobos en cuyo perfil se ha reconocido un solo cordón de ubicación y composición comparable con los anteriores.

Hacia el sur vuelven a encontrarse dos cordones en el perfil 29, a 500 m de la costa. Son bajos, extendidos y están constituidos por arena fina y rodados de hasta 5 cm de diámetro.

En el perfil 33 es donde estas geoformas están mejor representadas. Cubren una franja de 4000 m de ancho y fueron estudiadas por Bayarsky y Codignotto (1982). Estos autores reconocen la existencia de cuatro cordones más internos de edad pleistocena y dos sobre la actual línea de costa, de edad holocena. Están integrados por rodados y gravas con restos de conchillas; su altura oscila entre 8 a 10 m y están separados por sectores planos e inundables de escasa pendiente.

Análisis geomorfológico y evolución holocena

El análisis de las geoformas descriptas precedentemente indica que, en términos generales, la costa estudiada presenta rasgos de madurez. Una conclusión similar establece Weber (1983) para el sector comprendido en su hoja geológica.

Esta propuesta se apoya en las siguientes características más destacadas:

a) Acción marina sobre los acantilados: de los escasos sectores que presentan estas geoformas en el área, sólo en Las Grutas puede observarse una moderada acción de abrasión. En el del perfil 20, las condiciones son de estabilidad y el pasaje a un acantilado muerto está determinado por la adquisición de un perfil de equilibrio maduro en la playa y el desarrollo de una zona de acumulación al pie del mismo, característica que se aprecia en este perfil.

b) Desarrollo de una playa continua: la misma, de composición principalmente arenosa, se ha reconocido a lo largo de toda la costa. De acuerdo con Thornbury (1966) este es uno de los rasgos de madurez asociados

a la línea de ribera en sectores acantilados. Si bien es probable que sufra cambios estacionales, es de destacar su grado de permanencia, aún en sectores de la costa donde pueden estimarse condiciones de alta energía, como en el balneario Las Grutas. Pese a ello, en ese sector se presenta como zona de recreación turística.

c) Construcción de cordones litorales: los mismos han podido observarse con distinto grado de desarrollo en la zona de Puerto Lobos, bahía de San Antonio y el tramo entre los perfiles 24 y 25. Su presencia indica el carácter acrecional de dichos sectores durante el Cuaternario.

d) Formación de una laguna marginal; se encuentra en Puerto Lobos. Aunque de reducidas dimensiones, su estado actual de evolución, caracterizado por un proceso de colmatación, indicaría el carácter regresivo de la misma.

e) Presencia de otras formas constructivas de acumulación: se han reconocido tómbolos, que vinculan peñascos rocosos de la plataforma de abrasión con la costa. El área tipo es la de Islote Lobos. Asimismo, al norte del sector y no muy lejos de donde se realizó el perfil 25, se reconoció un tipo de playa de interior de bahía. Guilcher (1957) la define como una forma durable de playa en la que pueden desarrollarse playas secundarias, separadas por prolongaciones arenosas estribadas en puntas rocosas, tal como las que aparecen en el sector mencionado.

La evolución de las geoformas analizadas puede estimarse que tuvo lugar a partir del Pleistoceno superior, luego que el último evento ingresivo marino en esta área dejara los depósitos de la Formación Baliza San Matías. A partir del Pleistoceno superior tardío y el Holoceno se acentúa un proceso de continentalización caracterizado por depósitos de arena, grava y conchilla en forma de cordones, playas y acumulaciones eólicas pertenecientes a la Formación San Antonio, depósitos eólicos de la Formación Punta Villarino y, en épocas recientes y actuales, sedimentos litorales (Gelós *et al.* 1993).

Con los materiales sedimentarios de estas formaciones y mediante la acción combinada de la dinámica ácuea y eólica, se construyen las geoformas litorales actuales. En términos generales las geoformas acrecionales predominan sobre las erosivas en este sector. Esto podría estar indicando el predominio de una pirogénesis positiva. Es probable que, en épocas recientes, se hayan producido oscilaciones de breve duración en el nivel marino, cuyos efectos se han marcado únicamente sobre las plataformas de abrasión. Como ejemplos pueden citarse la presencia de "escalones" en las mismas en algunos de los sectores estudiados y, probablemente la eliminación por efec-

tos de abrasión de los depósitos marinos de la Formación Baliza San Matías, de la cual sólo quedan algunos remanentes en el área de San Antonio Oeste y en el perfil 30.

La evolución reciente y actual del ambiente geomórfico costero en este sector, tendería a establecer un grado de equilibrio entre los mecanismos de erosión y acreción. Esto posibilita considerar la existencia de condiciones de estabilidad en los procesos de modelado del relieve costero por acción marina.

Conclusiones

El relieve de este sector litoral está constituido por geoformas actuales y paleoformas. La construcción de las mismas se relaciona con procesos dinámicos marinos y eólicos y, en menor medida, con aguas de escurrimiento superficial. El esquema morfológico de evolución reciente y actual parece indicar que la relación entre erosión-acreción estaría determinado condiciones generales de estabilidad. Las características de tipo acumulativo, si bien son dominantes, no parecen indicar que las condiciones dinámicas constructivas tengan capacidad en la actualidad para desarrollar geoformas con rapidez. Por su parte, los rasgos erosivos sólo están limitados a sectores puntuales y tienen por lo común una acción moderada.

Agradecimientos

A las autoridades de HIPASAM y del ITMAS "Los Alamos" por el apoyo logístico brindado. A los dibujantes Leticia Luro y Walter Melo por las ilustraciones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angulo, R., Fidalgo, F., Gómez Peral, M y Schnack, E., 1978. Las intrusiones marinas cuaternarias en la bahía de San Antonio y sus vecindades (provincia de Río Negro). 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1; 271-283. Buenos Aires.
- Bayarsky, A. y Codignotto, J., 1982. Pleistoceno Holoceno marino en Puerto Lobos, Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (1): 91-99.
- Cortés, J.M., 1987. Descripción geológica de la Hoja 42h "Puerto Lobos" Provincia del Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín, 202: 1-93.
- De Alba, E., 1964. Descripción geológica de la Hoja 41j "Sierra Grande", provincia de Río Negro. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín, 97: 1-68.
- Gelós, E., Schillizzi, R.A. y Spagnuolo, J.O., 1988. Las unidades morfológicas de la costa norte del Golfo San Matías y su evolución. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (3): 303-315.
- Gelós, E., Schillizzi, R.A. y Spagnuolo, J.O., 1993. El Mesozoico Superior-Cenozoico de la costa occidental del golfo San Matías. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (4): 423-426.
- González Díaz, E.F. y Malagnino, E., 1984. Geomorfología. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 347-366. Buenos Aires.
- Guilcher, A., 1957. Morfología litoral y submarina, Ed. Omega S.A., 274, Barcelona.
- Núñez, E. Bachman, E., Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuain, A. y Sepúlveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del macizo Somuncura, provincia de Río Negro, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica; 4: 247-266. Buenos Aires.
- Spagnuolo, J.O., Schillizzi, R.A. y Gelós, E.M., en prensa, a. Adaptación del método de Emery a perfiles de playa de gran extensión. Revista Atlántica. Río Grande, Brasil.
- Spagnuolo, J.O., Schillizzi, R.A. y Gelós, E.M., en prensa, b. Evolución geológica y características físicas de la laguna costera de Puerto Lobos. Chubut, Argentina. Revista Atlántica. Río Grande, Brasil.
- Thornbury, W.D., 1966. Principios de geomorfología. Ed. Kapeluz: 643 p. Buenos Aires.
- Weber E.I., 1983. Descripción geológica de la Hoja 40j "Cerro El Fuerte", provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 196: 1-68.

Recibido: 29 de octubre, 1990

Aceptado: 14 de setiembre, 1992

El basamento de la Sierra de Fiambalá, Provincia de Catamarca

S. PAGE¹, R.F.N. PAGE^{1,2} y M. VIRUEL de RAMIREZ²

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

²Secretaría de Minería, Avda. Julio A. Roca 659, 9º, 1006 Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT. *Basement of Sierra de Fiambalá, Catamarca Province.* The Sierra de Fiambalá is a north-south elongated block, uplifted by high-angle reverse faults along the eastern side of the sierra. Pelitic schists in the west and more calcareous rocks in the east, both with interbedded sandstones, comprise the metasedimentary basement. The oldest granitic intrusion, Cambrian in age, is exposed at the south-western extremity of the sierra; compositional variations and textural evidence suggest a complex source and multistage intrusion. This intrusion was followed by a long-lived Late Cambrian to Late Ordovician, deformational, metamorphic and magmatic cycle. At the peak of the regional metamorphism during the Early Ordovician, basic igneous magma was intruded to form the Fiambalá Gabbro, a concordant, lensoid synkinematic body. The last recorded Palaeozoic magmatic episode is represented by Carboniferous granites. These have a clear-cut epizonal and posttectonic attitude, suggesting basement uplift prior to the emplacement of the granite.

Introducción

El lapso comprendido entre el cierre del Precámbrico y el Carbónico fue testigo de importantes desplazamientos corticales en el borde suroccidental del Proto-Gondwana. A consecuencia de los mismos, hacia el término del Carbónico el Supercontinente quedó ensamblado. El proceso de amalgama involucró dos importantes ciclos. Entre una fecha incierta pero cercana a los 700 Ma y el Cámbrico inferior se desarrollaron eventos térmicos, magmáticos y tectónicos cuyos efectos han sido descritos como Orogenia Panamericana (Harrington 1975), Pampeana (Aceñolaza y Toselli 1976) o Brasiliana (Almeida *et al.* 1976). La "Colisión" del Macizo de Arequipa en el norte y las Sierras Pampeanas, más al sur, al área "cratónica", son ejemplos de los hechos de este período (Ramos *et al.* 1984; 1986; Damm *et al.* 1987; Ramos 1988 y 1989). El segundo ciclo, la Orogenia Caledónica, Pan Africana (Kennedy 1964) o localmente Famatiniana (Aceñolaza y Toselli 1976; Coira *et al.* 1982; Ramos 1988) produjo la acreción de "Chilenia" y la Precordillera (Ramos *et al.* 1984; Ramos 1988) y, en general, la consolidación continental. El detalle de esta dinámica es aún incipiente; sin embargo ya se han identificado los "terrenos" involucrados y la cronología de los principales eventos (McBride *et al.* 1976; Rapela *et al.* 1982; Bachmann *et al.* 1987). Definida la estratigrafía magmática y tectónica del margen continental, los interrogantes principales se refieren al significado de cada uno de los elementos intervinientes. En este sentido, por su composición y ubicación geográfica, la sierra de Fiambalá ofrece la oportunidad

de analizar los procesos de consolidación continental durante el ciclo Famatiniano. Por una parte, por su carácter de estructura en bloque elevado por la tectónica Andica, muestra en superficie tres de las unidades tectomagmáticas de importancia regional: 1. Intrusivos graníticos cámbricos; 2. Ensamblajes metamórficos ordovícicos en facies anfibolita, localmente granulitas, asociados a migmatización y 3. Emplazamientos de cuerpos gábricos. Durante el Carbónico se produce otro importante evento intrusivo granítico de actitud posttectónico.

Por otra parte, por su posición marginal en las Sierras Pampeanas, cercana a la transición Precordillera-Sierras Pampeanas, la estratigrafía y evolución de la sierra de Fiambalá es representativa del comportamiento del margen continental durante ese período.

En este trabajo se dan a conocer resultados de una revisión de la geología de esta sierra realizada en el marco de un convenio de cooperación CONICET-NSF (EE.UU.), que tiene por objeto analizar la génesis y el significado tectónico de los cuerpos máficos y ultramáficos de las Sierras Pampeanas con especial énfasis en los correspondientes a la sierra de Fiambalá.

Ubicación y sinopsis geológica del sector sur de la sierra

La sierra de Fiambalá es una elevación de forma elongada, orientada según una dirección norte-sur, ubicada en el sector noroccidental de la provincia de Catamarca. Se encuentra inmediatamente al norte de la ciudad de Tinogasta y al este del pueblo de

Fiambalá. Es una típica sierra "Pampeana", en la que el basamento cristalino ha sido corrido en bloque por encima de conglomerados del Terciario superior, por medio de fallas inversas de alto ángulo ubicadas en el flanco oriental (González Bonorino 1950). La Fig. 1 es un esquema simplificado de la geología del tercio sur de la sierra.

El basamento cristalino de Fiambalá ha sido descrito por Penck (1920); Kittl (1932 a y b); González Bonorino (1972), Villar (1970, 1982) y Villar *et al.* (1978). Es una secuencia de esquistos, gneises y migmatitas, cuyos protolitos se interpretan como sedimentarios y de edad precámbrica. Su petrografía permite inferir variaciones faciales en la sedimen-

tación original, aún hoy reconocibles en el terreno: por una parte rocas metagrauváquicas y metapelíticas y por otra, una facies constituida por metacalcosilicatos. Fracciones arenosas, aunque poco frecuentes, se encuentran asociadas a ambas facies.

El proceso deformativo ha desarrollado una fuerte estructura esquistosa de rumbo NNO-SSE y buzamiento variable como consecuencia del plegamiento y fracturación posterior. Se observan dos órdenes de plegamiento megascópicos: un primer orden con ejes paralelos a la esquistosidad, a la que pliega con longitudes de onda que pueden alcanzar los 100 m y un segundo orden menor, de escala meso-microscópica. Estas estructuras se encuentran mejor desarrolladas

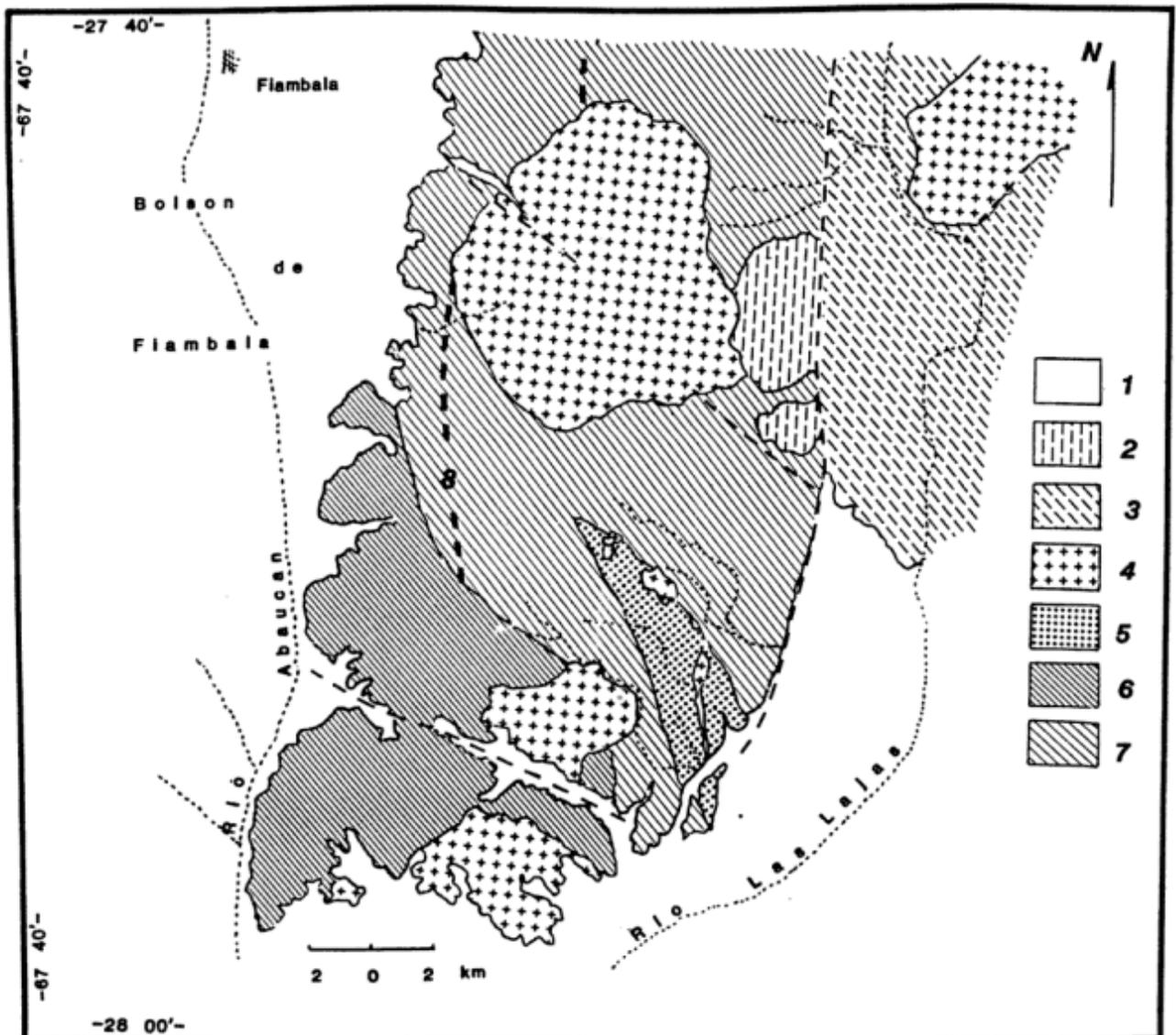


Figura 1: Geología simplificada del tercio sur de la sierra de Fiambalá. 7: Esquistos y migmatitas, 6: Ortogneis La Puntilla, 5: Gabro Fiambalá, 4: Granitos epizonales carbónicos, 3: Terciario sedimentario, 2: Gravas cuaternarias dislocadas, 1: Cuaternario no diferenciado, 8: Límite occidental de la migmatización según González Bonorino (1972)

en las rocas de composición original limo-arcillosa.

La secuencia metasedimentaria fue intruida por granitoides de tipo aluminoso, los que afloran en el extremo suroeste de la sierra (Ortogneis de La Puntilla, Penck 1920; González Bonorino 1972). Se encuentran foliados y sus características estructurales indican que el emplazamiento fue pre-sincinemático con la deformación. Por sus características estructurales, químicas y petrográficas, se considera que constituyen un cuerpo complejo producto de procesos que combinan distintos períodos de intrusividad y anatexis. El carácter aluminoso está relacionado a la mineralogía constituida por cuarzo, dos micas, feldespato potásico o plagioclasa. Según el sector de afloramiento considerado predomina uno u otro feldespato. Son comunes las texturas de reacción. Una datación U/Pb ha establecido como cámbrica su cristalización original (Grissom 1988; Grissom com. pers.).

Durante el Ordovícico, acompañando lo que se interpreta como el máximo de deformación y metamorfismo regional, se produjo el emplazamiento de un cuerpo gábrico de forma elipsoidal, con 25 km² de afloramiento. Asociado a esta intrusión e intercalados en la secuencia metasedimentaria se encuentran numerosos cuerpos menores satelitarios; son filones capa de anfíbolitas que aquí se interpretan cogenéticas con el afloramiento principal. El gabro de Fiambalá fue metamorfizado, deformado y ascendido previo al emplazamiento durante el Carbónico, de varios stocks graníticos.

En la región descrita los granitos constituyen tres cuerpos principales: Granito Los Ratonos (60 km²) el mayor y más septentrional, Granito Cuestanzune y Granito La Florida; cuerpos menores se dispersan en toda la región. Se trata de intrusivos epizonales constituidos por ortosa, cuarzo, muscovita, biotita y plagioclasa, y se caracterizan por mostrar mineralización de wolframio, estaño, molibdeno y fluorita. Tienen contactos discordantes y netos, con desarrollo de angostas zonas de reemplazo en la periferia de los contactos, con una paragénesis retrógrada respecto del metamorfismo regional. Por sus características estructurales y petrográficas, estos stocks definen posiciones poco profundas, epizonales y actitud claramente posttectónica. Arrospide (1974) estableció su edad carbónica, aproximadamente 150 Ma más jóvenes que el evento metamórfico-magmático anterior, por ello se los considera independientes del ciclo Famatiniano y relacionados a los procesos gondwánicos.

Con posterioridad al emplazamiento de los granitos carbónicos siguió un período de ascenso y denudación con formación de marcadas peneplanicies. Esta actividad perduró hasta el Terciario con interrupciones

(González Bonorino 1972). El ascenso Andino determinó un período de erosión y acumulación sedimentaria que la tectónica posterior y el ascenso de los bloques Pampeanos deformó durante el Pleistoceno.

Se describen a continuación las principales unidades expuestas en el tercio sur de la sierra de Fiambalá.

Las rocas metasedimentarias

La transformación de los sedimentos precámbricos en los esquistos, gneises y migmatitas actuales se produjo mediante la acción de varios procesos independientes (Tabla 1). El primero sin duda corresponde a su subsidencia en tiempos no más jóvenes que el Cámbrico inferior hasta condiciones de temperaturas y presiones suficientes para formar sillimanita, diópsido, escapolita y wollastonita. La existencia de eventos metamórficos anteriores, no ha sido observada; en todo caso, el evento regional ordovícico en este sector de la sierra ha borrado toda huella de ensambles mineralógicos y texturales previos. Asociado a las condiciones de presión y temperatura del evento regional, se produjeron removilizaciones de material de composición granítica (microclino, cuarzo, en equilibrio con una fase acuosa) la que determinó una generalizada migmatización. Previo a la deformación se produce la intrusión gábrica ordovícica, la que no está afectada por los procesos que originaron la migmatización.

Otro proceso corresponde a un evento metamórfico posterior, el que por las reacciones mineralógicas involucradas y la mineralogía diagnóstica, define condiciones pos-cinemáticas de menor temperatura relativa, en la facies de anfíbolita.

El emplazamiento de los granitos carbónicos determinó la formación de aureolas de contacto, también retrógradas respecto del metamorfismo regional; sin embargo se interpretan ambos procesos, la intrusión granítica y el metamorfismo concomitante como independientes de la evolución del Paleozoico inferior y relacionada a la actividad Gondwánica.

Metamorfismo regional

Durante el Ordovícico (450-500 Ma) las Sierras Pampeanas fueron sometidas a un proceso de metamorfismo regional de gran distribución, ya que sus manifestaciones han sido observadas en todo el ámbito de las Sierras Pampeanas y en el antepaís andino al este de la Puna (Willner *et. al.* 1987). En Fiambalá, este proceso originó rocas pertenecientes a la facies anfíbolita, de amplia distribución en toda la región;

con variaciones locales de mayor y menor grado; es decir esquistos micáceos y granulitas. En este último caso se observa una estrecha relación con los procesos de generación de soluciones de composición granítica y migmatización.

Esquistos micáceos, gneises y gneises migmatíticos son los representantes metamórficos derivados de rocas pelíticas y pelítico-arenosas. Aquéllas de composición original con importante participación carbonática y arenosa impura subordinada, han pasado a ser gneises calcosilicáticos y mármoles cristalinos con abundantes silicatos.

Los principales constituyentes de las rocas metapelíticas son cuarzo, biotita, granate y cantidades subordinadas de feldespatos (plagioclasa y/o feldespato potásico), como minerales accesorios hay allanita, apatita, circón y cordierita. Se agregan muscovita o sillimanita, en las variedades de menor o mayor grado metamórfico, respectivamente. Es posible observar un aumento en el grado metamórfico en relación con los sectores más intensamente migmatizados, superándose localmente el límite de grado medio (anfíbolita), con asociaciones correspondientes al paleosoma con sillimanita y un neosoma de composición granítica (microclino y cuarzo), con cantidades variables de granate. En los representantes de menor grado metamórfico y con escasa a nula participación migmatítica, es posible observar una alternancia de capas de minerales micáceos y tectosilicatos de milímetros de espesor; se interpreta este bandeamiento como de probable origen sedimentario relíctico.

En las rocas calcosilicáticas las condiciones del metamorfismo, temperatura, presión, así como las fases acuosas solidarias con la migmatización fueron suficientemente activas y abundantes como para originar rocas sin esquistosidad o pobremente representada. Están constituidas por wollastonita, escapolita, clinopiroxeno (diópsido); se observan algunos cristales de plagioclasa de composición intermedia (andesina) y cantidades variables de cuarzo, calcita y microclino. Dada la naturaleza altamente reactiva del protolito carbonático, esta asociación mineralógica se interpreta en relación con la asociación observada en las metapelitas. En ellas el mayor grado metamórfico hallado queda definido por la aparición de sillimanita. Corresponde a la "facies granulita" de Villar *et al.* (1978) y Grissom (1988).

Se asume que estos minerales y sus texturas indican que los procesos metamórficos actuaron en condiciones de presión y temperaturas media-alta, en equilibrio con una fase acuosa importante y manifestando las rocas carbonáticas un comportamiento plástico frente a la deformación.

Migmatización

A semejanza de lo que ocurre en buena parte del basamento metamórfico de las Sierras Pampeanas noroccidentales (Camino 1979), en amplios sectores de la sierra de Fiambalá las rocas esquistosas se encuentran localmente migmatizadas. Constituyen el "Zentralgneiss" en la nomenclatura de Penck (1920). Este autor propuso un modelo genético relacionado con la fusión de material sedimentario a la que se sumó una "...enorme inyección...". Intrusivos como el granito aflorante en la quebrada El Molle (I en la escala de Penck), fuera del sector aquí considerado, habrían sido los responsables de la inyección. González Bonorino (1972) ha destacado que el proceso se debe a fenómenos de inyección de material granítico a lo largo de fajas paralelas al rumbo de la esquistosidad. Las rocas migmatíticas se ubican al este de una faja de afloramientos metasedimentarios relativamente menos inyectados (8 en la Fig. 1).

La migmatización ha sido un proceso complejo que involucró posiblemente más de un episodio de fusión e impregnación magmática. Ha adoptado múltiples formas y ha producido variaciones texturales y estructurales al punto de encontrarse rocas tan profundamente transformadas que en realidad parecen corresponder al producto de un proceso magmático; las texturas relícticas, sin embargo dan cuenta de su origen sedimentario-metamórfico.

El material granítico adoptó varias formas y diseños. Las zonas menos afectadas constituyen esquistos pobremente recrystalizados; se asocian a ellos delgadas venillas cuarzo feldespáticas, las que se van engrosando hasta llegar a ser más anchas y desarrolladas que el material metamórfico original en los sectores con mayor grado de migmatización. En estas rocas el cuarzo se observa en granos aislados o constituyendo nódulos de varios individuos, en ocasiones asociado a feldespato. Este varía en cantidad y calidad según el área considerada; es común observar procesos de reemplazo, como por ejemplo cristales de microclino avanzando sobre plagioclasa (feldespaticización). El feldespato alcalino es microclino aunque hay ortosa subordinada. El microclino suele constituir grupos o nódulos de varios individuos, a veces con cuarzo. La presencia de mirmequitas en sectores muy localizados (abundan en el cuerpo del Ortogneis), parece indicar un reemplazo por reacción de la plagioclasa original con formación de mirmequitas y microclino, y confirma una gran actividad subsolvus. En general los feldespatos alcalinos están relacionados con material claramente más joven o nuevo, lo que refuerza la interpretación sobre el origen de los cristales de microclino y por extensión de la

feldespatización. La plagioclasa más común es de composición oligoclasa y se encuentra finamente macleada. En las venas graníticas de mayor tamaño de grano (cuasi pegmatoides) es común la presencia de abundante material micáceo, probablemente derivado por arrastre de las lentes de paleosoma (meta-sedimentos) a los que suelen asociarse granates.

En los sectores más fuertemente migmatizados es posible observar que el material granítico no sólo se desarrolla según los planos de esquistosidad previa, sino que también avanza sobre los metasedimentos "impregnándolos" y dando origen a rocas de difícil clasificación.

El análisis de las fases minerales y sus texturas sugiere un primer estadio en la formación de la roca migmatítica controlado por una fase muy rica en vapor de agua que favorece las reacciones subsolvus y promueve el fundido de pequeñas cantidades de feldespato y cuarzo, con un residuo constituido por cuarzo, biotita y muscovita subordinada como minerales principales. Esta asociación de minerales, específicamente la muscovita, ilustra cómo el proceso se llevó a cabo antes de alcanzar condiciones de presión y temperatura que promovieran la desaparición de la muscovita (Miller 1985). Aquí se considera que la formación del microclino indica condiciones de presión y disponibilidad de agua que permitieron el ordenamiento estructural del feldespato de mayor estabilidad y se interpreta como un producto conspicuo de la migmatización.

No es sencillo determinar en las rocas calcosilicáticas la calidad de la mineralogía previa a la migmatización. Es claro sin embargo, que estas rocas fueron afectadas por procesos similares a los observados en las metapelitas (*v.g.* cristales de plagioclasa reemplazados por microclino). Se considera aquí que la migmatización ha sido responsable de la formación de microclino, cuarzo y reordenado en forma estructural y mineralógica los restantes minerales.

Metamorfismo retrógrado

Con posterioridad al evento que originó las intrusiones gábricas y probablemente relacionado a las mismas, se observan modificaciones mineralógicas y texturales que responden a nuevas condiciones de equilibrio. Si bien no se cuenta con un mapeo adecuado para determinar la extensión y perfil de estos procesos, se reconoce que abarca en forma no homogénea a las unidades paleozoicas pre-carbónicas. Este proceso metamórfico posee las siguientes características distintivas, esquematizadas en la Tabla 1:

A. Está definido por asociaciones mineralógicas de

menor temperatura relativa que los picos más altos del metamorfismo regional. La facies dominante se encuentra en el rango de anfibolita, anfibolita piroxénica.

B. Las relaciones texturales indican que las reacciones de reemplazo son postcinemáticas. Hay neoblastesis en condiciones estáticas. Los efectos de este metamorfismo en las rocas gábricas muestra, como se verá, que si bien la actitud textural es posterior y discordante, probablemente no sea de gran magnitud el intervalo de tiempo involucrado.

C. Las transformaciones mineralógicas estuvieron favorecidas por un ambiente con disponibilidad de agua, según se infiere al considerar la almacenada en los nuevos minerales hidratados.

En las rocas metapelíticas los cambios más relevantes observados consisten en:

1. Desaparición de sillimanita con formación de biotita.
2. Cristalización de clorita y micas a expensas del granate previo, o también, formación de estos minerales en la periferia de los granates.
3. Reemplazo de biotita por micas blancas y clorita.

En las rocas metacalcosilicáticas, el carácter retrógrado se manifiesta a través de las siguientes asociaciones:

1. La escapolita blástica es reemplazada por granate (Fig. 5.1); se forman anillos de granate alrededor de la escapolita previa. El granate formado tiene con frecuencia estructura zonal y anisótropa, indicadora de las variables condiciones que regularon su crecimiento. En sectores se asocia epidoto.
2. El clinopiroxeno es total o parcialmente reemplazado por anfíbol verde; algunas rocas en la asociación incluyen formación de epidoto (zoicita y clinozoicita); a esta paragénesis se agregan cristales de titanita y minerales opacos.
3. Los cristaloblastos de escapolita son parcialmente reemplazados por plagioclasa y cuarzo o calcita.
4. El granate reemplaza la plagioclasa formando coronas (Fig. 5.2).
5. La wollastonita muestra un incipiente proceso de reemplazo por cuarzo y calcita.

En general predominan las texturas relícticas con desarrollo de nuevos cristales por reacción o sin participación de la presión como variable significativa.

Dos posibilidades se plantean en relación a este metamorfismo retrógrado: De acuerdo con la prime-

ra, este proceso está relacionado al lento enfriamiento regional, posterior al pico térmico del metamorfismo regional ordovícico. La segunda posibilidad relaciona este evento a un régimen definido por el ascenso post-ordovícico, con descenso de temperatura y presión. La información disponible no permite aún discriminar entre estas dos posibilidades.

Granitos pretectónicos. Ortogneis de la Puntilla

En el extremo suroeste de la sierra (Fig. 1) aflora un cuerpo granítico metamorfizado y deformado tectó-

nicamente.

Intruye la secuencia metasedimentaria. El trazo del contacto con los esquistos, especialmente en el sector septentrional, es groseramente paralelo a la lineación NNO-SSE, con una inclinación general al NE.

Corresponde a lo que Penck (1920) denominó Granito II Puntilla. En el esquema propuesto por González Bonorino (1950, 1972), los protolitos graníticos del gneis habrían constituido el primer evento magmático de la región.

El ortogneis está constituido por una asociación mineralógica caracterizada por la presencia de cuarzo, microclino, muscovita, biotita, plagioclasa (oligoclasa); éste último mineral es el dominante en las

Tabla 1: Grupos mineralógicos diagnósticos según los principales eventos metamórficos de Fiambalá

Roca original	Metamorfismo regional y migmatización (Cámbrico superior-Ordovícico) Facies anfíbolita-granulita)	I Evento retrogrado (Ordovícico ?) Medio acuoso-Metasomatismo Facies anfíbolita	II Evento retrogrado (Carbónico) Metasomatismo-Greissificación
METASEDIMENTOS	Pelitas y grauvacas con intercalaciones arenosas Minerales: Muscovita, biotita, sillimanita, granate, plagioclasa, microclino y cuarzo Texturas: granoblástica, porfiroblástica Fábrica blastomilonítica especialmente cerca de los cuerpos básicos	Minerales: cuarzo, biotita, granate, microclino, plagioclasa, cordierita, muscovita, clorita Texturas: relícticas y de reacción	Hay reemplazos a partir de fisuras angostas Formación de aureolas con cantidades variables de: cuarzo, muscovita, topacio, wolframita, sulfuros y casiterita
	Calcosilicatos con intercalaciones arenosas Minerales: Escapolita, clinopiroxeno, calcita, plagioclasa, wollastonita, cuarzo y microclino Texturas: granoblástica, porfiroblástica, estructuras relícticas miloníticas y otras que indican comportamiento plástico con la deformación	Minerales: microclino, granate, anfíbol, titanita, wollastonita, plagioclasa, clorita, epidoto, calcita y cuarzo Texturas: relícticas y de reacción; principalmente coronas	
Ortogneis La Puntilla	Minerales: cuarzo, biotita, muscovita, titanita, plagioclasa y microclino Texturas: Granosa inequigranular. Porfiroide. De reacción. En el borde del cuerpo, texturas miloníticas recrystalizadas	Minerales: clorita, muscovita, epidoto, carbonatos en venillas, cuarzo, plagioclasa y microclino Texturas: relícticas	
Rocas básicas y ultrabásicas de Fiambalá		Minerales: serpentina, anfíbol, plagioclasa, min. opacos, epidoto, titanita Texturas: relícticas. Dunitas con cataclasis	

Tabla 2: Análisis químicos

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
19.1	51,6	0,28	5,37	7,44	0,16	18,0	15,1	0,40	0,04	0,01	98,2
19.2	48,1	0,10	20,1	5,50	0,12	11,9	11,6	0,94	0,18	0,01	98,6
19.3	48,3	0,10	21,9	3,82	0,09	7,77	14,9	1,48	0,16	0,01	98,5
17.2	45,3	1,49	4,66	14,1	0,18	19,2	13,3	0,46	0,00	0,02	98,6
17.3	48,5	0,56	16,2	6,97	0,12	11,8	13,1	1,62	0,25	0,02	99,1
17.10	48,5	0,22	19,5	4,36	0,08	9,97	13,8	1,58	0,26	0,02	98,3
10.6	51,2	0,44	4,98	5,46	0,12	13,9	20,9	0,68	0,60	0,02	98,4
14.5	49,3	1,27	17,1	10,4	0,18	8,34	12,2	1,91	0,17	0,02	101
22.4	47,5	0,26	16,5	4,64	0,09	7,87	19,9	0,98	0,10	0,02	97,9
24.1	50,0	0,23	10,0	6,81	0,18	10,1	19,0	1,11	0,61	0,01	98,1
24.2	50,5	0,20	15,8	6,15	0,12	13,4	13,3	0,92	0,15	0,01	100
Mtsd	67,1	0,24	15,3	1,81	0,02	0,85	3,09	4,57	2,07	0,07	95,1
11.3	48,3	0,94	17,3	9,37	0,16	7,10	11,2	2,14	0,67	0,13	97,4
11.5	48,4	0,38	21,3	7,24	0,12	6,87	11,1	1,97	0,25	0,11	97,7
11.6	47,1	1,25	17,6	10,9	0,17	8,07	10,6	1,48	0,44	0,16	97,8
117*	48,4	0,72	16,7	9,19	0,16	8,83	12,4	1,42	0,30	0,02	98,2
11.8	49,1	0,46	19,1	8,74	0,16	7,86	12,4	1,53	0,32	0,04	99,8
118*	47,4	0,46	18,5	8,63	0,16	7,80	12,4	1,40	0,32	0,04	97,4
11.9	48,4	0,35	16,7	11,0	0,22	7,79	12,4	1,51	0,19	0,04	98,7
19.5	47,6	0,15	18,1	5,12	0,12	10,7	14,7	0,89	0,07	0,01	97,4
19.6	48,6	0,19	11,8	7,60	0,15	15,2	13,1	0,46	0,04	0,01	97,2
17.1	43,8	0,59	9,21	12,4	0,15	19,9	10,3	1,36	0,07	0,02	97,8
1113	49,0	0,25	18,8	6,47	0,12	9,37	14,1	1,22	0,16	0,02	99,5
1114	46,2	0,02	30,9	0,37	0,01	0,35	15,3	2,63	0,09	0,01	95,9
1115	48,2	0,15	18,8	4,93	0,10	11,4	13,3	0,88	0,13	0,01	97,9
18.1	48,5	0,65	20,8	9,73	0,16	5,59	10,7	2,39	0,19	0,10	98,8
18.2	49,6	0,52	17,5	11,5	0,19	8,09	10,8	1,84	0,15	0,07	100,6
18.7	47,6	0,59	20,6	7,56	0,15	7,06	11,7	1,98	0,39	0,06	97,7
18.8	47,6	1,66	18,1	12,0	0,16	6,38	10,9	2,02	0,32	0,59	99,7
11.7	48,0	0,53	18,5	8,78	0,16	7,75	12,4	1,59	0,31	0,05	98,4
10.3	49,6	0,41	4,79	5,24	0,11	13,9	21,0	0,44	0,48	0,02	96,1
106*	49,8	0,43	4,82	5,41	0,12	13,8	20,7	0,47	0,58	0,02	96,2
Ogn	68,2	0,73	14,9	5,10	0,10	1,82	2,11	2,52	3,61	0,17	99,3

FeO*: como hierro total. Análisis realizados por fluorescencia de rayos X. Mtsd: Metapelite.

1114: Anortosita. Ogn: Ortogneis

variedades tonalíticas, pero en este caso con composición algo más cálcica (andesina). En algunas variedades de grano medio es común encontrar megacristales de microclino de hasta 4 cm, de disposición paralela a la foliación del cuerpo, lo que induce a pensar en un posible auto-metasomatismo para los mismos. En ocasiones, el microclino reemplaza cristales de plagioclasa preexistente con formación de texturas mirmequíticas de reacción. Estas relaciones sugieren un origen tardío para el microclino o más de un episodio de cristalización.

Se cuenta con un único análisis químico de elementos mayoritarios del ortogneis (Tabla 2). Sus relaciones $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$ (mol) vs. $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (mol) la ubica, junto con la presencia de corindón normativo, en el campo de los granitos peraluminosos. Carácter conspicuo de estos granitos son los elevados tenores de FeO (total) y MgO (5,1 y

2,1%, respectivamente) para el grado de diferenciación de estas rocas (69% SiO₂).

La naturaleza de los contactos entre el gneis y los esquistos, aparentemente transicionales; la presencia de xenolitos de rocas esquistosas parcialmente asimiladas y la mineralogía parecen indicar un origen profundo para estos cuerpos.

Según González Bonorino (1972) la deformación del ortogneis no es importante en el oeste pero sí en el este, donde adquiere notoriedad. Tanto los tectosilicatos como las micas se observan deformados con los cristales elongados dispuestos en forma paralela a la foliación y a la esquistosidad de la caja. Aunque la información disponible no es concluyente, podría interpretarse que la intrusión se produjo cuando el proceso deformativo regional comienza a manifestarse, conclusión idéntica a la arribada oportunamente por González Bonorino (1972). De esta manera se explica

rían los contactos y estructuras de la zona oriental.

La relación de estas rocas con la migmatización no es clara y hay evidencias contrapuestas: si la intrusión granítica produce migmatización en los esquistos; o si el cuerpo del ortogneis también es afectado por los procesos migmatizantes.

En los sectores más orientales del cuerpo, la deformación ha originado estructuras gneísicas que evidencian haberse formado bajo condiciones de plasticidad. La presencia de mica y microclino sugiere lento descenso de temperatura, medio acuoso y presiones características de ambientes profundos. Se considera aquí que el enriquecimiento de agua que suele encontrarse en los estadios finales de la cristalización originó una remobilización de los álcalis con la consiguiente formación de cristales autometasomáticos de microclino, en forma concomitante con la deformación y adquisición de la estructura gneísica. No se descarta la posibilidad que este proceso esté estrechamente vinculado con la migmatización.

Metamorfismo retrógrado del ortogneis

El evento retrógrado se manifestó en: 1. Formación de clorita pseudomorfa según biotita y 2. Formación de nuevos cristales de mica, epidoto e introducción de carbonatos.

Relaciones estratigráficas y edad del ortogneis

Al este de la quebrada El Salto se han observado rocas gneísicas similares, dispuestas como enclaves en el cuerpo gábrico principal. Esta relación permite suponer una mayor antigüedad del ortogneis respecto de la intrusión gábrica. Al mismo tiempo, su relación intrusiva (discordante según González Bonorino (1972) respecto de los esquistos permite suponer una edad cámbica para estas rocas. Grissom (1988 y Grissom en prep.) ha fechado en 550 Ma (Pb/U en circones) la edad de la cristalización original de estas rocas, congruente con las relaciones estratigráficas.

Magmatismo Famatiniano. Gabro Fiambalá

Con posterioridad a la intrusión del protolito granítico del Ortogneis de La Puntilla y su deformación; hacia los términos finales del metamorfismo y deformación regional, se produjo un evento intrusivo de rocas básicas cumuladas, con términos basales ultramáficos, posteriormente metamorfizados, el Gabro Fiambalá.

Las primeras referencias respecto de estas rocas se deben a Penck (1920) quien las describió como dioritas-anfibolitas. Kittl (1932a y 1932b) mencionó las peridotitas de la quebrada El Salto y destacó su menor edad relativa respecto de los esquistos y estimó en Paleozoica inferior su intrusión. Villar (1970 y 1982) y Villar *et al.* (1978) describieron con cierto detalle la mineralogía de los cumulos basales ultramáficos, en particular en su relación con la mineralización en níquel.

El cuerpo principal de gabro constituye un afloramiento de forma groseramente lenticular, de 25 km² de superficie, con su eje mayor paralelo al rumbo de la esquistosidad (Fig. 2). Intercalados en la secuencia metasedimentaria se encuentran cuerpos menores de gabro, generalmente filones capa de espesor menor a tres metros. Su frecuencia disminuye con la distancia al cuerpo principal; en la quebrada Los Baños, aproximadamente 10 km al noroeste del cuerpo mayor continúan siendo una unidad conspicua dentro del basamento metasedimentario.

Se trata de gabros noríticos, duníticos y lherzolíticos, bandeados y metamorfizados que, en su margen oeste y en el extremo sureste del cuerpo, presentan niveles ultramáficos serpentinizados; otros se ubican en posiciones más centrales en la región sur.

La estructura ígnea dominante es la bandeada de origen cumular; el conjunto de estos intrusivos está formado por dunitas, lherzolitas, piroxenitas, gabros y delgadas lentes anortosíticas. Los principales minerales son olivina, ortopiroxeno, clinopiroxeno, espinelos, plagioclasa y ocasionalmente anfíbol como minerales primarios y principales. En algunas rocas la apatita suele constituir un accesorio común y abundante. Ocasionalmente uno de estos minerales puede estar ausente, o en cantidades accesorias, o por el contrario ser la fase dominante de la roca, en cuyo caso define con su presencia la calidad de la misma. Se describen a continuación las principales características de cada tipo litológico dominante.

1. Dunitas y lherzolitas de olivina

Como se ha mencionado, el Gabro Fiambalá está flanqueado por una asociación de rocas ultramáficas serpentinizadas (Villar 1970, Villar *et al.* 1978). Las mismas constituyen varias fajas; se trata de afloramientos angostos y elongados según una dirección N30°O a N45°O. La más occidental y continua, forma el límite oeste del cuerpo. Son aproximadamente 12 km de afloramientos discontinuos. En el borde sureste del cuerpo, en la quebrada Los Piques aflora la segunda faja en importancia; en este caso sus afloramientos no bordean totalmente el cuerpo. En la con-

fluencia de la quebrada El Salto con Cuestanzune, en mitad del cuerpo gábrico se han observado otros cuerpos menores (500 m²), siempre con la característica orientación NNO. Por lo común se trata de harzburgitas y dunitas serpentinizadas. La serpentina se presenta como agregados homogéneos de antigorita, crisotilo y lizardita. Son escasas las muestras sin serpentinización; no obstante, en ellas se observa que la olivina está presente como granos anhedrales, de bordes irregulares y carácter cumular. Los cristales se encuentran fracturados y fuertemente deformados.

La olivina se dispone en delgadas lentes cumulares intercaladas con otras a las que se asocian espinelos verdes y negros en textura tipo rosario y cristales de clino y ortopiroxeno que, si bien muestran deformación (extinción ondulosa) poseen mayor tamaño y actúan como resistentes a la fracturación. Así, los fragmentos de olivina rodeados originalmente por ortopiroxeno, son rotados y se acumulan intersticialmente con respecto a estos minerales.

Por su maficidad y estructura, se interpreta que las rocas fuertemente serpentinizadas constituyen la ba-

se de la secuencia. Se considera que ascendieron con posterioridad debido a una disminución de la densidad por hidratación. En particular, en el extremo sur de la quebrada El Salto se observa como, concordantemente sobre las rocas ultramáficas y en forma transicional, se pasa a las piroxenitas y gabros *sensu lato*.

2. Piroxenitas

Son rocas formadas por delgadas intercalaciones de piroxeno y espinelo verde en una relación 9/1. Cuando se encuentran ambos piroxenos, en general, el ortopiroxeno forma cristales de mayor tamaño. En las folias ricas en espinelo se observan texturas simplectíticas entre clinopiroxeno y espinelo verde (Fig. 5.3a). El tamaño de grano de estas rocas es variable desde granosa fina hasta pegmatoide. En los casos observados, las texturas son metamórficas, aunque el bandeado evidencia carácter ígneo, cumular y primario (Fig. 5.3b). En forma transicional se pasa a rocas finamente bandeadas constituidas por mesocumulatos

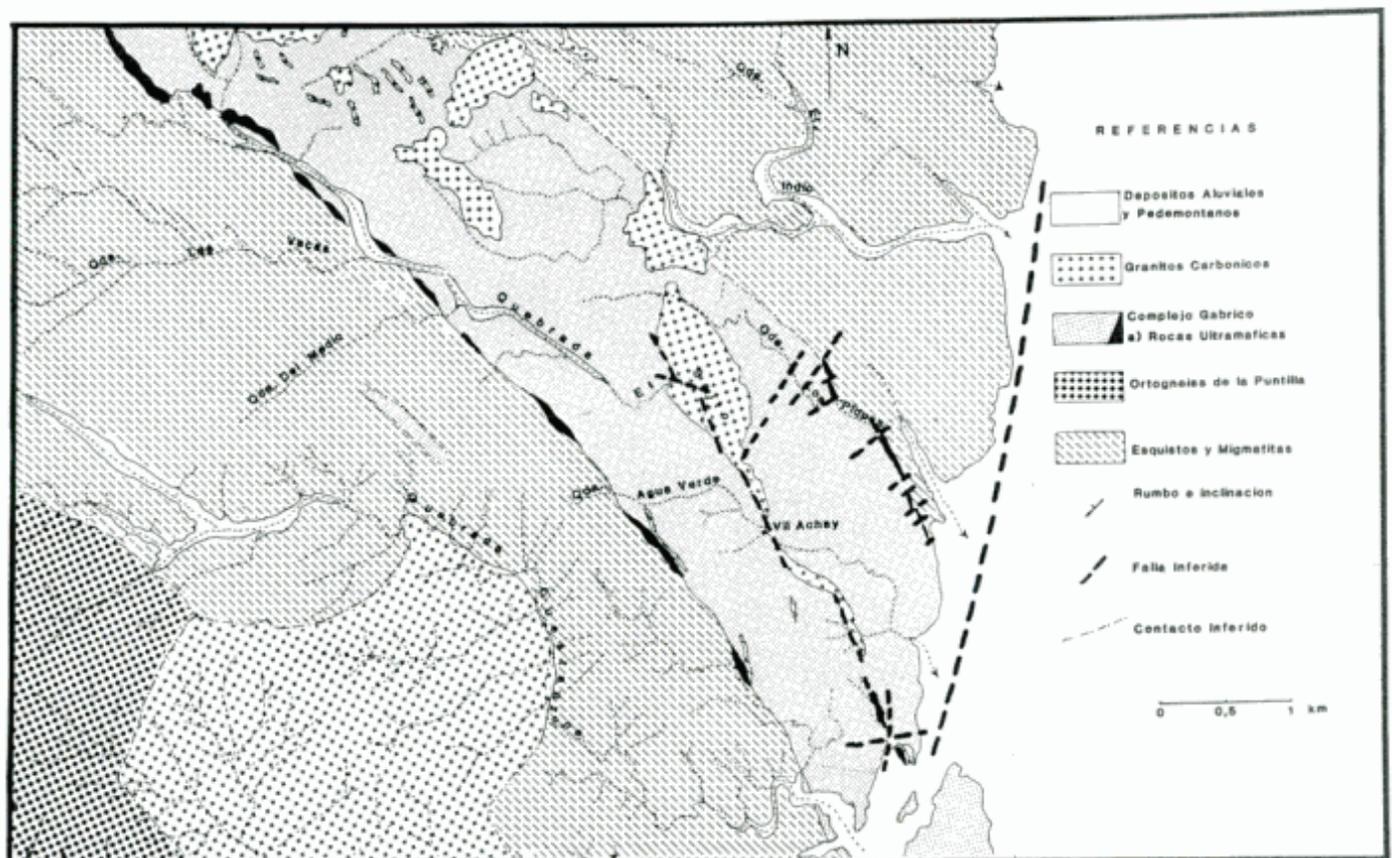


Figura 2: Geología preliminar del cuerpo gábrico principal de Fiambalá. Los contactos del borde superior del cuerpo son transicionales con la secuencia de metasedimentos. El contacto entre el Granito de Cuestanzune y el Ortogneis; así como entre el granito y los metasedimentos al suroeste de la Q. Cuestanzune, son fotointerpretados, con escaso control de campo.

y adcumulatos de origen ígneo de piroxenos y plagioclasa a las que se sobreimpone una textura poligonal fina de origen metamórfico, en la que los cristales se relacionan entre sí por puntos triples (120°). Están formados por delgadas intercalaciones de piroxeno y plagioclasa. La relación entre ambos minerales es sumamente variable y existe una transición completa desde rocas prácticamente piroxénicas a otras formadas casi exclusivamente por plagioclasa. En las muestras formadas por piroxeno como fase dominante es posible ver que la plagioclasa o parte de ella se forma a expensas del espinelo verde (Fig. 5.4). Esta paragénesis mineral es indicadora de menor presión relativa (Morse 1980).

El reemplazo de los piroxenos por anfíbol es notorio en estas rocas; se destaca de esta manera el período de intensa hidratación vinculada con el proceso metamórfico que afectó el cuerpo gábrico.

3. Gabros, noritas y lentes anortosíticas

Corresponden a las rocas más diferenciadas de la serie y son volumétricamente las más abundantes. Como se mencionó, en ellas es conspicua la presencia de texturas bandeadas relicticas; sin embargo el carácter cumular se halla disimulado por la deformación y neomineralogía metamórfica. Predominan las texturas granosas de grano medio; si bien hay una diversidad de tamaños desde fino hasta muy grueso, incluso con términos pegmatíticos. Estos últimos se encuentran restringidos a pequeñas segregaciones dentro del cuerpo principal y cuyo origen no ha sido establecido aún. La característica más saliente de este grupo de rocas es el reemplazo metamórfico y la heterogeneidad composicional del anfíbol formado, desde pálidos individuos pargasíticos a cristales fuertemente pleocroicos de hornblenda. La mineralogía se completa con biotita, minerales opacos y apatita en proporciones variables.

Las lentes anortosíticas son delgadas, poseen carácter cumular ígneo, al que se le ha sobreimpuesto un crecimiento adcumular de origen metamórfico posterior. Las texturas adcumulares muestran los límites entre cristales como típicas uniones triples de origen metamórfico con ángulos aproximados de 120° . Como fase intercumular hay escaso piroxeno (2-15%), total o parcialmente reemplazado por anfíbol.

Como diferenciación dentro de estas rocas se observan lentes de verdaderas anfíbolitas, las que se considera formadas en un período final o tardío respecto del resto del cuerpo. Están constituidas por hornblenda verde y plagioclasa como minerales principales. Completan la asociación cantidades variables de biotita,

opacos y apatita. Las texturas fuertemente metamórficas (foliada y esquistosa) indican condiciones de cristalización simultánea con el metamorfismo en una etapa húmeda; y por lo tanto con el metamorfismo retrógrado en la roca de caja y resto del cuerpo. De alguna manera, estas rocas atestiguan que la cristalización ígnea y el metamorfismo retrógrado que afectó al cuerpo gábrico fueron procesos cercanos en el tiempo.

Metamorfismo del cuerpo gábrico

El gabro de Fiambalá se encuentra metamorfozido a facies anfíbolita. La presencia de fluidos hidratantes como principales catalizadores del reemplazo determinó la formación de una neomineralogía rica en agua. Dado que estos fluidos son esencialmente de origen externo al cuerpo, se considera la posibilidad de que hayan originado cambios en las características químicas, incluso de los elementos menores y traza de las rocas afectadas.

Las relaciones texturales indican tanto condiciones estáticas como dinámicas de crecimiento.

Las paragénesis observadas están definidas por la aparición de serpentina, flogopita, ortoanfíbol, anfíbol pargasítico, hornblenda, titanita, epidoto, minerales opacos, plagioclasa y tremolita.

En los niveles ultramáficos es conspicuo el reemplazo de olivina por serpentina. El reemplazo se produce en forma centripeta por lo que ocasionalmente se observan núcleos de olivina fresca en las mallas de serpentina. La preservación de las mallas de serpentina sugiere que los procesos deformativos habían dejado de actuar durante la etapa de crecimiento de este mineral. Sin embargo, las relaciones texturales observadas muestran más de un episodio formador de serpentina; es posible que el último se haya producido muy posteriormente al episodio metamórfico del cuerpo gábrico.

Reemplazos

El anfíbol cristalizó a expensas del piroxeno previo; la forma en que se produjo el reemplazo fue variable; con tres modos principales, a saber:

a. En rocas sólo parcialmente reemplazadas se observa el material anfibólico creciendo desde los bordes o límites del cristal hacia el interior.

b. Nucleación aparentemente simultánea en todo el cristal, incluso en aquellos individuos con exsoluciones de otro piroxeno a los que reemplaza diferencialmente.

c. Reemplazo masivo con pseudomorfos de anfíbol según piroxeno (Fig. 5.5).

En algunos de los gabros más diferenciados no es posible distinguir entre anfíbol primario o secundario sobre la base de su mineralogía o relaciones texturales. Como se ha mencionado, es posible que estas rocas hayan cristalizado después de producido el pico térmico; corresponden a las rocas más ricas modalmente en apatita.

Otra reacción característica es el reemplazo de los cristales de espinelo verde por plagioclasa (Fig. 5.6) que forma numerosos y pequeños cristales alrededor del espinelo original.

Las metabasitas correspondientes a los cuerpos menores y diques, de disposición satelitaria con respecto al cuerpo mayor de gabro, están fuertemente deformadas y metamorfizadas. En ellos el intercambio catiónico con la caja parece haber sido un fenómeno común. La asociación mineralógica presente incluye hornblenda verde, titanita, epidoto (clinozoicita?) y escaso granate, mineral ausente en las paragénesis metamórficas del cuerpo gábrico principal. La textura en los filones capa es nematoblástica, de grano fino a medio.

Los procesos que originaron estos reemplazos en las rocas básicas sobrepasan los límites de los intrusivos y se observan en la roca de caja en las que produce un metamorfismo retrógrado y zonal que ha sido oportunamente descrito. Esta relación es la que da fundamento a la correlación del metamorfismo retrógrado en los metasedimentos, el ortogneis y los gabros.

Introducción a la química del gabro

La química de elementos mayores (Tabla 2) señala una asociación caracterizada por contenidos de SiO_2 que varían entre 42,8 y 51,6%, valores indicativos de una ligera diferenciación que va desde las rocas de la base de la secuencia hacia los gabros anfíbolizados de los niveles superiores. El carácter cumular se expresa a través de picos composicionales con importantes variaciones locales en los contenidos de Al_2O_3 , MgO , FeO (total) y CaO . Los registros de Al_2O_3 varían entre 4,8 y 21,8%; en los cumulatos anortosíticos se tiene hasta un 31% de este óxido. El MgO varía entre 0,35% en los niveles anortosíticos hasta el 25% en los cumulatos piroxénicos. Por su parte el FeO (total) no supera el 15%, lo que destaca el carácter magnesiano dominante de la asociación.

El diagrama AFM (Fig. 3) refleja el carácter poco evolucionado de la serie; sin embargo, aunque no bien definida, la diferenciación parece indicar una evolución toleítica.

Las composiciones preliminares de elementos traza revelan que el bandeamiento mineralógico se corresponde químicamente con variaciones en las concentraciones de elementos menores compatibles. En las rocas constituidas principalmente por piroxeno y espinelo se encontraron concentraciones de cromo superiores a 4300 ppm. En las dunitas los valores de níquel son de 2000 ppm. Villar y Segal (1988) han señalado tenores de níquel del orden de 2500 ppm. Estos datos son atractivos desde una óptica económica aunque requieren de una prospección específica.

Al normalizar las concentraciones de elementos traza respecto de patrones de comparación tal como los MORB según la sugerencia de Pearce (1983), se observan enriquecimientos notorios en elementos como Rb y Ba; valores empobrecidos como el Zr, Ti, Ni o Y, y elementos de comportamiento errático como el K o el P. Estas relaciones, excepto el Nb que puede interpretarse de forma diversa son indicativas de procesos relacionados con una zona de subducción (SSZ de Pearce *et al.* 1984), y DeBari (1988) así los ha interpretado. Sin embargo, dada la circunstancia que el gabro de Fiambalá ha sido sometido a un proceso de metamorfismo retrógrado (en facies anfíbolita) hace considerar estas inferencias con extrema precaución, ya que la acción de fluidos acuosos de origen externo al cuerpo magmático, solidarios con el proceso metamórfico podrían haber modificado el diseño de los elementos de bajo potencial iónico en forma similar a lo esperable en un ambiente relacionado con la subducción.

Edad del Gabro de Fiambalá

El gabro es portador de enclaves gneísicos que se interpretan provenientes del Ortogneis La Puntilla; esta relación hace post-Cámbrica inferior la edad de su cristalización. Por otra parte, los gabros son indudablemente más antiguos que los granitos gondwánicos como el expuesto en la quebrada Los Arboles (Arrospide 1974), de edad carbónica. Estas relaciones permiten acotar el emplazamiento gábrico entre el Cámbrico medio y el Devónico superior. Dado el pico de actividad en el lapso Cámbrico-Ordovícico superior (Ramos y Ramos 1979; Ramos *et al.* 1984, 1986) y el tipo de contacto discordante con los granitos carbónicos, parece razonable suponer un tiempo Ordovícico para su implantación.

El Gabro de Fiambalá sería en este caso contemporáneo con los cuerpos máficos intercalados en el Ordovícico de la Puna occidental y eventualmente también, con los ensambles eruptivos básicos de la Pre-cordillera occidental.

Deformación del conjunto metasedimentario-ortogneis-gabro

La estructura interna de la sierra ha sido descrita por González Bonorino (1950, 1972). Su estructuración actual es el resultado de procesos deformativos, esencialmente paleozoicos, que comenzaron junto o poco después de la intrusión de los protolitos graníticos del ortogneis durante el Cámbrico inferior. Este ciclo deformativo Famatiniano produjo un fuerte plano de esquistosidad y plegamiento paralelo, de rumbo NNO. En base a estas configuraciones González Bonorino (*op. cit.*) concluye que la deformación de los esquistos fue sincrónica o quizás parcialmente anterior a la formación de las migmatitas, si bien este proceso se extiende en el tiempo afectando a las migmatitas y al cuerpo gábrico.

Aunque las evidencias son incompletas, la interpretación fotogeológica sugiere un fallamiento precaribónico de rumbo general NNO, paralelo a la esquistosidad. En efecto, en la ladera occidental de la sierra, con un trazado groseramente semejante al límite occidental de la migmatización en el mapa de González Bonorino (*op. cit.*) y del "Zentralgneiss", en el de Penck (1920), se encuentran estructuras lineales que podrían ser interpretadas como producidas por antiguas fallas inversas. En forma coincidente con las estructuras lineales, se observa un salto litológico en el grado metamórfico; se ponen así en contacto, por un lado metasedimentos con bajo metamorfismo y por el otro, rocas de mayor grado y fuertemente migmatizadas.

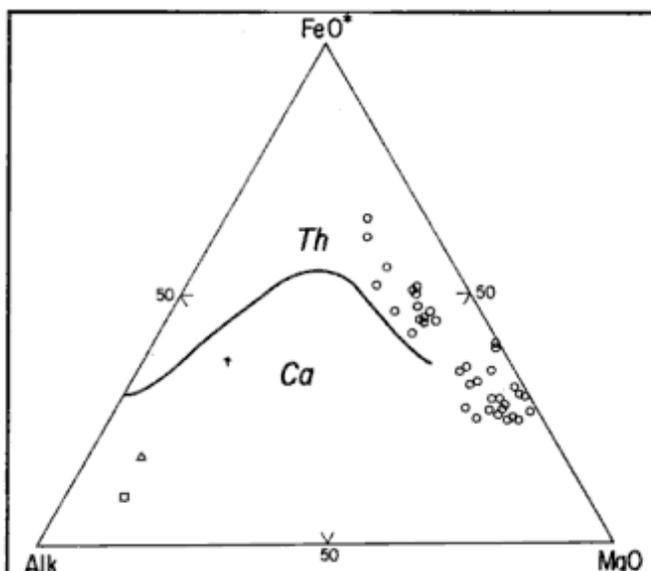


Figura 3: Diagrama AFM. Separación de campos según Irvine y Baragar (1971). Símbolos: + ortogneis, Δ metapelitas, □ nivel cumular anortosítico, restantes símbolos corresponden a rocas del gabro Fiambalá.

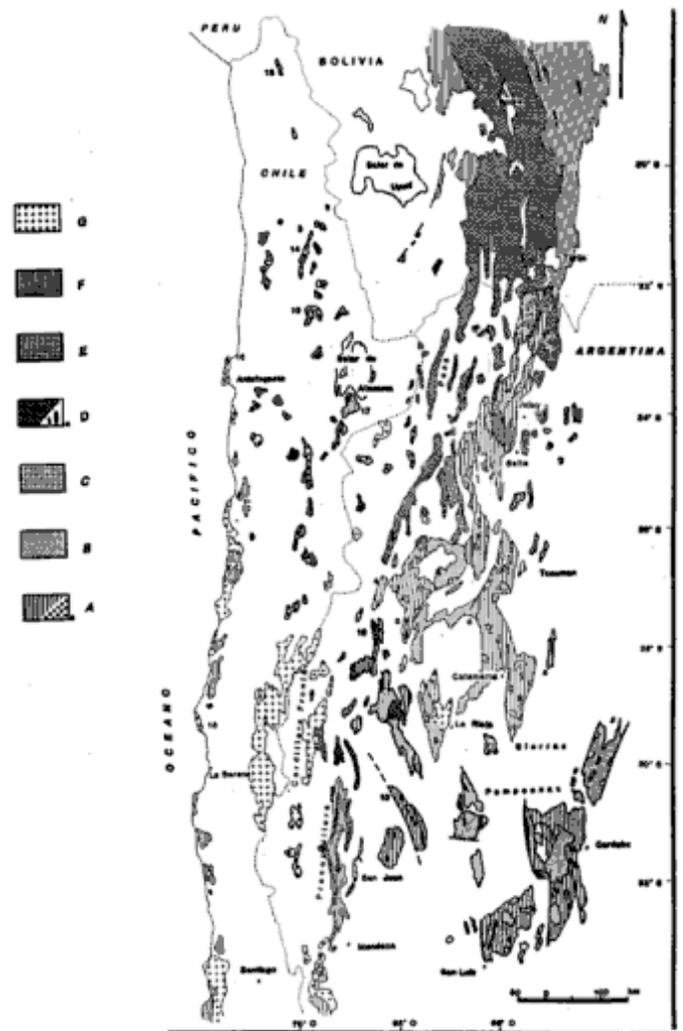


Figura 4: Mapa generalizado del Precámbrico-Paleozoico inferior de los Andes Surcentrales.

A: Basamento Precámbrico de las Sierras Pampeanas y antepaís Andino. Aa: Localidades Precámbricas de Chile, B: Granitoides del Paleozoico inferior; C: Cámbrico sedimentario, D: Ordovícico-Silúrico sedimentario; y G: Magmatismo Gondwánico.

1. Sierra de Cachi, 2. Sierra de Quilmes, 3. Cumbres Calchaquíes, 4. San Buenaventura, 5. Fiambalá, 6. Capillitas, 7. Aconquija, 8. Ancasti, 9. Velazco, 10. Valle Fértil, 11. Pie de Palo, 12. Achala, 13. Belén, 14. Choja, 15. Limón Verde, 16. Mejillones, 17. Almeida (Cerros de Lila), 18. Chañaral, 19. Chaschuil.

Magmatismo Gondwánico. Granitos epizonales

Como se ha mencionado, durante el Carbónico se implantaron cuerpos graníticos de tipo postectónico y epizonal. Se ubican aproximadamente en el centro de la sierra formando un rosario de tres cuerpos importantes y numerosos asomos menores en la quebrada El Salto y en general la ladera oriental de la sierra (Fig. 1). De norte a sur constituyen el plutón granítico de Los Ratones, el plutón tonalítico del Abra del Paraguay-Cuestanzune y el plutón granítico de La

Florida. Arrospeide (1974), quien estudió con cierto detalle el cuerpo de Los Ratonos, realizó tres dataciones radimétricas Ar/K y estableció el carácter Carbónico de los mismos.

Se trata de granitos normales con ortoclasa, cuarzo, muscovita y biotita como único mineral máfico. Poseen notables diferenciaciones texturales y carácter porfídico en los márgenes. Estos cuerpos se encuentran mineralizados. El proceso de concentración se produjo en la periferia del cuerpo o en la zona de cúpula y las evidencias de campo muestran claramente el efecto de las fisuras y el control estructural sobre el proceso mineralizador. La paragénesis incluye wolframita, fluorita, casiterita y sulfuros.

Se destaca el carácter discordante y poscinemático de estos cuerpos carbónicos. Estas características de los granitos han llevado a Ramos *et al.* (1986) a suponer esta intrusividad como relacionada al inicio de un evento orogénico independiente: la Orogenia Gondwánica. De todos modos, la intrusión de estas rocas completa la sucesión paleozoica expuesta en la sierra de Fiambalá.

Ambiente tectónico

El registro de acontecimientos mencionados en la evolución de la sierra de Fiambalá pone de manifiesto la importancia del evento térmico y tectónico ordovícico. Algunas interpretaciones han vinculado estos procesos con la evolución de un margen convergente y su arco magmático tipo Cordillerano Andino (Coira *et al.* 1982; Ramos *et al.* 1984; Lottner y Miller 1986; Willner *et al.* 1987 y DeBari 1988).

La información disponible sobre los gabros de Fiambalá no parece compatible con un origen vinculado a un complejo de subducción o una sutura: algunos datos de su química y el ensamble metamórfico de su caja metasedimentaria muestran asociaciones características de presiones confinantes del orden de los 6 kb (Villar y Coleman 1986; Grissom 1988), valores que sugieren profundidades mayores que las conocidas en la corteza oceánica. Por otra parte el sustrato de estas rocas revela un notorio carácter siálico, expresado en la presencia de los sedimentos precámbricos y los granitoides cámbricos metamorfizados. De esta manera, dos son las posibilidades a considerar. De acuerdo a la primera las rocas máficas y ultramáficas constituyen las raíces del arco magmático Famatiniano (Willner *et al.* 1987; Ramos 1988 y 1989 y DeBari 1988). La segunda interpretación consiste en relacionar el fenómeno térmico y el emplazamiento de los cuerpos básicos asociado a un proceso de atenuamiento y extensión, previo a la compresión Ocló-

yica, hipótesis que se considera interesante de investigar.

La naturaleza y extensión de los depósitos sedimentarios precámbrico-cámbricos entre los 22° y 28° latitud sur, han puesto de manifiesto la continuidad estratigráfica que existe entre la Puna y en general el Antepaís Andino, en el norte, con las Sierras Pampeanas en el sur (Jezek y Miller 1987). La segmentación del margen continental durante el Terciario provocó que la región ubicada al sur de los 28° latitud sur tuviera una evolución distinta, expresada en un estilo tectónico *thick-skin*, con desmembramiento en bloques, gran ascenso y denudación (Allmendinger *et al.* 1983). Por este motivo las Sierras Pampeanas expresan en general niveles corticales más profundos que los terrenos contemporáneos expuestos en la Puna y el antepaís andino septentrional. En este sentido al comparar las rocas ordovícicas en ambos dominios estructurales, surge que en la Puna occidental se hallan expuestos los depósitos de una cuenca de tipo marginal, intracratónica o cuasi-oceánica según las interpretaciones, pero que se caracteriza por su carácter extensional y por la presencia de esquistos verdes, gabros masivos y alterados, serpentinitas intercaladas y en general una asociación definida como ofiolítica (Allmendinger *et al.* 1982, 1983). Este material se intercala en una secuencia marina flyschoides con aporte detrítico volcánico con proveniencia del área cratónica en el este y también del oeste (Bahlburg *et al.* 1988). Poco se sabe de los productos de esta actividad extensional ordovícica en el ámbito de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, a pesar que en el Famatina se hallan expuestas extensas y potentes secuencias sedimentarias de esa edad (De Alba 1979). Por lo pronto, la presencia de estas rocas en ese contexto cristalino permite suponer que la costa oriental de ese mar pudo ubicarse más al este que el límite Precordillera-Sierras Pampeanas y, por otra parte, por lo menos en Famatina, el basamento constituyó el sustrato de secuencias groseramente semejantes a las expuestas en la Puna Occidental. Las rocas gábricas, en este modelo de equivalencia con la Puna podrían entonces entenderse como la expresión de la extensión ordovícica en el ámbito de las Sierras Pampeanas. Deben verse en relación a las llamadas ofiolitas de la Precordillera occidental y la Puna más que en relación con el Arco Magmático. Esta interpretación supone la cuenca ordovícica no como mar abierto sino intracratónica o a lo sumo cuasi-oceánica, de acuerdo con los modelos propuestos por Davidson y Mpodozis (en Coira *et al.* 1982), Damm *et al.* (1987) y Forsythe *et al.* (1988). Estos autores suponen el margen continental Eopaleozoico como ensamble de terrenos parautoctonos proximales (Forsythe *et al.* 1988) los que se habrían separado y "colisionado" en más de una

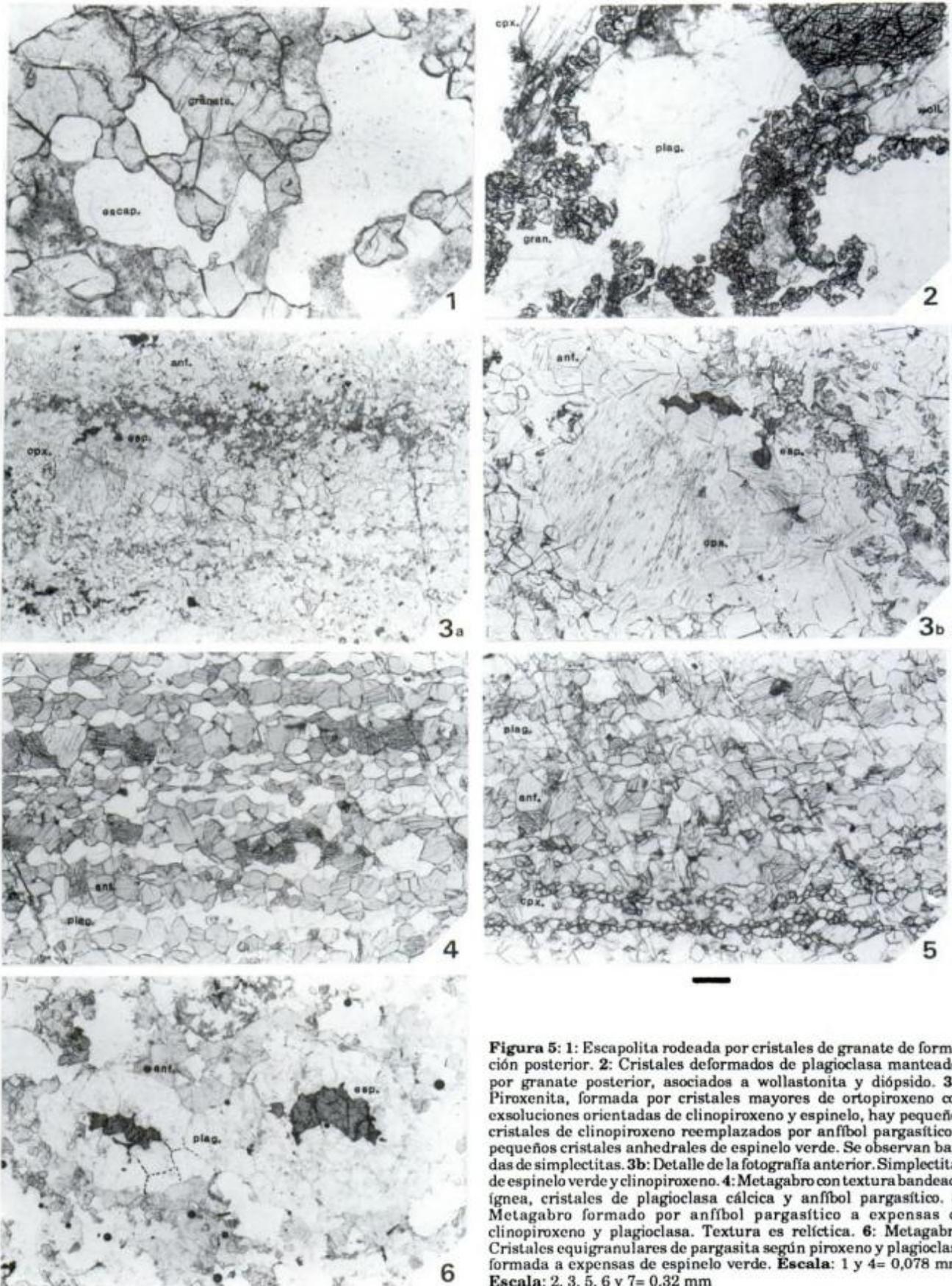


Figura 5: 1: Escapolita rodeada por cristales de granate de formación posterior. 2: Cristales deformados de plagioclasa manteados por granate posterior, asociados a wollastonita y diópsido. 3a: Piroxenita, formada por cristales mayores de ortopiroxeno con exsoluciones orientadas de clinopiroxeno y espinelo, hay pequeños cristales de clinopiroxeno reemplazados por anfíbol pargasítico y pequeños cristales anhedrales de espinelo verde. Se observan bandas de simplectitas. 3b: Detalle de la fotografía anterior. Simplectitas de espinelo verde y clinopiroxeno. 4: Metagabro con textura bandeada ígnea, cristales de plagioclasa cálcica y anfíbol pargasítico. 5: Metagabro formado por anfíbol pargasítico a expensas de clinopiroxeno y plagioclasa. Textura es relicta. 6: Metagabro. Cristales equigranulares de pargasita según piroxeno y plagioclasa formada a expensas de espinelo verde. **Escala:** 1 y 4= 0,078 mm. **Escala:** 2, 3, 5, 6 y 7= 0,32 mm

oportunidad previamente a su consolidación definitiva en el Devónico superior (Damm *et al.* 1987). Corolario necesario de estas interpretaciones es el cuestionamiento al llamado Arco Magmático Famatiniano, del cual los granitoides de las Sierras Pampeanas constituyen sus raíces. Claro está que si los cuerpos máficos de las Sierras Pampeanas responden a un evento extensional generalizado durante el Ordovícico, las intrusiones graníticas podrían explicarse por fenómenos genéticamente relacionados a anomalías de flujo térmico originados por este proceso extensional, más que expresión de una supuesta subducción contemporánea cuyo trench se habría ubicado inmediatamente al occidente de las Sierras Pampeanas (Ramos 1988 y 1989).

Conclusiones

El basamento de la sierra de Fiambalá está constituido por una asociación sedimentaria cuyos protolitos precámbricos permiten inferir dos facies sedimentarias principales: a. metagrauvas y pelitas; b. calcosilicatos. Durante el Paleozoico inferior esta secuencia fue sometida a :

I: un evento metamórfico regional de grado anfíbolita-granulita que en las pelitas y grauvas produjo sillimanita, granate y biotita; y en los calcosilicatos diópsido, wollastonita, escapolita y plagioclasa, en ambas asociaciones con microclino.

II: un evento metamórfico de menor temperatura, retrógrado respecto del metamorfismo regional anterior, pero aún en facies anfíbolita. El mismo se interpreta como relacionado a: a) enfriamiento (igual presión y menor temperatura), o b) un período de ascenso en el pre-Carbónico (menor presión y menor temperatura).

La sucesión de eventos magmáticos en Fiambalá permite reconocer varios episodios independientes: a) granitoides aluminosos relativamente profundos, de edad cámbrica inferior; b) soluciones migmatizantes de composición granítica (Granito I de Penck); c) el Gabro Fiambalá, ambos caracterizan un episodio múltiple de edad ordovícica, sincinemático con la deformación; y d) durante el Carbónico se implantaron cuerpos graníticos, epizonales y postectónicos, mineralizados en Sn y W principalmente.

El Gabro Fiambalá es un cuerpo de 25 km² expuestos, concordante con la fábrica metamórfica regional. Está constituido por: dunitas, lherzolitas y principalmente noritas, de estructura cumular, que en su borde oeste y sureste se encuentra flanqueado por niveles cumulares ultramáficos serpentinizados. De acuer-

do con sus relaciones estratigráficas se interpreta su edad como ordovícica.

En función de las características mineralógicas, estructurales, químicas y regionales se interpreta que dos son los mecanismos posibles de explicación en la generación del Gabro Fiambalá: a) la raíz de un arco magmático relacionado con la subducción al occidente del margen continental protogondwánico; b) un contexto extensional, expresión de la proyección en las Sierras Pampeanas de la apertura de la cuenca sedimentaria ordovícica de la Puna occidental.

Agradecimientos

Este trabajo fue escrito durante el desarrollo de la beca externa CONICET de SP y RP en la Universidad de Stanford (EE.UU) y una beca OEA-PRA de RP. Los análisis químicos fueron realizados en el laboratorio de la Universidad de Stanford. Se desea agradecer a A. Toselli y V. Ramos la amabilidad de leer y comentar críticamente el manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A. 1976. Consideraciones estratigráficas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2º Congreso Latinoamericano de Geología Memoria 2: 755-763.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Palma, M. y Ramos, V. 1982. Perfil Estructural de la Puna Catamarqueña (25-27°S), Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas, 1: 499-518.
- Allmendinger, R., Ramos, V., Jordan, T., Palma, M. y Isaacks, B. 1983. Paleogeography and Andean Structural Geometry, Northwest Argentina. *Tectonics*, 1: 1-16.
- Almeida, F.F.M. de, Hasui, Y. y Brito Neves, B.B., 1976. The Upper Precambrian of South America. Universidade Sao Paulo, Instituto Geociencias, Boletín 7: 45-80. Sao Paulo.
- Arrospe, A., 1974. Petrografía, Estructura y Génesis de los Depósitos de "Greisen", del Sector Comprendido Entre las Quebradas "Los Arboles" y "Los Ratones", Sierra de Fiambalá, Catamarca. Universidad de La Plata. Informe, 54 p. (Inédito).
- Bachman, G., Grauert, B., Kramm, U., Lork, A. y Miller, H., 1987. El Plutonismo del Cámbrico Medio/Cámbrico Superior en el Basamento del Noroeste Argentino: Determinaciones Isotópicas y Geocronológicas sobre los Granitoides de los Complejos Intrusivos de Santa Rosa de Tastil y Cananef. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 125-127.
- Bahlburg, H., Breitzkreuz, H. y Zeil, W., 1988. Geology of the Coquena Formation (Arenigian-Llanvirnian) in the NW Argentine Puna: Constraints on Geodynamic Interpretation. En: Bahlburg, H., Breitzkreuz, H. y Gieze, P. (Editores): *The Southern Central Andes*, pp. 71-86. Springer Verlag, Berlín.
- Caelles, J.C., 1979. The Geological Evolution of the Sierras Pampeanas Massif, La Rioja and Catamarca Provinces, Argentina. Queen's University, Thesis, Kingston, Canadá, 453p. (Inédito).
- Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, 1: 225-291.
- Coira, B., Davidson, J.D., Mpodozis, C. y Ramos, V., 1982. Tectonic

- and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*, 18 (3-4): 303-332.
- Damm, K.W., Pichowiak, S., Todt, W., Omarini, R., Viramonte, J. y Niemeyer, H., 1987. The Central Andean Magmato-Metamorphic Evolution During the Precambrian-Paleozoic. 10^o Congreso Geológico Argentino, Actas, 4: 48-50.
- De Alba, E., 1979. Sistema del Pamatina. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional Ciencias, Córdoba, 1: 349-396.
- DeBari, S., 1988. The Petrogenesis of Gabronorites from the Sierra de Fiambalá, Argentina: Assimilation/Crystallization of a mafic magma intruded into the lower continental crust. Geological Society America, Annual Meeting, Denver, Colorado, Abstracts with Programs, 20: A8.
- Forsythe, R., Davidson, J. y Mpodozis, C., 1988. Paleomagnetic and Tectonic constraints on the tectonic setting of Paleozoic and Early Mesozoic Magmatic suites in Chile. Geological Society America, Annual Meeting, Denver, Colorado, Abstracts with Programs.
- González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (3): 81-110.
- González Bonorino, F., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 13c, Fiambalá, provincia de Catamarca. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 127.
- Grissom, G., 1988. Granulite facies metamorphism associated with a deep mafic intrusion in an early Paleozoic magmatic Arc, Sierra de Fiambalá, Northwestern Argentina. Geological Society America, Annual Meeting, Denver, Colorado, Abstracts with Programs. 20: A11.
- Harrington, H.J., 1975. South America. En: Fairbridge, R.W. (Ed.): *The Encyclopedia of World Regional Geology*, Part I: 456-465, Rheihold Book Co. New York.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.E.A., 1971. A guide to chemical characterization of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 3: 523-543.
- Jezeq, P. y Miller, H., 1987. Petrology and facies analysis of turbiditic sedimentary rocks of the Puncoviscana Trough (Upper Precambrian-Lower Cambrian) in the basement of the NW Argentine Andes. American Geophysical Union, *Gondwana Six*: 287-293.
- Kennedy, W.Q., 1964. The Structural Differentiation of Africa in the Pan-African (+/- 500 m.y.) Tectonic Episode. Research Institute of African Geology. Eight annual Report on Scientific Results. Session 1962-1963. University of Leeds. Leeds.
- Kittl, E., 1932 a. Estudios sobre rocas metamórficas e intrusivas de la provincia de Catamarca. *Revista Minera* 4 (3): 78-86. Buenos Aires.
- Kittl, E., 1932 b. Estudios sobre rocas metamórficas e intrusivas de la provincia de Catamarca (Continuación). *Revista Minera* 4 (4): 97-121. Buenos Aires.
- Lottner, U.S. y Miller, H., 1986. The Sierra the Ancasti as an example of the structurally controlled magmatic evolution in the Lower Paleozoic basement of the NW Argentine Andes. *Zbl. Geol. Palaont. Teil 9/10*: 1269-1281, Stuttgart.
- Miller, C.F., 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources?. *Journal of Geology* 93: 673-689.
- McBride, S.L., Caelles, J.C., Clark, A.H. y Ferrar, E., 1976. Paleozoic Radiometric Age provinces in the Andean Basement, Latitudes 25-30° S. *Earth Planetary Science Letters* 29: 373-383.
- Morse, S.A., 1980. Basalts and phase diagrams. Springer Verlag, New York, Heidelberg, Berlín, 483p.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C.T. y Norry, M.J. (Eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Geology Series. Londres, 272 p.
- Pearce, J.A.; Lippard, S.J. y Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. En: Kokelar, B.P. y Howells, M.F. (Eds.): *Marginal Basin Geology*. The Geological Society, 322 p. Londres.
- Penck, W., 1920. Der Sudrand der Puna de Atacama (NW Argentinien). Ein Beitrag zur Kenntnis des Andinen Gebirgstypus und der Frage der Gebirgsbildung. *Der Abhandlungen der Sächsichen Akademie der Wissenschaften*, 1: 3-420. Leipzig.
- Ramos, V.A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: A collisional History of Southern South America. *Episodes*, 11 (3): 168-174.
- Ramos, V.A., 1989. Southern South America: An Active Margin for the past 700 M.Y. 28th International Geologic Congress, Abstracts. 5 (2): 664, Washington.
- Ramos, V.A. y Ramos, E.D., 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. 7^o Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 771-786.
- Ramos, V.A., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J.M. y Palma, M.A., 1984. Chileña: Un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9^o Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 84-106.
- Ramos, V.A., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J.M. y Palma, M.A., 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 6 (6): 855-880.
- Rapela, C.W., Heaman, L.M. y Mc Nutt, R.J., 1982. Rb/Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Geology*, 90: 574-582.
- Villar, L.M., 1970. La Faja Ultrabásica de la Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca, República Argentina. Simposio sobre los resultados de Investigaciones del Manto Superior con énfasis en América Latina, 2: 399-409, Buenos Aires.
- Villar, L.M., 1982. Geología de dos sectores de la faja ultrabásica de la sierra de Fiambalá (Filo del Medio y Agua de los Piques), Provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (2): 237-245.
- Villar, L.M., 1985. Las Fajas Ultrabásicas Argentinas, Tipos de Ultrabásicas, Metalogena. 4^o Congreso Geológico Chileno, Actas 4: 610-633. Santiago de Chile.
- Villar, L.M. y Coleman, R.G., 1986. Reinterpretación geológica de la faja ultrabásica y el bloque de alto grado de metamorfismo, Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4): 410-413.
- Villar, L.M. y Segal, S.J., 1988. Correlación petrológica y metalogénica de las perforaciones realizadas en la asociación gábrica-metasedimentaria de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca, Argentina. 7^o Congreso Latinoamericano de Geología., Anais 6: 139-153. Belem, Brasil.
- Villar, L.M., Godeas, M.C. y Segal, S.J., 1978. El basamento, facies anfíbolita granolita y la faja ultrabásica de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. 7^o Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 521-536.
- Willner, A.P., Lottner, U.S. y Miller, H., 1987. Early Paleozoic Structural development in the NW Argentine Basement of the Andes and its implications for geodynamic reconstructions. En: McKenzie, G.D., (Ed.): *Gondwana six; Structure, tectonics and geophysics*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph Series* 40, p. 229-239.

Recibido: 4 de abril, 1989

Aceptado: 3 de noviembre 1992

Nota: Un trabajo elaborado con posterioridad a la presentación de este manuscrito ha sido publicado durante 1991.

Grissom, G.C., De Bari, S.M., Page, S., Page, R.F.N., Villar, L.M., Coleman, R.G. y Viruel de Ramírez, M. The deep crust of an Early Paleozoic Arc; the Sierra Fiambalá, Northwestern Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America, *Special Paper* 265, pp.189-200.

Diapirismo arcilítico tectoinducido, Sierras Bayas, Provincia de Buenos Aires

A.C. MASSABIE¹, A.J. AMOS² y R. ITURRIZA³

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2,
1428 Buenos Aires, Argentina.

²Progeba, Apartado N° 47, 8400 San Carlos de Bariloche, Argentina.

³Loma Negra SACIF Argentina

ABSTRACT. *Tectonically induced shale diapirism in Sierras Bayas, Buenos Aires Province.* Tectonically induced shale diapirism in the Sierras Bayas, near Olavarría city, is described on the basis of a structural analysis from detailed field mapping of several faces in the Loma Negra quarry. Intrusive clay bodies, more than 15 m high, in the limestones are closely associated with WNW-NW subvertical faults. The diapiric structures were controlled by the moderately south dipping contact of the clay and the upper limestone beds (Loma Negra-Cero Largo Formations) of the Precambrian Sierras Bayas Group. Kinematic slip microstructures in NW fault planes, and spatial relationships between fracturing and clay bodies support a tectonically induced clay intrusion related to regional shearing of supposed Devonian or Permo-Triassic age.

Introducción

Los diapiros o estructuras diapíricas son cuerpos de roca que han merecido gran atención por parte de la industria petrolera, dada su relación con trampas de hidrocarburos, y por la industria química debido a la gran variedad de elementos salinos existentes.

La presencia de estructuras diapíricas arcilíticas vinculadas con el miembro de arcilitas inferiores de la secuencia sedimentaria precámbrica de Sierras Bayas, fue puesta en evidencia hace algunos años al desarrollarse los frentes de cantera en el sector noroeste, San Alfredo, de la Cantera Loma Negra.

Con el avance de los trabajos actualmente se hallan expuestos varios frentes que permiten estudiar la geometría y relaciones de estas particulares estructuras, sobre las que no existen menciones previas y cuya descripción y caracterización estructurales, frente a una presencia aparentemente errática, pueden ayudar en la programación de las futuras tareas de explotación de la cantera.

Se ha realizado un relevamiento topográfico-geológico del sector con las mejores exposiciones y relevamientos puntuales de otras estructuras locales, con la finalidad de alcanzar un cuadro integral de características e interpretación estructural.

Ubicación y marco geológico regional

Las Sierras Bayas se localizan en la porción nor-

occidental de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Forman parte de las Sierras de Olavarría y constituyen un conjunto de serranías que no superan los 300 ms.n.m., de morfología dominante homoclinal, coronadas por estratos cuarcíticos de mayor competencia a la erosión.

Geológicamente se distinguen dos unidades del Precámbrico expuestas en la comarca (Amos *et al.* 1972, Iñiguez *et al.* 1989). La entidad más antigua es un basamento ígneo-metamórfico de escasos asomos en este sector de Sierras Bayas en Cerro Redondo, Villa Mónica, Cerro Sotuyo, etc., hoy disminuidos por su intensa explotación en canteras, y sobrepuestas, en marcada discordancia, las sedimentitas de la Formación La Tinta, integrada por los miembros de cuarcitas inferiores; dolomías; cuarcitas superiores; arcilitas y calizas según Amos *et al.* (1972).

La disposición estructural regional para la comarca de Sierras Bayas se manifiesta en una estructura homoclinal compartimentada en bloques mayores a favor de fallas de alto ángulo.

Con relación a esta secuencia litológica, las estructuras diapíricas interesan los miembros de arcilitas y calizas de la Formación La Tinta que fueron incluidos respectivamente en las formaciones Cerro Largo y Loma Negra del Grupo Sierras Bayas (Iñiguez *et al.* 1989). Cabe destacar aquí que, debido a la particular asociación de los cuerpos diapíricos con las unidades de arcilitas y calizas (Fig. 2), por razones didácticas se emplearán en adelante estas denominaciones informales, las que serán vinculadas oportunamente con

la nomenclatura estratigráfica más actualizada.

Estratigrafía y estructura local

En el sector San Alfredo de la cantera Loma Negra se han desarrollado varios niveles por encima del inferior a cota 148, los cuales exponen una sección estratigráfica local, integrada de base a techo por arcilitas rojizas, calizas chocolate, calizas negras y pelitas varicoloreadas, hasta calcáreas de coloración castaña oscura.

Las relaciones observadas permiten señalar contactos primarios netos transicionales entre arcilitas/calizas (Fig. 2a) y gradual entre calizas chocolate/calizas negras. La relación de contacto entre calizas negras y arcilitas varicoloreadas calcáreas superiores es discontinua, por medio de una superficie irregular elaborada sobre las calizas negras. En la base de esa secuencia superior, que corresponde a la Formación Cerro Negro de Dalla Salda e Iñíguez (1979), se concentran nódulos y lentes de chert.

Si bien otros procesos podrían contribuir a la generación de esta superficie como lo sugiere la geometría del plano de discontinuidad remedo de una megastilolita, el contacto entre las calizas negras y las arcillas calcáreas varicoloreadas es atribuido a una discordancia.

El miembro superior de cuarcitas que no aflora en este sector de canteras, se halla expuesto en los alrededores. Sobre este conjunto sedimentario, en una situación periférica a la cantera, se disponen mediante un importante hiato los depósitos del Pampeano.

Estructura

El sector San Alfredo de la Cantera Loma Negra, corresponde a su extremo oeste. Allí se han realizado estudios de las relaciones estructurales entre el miembro arcilita y el miembro caliza, este último separado informalmente en una parte inferior, caliza chocolate y otra superior, caliza negra.

Por debajo de la caliza chocolate se dispone el miembro arcilita que en la cantera culmina con una sección de arcilitas de color rojo oscuro de aproximadamente 12 m de espesor, coronada por arcilitas blanquecinas bien estratificadas, las cuales pasan a la caliza chocolate (Fig. 2a).

El conjunto de las tres unidades principales, arcilitas, calizas y pelitas calcáreas integran una estructura de homoclinal fallado con algunos alabeos locales e inclinaciones entre 10° y 20° al sudoeste, sur y sudeste. Las

fallas subverticales provocan rechazos de varios metros e interrumpen y limitan la continuidad de los bancos en el sector de cantera, dificultando parcialmente las tareas de explotación.

a. Fracturación

La mesoestructura característica que determina la compartimentación del homoclinal se debe a dos sistemas de fracturas, uno de los cuales tiene neto predominio. A favor del fallamiento principal de rumbo noroeste, A, se producen rechazos verticales mínimos de varios metros, en algunos casos superiores a 10-15 m. Los planos de este sistema constituyen superficies subverticales ondulantes, extensas, con tendencia a presentar fuertes inclinaciones (mayores a 75° hacia el noreste). Estas superficies muestran lobulaciones y lineaciones de deslizamiento subhorizontales, en muchos casos desarrolladas a expensas de cristalización calcítica sincinemática sobre el plano de falla. En varias de estas estructuras se han revelado indicadores cinemáticos que permiten deducir un sentido sinistral para el desplazamiento horizontal en el sistema de fallas noroeste, cuyos rumbos se agrupan en dos juegos (Fig. 5) en torno a las direcciones 290° y 320°. Este último corresponde al juego relativamente más moderno y con estructuras individuales de mayor continuidad.

A estas fallas se asocian zonas de centímetros a decímetros de espesor con rellenos de gruesos cristales de calcita blanquecina. Las que han producido los mayores rechazos y muestran mayor continuidad, presentan zonas de falla con cabalgaduras y desarrollo de brechas con fenoclastos aislados de caliza oscura de la caja, cementados por una matriz calcítica blanquecina. En estos casos la zona de falla alcanza espesores de 0,40 a 0,80 m aproximadamente.

El otro sistema de fracturas, B, es de menor importancia, se manifiesta como diaclasas principales, de planos verticales, rumbo 210-220° dominante que se interrumpen por el fallamiento noroeste, tienen menor persistencia como estructura individual pero una mayor frecuencia y se comportan como fracturas abiertas con escaso tapiz de calcita microcristalina de crecimiento drusoide; no se han comprobado desplazamientos de magnitud paralelos al plano, sino más bien perpendiculares al mismo.

Localmente se ha observado la existencia de fallas menores, C, de baja inclinación afectando a las calizas, las cuales en partes siguen los contactos estratales, o bien los atraviesan a modo de rampas controladas en sectores por la laminación interna del banco.

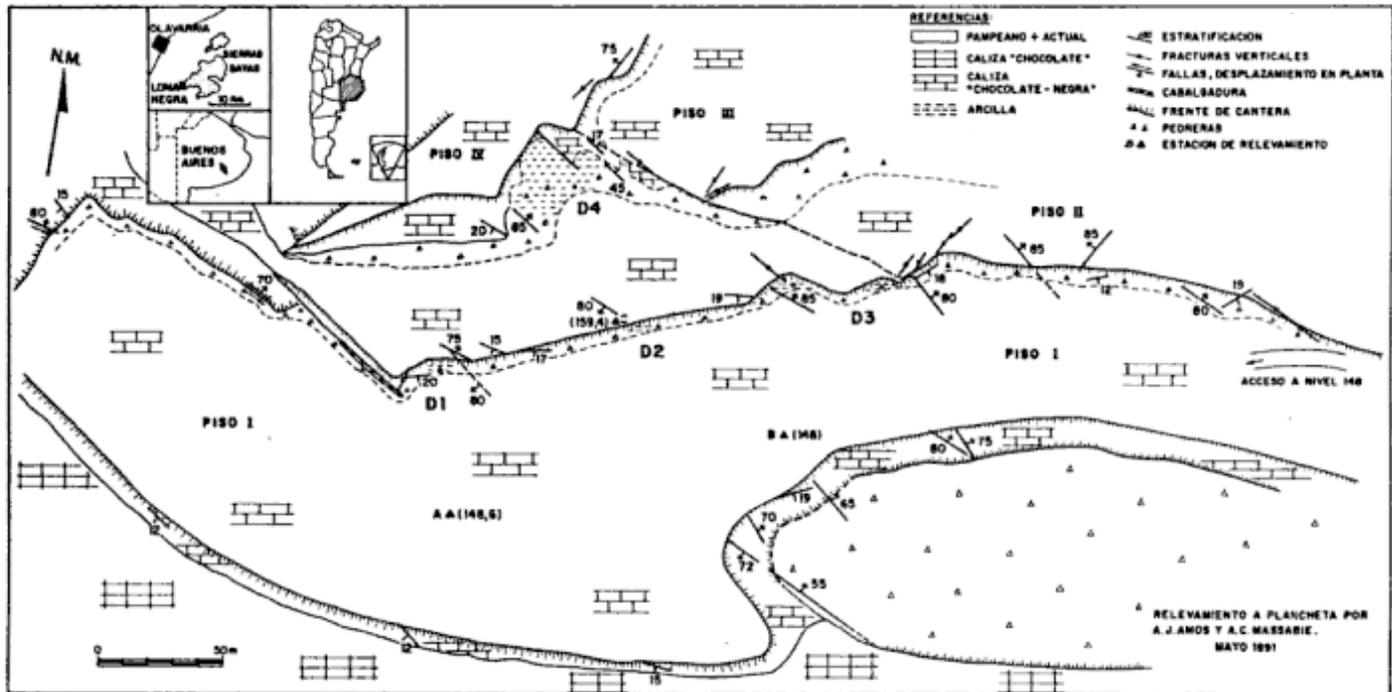


Figura 1: Relevamiento geológico estructural del sector San Alfredo, Cantera Loma Negra, Olavarría.

b. Diapiros y estructuras asociadas

El relevamiento estructural de frente norte sobre el denominado Piso I de cota 148 (Fig. 1) y los sectores próximos de cantera, puso de relieve la existencia de tres estructuras diapíricas principales expuestas entre los pisos I y II. Dentro de este frente de dirección ENE, revelado en una longitud de 400 m y cuya altura varía entre 11 y 12 m, queda acotado el desarrollo vertical de las estructuras diapíricas (D) presentes. Para su descripción dentro del sector cartado se identifican de oeste a este como D1, D2, D3 y D4, esta última sobre el Piso II (D= estructura diapírica).

D1: Se halla ubicada en el extremo oeste del frente norte sobre el Piso I (Figs. 1 y 2b), tiene una longitud en la dirección del frente de 30 m aproximadamente y una amplitud máxima de unos 6 m. La estructura diapírica se halla limitada por fallas de rumbo 305° y 290° de fuerte inclinación al noreste o subverticales. El techo del diapiro corresponde a las calizas chocolate, las cuales han sido afectadas por una serie de fallas subparalelas que forman cuñas por encima del sector de culminación de la estructura. La estratificación de las calizas desarrolla en conjunto un pliegue suave, fallado escalonadamente hacia el extremo oriental. La arcilla ha avanzado paralelamente a la estratificación en el sector occidental más suave y ha sido controlada por fallas escalonadas en el flanco oriental. En el sector de culminación ha deformado el techo en pliegue anticlinal de eje de rumbo 310°

limitado lateralmente por fallas paralelas de fuertes inclinación al noreste.

La estructura interna de las arcilicas (estratificación) acompaña la geometría del cuerpo. Una de las fallas principales sobre el sector de culminación se refracta al pasar a la masa arcilítica, adoptando menor inclinación. En una faja decimétrica se combina con la estratificación subparalela a los límites de la roca encajante a la masa arcilítica, un clivaje apretado que tiende a desaparecer rápidamente hacia el interior del diapiro.

D2: La estructura tiene una longitud de algo más de 15 m según el frente norte y una amplitud de unos 6 m en el sector de culminación (Fig. 1). Está limitada por fallas subverticales de rumbo noroeste (300°) y en las calizas del techo se desarrolla un anticlinal con replegamientos locales apretados y fracturación radial que controla la formación de una cuña en el sector de culminación, limitada por fallas convergentes y divergentes, las cuales se refractan hacia el interior de la masa arcilítica.

D3: Constituye la estructura diapírica más importante relevada sobre el frente norte del Piso I, la cual se vincula estructuralmente con la D4 expuesta sobre el frente norte del Piso II. Tiene una extensión longitudinal según el frente de cantera de poco más de 65 m y una amplitud máxima de 10 m (Figs. 1 y 2c).

Los límites principales están determinados por sendas fallas de rumbo $290^\circ/80^\circ$ NE (O) y $315^\circ/80^\circ$ NE (E).

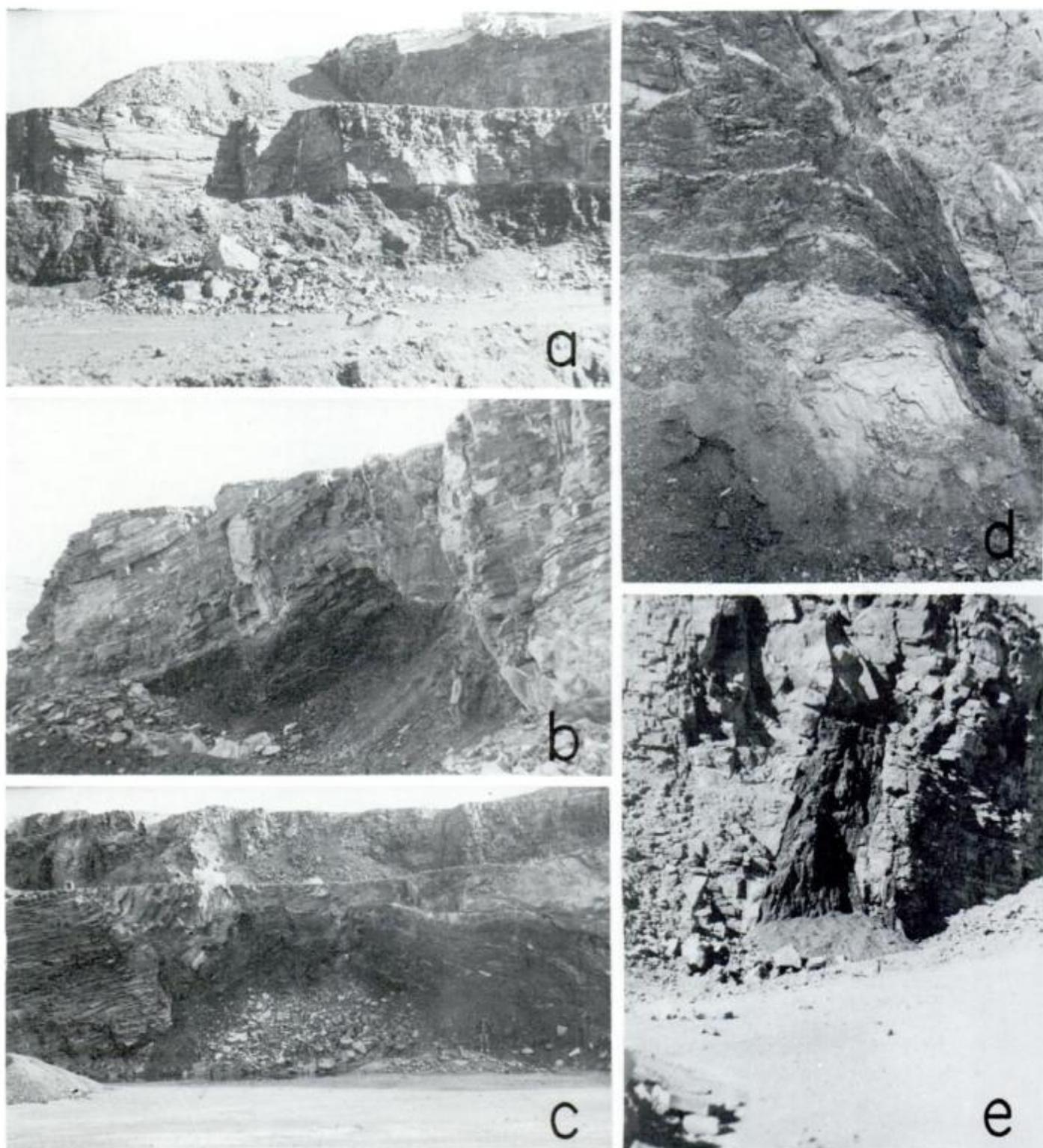


Figura 2: a. Relación de contacto estratigráfico normal. Arcilitas rojizas infrayacentes sobrepuestas por las calizas chocolate-negras. b. Estructura diapírica D1. Intrusión de la masa arcilítica en las calizas suprayacentes deformadas y falladas. Contacto oriental del cuerpo arcilítico por falla subvertical de superficie curva. c. Estructura diapírica D3, vista parcial de su flanco occidental. Relación intrusiva de las arcilitas en las calizas deformadas y fracturadas. d. Detalle del arrastre desarrollado en las arcilitas junto al contacto por falla con las calizas (D3). e. Cuerpo diapírico arcilítico de geometría tabular (D6) limitado por fallas en sus contactos laterales con las calizas.

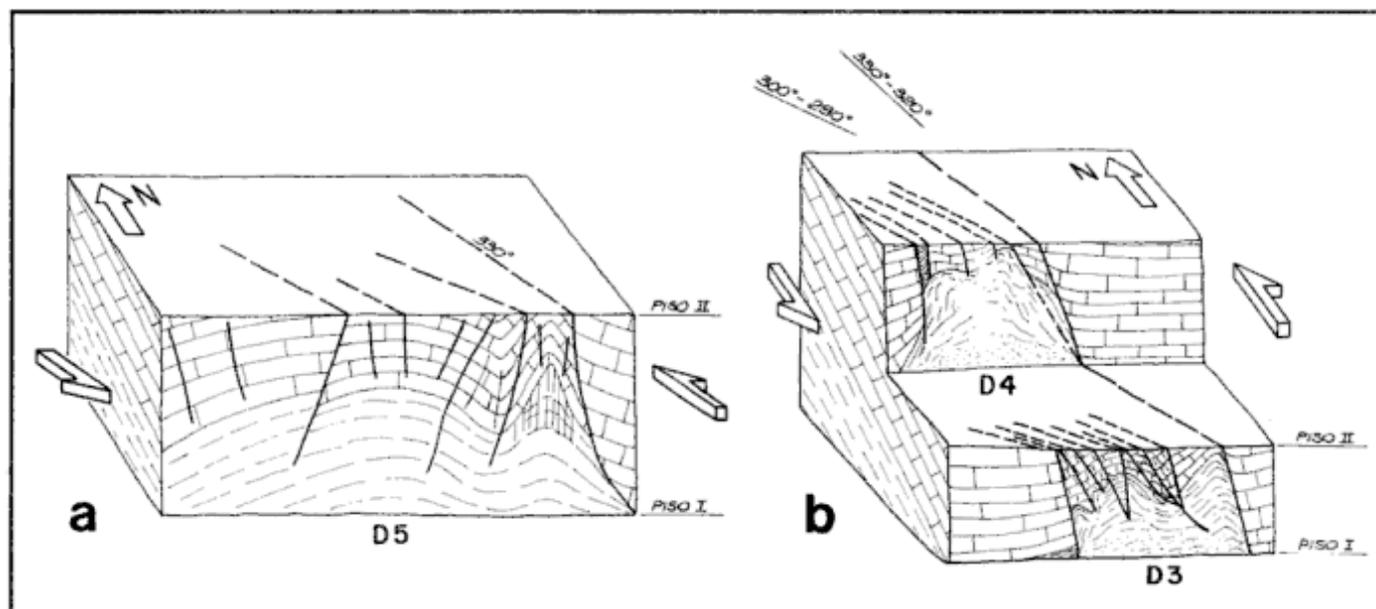


Figura 3: a. Diagrama bloque de relaciones estructurales del cuerpo diapírico D5 con las unidades litológicas intervinientes, calizas y arcilitas, el sistema de fracturas NO y el cizallamiento regional. b. Diagrama bloque de relaciones estructurales de los cuerpos diapíricos, D3 y D4 con las unidades litológicas intervinientes, calizas y arcilitas, el sistema de fracturas NO y el cizallamiento regional.

Las calizas del techo han sido afectadas por un plegamiento y fracturación radial que determina una serie de cuñas. En un sector intermedio la masa calcárea de techo que ha quedado relativamente deprimida, está sumamente dislocada por replegamiento y fallas oblicuas a la estratificación de bajo ángulo de inclinación. En la porción oriental, la falla limitante con caliza provoca un rechazo estratigráfico mínimo de 10 m; en la masa arcilítica se presentan pliegues de arrastre de ejes oblicuos al plano de contacto y una faja interna de arrastre con desarrollo de clivaje y pequeñas fallas en un espesor de 1 a 0,50 m (Fig. 2d).

D4: En el sector de la cantera constituye la estructura diapírica más importante ya que alcanza un desarrollo vertical visible cercano a 25 m entre el Piso II y el Piso IV (Fig. 1). Se vincula con la estructura D3, demostrando un buzamiento de esta estructura diapírica principal (D4-D3) de 15° al sudeste.

Si bien los detalles generales de D4 se hallan disimulados por cubierta vegetal y detrito artificial se comprueban las características estructurales comunes, como son límites laterales principales por fallas de rumbo $300^\circ \pm 15^\circ-20^\circ$ y la característica deformación dúctil y fracturación de las calizas limitantes por efecto local de la intrusión. Cabe acotar que en la porción más alta de esta estructura se ha podido observar, en el contacto de la masa arcilítica rojiza con la caliza chocolate, un marcado replegamiento por arrastre de bancos de arcilita blanquecina, de posición cuspidal en la sucesión normal del miembro arcilítico en este sector de cantera.

Se ha relevado (Fig. 1) la presencia de un bloque de caliza replegada "flotando" en la masa arcilítica, localizado cerca del límite oriental de la estructura, cuyo origen será considerado más adelante.

D5: Unos 500 m al este del sector de cantera relevado, cerca de la rampa de acceso al mismo se halla expuesta otra estructura diapírica, sobre un frente de similar orientación al D1, D2 y D3.

En el esquema adjunto de D5 (Fig. 3a) se destaca un sector en el cual la masa arcilítica penetra en la caliza con una forma de cuña que se adelgaza rápidamente, limitada por dos fallas suavemente convergentes hacia arriba, una de las cuales define como en otros ejemplos el límite oriental de la estructura diapírica en conjunto, con un rumbo de 330° y fuerte inclinación al noreste. Entre ambas fallas se produce un anticlinal acuñado en el techo de calizas y la porción superior de la masa arcilítica. Hacia el interior de la estructura se desarrolla un clivaje paralelo al plano axial del pliegue con un espaciamiento de 1 a 2 cm, el cual pierde continuidad rápidamente hacia abajo en el interior de la masa arcilítica.

D6: Algo más al este, en un pequeño frente de cantera próximo a un sector de explotación, se expone un cuerpo arcilítico con forma de "dique", localizado en las calizas (Fig. 2e).

Presenta un espesor de algo más de 2 m y una altura expuesta de 8,5 m. Los contactos con las calizas estratificadas en bancos de espesores decimétricos (R 315° ; I 20° sobre la pared encajante occidental) se producen por sendas fallas subparalelas de rumbo 310° y

subverticales que continúan por encima de la culminación del cuerpo arcilítico (Fig. 2e). Las arcilitas rojo castaño que constituyen el cuerpo con forma de "dique" se hallan fuertemente deformadas, su estratificación se dispone subparalelamente a los contactos, desarrollando una geometría de anticlinal apretado de flancos subparalelos controlados por las fallas limitantes. Se ha desarrollado un clivaje por efecto de arrastre contra las paredes de caliza oblicuo a las mismas hasta subparalelo, que acompaña y en parte oblitera la disposición de la estratificación. Dos fracturas subverticales de planos ondulantes subdividen a la masa arcilítica.

Esta estructura (D6) representa un caso extremo de deformación observado de la masa arcilítica, y es comparable con el sector de anticlinal apretado de D5 (Fig. 3a) que corresponde a su culminación limitada entre fallas próximas y a algunas partes de D1, D2, D3 y D4.

Del relevamiento y caracterización de las estructuras diapíricas reconocidas se puede establecer un desarrollo gradacional de relaciones espaciales entre los cuerpos arcilíticos, las calizas suprayacentes y la fracturación. Se tienen en un extremo relaciones de contacto por falla con arrastre en las arcilitas que preservan fuera de esa zona una disposición homoclinal de inclinación acentuada (Fig. 2b), hasta, en el caso de mayor movilidad de la arcilita, una neta penetración a modo de dique en las calizas, limitada por superficies de falla (Fig. 2e).

Interpretación de las estructuras

a. Litologías y estructuras críticas asociadas a la formación de los diapiros.

La generación de las estructuras diapíricas está condicionada por un conjunto de factores estructurales, litológicos y reológicos que se combinan favorablemente para su desarrollo.

Las unidades litológicas implicadas son las arcilitas inferiores que desarrollan los cuerpos intrusivos en la caliza chocolate-negra, la cual cumple el papel de roca encajante. En este caso el límite arcilita/caliza es también una superficie de contacto entre dos materiales de cualidades reológicas de contraste relativo, de modo que la arcilita experimenta una deformación de conjunto más dúctil que las calizas encajantes comparativamente más rígidas en su comportamiento global.

Hasta aquí sólo se avanza sobre la existencia relevada de dos unidades litológicas de comportamiento reológico disímil, separadas por un contacto neto, dentro de una estructura homoclinal cuya regularidad se halla alterada por el desarrollo de las estructuras diapíricas arcilíticas intrusivas en las calizas y

fallamiento.

Por otra parte, la localización de las estructuras diapíricas se asocia a la presencia de fallamiento de azimut 300° , sistema dominante en el sector estudiado. Las estructuras diapíricas se hallan limitadas y controladas por este sistema de fallas subverticales, con predominio de inclinaciones empinadas al noreste y variaciones de rumbo entre 290° y 320° hasta 330° , correspondiendo los azimut mayores al juego de fallas relativamente más moderno del sistema 300° (Fig. 3a y b).

La disposición espacial de las estructuras diapíricas se halla así controlada por la intersección del contacto caliza/arcilita inferior, homoclinal de inclinación 12° - 18° de inclinación al sur, con el sistema de fallas noroeste (290° - 320°).

Como consecuencia de esto las estructuras diapíricas hunden con un buzamiento medio de 15° hacia el sudeste (Fig. 3b y 4).

Este buzamiento al sudeste de las estructuras diapíricas explica la ausencia de las mismas en el frente sudeste del Piso I. Además dado que la estructura D4 no aparece en superficie al noroeste, en el Piso IV, se postula la existencia de culminaciones y depresiones en el desarrollo longitudinal de los cuerpos diapíricos.

b. Mecanismo de formación de las estructuras

Modelo atectónico

En los ejemplos mundiales la formación de diapiros arcilíticos guarda paralelismo con la de los domos de sal, no obstante que los primeros son relativamente menos abundantes (Bishop 1978). Las condiciones para el desarrollo primario de estructuras de este tipo, cuyas dimensiones son kilométricas, se vinculan con la presencia de espesos bancos de arcilla en cuencas con altas velocidades depositacionales (deltas), lo cual retarda la expulsión de agua de los lodos finos subyacentes. Las arcillas resultan subcompactadas y adquieren presión de poros anormalmente alta. Como consecuencia se puede producir una inversión de densidades y la arcilla sepultada reacciona en forma de un ascenso diapírico altamente móvil (Bishop 1978, Harding y Lowell 1979, Bruce 1973).

Estas estructuras diapíricas se desarrollan en forma independiente de tectonismo en los modelos propuestos, si bien su localización puede vincularse con direcciones estructurales regionales en la cuenca (Harding y Lowell 1979). La asociación de un diseño de fallas distensivas sinsedimentarias es mencionada por Bruce (1973) y Woodbury *et al.* (1973) al explicar la formación de estructuras subyacentes de arcilla subcompactada en cuencas de elevadas tasas depositacionales.

Sobre la base de las condiciones ambientales dedu-

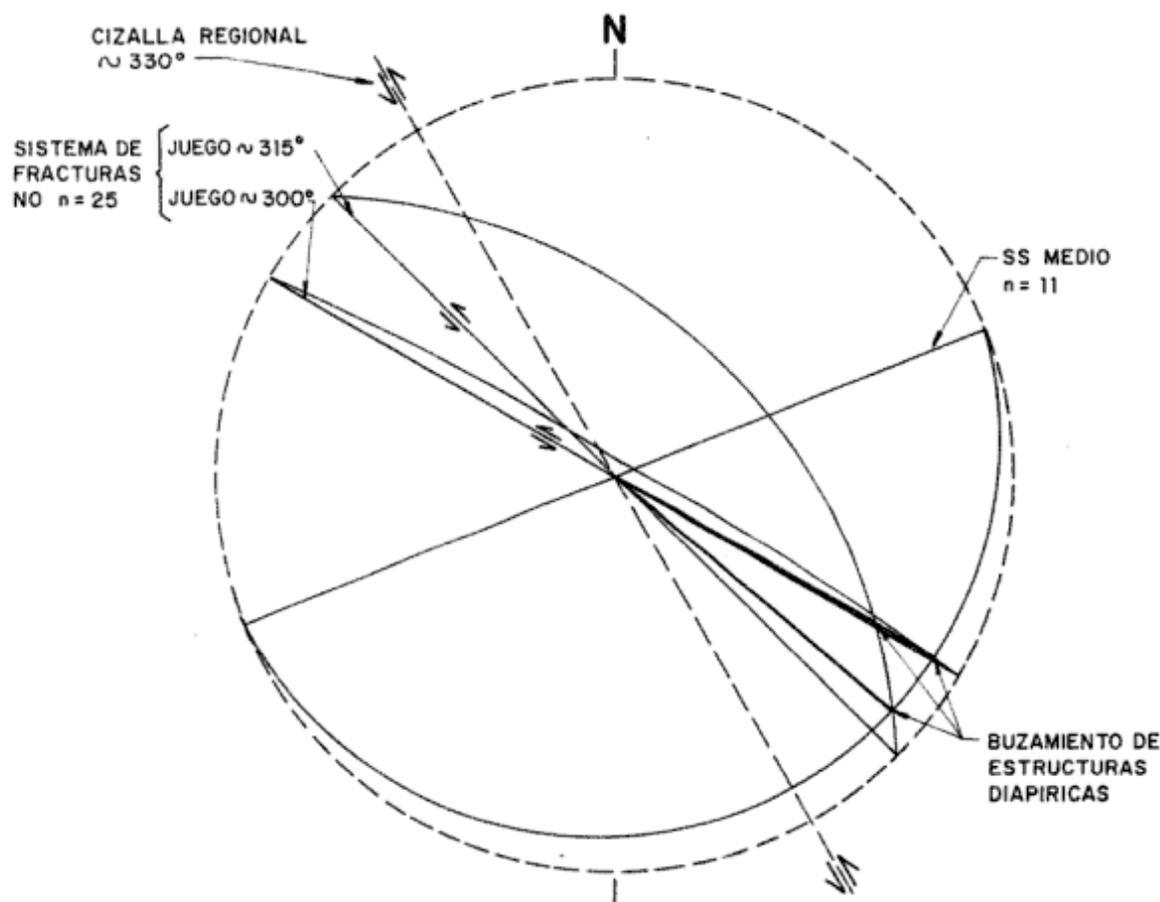


Figura 4: Diagrama estereográfico de relaciones espaciales entre los valores medios de estratificación, sistema de fracturas NO y cizallamiento regional deducido de rumbo 330° .

cibles de la secuencia litológica donde se localizan las estructuras diapíricas de Sierras Bayas, su distribución espacial, dimensión de las estructuras diapíricas y su asociación con fallamiento compresivo de representación regional, se descarta una génesis comparable con los modelos clásicos resumidos.

Modelo tectónico

A continuación se postula un mecanismo de formación que induce al desarrollo de diapirismo bajo la acción de tectonismo, el cual se adecua a la información disponible presentada en capítulos precedentes.

Las estructuras diapíricas se hallan limitadas por fallas y su desarrollo vertical se encuentra mecánicamente vinculado a fallamiento en bloque de las calizas encajantes de disposición subparalela a las fallas limitantes. La presencia del bloque de caliza deformada aislado en D4, atestigua la movilidad de la masa arcilítica junto a su límite noreste por falla.

Dentro del conjunto de fallas que componen el sistema noroeste presente en el sector de la cantera estudiado, cuyos rumbos varían entre 290° y 320° aproximadamente, se ha comprobado que los lí-

mites de falla más conspicuos, junto a los cuales culminan generalmente las estructuras diapíricas más importantes, corresponden a rumbos de azimuts mayores (310° - 330°) con relación al cortejo de fracturas asociadas sobre las estructuras diapíricas (290° - 300°). Se observa que las fracturas de azimuts menores se interrumpen contra las fallas de azimuts mayores (Figs. 1 y 3b) en las exposiciones de calizas fuera de los sectores donde se localizan las estructuras diapíricas. Las fallas muestran una persistente estriación subhorizontal, y en varias de ellas se reconocieron indicadores cinemáticos que permiten deducir un sentido de desplazamiento de rumbo sinistral. Si bien se han reconocido en algunas de las fallas presentes estrias subverticales, indicativas de desplazamientos de inclinación, éstos últimos tienen una expresión secundaria frente a los desplazamientos de rumbo en las superficies de falla.

Con frecuencia, las distintas fracturas tienen una zona de relleno irregular cementada por calcita cristalina en la cual "flotan" fenoclastos aislados de caliza oscura, adosada a la superficie de deslizamiento principal. Las zonas de rellenos pueden tener centíme-

tros, decímetros y hasta poco más de un metro en las fallas principales.

Para integrar las características estructurales y relaciones geométricas asociadas a la formación de las estructuras diapíricas en el sector estudiado en un modelo geométrico se parte de la base que las intrusiones arciliticas han sido inducidas tectónicamente y que su formación se halla íntimamente vinculada a la cinemática de la fracturación que afecta el contacto arcilita inferior/caliza chocolate-negra, bajo condiciones de confinamiento.

Para conjugar la información estructural analizada se supone la acción de un campo tensional compresivo, que determina la materialización en la comarca de un cizallamiento regional sinistral horizontal de dirección aproximada 330° cuyo efecto sobre fracturas 290° y 320° existentes o desarrolladas progresivamente, favoreció la asociación de un comportamiento transcurrente local en las primeras y transcurrente, en las últimas (Ramsay y Huber 1987, Hancock 1985).

Bajo estas condiciones, en los lugares de intersecciones favorables entre estos dos juegos del sistema de fracturación noroeste, con relación al contacto arcilita/caliza, se induce la formación de las estructuras diapíricas con la intrusión de las arcilitas en las calizas suprayacentes, merced a la extensión relativa generada en el sistema noroeste a favor del juego 290° en su interacción dinámica con el juego 320°.

En las Figs. 3a y b se esquematiza la relación entre las estructuras diapíricas, el contacto arcilita inferior-caliza chocolate-negra y el sistema de fracturación noroeste, con los juegos 290° y 320°. La existencia de unidades litológicas de comportamiento reológico diferencial como el miembro arcilita de mayor ductilidad relativa, fue crítica para el desarrollo de las estructuras diapíricas tectoinducidas en Sierras Bayas, cuya génesis es vinculable con el comportamiento dilatante de fracturas favorablemente orientadas.

c. Edad

La formación de las estructuras diapíricas se considera posterior a la depositación de la Formación Cerro Negro que ha sido afectada por el sistema de fallamiento noroeste en distintos sectores de la cantera, previamente al ascenso serrano cenozoico de las Sierras Septentrionales (Teruggi y Kilmurray 1980). Zonas de fractura de disposición noroeste con relleno de calcita blanquecina truncadas por la superficie de discordancia pre Formación Cerro Negro, implican una fracturación anterior a la generación de las estructuras diapíricas.

No obstante la mayor antigüedad que inhabilita la correlación con las estructuras diapíricas de Loma

Negra, vale tener presente la manifestación de mecanismos deformativos cizallantes precámbricos en las Sierras Septentrionales señalada por Dalla Salda (1981) para sectores del basamento de Tandilia en las sierras de Azul y Tandil expresados en fajas de milonitización con desplazamiento preferentes horizontales. Previamente Teruggi *et al.* (1973) señalan para el basamento de la región de Tandil tres dominios estructurales, A, B y C, que determinan respectivamente tres direcciones de fallamiento principal: E-O, NE-SO y NO-SE, esta última coincidente con transcurrente sinistral en la faja de milonitización de Tandil (Dalla Salda 1981).

En la región de Sierras Bayas el sistema de fallas noroeste con persistencia de indicadores de desplazamiento de rumbo y sentido sinistral ha sido relevado en diversas localidades fuera del sector estudiado en este trabajo por uno de los autores (A.M.). Por otra parte la presencia de estructuras diapíricas asociadas a ese fallamiento no se halla restringida al sector de la cantera Loma Negra, ya que estructuras diapíricas arciliticas similares intruidas en calizas se hallan al sur de la cantera Losa.

Sobre esta base y teniendo en cuenta que mecanismos regionales cizallantes comprobados permiten integrar también la estructura de comarcas cratónicas colindantes más modernas de intensa y variable deformación como son las Sierras Australes de Buenos Aires (Cobbold *et al.* 1987), se postula la acción de cizallamientos regionales que al actuar sobre la comarca de Sierras Bayas durante el Paleozoico medio, Fase Precordilleránica (Massabie y Rossello 1984), o bien en el Permo-Triásico (Cobbold *et al.* 1987), se manifestaron en la cubierta precámbrica sedimentaria, Grupo Sierras Bayas y Formación Cerro Negro, en una deformación frágil-dúctil. Para cualquiera de los dos episodios propuestos, el esfuerzo principal máximo compresivo se supone subhorizontal y orientado en una dirección oeste en la región.

Conclusiones

Se da a conocer la existencia de estructuras diapíricas arciliticas en la secuencia sedimentaria precámbrica de Sierras Bayas.

En el sector de la cantera Loma Negra los diapiros arciliticos constituyen intrusiones de metros a decenas de metros de amplitud del miembro arcilita en las suprayacentes calizas chocolate-negras (contacto Fm. Loma Negra/Fm. Cerro Largo del Grupo Sierras Bayas).

Existe una asociación causal entre el desarrollo de las estructuras diapíricas y el fallamiento noroeste, la

cual surge de la gradación estructural entre fuertes arrastres junto a las fallas principales limitantes, hasta penetraciones arcilíticas con forma de dique limitadas por fallas.

En este diapirismo no operaron las condiciones para explicarlo sobre la base de un mecanismo atectónico de inversión de densidades.

La génesis de las estructuras diapíricas se halla controlada por una concurrencia de factores litológicos y estructurales que coadyuvieron a su desarrollo: el contacto entre las calizas y arcilitas, dos litologías de comportamiento reológico relativo contrastado y fracturación subvertical de rumbo noroeste.

En Loma Negra la localización espacial de los diapiros arcilíticos se halla controlada por la intersección del límite caliza/arcilita, superficie de disposición media 15° S, con el sistema de fallas subverticales 300° ± 20°.

El fallamiento noroeste determina los límites principales de las estructuras diapíricas y ofrece indicadores cinemáticos de desplazamientos dominantes en la dirección del rumbo de sentido sinistral, frente a menores evidencias de desplazamientos en la dirección de la inclinación.

Existen dos juegos de fallas subverticales relacionados con las estructuras diapíricas, uno próximo al rumbo 290° y otro a la dirección 320°. El último irrumpe las fallas 290° y tiene mayor extensión e importancia en fallas individuales.

Se postula un mecanismo tectoinducido para la formación de los diapiros arcilíticos, cuyas intrusiones se localizan en las intersecciones favorables 290°/320° del fallamiento noroeste controladas por el comportamiento extensional en el juego 290°.

El diapirismo se vincula con un cizallamiento regional horizontal sinistral de dirección 330° bajo un campo compresivo cuyo esfuerzo principal máximo se orientó en dirección oeste, durante el Paleozoico medio (Fase Precordilleránica) o en el Permo-Triásico.

Agradecimientos

A Sebastián Hurtado, por su colaboración en el campo, a Loma Negra CIASA por el apoyo brindado, al CIRGEO por el instrumental utilizado y a Daniel Bertinat por el dibujo final de los originales.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A.J., Quartino, B.J. y Zardini, R.A., 1972. El "Grupo La Tinta" (Provincia de Buenos Aires). Paleozoico o Precámbrico? 25º Congreso Brasileiro Geología. Sao Paulo: 211-221.
- Bishop, R.S., 1978. Mechanism for Emplacement of Piercement Diapirs. *American Association Petroleum Geologists*, 62 (9): 1561-1583.
- Bruce, C.H., 1973. Pressured Shale and Related Sediment Deformation: Mechanism for Development of Regional Contemporaneous Faults. *American Association Petroleum Geologists* 57(5): 878-886.
- Cobbold, P., Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1987. Hercynian Wrenching and Thrusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina. *Hercynica*, 2(2): 135-148.
- Dalla Salda, L.H., 1981. Tandilla, un ejemplo de tectónica de transcurrencia en basamento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36(2): 204-207.
- Dalla Salda, L.H. y Iñíguez, A.M., 1979. "La Tinta", Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. 7º Congreso Geológico Argentino, I: 539-550, Neuquén.
- Hancock, P.L., 1985. Brittle microtectonics: Principles and practice. *Journal Structural Geology* 7 (3/4): 437-457.
- Harding, T.P. y Lowell, J.D., 1979. Structural Styles, Their Plate-Tectonic Habitants and Hydrocarbon Traps in Petroleum Provinces. *American Association Petroleum Geologists*, 63 (7): 1016-1056.
- Iñíguez, A.M., Del Valle, A., Poiré, D.G., Spalletti, L.A. y Zalba, P.E., 1989. Cuenca Precámbrica/Paleozoica inferior de Tandilla, Provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A., (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentina, Serie Correlación Geológica* 6, Universidad Nacional Tucumán: 245-263.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. 9º Congreso Geológico Argentino, 1: 337-352.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*, 2. Folds and Fractures. Academic Press: 309-700.
- Teruggi, M.E., Kilmurray, O.J. y Dalla Salda, L., 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales Sociedad Científica Argentina*, 195: 81-94.
- Teruggi, M.E. y Kilmurray, O.J., 1980. Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. En: 2º Simposio Geología Regional Argentina 2: 919-965.
- Woodbury, H.O., Murray Jr., Pickford, P.J. y Akers, W.H., 1973. Pliocene and Pleistocene Depocenters, Outer Continental Shelf, Louisiana and Texas. *American Association Petroleum Geologists* 57(2): 2428-2439.

Recibido: 1º de abril, 1992

Aceptado: 3 de noviembre, 1992

Las rocas intrusivas del cerro Caicayén, Provincia del Neuquén y su relación con las manifestaciones de hierro en skarns

Marta Beatriz FRANCHINI

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Dirección Provincial de Minería, Vidal 72
8340 Zapala, Argentina*

Abstract. *Intrusive rocks from Cerro Caicayén, Neuquén Province, and their relation to Fe-bearing skarns.* Cerro Caicayén is located on the western margin of the Faja Plegada del Agrio in the andine region. Its rocks form an asymmetrical anticline (Caicayén anticline) with curved NE-SW trending axis. Igneous rocks emplaced in the core consist of two quartz microdiorite laccoliths, and several sills of quartz microdiorite, andesite, hornblende dacite and dacite that crop to the south and south-east of the largest laccolith. The main paragenesis is plagioclase-hornblende-quartz, with biotite in the hornblende andesite. The rocks are calc-alkaline with SiO₂ contents between 61.93% and 59.01%. The K₂O/Na₂O ratios are low (0.41) because of the normal K₂O content (1.46%) and are similar to the ratios determined in Lower Tertiary intrusive and extrusive facies from northern Neuquén; the Al₂O₃ content is high (18.47%). On the basis of their Fe₂O₃/FeO ratios, and their high titanomagnetite and magnetite contents, the rocks are considered to belong to the magnetite series. The Caicayén igneous rocks show mineralogical, geological and chemical similarities to the intrusive igneous complex of Collipilli, and are consequently included within the Collipilli Formation of the Neuquino-Mendocina Volcanic Province. The petrogenesis of the andesites and dacites is related to Fe-bearing skarns and a porphyry copper ore body.

Introducción

En las regiones andinas y preandinas de Neuquén y del sur de Mendoza, el volcanismo del Terciario inferior está representado por una diversidad de rocas ígneas que abarcaron desde cuerpos plutónicos epizonales hasta unidades volcánicas extrusivas. Estas manifestaciones -que se extienden desde los 34° S hasta los 38° 30' S- han sido reunidas en una provincia magmática denominada Provincia Volcánica Neuquino-Mendocina (Llambías y Rapela 1987). Las unidades extrusivas e intrusivas de esta provincia volcánica se describen bajo la denominación de Formación Cayanta (Rapela y Llambías 1985) y Formación Collipilli (Llambías y Rapela 1989), respectivamente.

El conocimiento petrográfico y químico de estas rocas es aún incompleto pudiendo mencionarse, entre otros, los aportes realizados por Groeber (1946, 1954), Zöllner y Amos (1973), Llambías y Malvicini (1978), Bettini (1982), Rapela y Llambías (1985), Llambías y Rapela (1989). La edad de esta provincia no está totalmente definida, así como el número de episodios que la integran. Teniendo en cuenta las edades de que se dispone, Llambías y Rapela (1989) la ubican temporariamente en el Paleógeno pero, según estos mismos autores, otras edades radimétricas de intrusivos atribuidos a esta provincia volcánica han arrojado valores que indican mayor antigüedad, por lo que podría incluir rocas del Cretácico superior posteriores a los movimientos intersenonianos.

En el presente trabajo se brindan las características geológicas, petrográficas y químicas de una de las manifestaciones de este volcanismo paleógeno del noroeste de Neuquén, en el cerro Caicayén, del cual no existen trabajos de detalle previos, a excepción de la datación radimétrica efectuada sobre una muestra de microdiorita cuarzosa que arrojó una edad del Eoceno medio ($44,7 \pm 2$ Ma; Llambías y Rapela 1989).

El reconocimiento petrográfico y químico de los cuerpos intrusivos de Caicayén no sólo es necesario para adquirir un mayor conocimiento sobre la identidad del volcanismo paleógeno, sino como sustento para una evaluación y caracterización más precisa de los recursos minerales asociados a estas rocas, como las manifestaciones de hierro en skarns (Franchini y Meinert 1992) y una zona de alteración hidrotermal con sulfuros y óxidos diseminados tipo cobre porfirico (Casé, en preparación).

Se realizó un mapa geológico en escala 1:50.000 del área comprendida entre las latitudes 37° 23' -37° 28' 54" sur y longitudes 70° 25' 08" -70° 32' 51" oeste, que incluye las rocas intrusivas. La caracterización litológica y la selección de las muestras para los análisis químicos se llevaron a cabo a través de los estudios macroscópicos y microscópicos de 17 rocas. Las secciones delgadas y pulidas se confeccionaron en el laboratorio petrocalcográfico de la Dirección Provincial de Minería del Neuquén y los análisis modales, sobre un total de 7 muestras, en la Cátedra de Mineralogía de la Universidad Nacional de Córdoba. Los análisis

químicos de los elementos mayoritarios fueron realizados en el Laboratorio de Química Geológica y Edafología (LAQUIGE, CONICET). El contenido de SiO_2 se determinó por gravimetría y colorimetría de filtrado; Al_2O_3 , CaO , MgO y MnO por absorción atómica; Fe_2O_3 , Ti_2O y P_2O_5 por colorimetría; Na_2O y K_2O por fotometría de llama; FeO por volumetría y H_2O por gravimetría.

Marco geológico local

El cerro Caicayén está situado en el límite occidental del área andina conocida inicialmente como Fosa del Agrio (Braccacini 1970) y con posterioridad denominada por Ramos (1978) Fosa Plegada del Agrio al segregarla de la unidad morfoestructural inicial que incluía la Fosa de Chos Malal. Es un anticlinal que tiene un flanco occidental tendido, con inclinaciones de 11° a 14° al oeste donde es cubierto por las volcanitas terciarias que rellenan el graben de Loncopué y que apoyan en discordancia sobre rocas del Ciclo Andino. El flanco oriental presenta inclinaciones mucho más pronunciadas, que varían entre los 65° y 75° al este. El rumbo del eje es aproximadamente nornoreste-sursuroeste y tiene disposición curva. De acuerdo con Minniti *et al.* (1986) el anticlinal constituye una estructura con vergencia oriental que es consecuencia directa del arrastre producido a través de la rampa generada por una falla inversa, con buzamiento al oeste, que afecta al basamento prejurásico.

La cubierta sedimentaria de la zona estudiada está constituida por unidades del Ciclo Jurásico y del Ciclo Andino. Las rocas más antiguas corresponden al Grupo Cuyo (Pliensbaquiano-Caloviano medio) y comprenden a las Formaciones Los Molles (pelitas) y Tábanos (calizas algales y yesosas); las unidades forman el núcleo del anticlinal y están expuestas en ambos márgenes del arroyo Rahuecú, con espesores de 250 m y 12 m, respectivamente (Fig. 1). Estas se encuentran cubiertas por rocas del Grupo Lotena/Chacay (Caloviano medio-Oxfordiano superior), representado por las Formaciones Lotena (areniscas-pelitas), La Manga (calizas micríticas) y Auquilco (calizas y yeso); las unidades afloran al sur y sureste del cerro con espesores de 170 m (Formaciones Lotena y La Manga) y 300 m (Formación Auquilco).

El Ciclo Andino (Kimmeridgiiano-Cenomaniano inferior) comprende al conjunto sedimentario integrado por las Formaciones Tordillo (areniscas y pelitas), Vaca Muerta (pelitas y calizas micríticas), Quintuco (areniscas y pelitas) y Mulichinco (areniscas). La Formación Tordillo se presenta rodeando al cerro y coronando su estructura; su espesor alcanza 600 m.

Las unidades más jóvenes de este Ciclo están expuestas al norte y al este de Caicayén.

Las rocas ígneas son cuerpos subvolcánicos ubicados en el núcleo del anticlinal. Vinculadas a ellas hay mineralizaciones de hierro en skarns y una zona con alteración hidrotermal, óxidos y sulfuros diseminados tipo cobre porfirico (Fig. 1).

Los cuerpos intrusivos

Un cuerpo principal de microdioritas cuarzosas constituye la parte más alta del cerro; en planta tiene forma ovalada con su eje mayor, norte-sur, de 4,1 km de longitud y su eje menor, este-oeste, de 2,3 km de longitud. Del mismo modo que los lacolitos, poseen mayor espesor y menor continuidad lateral que los filones capa (Fig. 1). Sobre la margen izquierda del arroyo Rahuecú aflora otro cuerpo similar en composición al de microdioritas cuarzosas pero de dimensiones reducidas (1,5 km de diámetro); está alojado en las Formaciones Tábanos y Lotena (Fig. 1).

Al sureste y sur del cuerpo principal, hay numerosos filones capa de dacitas, dacitas hornblendíferas, andesitas y microdioritas cuarzosas; en algunos se han medido espesores de 175 m y 300 m (Fig. 1). Están alojados en las pelitas, las calizas y las areniscas de las Formaciones Los Molles, Tábanos y Lotena, respectivamente.

Las rocas tienen abundantes fracturas, presentan alteración hidrotermal y stockworks; los lacolitos son de grano fino a medio y en sus bordes enfriados tienen textura porfirica, similar a la textura de las dacitas y las andesitas. Estos rasgos indican un ambiente de emplazamiento y cristalización relativamente superficial (entre 0,8 y 1,8 km; Malvicini, comunicación verbal).

Las microdioritas cuarzosas

Constituyen las rocas dominantes de los lacolitos alojados en el núcleo del anticlinal y el filón capa que aflora en la Quebrada del arroyo Los Bronces. El tamaño de grano varía desde fino a medio y sus texturas varían entre microgranosas hipidiomorfas (con escaso desarrollo de fenocristales de anfíbol, plagioclasa y cuarzo) y netamente porfiricas. En el cuerpo menor expuesto al sur del Rahuecú la pasta tiene cavidades miarolíticas.

La plagioclasa, cuya cantidad oscila entre 68,49% y 67,12% (Tabla 1), se encuentra en fenocristales de hasta 2 mm de longitud, y en la pasta en cristales de 0,47 mm a 0,04 mm de tamaño. Los fenocristales son

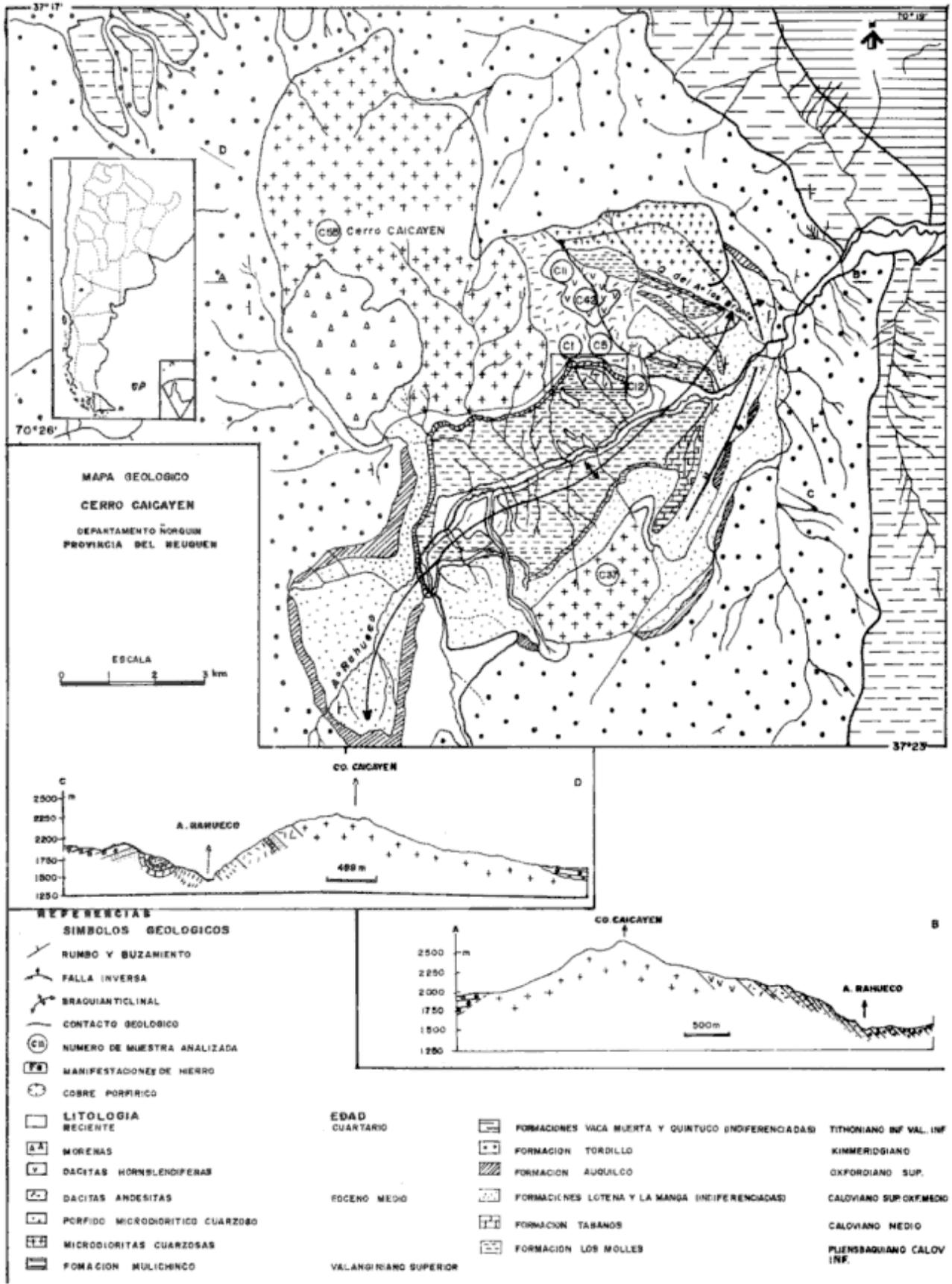


Figura 1: Mapa geológico del cerro Caicayén

Tabla 1: Composición modal de las rocas ígneas del cerro Caicayén. Procedencia de las muestras analizadas: C55 y C54, lacolito principal del cerro Caicayén; C5, C1 y C7, filones capa de dacitas expuestos en el flanco suroriental del cerro; C12, filón capa de andesita; C11, filón capa de dacitas hornblendíferas expuesto sobre las manifestaciones de hierro en skarns.

Muestra	Fenocristales	Pasta	Plagioclasa	Anfíbol	Cuarzo	Biotita	Apatita Titanita	Opacos
C 55	--	--	68,49	1,88	26,97	--	--	2,66
C 54	--	--	67,12	2,29	29,32	--	0,18	1,09
C 5	52,08	47,92	35,51	4,85	8,12	--	0,42	3,18
C 1	47,36	52,64	33,81	5,75	2,07	--	1,41	4,32
C 7	51,03	48,97	43,53	3,92	2,66	--	0,92	--
C 12	50,79	49,21	42,69	5,19	--	--	0,63	2,38
C 11	60,69	39,31	35,80	11,86	2,47	1,77	--	8,77

subhedrales y tienen notoria zonación; en las muestras frescas se han podido determinar sus composiciones que varían desde An_{20} hasta An_{52} . La plagioclasa de la pasta se encuentra en cristales sub-hedrales con maclas polisintéticas y en cristales con contornos poco definidos, ocasionalmente maclados. El anfíbol es hornblenda verde (entre 2,29% y 1,88%; Tabla 1); aparece en cristales prismáticos de hasta 5 mm de longitud y en cristales más pequeños en la pasta. El cuarzo es abundante (29,32% y 26,97%; Tabla 1); está en la pasta, en individuos euhedrales y subhedrales, prismáticos o redondeados, con tamaños que varían entre 0,26 mm y 0,06 mm. En el lacolito menor también está presente en fenocristales anhedrales. Como minerales accesorios hay titanomagnetita finamente diseminada, ilmenita, apatita y titanita. La titanomagnetita se encuentra parcialmente martitizada y con desmezclas lamelares de ilmenita, mientras que la ilmenita está parcialmente transformada en leucoxeno.

Las dacitas y las andesitas

Estas rocas son, aparentemente, las unidades más antiguas y constituyen los filones emplazados en las Formaciones Los Molles, Tábanos y Lotena; en los niveles superiores llegan a alojarse en la Formación Tordillo. Sus afloramientos más importantes se encuentran en las nacientes y a lo largo de la quebrada del arroyo Los Bronces y en el flanco suroriental del cerro, donde están asociados a la mineralización de hierro en skarns. En las superficies frescas son rocas

grises claras; en las superficies alteradas son grises amarillentas. Su textura es porfírica con una pasta afanítica. Los fenocristales constituyen el 50,16% (Tabla 1) y están compuestos por anfíbol, plagioclasa y en las variedades más silíceas, también por cuarzo.

La plagioclasa (43,53% a 33,81%; Tabla 1) se presenta en fenocristales subhedrales y en micro-fenocristales de 0,12 mm de diámetro promedio; exhibe maclas múltiples, notoria zonación y su composición varía entre An_{10} y An_{30} . El anfíbol es hornblenda verde (4,85% y 3,92%, Tabla 1); los fenocristales (de hasta 1,4 cm de longitud) suelen ser micro-poiquilíticos englobando apatita, minerales opacos y plagioclasa. En las dacitas el cuarzo oscila entre 8,12% y 2,07% (Tabla 1); está en cristales sub-hidromorfos, cuadrados y redondeados, que miden hasta 2 mm de diámetro. Como minerales accesorios se encuentran titanita, apatita de notorio desarrollo (hasta 0,9 mm de diámetro), titanomagnetita e ilmenita; la titanomagnetita está parcialmente martitizada e intercrecida con ilmenita y la ilmenita suele estar reemplazada por rutilo o titanita.

Las dacitas hornblendíferas

Están expuestas sobre las manifestaciones de hierro en skarns (Fig. 1) e intruyen a las dacitas y a las andesitas. Son rocas grises, más oscuras que las otras porfiritas, ricas en mafitos, opacos y muy diaclasadas. Tienen textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo en una pasta afanítica. La composición mineralógica es similar a la que presen-

Tabla 2: Análisis químicos y relaciones K_2O/Na_2O de las rocas ígneas del cerro Caicayén.

	Microdioritas cuarzosas		Dacitas		Dacitas hornblendíferas		Andesitas
	C 37	C 55	C 5	C 1	C 11	C 42	C 12
SiO ₂	60,82	60,56	61,93	60,41	59,19	59,01	60,57
TiO ₂	0,48	0,48	--	0,48	0,52	0,56	0,36
Al ₂ O ₃	17,73	17,01	17,77	17,81	19,35	19,27	20,36
Fe ₂ O ₃	2,13	2,30	2,87	0,60	2,21	2,35	0,32
FeO	3,08	2,88	1,73	4,29	2,76	2,62	1,63
MnO	0,14	0,14	1,44	0,10	0,10	0,08	0,07
MgO	1,69	1,70	1,44	1,23	1,96	1,95	1,12
CaO	4,92	4,96	3,15	5,10	6,88	6,50	5,13
Na ₂ O	3,90	3,56	5,97	4,20	2,34	2,89	8,01
K ₂ O	1,90	1,90	0,88	1,83	1,02	1,26	0,52
P ₂ O ₅	0,10	0,13	--	0,18	0,15	0,14	0,11
P.C.	1,84	2,78	2,73	2,07	1,43	2,19	1,33
H ₂ O	0,95	1,50	1,67	1,02	0,54	1,01	0,44
Total	99,68	99,90	101,58	99,32	98,45	99,83	99,97
K_2O/Na_2O	0,49	0,53	0,15	0,43	0,43	0,43	0,06

tan las dacitas pero contienen biotita y una mayor cantidad de minerales accesorios. La biotita está en cristales de hasta 1 mm de longitud y en escamas muy finas diseminadas en la pasta; los minerales accesorios consisten en titanomagnetita, agregados microgranosos de rutilo, intercrecimientos de hematita y anatasa derivados de ilmenita, apatita y circón.

Alteración hidrotermal

Las rocas analizadas tienen alteración hidrotermal de calidad incipiente a moderada. Esta alteración se manifiesta como el reemplazo de la plagioclasa por otra más ácida (fenómeno observado en los núcleos y en los bordes de los fenocristales), calcita, minerales arcillosos y, menos frecuente, por prehnita y epidoto. Los fenocristales de anfíbol suelen estar reemplazados pseudomórficamente por las asociaciones minerales clorita-calcita, clorita-epidoto con segregación marginal de opacos y, menos común, por un anfíbol fibroso similar a los de la serie tremolita-ferroactinolita. Finalmente, las pastas tienen alteración arcillosa, agregados de cuarzo microcristalinos y parches de calcita con epidoto. La alteración es más in-

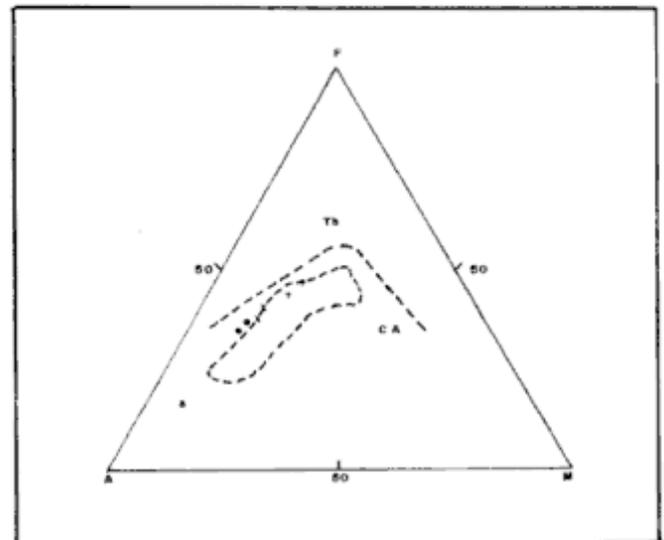


Figura 2: Diagrama AFM de las rocas ígneas del cerro Caicayén. La línea cortada separa el campo de las rocas toleíticas y el de las rocas calcoalcalinas (Irvine y Baragar 1971). Para comparar se ha agregado al campo de las rocas de Collipilli (según Lambías y Rapela 1989). Símbolos: X, microdioritas cuarzosas; ●, dacitas; +, dacitas hornblendíferas y Δ, andesitas.

tensa en los filones capa de dacitas y microdioritas que rodean a los depósitos minerales (Fig. 1).

Caracterización química

Se realizaron siete análisis químicos en las muestras de rocas representativas de las variedades litológicas (Tabla 2). En el diagrama AFM (Fig. 2) se observa que las rocas se ubican en el campo calcoalcalino. Teniendo en cuenta que las texturas de estas rocas son similares a las volcanitas se han clasificado según la propuesta de Le Maitre (1984) basada en los análisis químicos sobre base anhidra. En este diagrama de álcalis *versus* sílice (Fig. 3a), las rocas se distribuyen principalmente en el límite que separa el campo de las andesitas del de las dacitas, dos muestras se ubican en el campo de las andesitas. La muestra C 12 presenta un porcentaje de sodio más alto que el de las muestras analizadas lo cual se debe a la alteración arcillosa y al reemplazo de la plagioclasa por otra más sódica. Esta modificación en el contenido de álcalis tiene influencia en los diagramas de clasificación de las volcanitas que relacionan el sodio con el potasio y la sílice, de allí que la caracterización química de esta roca no se ha tenido en cuenta para definir su composición. El porcentaje de potasio respecto al de sílice para las rocas de Caicayén es normal (Fig. 3b).

Las normas de las rocas se caracterizan por la presencia de corindón en cantidades que oscilan entre 2,33 y 0,08%, a excepción de la muestra C 12 que no lo contiene. Esto coincide con una tendencia peraluminosa del conjunto de rocas según la clasificación de Shand (1947) y representada en el diagrama ortogonal de saturación con respecto a alúmina graficado por Rapela (1982), Fig. 3c.

Los diagramas de Harker (Fig. 4) muestran una dispersión de la mayoría de los óxidos, a pesar de que constituyen un conjunto de rocas cogenéticas. Los diagramas de Harker confeccionados por Llambías y Rapela (1989) para las rocas de Collipilli muestran también dispersión de los elementos. Los autores mencionados señalan que, debido a que la dispersión afecta a una misma unidad intrusiva, no corresponde a tendencias evolutivas diferentes, sino al efecto de reacciones subsólidas favorecidas por la elevada presión de vapor de agua del magma.

Comparación con otras áreas

En las rocas calcoalcalinas de Caicayén, el contenido de SiO_2 oscila entre 61,93% y 59,01%; norma-

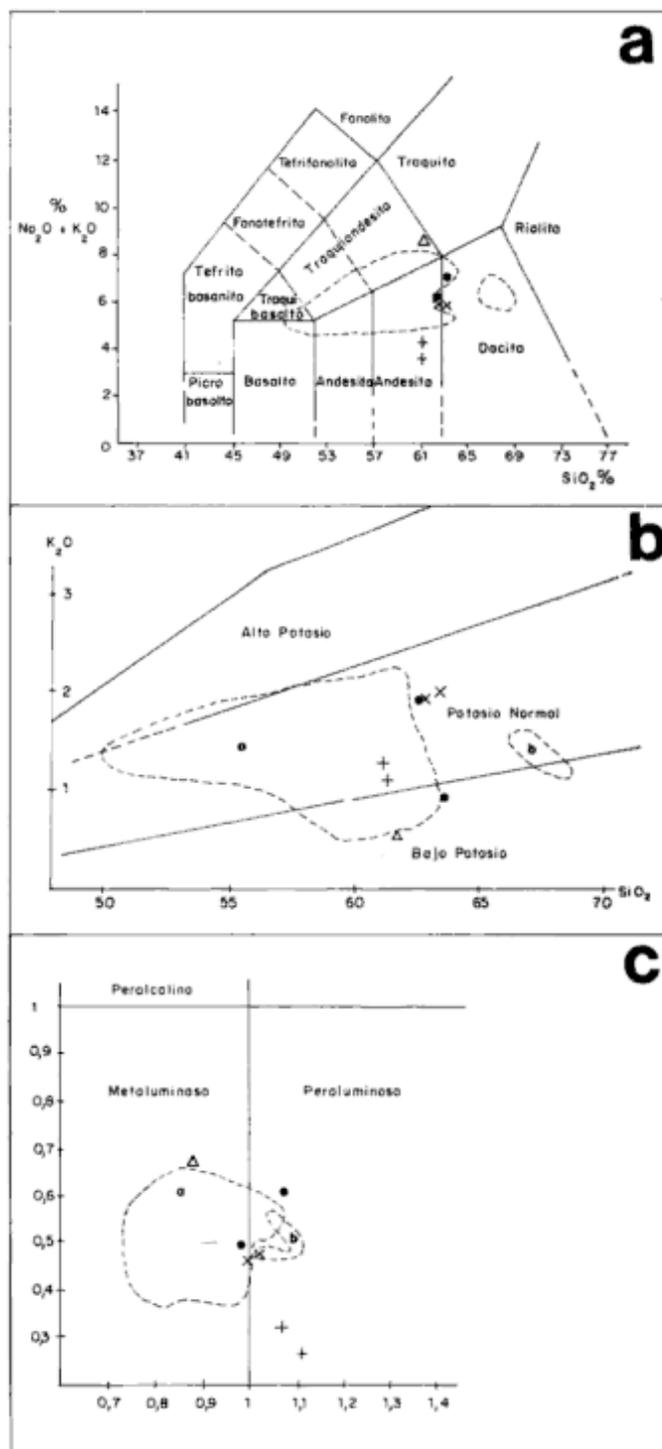
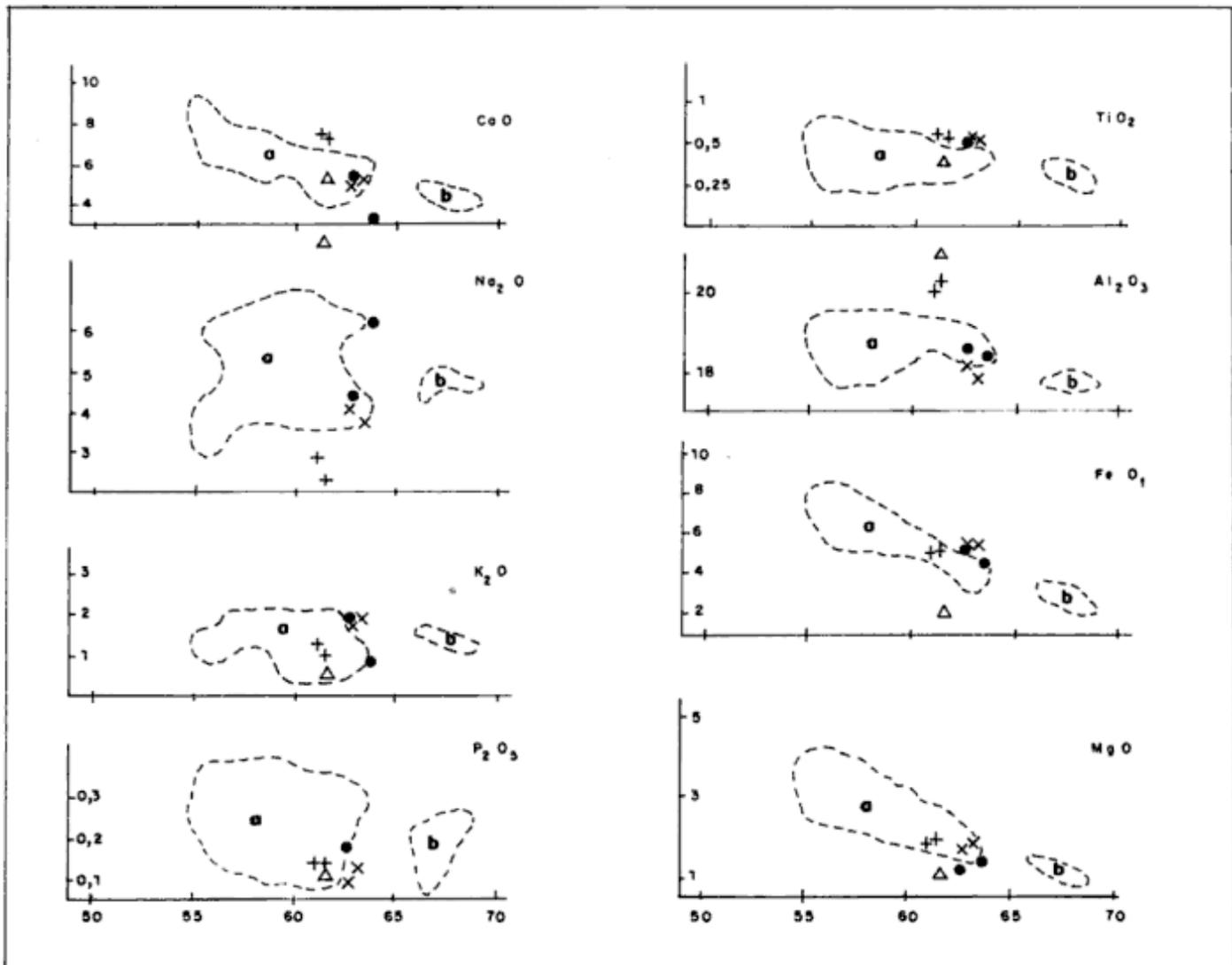


Figura 3: a. Clasificación química de las rocas volcánicas según Le Maitre (1984). Para comparar se han agregado los campos de las rocas de Collipilli (según Llambías y Rapela 1989). Análisis químicos recalculados a 100%; símbolos usados iguales a los de la Fig. 2. b. Caracterización de las rocas de Caicayén según la variación de potasio respecto de sílice (Le Maitre *et al.* 1983). Para comparar se han agregado los campos que comprenden a las rocas de Collipilli; símbolos usados iguales a los de la Fig. 2. c. Diagrama que permite subdividir a las rocas en meta o peraluminosas y peralcalinas (índice de Shand, según Rapela 1982). Se incluyen los campos de las rocas de Collipilli (Llambías y Rapela 1989; a: andesitas y b: dacitas).



Dibujó: Carolina Puertos de Marchesan.

Figura 4: Diagrama de variación tipo Harker. Para comparar se han agregado los campos de las rocas de Collipilli, a: andesitas y b: dacitas.

tivamente son todas sobresaturadas con cuarzo normativo variable entre 24,13% y 0,05%. El valor de SiO_2 promedio -60,35%- es superior al medido en otras rocas de la Provincia Volcánica Neuquino-Mendocina como, por ejemplo, las Formaciones Collipilli y Cayanta del área de Collipilli (58,24% y 54,64%, respectivamente; Llambías y Rapela 1989) y la Formación Cayanta del área de Andacollo (53,16%, Rapela y Llambías 1985) pero es ligeramente inferior al que contienen las rocas de la Formación Pelán en las adyacencias del Volcán Domuyo (63,22%; Llambías *et al.* 1978).

El valor de Na_2O promedio (3,81%, exceptuando la muestra alterada C 12) es similar al de las rocas de la Formación Pelán y de la Formación Cayanta de las áreas de Collipilli y de Andacollo, que poseen un promedio de 3,91; 3,73 y 3,77%, respectivamente. Es inferior, en cambio, al que presentan las rocas de la

Formación Collipilli (4,42%). El K_2O (1,46%, valor promedio sin la muestra C 12), es similar al hallado en las rocas calcoalcalinas del resto de la provincia volcánica cuyos contenidos promedios son: 1,29% (Formación Collipilli); 1,60% (Formación Cayanta, en Collipilli) y 1,47% (Formación Cayanta, en Andacollo) y ligeramente inferior al de las rocas de la Formación Pelán (2,01%). La relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de Caicayén oscila entre 0,15% y 0,53% a excepción de la muestra alterada C 12 que posee un valor de 0,06%; si esta muestra no se tiene en cuenta, la relación promedio de las muestras es 0,41%, valor similar al que poseen las rocas de la Formación Cayanta (0,43%, área de Collipilli; 0,39%, área de Andacollo) y de la Formación Pelán (0,51%) y superior al de las rocas de la Formación Collipilli (0,29%).

El contenido de CaO (5,23%, valor promedio) es inferior al de las rocas de la Formación Cayanta en las

áreas de Collipilli y Andacollo (7,70% y 7,14%) y superior al que contienen las rocas de la Formación Pelán (4,32%). El FeO (2,71%) es similar al de las rocas de la Formación Pelán (2,65%), ligeramente inferior a los valores de la Formación Collipilli (3,35%) y la Formación Cayanta de Andacollo (3,02%); es superior en cambio, al de las rocas de la Formación Cayanta de Collipilli (0,38%). El MgO (1,53%, valor promedio) es inferior al que tienen las rocas de las Formaciones nombradas y, finalmente, el Al_2O_3 (18,47%, valor promedio) es ligeramente más alto que el de las rocas de las áreas adyacentes.

Discusión

De acuerdo al análisis efectuado en los párrafos precedentes, las rocas ígneas de Caicayén constituyen una típica suite calcoalcalina y sus rasgos geoquímicos son similares a los que presentan las facies intrusivas y extrusivas paleógenas del norte de Neuquén (Formaciones Pelán, Collipilli y Cayanta). Con respecto a la edad de estas rocas, en el trabajo sobre las volcanitas de Collipilli y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera (Llambías y Rapela 1989) se brinda la edad K/Ar determinada para una muestra del lacolito de Caicayén de $44,7 \pm 2$ Ma (Eoceno medio). Este dato es similar a las edades radiométricas (K/Ar) obtenidas para las rocas de las Formaciones Collipilli y Cayanta de área de Collipilli ($49,9 \pm 3,2$ Ma y $39 \pm 9,1$ Ma, respectivamente; Llambías y Rapela 1989).

Las características geológicas, petrográficas y químicas de las rocas de Caicayén y la edad radiométrica de la microdiorita cuarzosa son semejantes a las características y a la edad de la facies intrusiva de Collipilli definida por Llambías y Rapela (1989); estas similitudes entre los cuerpos ígneos permiten incorporar a las rocas de Caicayén dentro de la Formación Collipilli de la Provincia Volcánica Neuquino-Mendocina definida por estos autores.

Si se tienen en cuenta las clasificaciones de los granitoides establecidas en base a las condiciones de la fugacidad del oxígeno involucradas durante la evolución del magma, que separa los granitoides magnetíticos de los ilmeníticos (Ishihara 1977) o granitoides tipo I versus tipo S (Chappell y White 1974), las rocas de Caicayén, al presentar una relación en peso Fe_2O_3/FeO promedio de 0,74 (superior a 0,5) y como minerales primarios titanomagnetita-magnetita±ilmenita±hematita, pueden ser atribuidas a la serie magnetítica o tipo I.

Con respecto al origen de estas rocas, Rapela y Llambías (1985) y Llambías y Rapela (1987), basados

en los contenidos de los elementos trazas Sr, Ba, Nb y Zr en las facies intrusiva y extrusiva de Collipilli y Cayanta, las relaciones entre estos elementos, el contenido bajo de potasio (junto con el carácter metaaluminoso) y la composición intermedia de estas rocas, las identifican con un arco magmático externo desarrollado sobre corteza continental, cercano a la fosa oceánica.

Petrogénesis ígnea - Depósitos en skarns

En el flanco suroriental del cerro Caicayén, en el contacto entre los filones capa de dacitas-andesitas y las calizas de la Formación Tábanos, hay cuatro cuerpos lenticulares formados por 70% de limonita, 30% de pirita y magnetita asociados a skarns y desarrollados en la aureola externa de un cobre porfírico (Fig. 1). Teniendo en cuenta la composición de los silicatos y el metal económicamente explotable, Franchini y Meinert (1992) clasifican estas manifestaciones como skarns cálcicos, subclase hierro.

Los depósitos en skarns constituyen uno de los ejemplos más claros de concentraciones minerales directamente relacionadas al emplazamiento, la cristalización y la evolución hidrotermal de las rocas ígneas, es por esta razón que en numerosos trabajos de la última década, los autores describen en detalle la correlación entre la composición de los plutones y

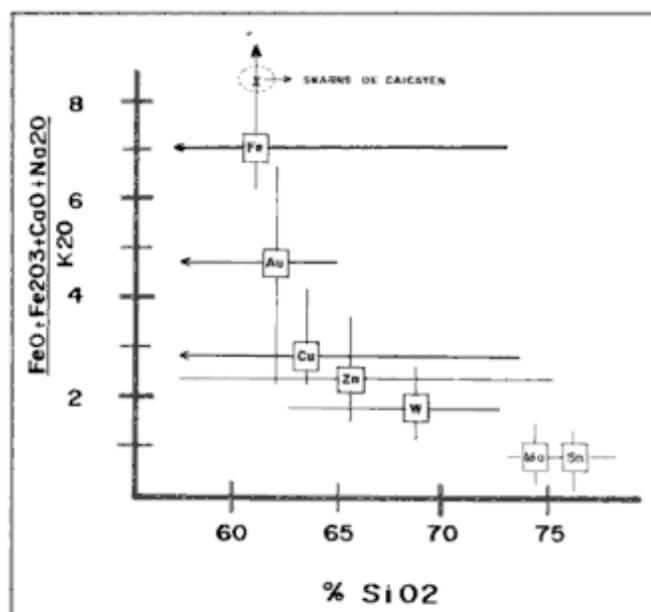


Figura 5: Diagrama propuesto por Meinert (1992) para mostrar la composición media de los plutones asociados a diferentes tipos de skarns. Según la composición química de las andesitas y de las dacitas, los skarns de Caicayén se ubican en el tipo de hierro.

los tipos de skarns asociados a ellos (Zharikov 1979, Shimazaki 1980, Einaudi *et al.* 1981, Kwak y White 1982, Meinert 1992).

En la Fig. 5 se presenta el diagrama propuesto por Meinert (1992) para mostrar la composición media de los plutones asociados a diferentes tipos de skarns. Teniendo en cuenta la composición química de las dacitas y de las andesitas, los skarns de Caicayén se ubican en el tipo hierro, coincidiendo con la clasificación efectuada en base al metal económicamente explotable (Franchini y Meinert 1992). Este tipo de skarns siempre está asociado a rocas ígneas primitivas, con porcentajes de sílice intermedios y ricas en hierro; en el otro extremo del diagrama están los skarns con estaño y molibdeno relacionados a plutones ricos en sílice, muy diferenciados.

Además de la composición química, la fugacidad del oxígeno, el tamaño, la textura, la profundidad de emplazamiento y el ambiente tectónico de los cuerpos ígneos constituyen otras variables que merecen ser analizadas debido a que también influyen en la composición final de los depósitos en skarns. Los filones capa de Caicayén han sido emplazados en los niveles superiores de la corteza terrestre; son cuerpos pequeños, de textura porfírica, forman parte de un arco magmático desarrollado sobre corteza continental y pertenecen a la serie magnetítica o tipo I. Estos atributos petrológicos indican que la fase fluida se separó en una etapa inicial de la secuencia de cristalización del magma (Meinert 1992). Los fluidos hidrotermales resultantes se caracterizan por ser diluidos y pueden originar extensas áreas de alteración con mineralizaciones de baja ley (Cline y Bodnar 1991), a pesar de que ciertos procesos subsiguientes, como la ebullición de los fluidos en un ambiente superficial, pueden modificar la composición del sistema hidrotermal. Los skarns y el cobre porfírico de Caicayén constituyen dos ejemplos de este tipo de depósitos minerales (Franchini *et al.*, en preparación).

En los magmas de la serie magnetítica, algunos elementos como el oro pueden ser incorporados en la estructura cristalina de la magnetita y de la titanita (Leveille *et al.* 1988). En este caso, los magmas pierden gran parte del oro disponible antes de la separación de la fase fluida por lo que tienen menos posibilidades de generar skarns con leyes altas de oro (entre 5 y 15 ppm de oro; Meinert 1989) que los magmas de la serie ilmenítica. En los skarns de Caicayén se determinaron valores puntuales de 0,28 g/tn y 0,22 g/tn de oro (Franchini y Meinert 1992). Estos valores son similares a las cantidades subeconómicas de oro presentes en otros skarns formados en ambientes con

valores de la fugacidad del oxígeno altos, como los skarns de cobre asociados a los cobres porfíricos (entre 1 y 0,01 g/tn de oro; Meinert 1989).

La fugacidad del oxígeno también desempeña un rol importante en la cantidad de azufre disuelto que puede acarrear el fluido hidrotermal. Según Burnham (1979), a temperatura magmáticas y valores de la fugacidad del oxígeno elevados, el azufre se encuentra como SO_2 , compuesto insoluble a presiones bajas e intermedias en fundidos calcoalcalinos. A valores elevados de la variable fugacidad del oxígeno, mayor es la relación SO_2/S y mayor cantidad de azufre puede ser extraído del magma. En estas condiciones, el azufre se separa con la fase fluida por lo que resulta menos probable que forme sulfuros magmáticos que pueden despojar al magma de los metales bases. Así es como los fluidos hidrotermales asociados a magmas de la serie magnetítica son ricos en azufre y metales y pueden formar skarns con abundantes sulfuros, como los skarns de Caicayén (Franchini y Meinert 1992).

Las consideraciones precedentes permiten concluir que la mineralogía y el contenido metálico de los skarns de Caicayén dependen fundamentalmente de la profundidad de emplazamiento, la cristalización y la evolución hidrotermal del sistema magmático paleógeno al que están asociados, como ocurre en otros skarns (Meinert 1992). Como consecuencia de esta correlación directa entre la composición de los depósitos y la petrogénesis ígnea, el modelo de exploración para estos depósitos minerales debería incluir una evaluación sistemática previa de los plutones. También es importante tener en cuenta que, en algunos casos, las correlaciones entre los skarns y los procesos ígneos pueden extenderse a otros tipos de depósitos minerales que no necesariamente están asociados a skarns, como los cobres porfíricos y los sulfuros masivos de alta temperatura que reemplazan rocas carbonáticas (Meinert 1992).

Agradecimientos

La autora del trabajo expresa su reconocimiento a Eduardo Llambías por su apoyo brindado para realizar los estudios petrográficos y químicos de las rocas de Caicayén; a Lidia Malvicini, directora de la tesis doctoral de la cual este trabajo constituye, con modificaciones, uno de sus capítulos y finalmente al revisor Luis Dalla Salda cuyas sugerencias permitieron mejorar el manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bettini, F., 1982. Complejos Efusivos Terciarios presentes en las Hojas 30c y 32b (Puntilla de Huincan y Chos Malal) del sur de Mendoza y norte de Neuquén, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 5: 79-114, Buenos Aires.
- Braccacini, O., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (2): 275-282.
- Burnham, C.W., 1979. Magmas and hydrothermal fluids. En: Barnes, H.L. (Ed.): *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, pp. 71-136. John Wiley and Sons, Inc.
- Cline, J.S. y Bodnar, R.J., 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *Journal of Geophysical Research*, 96: 8113-8126.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. y Newberry, R.J., 1981. Skarn Deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume: 317-391.
- Franchini, M. y Meinert, L., 1992. Las manifestaciones de hierro en skarns del flanco suroriental del cerro Caicayén, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46 (3-4): 309-324.
- Groeber, P., 1946. Observaciones Geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. Revista de Sociedad Geológica Argentina, 1 (3): 177-208.
- Groeber, P., 1954. La Serie Andesítica Patagónica. Sus relaciones, posición y edad. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9: 39-42.
- Irvine, T. y Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8 (5): 523-548.
- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27: 293-305.
- Kwak, T.A.P. y White, A.J.R., 1982. Contrasting W-Mo-Cu and W-Sn-F skarn types and related granitoids: *Mining Geology*, 32: 339-351.
- Le Maitre, R., 1984. A proposal by the IUGS Subcommittee on the Systematic of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram: *Australian Journal of Earth Sciences*, 31: 243-255.
- Le Maitre, R., Bellieni, M., Le Bas, M., Schmid, R., Streckeis, A., Zanettin, B., Piccirillo, E. y Justin-Visent, E., 1983. A proposal for a definitive chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. IUGS, Sub-Comisión de Sistemática de rocas ígneas, Circular 36, Contribución nº 100.
- Leveille, R.A., Newberry, J.R. y Bull, K.F., 1988. An oxidation state-alkalinity diagram for discriminating some gold-favorable plutons: an empirical and phenomenological approach. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 17: A 142.
- Llambías, E. y Malvicini, L., 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Collipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33: 257-276.
- Llambías, E., Danderfer, J.C., Palacios, M. y Brogioni, N., 1978. Las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2: 569-584.
- Llambías, E. y Rapela, C.W., 1987. Las vulcanitas de Collipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén-Mendoza y Patagonia. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 249-251, San Miguel de Tucumán.
- Llambías, E. y Rapela, C.W., 1989. Las vulcanitas de Collipilli, Neuquén (37 S) y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44 (1-4): 224-236.
- Meinert, L.D., 1989. Gold skarn deposits. Geology and exploration criteria. En: Groves, D., Keays, R. y Ramsay, R. (Eds.): *Proceedings of Gold 88, Economic Geology Monograph* 6: 537-552.
- Meinert, L.D., 1992a. Skarns and skarn deposits: *Geoscience Canada*, 19.
- Meinert, L.D., 1992b. Igneous Petrogenesis and Skarn Deposits. En: Kirkham R.H., and Sinclair, D., (Eds.). *Proceedings of the IAGOD conference on ore deposit models*.
- Minniti, S., Gutiérrez Pleimling, A., Arteaga, M. y Pestalardo, F., 1986. Análisis estructural y estratigráfico de la Faja Plegada Neuquina a la latitud de 37 30', Deptos. de Norquén y Pehuénches, provincia de Neuquén. Informe Gerencia General de Exploración (YPF), Subgerencia de Geología, Comisión Geológica nº 1, 64 p. (inédito).
- Ramos, V., 1978. Estructura: En Relatorio de la Geología y Recursos Naturales del Neuquén, 7º Congreso Geológico Argentino: 98-118, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., 1982. Aspectos Geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (3): 313-330.
- Rapela, C.W. y Llambías, E., 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, (Antofagasta), 3: 4/458-4/488.
- Shand, S.J., 1947. *Eruptive Rocks* (1st. ed.): John Wiley & Sons, New York.
- Shimazaki, H., 1980. Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan. *Economic Geology*, 75: 173-183.
- Yrigoyen, M.F., 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. pp. 345-364, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Zharikov, V.A., 1970. Skarns. *International Geology Review*, 12: 541-559, 619-647, 760-775.
- Zöllner, W. y Amos, A.J., 1973. Descripción de la Hoja 32b Chos Malal provincia del Neuquén. Servicio Nacional de Minería y Geología, 143: 1-91, Buenos Aires.

Recibido: 29 de octubre, 1990

Aceptado: 24 de noviembre, 1992.

Concentración aurífera en el área del Cabo Vírgenes

Jorge O. CODIGNOTTO^{1,2} Silvia C. MARCOMINI¹ y Roberto R. KOKOT^{1,2}

¹Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 1428 Buenos Aires, Argentina.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

ABSTRACT. *Auriferous concentration in the Cabo Vírgenes area.* On the coast between Río Gallegos and Cabo Vírgenes heavy minerals were studied in two groups according to their tidal level: (1) a high tide or high energy field with a very heavy mineral association of specific gravities higher than hypersthene, and (2) a heavy mineral association from a lower tidal level and consequent lower energy, with specific gravities lower than hypersthene. The first one represented by hypersthene, sphene, magnetite, zircon, garnet, gold, and staurolite, whereas the second is composed of hornblende, augite, zoisite and epidote. These mineralogical associations are not affected by long-shore drift. Several maxima and minima of gold concentrations were observed. The first, is at Cabo Vírgenes with 0.53 g/m³, and others of 1.71 and 1.12 g/m³ were recorded at Gap and Lucacho creeks, respectively. No gold was detected in the northern 60 km of the area studied in any of the two tidal levels. The observed distributions provide evidence for a direct correlation between the occurrence of heavy mineral types and the drift outcrops.

Introducción

La comarca motivo del presente estudio se encuentra en el ámbito geológico de patagonia extraandina localizándose al sureste de la Provincia de Santa Cruz (Fig. 1). La misma abarca al sector costanero comprendido entre Río Gallegos y Cabo Vírgenes, con extensión aproximada de 120 km.

Las explotaciones auríferas fueron importantes a fines del siglo pasado con explotaciones en Zanja a Pique y cabo Vírgenes en Santa Cruz austral y en El Páramo en Tierra del Fuego septentrional. Estos yacimientos fueron explotados por Popper en 1887. Kyle (1886) estudió el oro de cabo Vírgenes. Methol y Sister (1947) evaluaron los yacimientos de Tierra del Fuego y recorrieron los depósitos auríferos explotables en acumulaciones de playa en Tierra del Fuego septentrional con leyes del orden de 1g/m³. Asimismo evaluaron los depósitos fluvio-glaciares estimando leyes del orden de 0,052 g/m³. También lo hicieron Stoll y Sister (1950). Penrose (1908) describió las regiones auríferas de la zona del estrecho de Magallanes.

Etchichury y Remiro (1967) realizaron estudios sobre sedimentos litorales de la provincia de Santa Cruz entre Punta Dungeness y Punta Desengaño. Estos autores describen una asociación de minerales pesados integrada por piroxenos (augita e hipersteno), anfíboles, granate, epidoto y escasos opacos.

Marcomini (1991), en un estudio de minerales pesados de las arenas de playa entre Puerto Deseado y Puerto Mazarredo, reconoce una asociación mineralógica similar a la descripta para este sector.

Jones (1991), en un trabajo sobre yacimientos auríferos argentinos, señala la presencia de ellos en aluviones y terrazas marinas en el área del estrecho de Magallanes. Codignotto (1988, 1989, 1990) estudia las asociaciones auríferas del área santacruceña del estrecho de Magallanes y compara concentraciones de pesados en el área situada al sur de Puerto Deseado. Beros y Prez (1987) efectuaron un estudio de las concentraciones auríferas y de las características geológicas y geomorfológicas del sector precitado.

Rasgos geológicos y geomorfológicos

Los afloramientos del área corresponden al Pleistoceno-Holoceno, destacándose la presencia de dos unidades:

-Drift (Pleistoceno alto) (Codignotto 1976)

-Gravas, gravas arenosas y arenas correspondientes a depósitos marinos holocenos.

Estos afloramientos se localizan en tres sectores: norte, centro y sur.

El sector norte, representado por depósitos marinos holocenos, constituidos por gravas arenosas ubicadas entre punta Loyola y poco al sur del chorrillo de los Frailes.

El sector central, localizado entre el chorrillo de los Frailes y el cabo Vírgenes representado por depósitos de drift del Pleistoceno.

El sector sur se ubica entre el cabo Vírgenes y la punta Dungeness, con acumulaciones costaneras holocenas integradas por gravas caladas.

La geomorfología ha sido descripta por Codignotto

(1976, 1990). Reconoce para los sectores descriptos anteriormente formas de acreción marina representadas por cordones litorales (norte), formas de erosión marina evidenciadas por acantilados activos (Codignotto 1969) (centro) y un acantilado inactivo al pie del cual se adosan los cordones litorales holocenos en el extremo austral.

Los depósitos de grava arenosa del sector norte comprenden morfológicamente a playas de grava de alta pendiente, desarrollando en algunos casos perfiles de más de 150 m. El sector de drift entre el Chorrillo de los Frailes y cabo Vírgenes corresponde a un sector de acantilados activos y plataforma de abrasión marina atravesadas por infinidad de pequeños canales y gran cantidad de huecos (marmitas), producto de la erosión marina. En esta zona las playas son estables durante el ciclo de mareas, a veces continuas y otras discontinuas, cubriendo en parte la plataforma de abrasión (evidencia de un flujo parcialmente saturado en la corriente de deriva litoral).

Metodología

Se procedió al reconocimiento de geoformas y recolección de muestras del área comprendida entre Río Gallegos y Punta Dungeness. La extracción del material se realizó a lo largo de la costa (Perfiles 1 a 60), efectuándose muestreos transversales a la playa cada 2 km, con extracción de los distintos subambientes de playa; depósitos de alta, media y baja marea y depósitos eólicos. Se tomaron con pala de mano de la superficie de la playa hasta unos 20 cm de profundidad, con un peso aproximad de 4 kg cada una.

Se obtuvieron para el área Punta Loyola - Punta Dungeness un total de 180 muestras.

El espesor de sedimentos en las zonas donde existen depósitos arenosos no supera los 2 m, dado que se trata de arena depositada sobre una extensa plataforma de abrasión que actúa como *bedrock*. La extensión de las playas es de aproximadamente 150 m durante la baja marea. Los sectores que poseen mayores concentrados se localizan al pie de un acantilado inactivo. Durante las pleamares (sicigias) la playa permanece totalmente sumergidas dado el alto rango de marea lo que dificulta la exploración. Estos rasgos confieren a los depósitos condiciones de inestabilidad extremas, pudiendo migrar los concentrados en períodos cortos de tiempo especialmente bajo condiciones de tormenta.

Para la fotointerpretación y restitución, se utilizaron los pares estereoscópicos correspondientes al Servicio de Hidrografía Naval a escala 1:20.000 y las

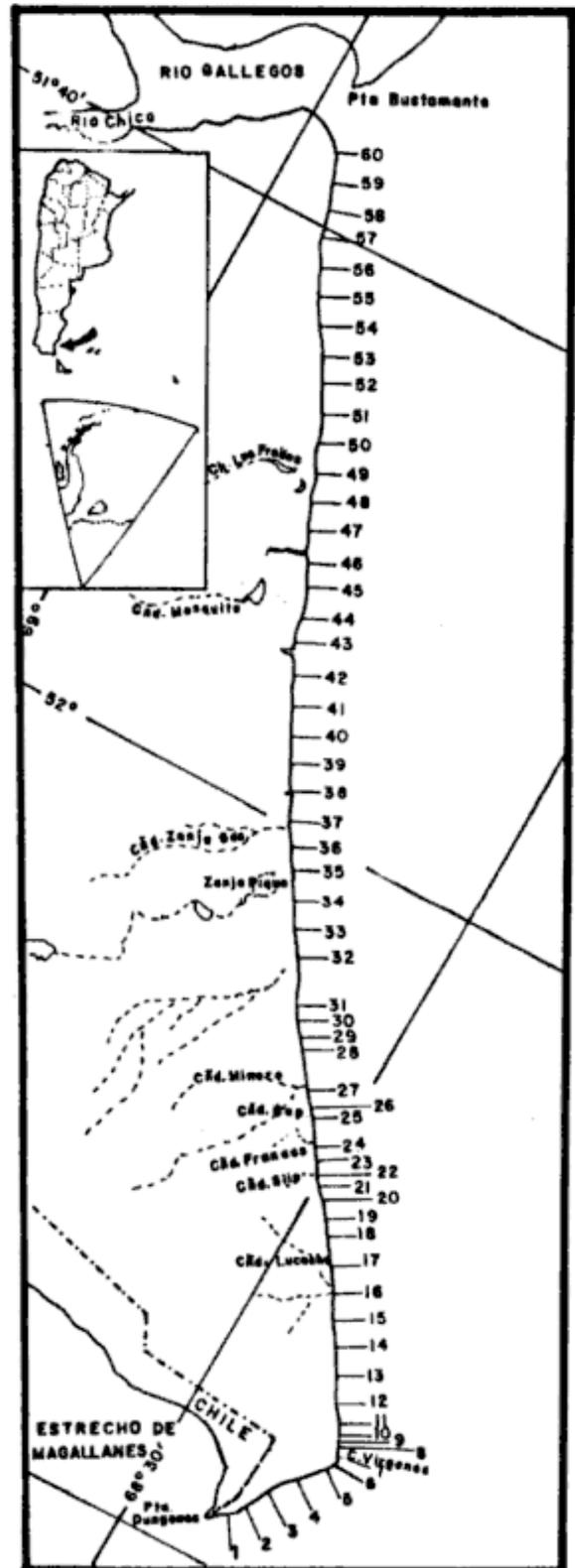


Figura 1: Mapa de ubicación relativa y localización de las muestras.

cartas topográficas a escala 1:100.000 del Instituto Geográfico Militar.

El análisis mineralógico de las muestras recolectadas se efectuó en el Laboratorio de la Secretaría de Minería y el Laboratorio de Sedimentología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires utilizando la técnica de grano suelto (Bayarsky 1990).

Se realizó también el estudio calcográfico de algunas muestras extraídas (Donnari 1990).

El análisis del contenido aurífero se llevó a cabo concentrando los minerales pesados a partir de aproximadamente 1 kg de muestra, previamente cuarteada. La concentración se realizó con plato eliminando sucesivamente las fracciones livianas. Obtenido el concentrado se colocó en el plato 1 bolita de mercurio y se continuó con la rotación del mismo. Finalmente se aisló el amalgamado de Hg en un tubo de ensayo y

se lo trató con ácido nítrico hasta eliminar totalmente el Hg. El material obtenido se observó al microscopio y se separaron partículas contaminantes. El oro obtenido se pesó con balanza de precisión y se calcularon las concentraciones.

Para el análisis del resto de la mineralogía pesada se efectuó el siguiente tratamiento:

1. Cuarteo del material.
2. Ataque con agua oxigenada al 6% hasta eliminar la materia orgánica.
3. Tamizado de la fracción arena a partir de 50 g de muestra.
4. Separación de la fracción pesada con bromoformo correspondiente al intervalo de clase 62-125 micrometros.
5. Observación de la mineralogía al microscopio utilizando la técnica de grano suelto.

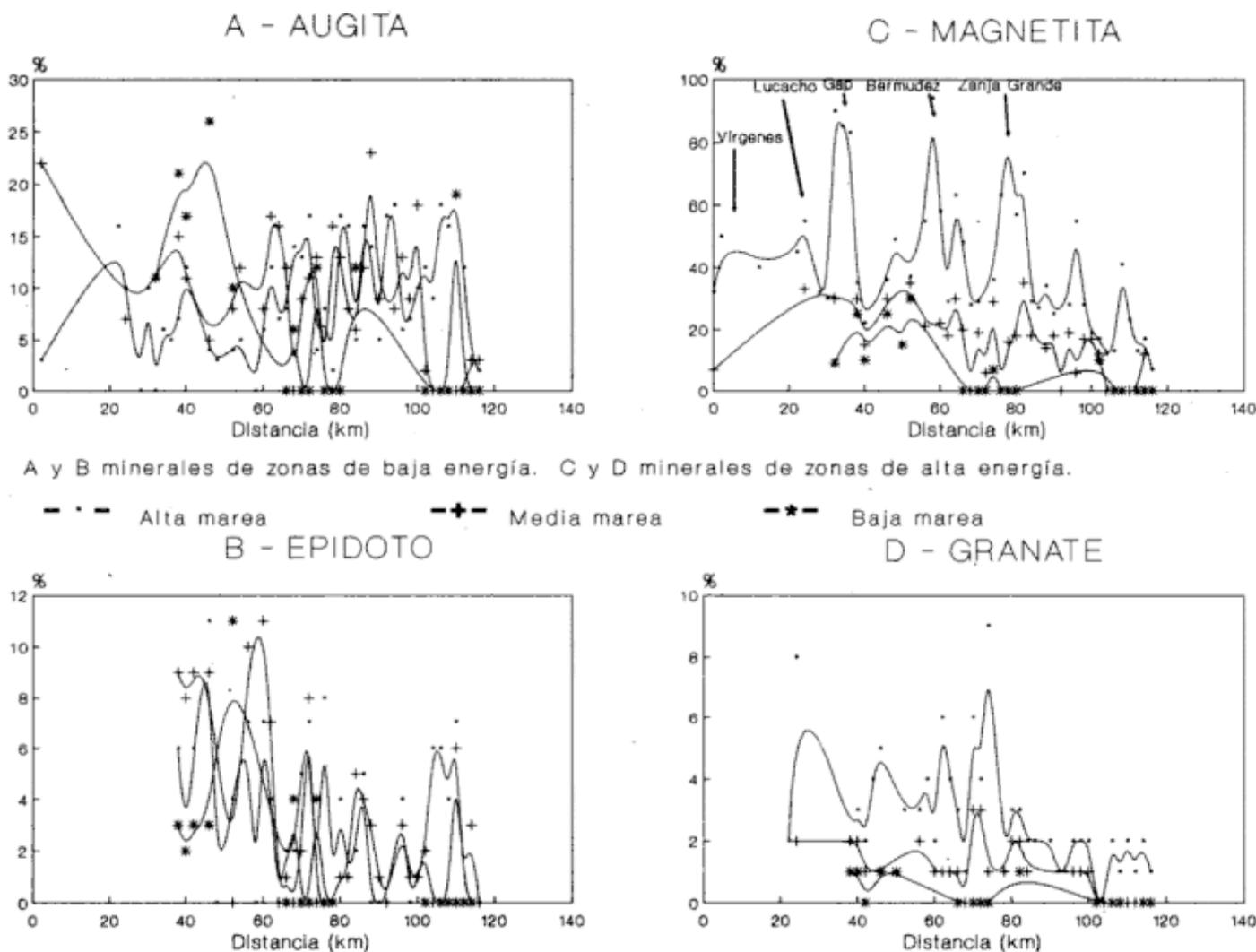


Figura 2: Relación entre concentración mineral y estado de marea, entre punta Dungeness (km 0) y río Gallegos (km 120).

Dinámica

Este sector está sometido a la acción de olas con alto valor energético, evidenciado por la presencia de acantilados activos y playas de gravas de gran continuidad lateral.

El área es afectada por un régimen de macromareas. El régimen de marea es semidiurno (según tablas de mareas del Servicio de Hidrografía Naval), con amplitudes medias anuales de 6,85 m a 7,45 m. Las amplitudes medias para mareas de sicigia oscilan entre 8,77 m y 9,5 m.

La incidencia oblicua de los trenes de olas provenientes de la lejana área de generación, ubicada en el cuadrante NE, resulta en una deriva litoral neta según la dirección general de la costa (sur-sureste). Si a este efecto se le suma el originado por la topografía del área de interfase y subárea cercana, los consecuentes efectos dinámicos son importantes. Los fenómenos locales de refracción-difracción, de los sectores morfológicamente discontinuos, hacen que las ortogonales de los trenes de olas se separen. Esto origina zonas de baja energía o centros disipadores de energía, favoreciendo la depositación de los sedimentos transportados por la corriente de deriva litoral. Esta se manifiesta evidenciando un marcado desplazamiento de los depósitos hacia el sur (Codignotto 1976, 1990).

Mineralogía

Las muestras extraídas presentan diferentes características texturales en relación al tipo de costa presente. Las recolectadas entre Punta Loyola - Chorrillo de los Frailes presentan en general distribuciones polimodales con moda principal en grava. Las playas entre Cabo Vírgenes y Chorrillo de los Frailes muestran distribuciones polimodales o unimodales con una moda gruesa entre 4000 y 8000 micrometros (sábulo) y una moda principal fina entre 500 y 250 micrometros (arena mediana a gruesa).

Con los resultados de los análisis mineralógicos se procedió a la confección de gráficos, que representan para cada mineral la concentración del mismo en los depósitos para distintos niveles de marea, en relación a la distancia en km a una localidad tomando como referencia Punta Dungeness (Fig. 2).

Los porcentajes tomados corresponden al total de la fracción pesada.

Se reconoció la siguiente asociación mineralógica: magnetita, augita, anfíboles, hipersteno, granate, epidoto, titanita, zoisita, circón y oro.

Los minerales más abundantes son los opacos integrando de un 7 a un 80% de la fracción pesada. Las mayores concentraciones de opacos (Fig. 2), corresponden a los depósitos de alta marea y los picos de máxima concentración se registraron en las cercanías de las desembocaduras de los cañadones Lucacho, Bermúdez y Gap. Entre los opacos se reconocen ilmenita, magnetita, hematita, pirita y oro, estos últimos en proporción muy escasa.

Se trata generalmente de magnetita, pero en algunos casos se observó mayor porcentaje de hematita o ausencia del mismo. Los granos de magnetita son irregulares en forma y tamaño, pero en general de menor tamaño que el resto de los minerales; los contornos son redondeados y subredondeados.

La hornblenda, en líneas generales sigue en abundancia, constituyendo de 0 a 30% de la fracción pesada. Se trata de hornblenda en la variedad verde oscuro y castaño rojizo subordinario. Los granos tienen forma prismática y otros anhedrales; los contornos son irregulares las superficies están frescas. A veces presentan inclusiones que son de opacos. Las mayores concentraciones se encuentran en los depósitos de media marea y se observa un incremento en la concentración de este mineral hacia el sur.

Los piroxenos están representados por augita e hipersteno. La augita es verde pálida e incolora; es de forma prismática de contornos subredondeados o aserrados producidos por los planos de clivaje. Constituye entre un 3 y 26% de la fracción pesada. El hipersteno se presenta en cristales prismáticos con un pleocroísmo que varía del rosado al amarillo; tiene inclusiones alineadas a lo largo del clivaje, las terminaciones son semejantes a las descritas para la augita. El hipersteno es más abundante en los depósitos de alta marea, se presenta en porcentajes que varían de 0 a 35% de la fracción pesada.

El epidoto constituye hasta un 11% de la fracción pesada. Se presenta en cristales de color verde amarillento con granos irregulares y de aspecto sucio. Son más abundantes en los depósitos de media marea y las mayores concentraciones corresponden a la desembocadura del cañadón Bermúdez.

El granate se presenta en sus dos variedades de rosado a incoloro, en cristales anhedrales con superficies mamelonares. Constituye de un 0 a un 11% de la fracción pesada. Las concentraciones son mayores en los depósitos de alta marea. Las áreas de mayor abundancia corresponden los cañadones Lucacho, Bermúdez y Zanja Grande (Fig. 2).

El circón es incoloro, bipiramidal y contiene inclusiones. Su concentración no supera el 4% de la fracción pesada. Se halla en los depósitos de alta marea, es muy escaso en los depósitos de media y baja marea.

La titanita y zoisita son minerales muy escasos, por lo general no superan el 4% de la fracción pesada. La primera, se concentra en los depósitos de alta marea, siendo en general nula su concentración en los depósitos de media y baja marea. Se determinaron picos en la concentración correspondiente a los cañadones Francés y al Chorrillo de los Frailes. La segunda, abunda en los depósitos de media marea y baja marea. Las mayores concentraciones corresponden a los cañadones Francés y Zanja Grande.

Leyes de oro

El oro se encuentra en partículas muy finas por lo general de 3 a 5 micrometros en algunas muestras hasta 10 micrómetros. Presenta forma de laminillas de color amarillo rojizo con pequeñas estrías. Megascópicamente se lo confunde con piritita o partículas piritósferas aunque estas poseen mayor tamaño.

El oro es más abundante en los depósitos de alta marea (Fig. 3). Las mayores concentraciones se detectaron en la desembocadura de los Cañadones Lucacho y Gap y en menor proporción en Cabo Vírgenes.

En la Fig. 3 se representan las leyes de oro para los 120 km comprendidos entre Punta Dungeness y Río Gallegos. De la misma se desprende que existen dos sectores con mayores concentraciones, uno en Cabo Vírgenes con leyes de 0,53 g/m³ y otro más disperso con dos picos 1,71 y 1,12 g/m³, en los cañadones Gap y Lucacho respectivamente. Destacándose que en los 60 km restantes hasta Río Gallegos la concentración es nula para los tres depósitos de alta y baja marea.

Asimismo se desprende de la figura 3 que las mayores concentraciones auríferas se localizan en aquellos sectores de playa en donde aflora el drift pleistoceno. Las arenas auríferas se concentran al sur de los depósitos de drift debido a que las primeras migran en el sentido de la deriva litoral neta.

Beros y Prez (1987), hallaron leyes algo superiores a las determinadas en este estudio para los niveles portadores (5,5 g/m³); y reconocieron una ley media de 0,13 g/m³ para el yacimiento y una ley de 0,098 g/m³ para el estéril.

Resultados

En las áreas estudiadas se reconocieron los siguientes minerales pesados, los cuales se exponen en orden decreciente de abundancia: magnetita, hematita, ilmenita, augita, anfíboles, hipersteno, epidoto, granate, titanita, zoisita, circón y oro.

De la observación de los gráficos antes mencionados se concluye que los minerales con peso específico superior al hipersteno presentan curvas que evidencian las mayores concentraciones en depósitos correspondientes a niveles de alta marea (C y D de la Fig. 2).

También se observa que aquellos minerales con peso específico inferior al hipersteno presentan curvas de baja, media o alta que se cruzan, es decir que presentan una baja selección a diferencia del caso anterior (A y B de la Fig. 2). Aunque en general las curvas reflejan las mayores concentraciones en los depósitos de media marea. También en este grupo se observa una relación de mezcla.

La Fig. 4 refleja la energía de sedimentación para los minerales pesados en medio marino (área de interfase). Para su construcción se agruparon en abscisas los minerales pesados y en ordenadas se utilizó una función exponencial, cuya variable es el peso específico.

Analizando el gráfico anterior se determinan dos campos. El límite de los mismos es coincidente con un marcado cambio en la pendiente de la curva. Este punto de quiebre representa el peso específico del hipersteno.

Las curvas de los minerales registran un predominio de la concentración de minerales con densidad superior al hipersteno (3,45), en los depósitos de alta marea o sea coincidentes con el campo de alta energía.

Los minerales con densidad inferior a 3,45 predomi-

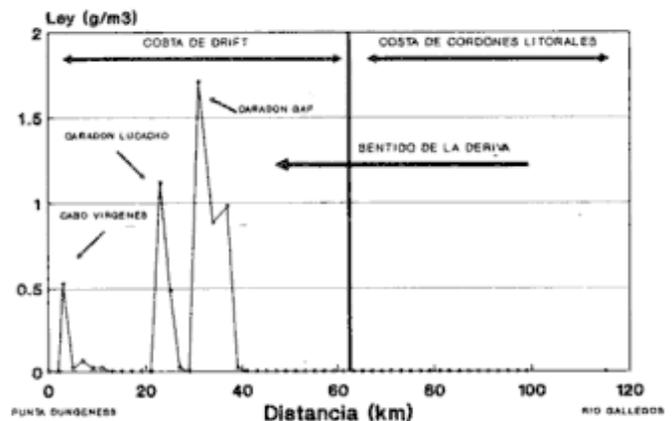


Figura 3: Leyes auríferas entre punta Dungeness y el río Gallegos

nan en los depósitos de media y baja marea (Fig. 2, A y B), o sea en concordancia con el campo de baja energía (Fig. 4). Debe considerarse que al ser las densidades de este último grupo semejantes y cercanas a 3,45, las curvas en muchos casos se cruzan, reconociéndose las mayores concentraciones asociadas a distintos estados de marea.

Smirnov (1976), en cuanto a la génesis de los placeres de playa, establece que la embestida de ola transporta los sedimentos sobre la playa después que la ola rompe. El retorno de ola, al poseer menor energía sólo transporta hacia el mar los minerales de menor masa.

Komar y Chi Wang (1984), para un estudio realizado en las playas de Oregón, observan una asociación integrada por epidoto (22%), granate (18,7%), augita (15,6%), hipersteno (8,1%), hornblenda (5,8%) y circón (2,0%). Dichos autores reconocen que la concentración de minerales pesados disminuye hacia la playa sumergida de un 96% a un 6%. Establecen un factor de concentración para la ilmenita (1403) y otro para la hornblenda (5). Evidentemente resulta más efectivo para concentrar el primero y menos para el segundo. Todos los minerales presentan un patrón de incremento de la eficiencia de concentrar en el placer cuando se incrementa la densidad y disminuye el tamaño de grano. Por lo tanto el proceso de selección es más efectivo en concentrar la ilmenita que es el mineral más denso y de menor granulometría presente en la playa y menos eficiente en concentrar la hornblenda que es más liviana y de mayor granulometría. Le otorgan poca importancia a la velocidad de decantación en la selección del grano. De otro modo, consideran importante la evaluación del entrapamiento selectivo y la velocidad de transporte del grano del mineral cuya tendencia es coincidente con el factor de concentración.

Considerando la energía de ola que caracteriza a las playas en estudio es factible determinar, trabajando con una granulometría homogénea, que los minerales con peso específico inferior al hipersteno son lavados durante el retorno de ola, mientras que los que poseen peso específico superior en general se depositan debido a que la energía del retorno de ola no es suficiente para transportarlos hacia el mar.

Si a esto se le suma el efecto del estado de marea, se nota que los minerales pesados depositados en los niveles más bajos (nivel de media y baja marea) son lavados por la embestida de ola durante la pleamar. Esto es concordante con lo graficado en la Fig. 4, en la cual quedan definidos dos campos energéticos, caracterizados por distintas asociaciones mineralógicas.

La marcada amplitud de marea imperante en este sector actúa incrementando la eficiencia en la selección de los minerales pesados de estas playas y favoreciendo la concentración de los minerales más pesa-

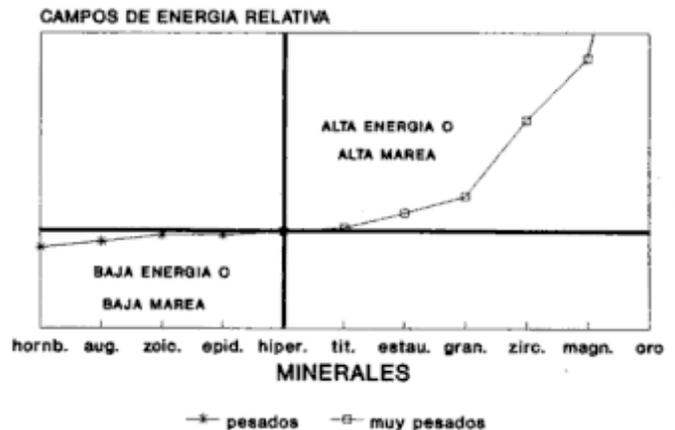


Figura 4: Asociaciones mineralógicas y su relación con el campo energético

dos (oro) en los depósitos de berma o playa posterior.

El espesor máximo de las arenas con concentrados auríferos es de 2 m, a lo largo de aproximadamente 30 km de costa y con una extensión de playa de aproximadamente 150 m, la cual permanece totalmente sumergida durante las pleamares de sicigia. Los concentrados son totalmente inestables y migran a lo largo de la playa en forma casi continua especialmente bajo condiciones de tormenta y mareas extraordinarias. Estos rasgos hacen imposible delimitar sectores favorables para la explotación ya que la localización del concentrado puede variar o desaparecer en horas dependiendo de las condiciones hidrodinámicas imperantes.

Del análisis geomorfológico se concluye que los principales minerales que integran estos placeres marinos son aportados por erosión marina de los afloramientos, siendo la principal fuente de aporte de estos sedimentos el drift pleistoceno. Las mayores concentraciones se hallaron asociadas a desembocaduras de cañadones. Los mismos cortan el acantilado activo, interrumpiendo puntualmente la disposición rectilínea y generando centros disipadores de energía, que actúan como trampas locales favoreciendo la depositación de minerales pesados. Asimismo los depósitos del cabo Vírgenes se originan por una inflexión de la línea de costa, depositándose los minerales pesados a sotavento de la corriente de deriva. Es decir, que el sector de costa considerado se comporta como un "sluice", natural a nivel regional (Figs. 1 y 3).

Conclusiones

Del análisis de los gráficos de minerales, se concluye que la máxima concentración de minerales pesados se encuentra en las inflexiones de la línea de costa (desembocadura de los ríos y presencia de cabos); es decir que la línea de costa se comporta como un gigantesco "sluice".

La concentración de oro está en relación directa con los depósitos glaciarios.

La concentración de los pesados está levemente desplazada hacia el sur, hecho relacionado con la deriva litoral.

Del análisis de los gráficos de minerales pesados obtenidos en alta, media y baja marea se infiere que los mismos pueden dividirse en dos grupos. En uno de ellos se encuentran los siguientes minerales: hipersteno, titanita, magnetita, circón, granate, oro y estauroilita; que corresponden a un campo de alta energía y/o alta marea. El otro grupo de minerales está representado por: hornblenda, augita, zoicita y epidoto que corresponden a un campo de menor energía y/o baja marea. Esto evidencia concordancia entre las máximas condiciones energéticas y las altas densidades.

Independientemente de la geología aflorante queda determinada una asociación de minerales muy pesados predominante (con peso específico superior al hipersteno), ubicado en el nivel de alta marea, y una asociación de minerales pesados predominante (con peso específico inferior al hipersteno), que se ubica en el nivel de baja marea.

La relación entre los depósitos y el estado de marea es independiente de la existencia de deriva litoral.

La obtención de oro y otros minerales muy pesados de utilidad económica debería realizarse en los depósitos correspondientes al nivel de más alta marea y, en los puntos de discontinuidad hidráulica.

En el área austral se localizaron dos zonas con altas concentraciones de oro, una en Cabo Vírgenes con leyes de 0,53 g/m³ y otra zona más dispersa con dos picos 1,71 y 1,12 g/m³, correspondientes a los cañadones Gap y Lucacho respectivamente. Destacándose que en los 60 km restantes hasta Río Gallegos la concentración es nula en los tres estados de marea.

Agradecimientos

Los autores agradecen a A. Bayarsky el control y estudio mineralógico, a M. Falcone la separación de parte de las muestras, a E. Donnari el control y estudio calcográfico de muestras con abundantes minerales opacos. A H. Llambías las sugerencias para el control de las concentraciones de oro, a R.A. López la colaboración en la concentración y en el proceso de amalgamar gran parte de las muestras. A Espisúa y H. García por la lectura crítica y sus valiosas sugerencias. A E. Rossello sus sugerencias.

Los trabajos fueron realizados con fondos de los subsidios de la Universidad de Buenos Aires; EX-053, Res. 3.085/88 y EX-110, Res. 385/89.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bayarsky, A., 1990. Análisis cualitativo y cuantitativo de muestras de minerales pesados del área del río Gallegos. Informe Secretaría de Minería, 10 p. (Inédito).
- Beros, C. y Prez, H., 1987. Geomorfología y oro entre Punta Dungeness y cabo Buen Tiempo. Informe Secretaría de Minería de Santa Cruz, 73 p. (Inédito).
- Codignotto, J.O., 1969. Nota acerca de algunos aspectos geológicos de la costa Patagónica comprendida entre Punta Loyola y el Cabo Vírgenes. Servicio de Hidrografía Naval, Boletín 6(3): 257-263.
- Codignotto, J.O., 1976. Geología y rasgos geomorfológicos de la patagonia extraandina, entre río Chico de Gallegos (Santa Cruz), y bahía de San Sebastián (Tierra del Fuego). Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 1-76 (Inédito).
- Codignotto, J.O., 1988. Placeres costaneros Marinos al sur de Río Gallegos. Subsidio Universidad de Buenos Aires. EX-110, Res. 335/90. 1-15 (Inédito).
- Codignotto, J.O., 1989. Placeres Costaneros Marinos Situados al Sur de Río Gallegos y al Sur de Puerto Deseado. Subsidio UBA. EX-053, Res. 3085/89. 1-12 (Inédito).
- Codignotto, J.O., 1990. Evolución de la costa entre Rfa Coig, Santa Cruz y Punta María, Tierra del Fuego, Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (1-2): 9-16.
- Donnari, E., 1990. Estudio microscópico sobre seis concentrados pulidos de material aluvial procedente del área de río Gallegos, provincia de Santa Cruz. Informe Secretaría de Minería: 1-2. (Inédito).
- Etchichury, M.C. y J.R. Remiro, 1967. Los sedimentos litorales de la provincia de Santa Cruz entre Punta Dungeness y Punta Deseado. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, 6 (8): 1-376.
- Etchichury, M.C. y Tofalo, O.R.M., 1981. Sedimentología de muestras litorales de Tierra del Fuego entre Cabo Espíritu Santo y Mina María. Revista de Asociación Geológica Argentina, 36 (4): 333-357.
- Jones, J.P., 1991. Potencial aurífero de la República Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno: 363-367.
- Komar, P.D. y Chi Wang, 1984. Processes of selective grain transport and the formation of placers on beaches. Journal of Geology, 12 (6): 637-655.
- Kyle, J.J., 1886. El oro del cabo Vírgenes. Sociedad Científica Argentina, Anales 22: 75-77.
- Marcomini, S.C., 1991. Minerales Pesados y variaciones del nivel del mar del sector costanero comprendido entre Puerto Mazarredo y Puerto Deseado. Informe Beca Universidad de Buenos Aires: 1-40 (Inédito).
- Methol, E. y Sister, R.G., 1947. Informe preliminar al estudio de los aluviones auríferos de la gobernación marítima de Tierra del Fuego entre río Gamma y cabo Espíritu Santo. Informe Dirección Nacional Geología: 1-42 (Inédito).
- Penrose, Jr., R.A.F., 1908. The gold regions of the Strait of Magellan and Tierra del Fuego. Journal of Geology, 16 (8): 683-697.
- Popper, J., 1887. Exploración de la Tierra del Fuego. Boletín del Instituto Geográfico Argentino, 8: 74-93.
- Smirnov, V.I., 1982. Geología de yacimientos minerales. ed. MIR. Moscú: 482-485.
- Stoll, W. y Sister, R.G., 1950. Reconocimientos efectuados en la gobernación militar de Comodoro Rivadavia y gobernación marítima de Tierra del Fuego. Informe Dirección Nacional Geología: 1-7 (Inédito).

Recibido: 27 de marzo, 1992

Aceptado: 18 de diciembre, 1992

Estructura de los mármoles de Corral del Carnero, Pampa de San Luis, Sierra Grande de Córdoba

Roberto D. MARTINO

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Facultad de Ciencias Exactas,
Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba, Argentina

ABSTRACT. *Structure of marbles from Corral del Carnero, Pampa de San Luis, Sierra Grande de Córdoba.* The megascopic structure of the marbles from Corral del Carnero (Córdoba, Argentina) is a combination of a reclined fold on the western side and associated antiformal-synformal folds on the eastern side. The two have an interference relationship which leads to the formation of a Type 3 pattern of Ramsay. The overall structure is interpreted as a refolded overturned fold, which may form part of a larger structure of "nappe" type. The deformation is presumed to be of upper-precambrian age.

Introducción

En el complejo metamórfico de grado alto del área de Corral del Carnero se encuentra un conjunto de mármoles altamente deformados que forma una estructura plegada de manera compleja (Figs. 1 y 2). El objetivo del presente trabajo es describir e interpretar dicha estructura a escala macroscópica a fin de poderla, en un futuro, comparar e integrar con estructuras análogas situadas al norte y al sur del área estudiada.

En la zona de Corral de Carnero existen referencias de la disposición de los bancos de mármoles en trabajos de índole geológico-económica llevados a cabo a los fines de explotación minera entre los que cabe citar el de Gutiérrez y Velázquez (1952) y Di Fini (1970). Hasta el presente no se habían realizado estudios estructurales tendientes a dilucidar la estructura de los mármoles a escala macroscópica, siendo el presente estudio el primer trabajo orientado en este sentido.

A los fines de este trabajo se cartografió la estructura a escala aproximada 1:20000 mediante fotografías aéreas, delimitando los afloramientos de mármoles que a esta escala reflejan la estructura mayor, durante la revisión de campo de la fotointerpretación se coleccionaron muestras para el estudio petrográfico y se midió la orientación de la foliación en los mármoles a fin de analizar la estructura por partes para luego integrarla e interpretarla. Los datos de foliación fueron volcados a diagramas de Schmidt, realizándose el conteo mediante la red de Kaalsbeck (Ragan 1980). Se determinaron los ejes B de las distintas guirnaldas resultantes mediante el ajuste de un círculo máximo con su polo asociado a dichas guirnaldas.

El área de estudio, cuyas coordenadas (centro) son

31° 12' de latitud S y 64° 44' longitud O, dista 120 km al oeste de la ciudad de Córdoba, encontrándose en la Pampa de San Luis (1900 m s.n.m.) en el sector septentrional de la Sierra Grande de Córdoba (Fig. 1).

Se accede por la ex Ruta Nacional N° 20, desviando al norte entre el km 796-7 antes de llegar al paraje conocido como Cuchilla Nevada, tomando el camino que conduce a Characato-Candelaria recorriendo sobre el mismo 15 kilómetros.

Marco geológico

Las rocas del área estudiada forman parte del complejo metamórfico que hace de encajonante noroccidental del batolito de Achala. La metamorfita dominante en el área es una roca masiva, de grano medio a grueso, de color gris a negro que aflora en forma de grandes bochas redondeadas (*boulder field*) en las cuales las superficies S de origen metamórfico están obliteradas casi completamente, a veces estas bochas aparecen partidas a través de diaclasas posteriores. Mineralógicamente están compuestas por cuarzo, plagioclasa, sillimanita, cordierita, granate y feldespato potásico, este último mineral es escaso modalmente. Internamente se encuentran trozos desmembrados de otras litologías como anfibolitas y metacuarcitas a modo de *resisters* (cf. Mehnert 1968). Estas rocas se han clasificado como migmatitas homogéneas (diatexitas) y hacen de encajonante principal a los mármoles.

Los mármoles se disponen como un gran cuerpo de rocas con forma más o menos tabular, en bajorelieve con respecto al encajonante migmatítico; son de colores blancos níveos con intercalaciones de colores



Figura 1: Mapa de ubicación

verdes, rosas y celeste, esta última variedad es muy apreciada como roca ornamental, la que se conoce como "Banderita Argentina". El tamaño del grano es de mediano a grueso, encontrándose como minerales accesorios importantes a la tremolita, que se presenta en agregados fibrosos de tamaño centimétrico; la hornblenda, que lo hace en granos prismáticos color verde y la clinohumita, que se encuentra en pequeños granos redondeados. El rasgo estructural más conspicuo, observable a escala mesoscópica, es una foliación definida por crecimiento mineral y bandeado composicional que se dispone siguiendo el plegamiento.

Un hecho notable, en el contacto entre las migmatitas homogéneas y los mármoles, es una forma que se asemeja a lo que microscópicamente se conoce como "scalloped" o "cusped" (cf. Spry 1969:19) en las formas que adoptan los límites intergranos en un corte delgado. Estas formas lobuladas pueden apreciarse a escala del afloramiento y aún ser detectadas mediante las fotografías aéreas. Este fenómeno se debería al con-

traste de viscosidades entre las litologías mencionadas más arriba y ha sido descrito en otras áreas de basamento ígneo metamórfico (cf. Ramsay 1967:402 y siguientes).

Hacia el sur y oeste del mapa de la Fig. 2a afloran gneises de ojos en fajas orientadas norte-sur que no superan el centenar de metros en el largo y la decena en el ancho. Otra roca aflorante hacia el sur y sudeste, asociada tanto a los gneises de ojos como a las migmatitas homogéneas, es una granodiorita porfírica que se confunde con dichas migmatitas al aflorar con el mismo patrón, diferenciándose de las mismas por la presencia de fenocristales de plagioclasa orientados este-oeste. Este cuerpo de granodioritas de forma oblonga, se extiende hacia el sudoeste hasta las inmediaciones del puesto Ojo de Agua y presenta distintas variedades petrográficas.

El estudio petrológico de las rocas descritas se encuentra en desarrollo.

Estructura de los mármoles

La estructura de los mármoles de Corral de Carnero resulta de la combinación de un pliegue reclinado en su 'extremo occidental' y de la asociación de un antiformal y sinformal en su 'extremo oriental' (Fig. 2a) en relación de interferencia que conduce a un patrón de afloramiento del Tipo 3 según Ramsay (1967).

En el apartado anterior se mencionaron algunos de los rasgos mesoscópicos observables en la foliación de los mármoles, microscópicamente puede constatar que en los granos de calcita tanto la dirección de alargamiento de los granos como el maclado se disponen paralelamente a la foliación mesoscópica. Estos rasgos no son continuos a través de todos los afloramientos sino que varían allí donde las texturas se vuelven granoblásticas sin orientación preferencial o cuando por efectos de la misma deformación y recristalización las texturas se vuelven porfidocásticas. Otro motivo de variación lo constituye el aumento de dolomita modal llegando a manifestarse como bandas en las cuales predomina la calcita o la dolomita definiendo así el bandeado composicional, este último también se dispone de manera paralela a la foliación observada mesoscópicamente. A esta foliación se la ha denominado S_1 .

Pueden apreciarse dentro de S_1 , en los flancos del sinforme del 'extremo oriental', pliegues del tipo intrafoliar, desenraizados, interpretados aquí como restos de una foliación anterior a S_1 denominada S_x ; también pueden observarse repliegues de S_1 a través de toda la charnela del mencionado sinforme.

El análisis del 'extremo occidental' (Fig. 2b) permite visualizar que la foliación de S_1 se dispersa según un círculo máximo cuyo polo tiene un valor de $N148^\circ / 40^\circ S$, que sería coincidente con el valor del eje del pliegue $B S_2 / S_1$; la traza del plano axial, denominada S_2 , dentro de la zona de charnela tiene un rumbo noreste y buzamiento hacia el sureste, fuera de dicha zona, dentro de la zona de flancos ('porción central') tiende a la dirección este-oeste. En pliegues más cerrados, de tipo isoclinal, en la zona cartografiada 5 km al sur de Corral del Carnero por Martino (1988), S_2 coincide con S_1 al hacerse paralelos ambos flancos.

En el 'extremo oriental' puede verse que S_1 se dispersa según un círculo máximo análogo al descrito anteriormente (Fig. 2d). El eje $B S_3 / S_2$ hallado en este caso se orienta $N 118^\circ / 28^\circ SE$, la traza del plano axial se ha denominado S_3 y puede verse que la estructura

del "extremo oriental" (Fig. 2a) formada por un antiforme y un sinforme asociados pliega a S_1 y S_2 , es decir, interfieren entre sí dos generaciones de pliegues que tienen orientaciones de ejes análogas ($B S_2 / S_1 = B S_3 / S_2$) pero diferentes orientaciones de los planos axiales cuyas trazas cartografiadas en la Fig. 2a guardan una relación aproximadamente perpendicular entre ellas ($S_2 \perp S_3$), esto conduce a la generación de un patrón de afloramiento para el conjunto que puede asignarse al Tipo 3 definido por Ramsay (1967). Un perfil de la estructura general visto inmersión abajo y su idealización se encuentran en la Fig 3a y b. No ha sido observada ninguna foliación asociada a S_2 y S_3 mostrando que es un plegamiento en estado muy dúctil, posterior a la génesis de la foliación S_1 . Anterior a esta foliación habría existido otra (S_x) como ya se mencionó, que se encuentra como relicto

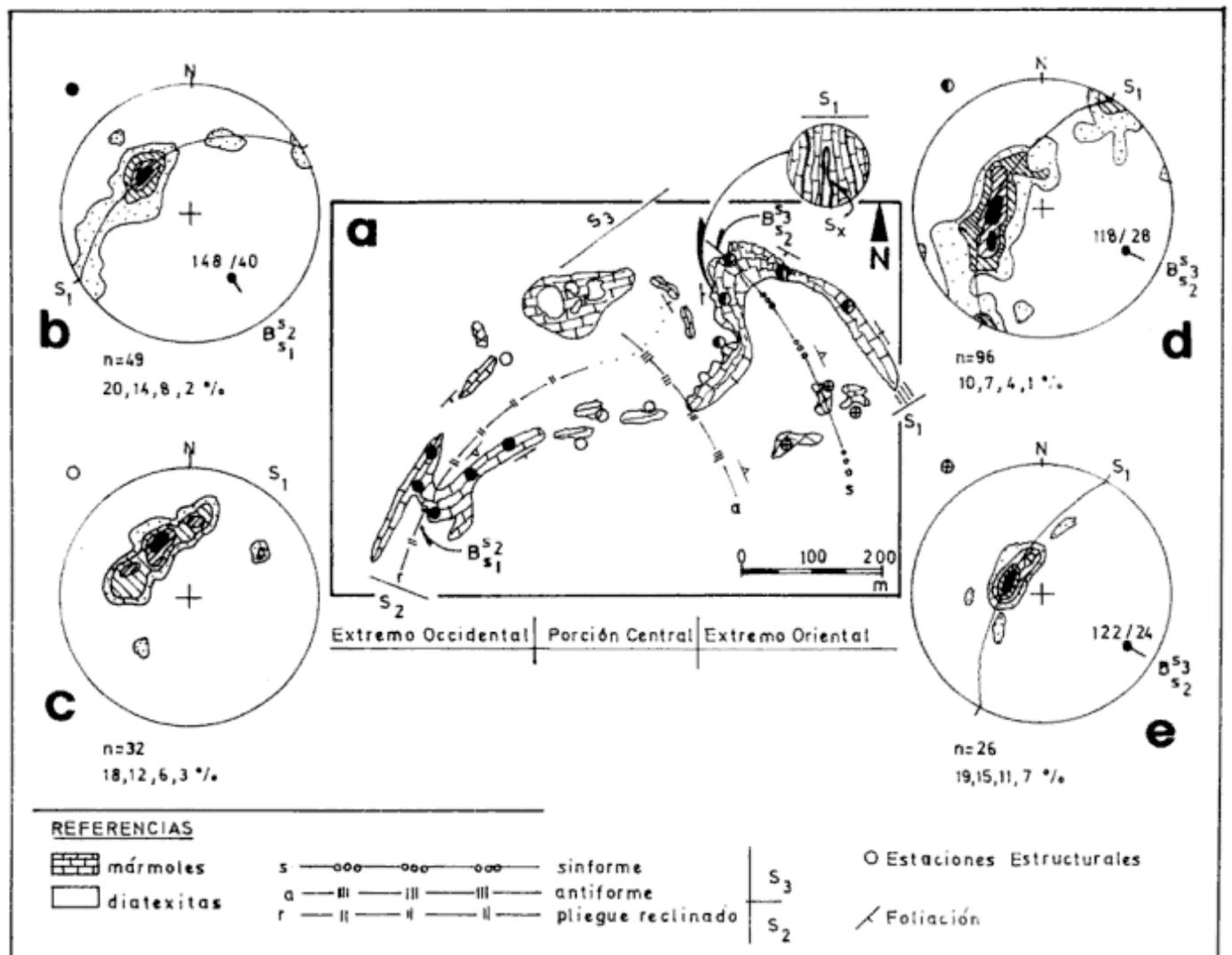


Figura 2: a. Mapa estructural; b. Diagrama de Schmidt para el extremo occidental; c. Diagrama de Schmidt para la porción central; d. Diagrama de Schmidt para el extremo oriental; e. Diagrama de Schmidt para cuerpos sudorientales.

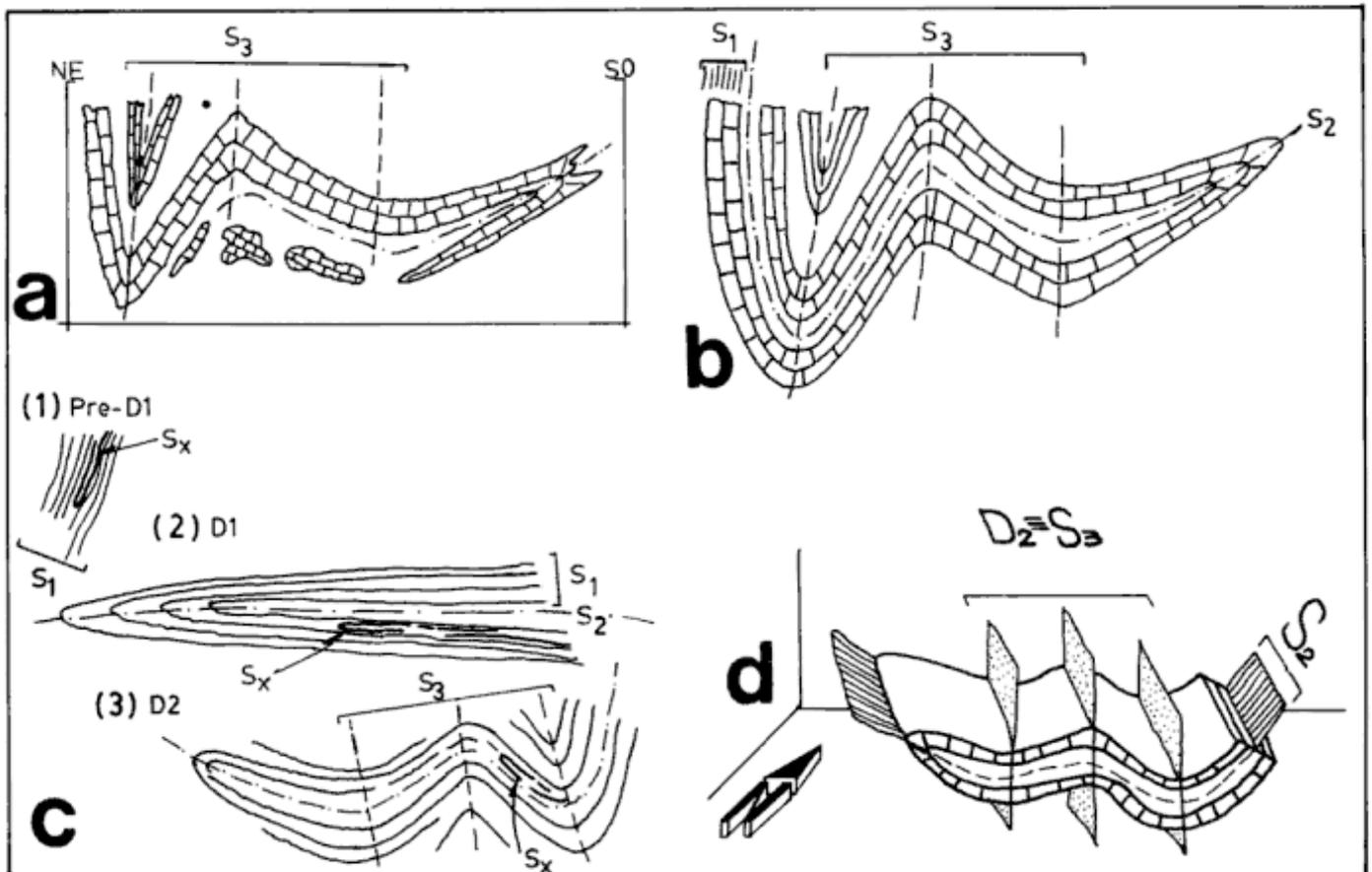


Figura 3: a. Perfil esquemático visto inmersión abajo; b. Perfil idealizado; c. Evolución tectónica; d. Modelo geométrico en tres dimensiones.

dentro de S_1 formando pliegues isoclinales desenraizados; esta foliación antigua, con registros escasos, también ha sido hallada hacia el sur de Corral de Carnero dentro de la zona de los yacimientos de mármoles Banús y El Balcón (Martino 1988).

Del perfil inmersión abajo (Fig. 3a) y el mapa (Fig. 2a) puede verse que en conjunto, la estructura macroscópica de Corral de Carnero es un pliegue reclinado de plano axial S_2 con rumbo hacia el noreste y buzamiento hacia el sur y eje B_{S_2/S_1} , con la zona de charnela hacia el sudoeste ('extremo occidental'), plegado a su vez por pliegues derechos de estilo abierto a suave, con planos axiales S_3 subverticales buzando al este dentro del 'extremo oriental' y que se irían verticalizando y cambiando de buzamiento hacia el 'extremo occidental' (Fig. 3).

Se había mencionado anteriormente que, dentro de la zona de charnela del pliegue sinformal del 'extremo oriental', se encontraban repliegues de S_1 ; hacia el sudeste, dentro del núcleo de esta estructura se encuentran tres pequeños cuerpos de mármoles con pliegues menores (Fig. 2a), cuya orientación es análoga a la estructura mayor, tratándose de los mismos repliegues pero en un nivel estratigráfico distinto (cf.

diagramas de la Fig. 2d y e).

Dentro de la 'porción central' (Fig. 2a) se encuentra la zona de flancos del pliegue reclinado, mostrando cierto desmembramiento y malas condiciones de afloramiento, bien notorias sobre todo en el flanco norte. En la Fig. 2c se muestra la dispersión de S_1 , provocada por el efecto de los pliegues derechos que genera S_3 del 'extremo oriental' sobre la zona de flancos del pliegue reclinado del 'extremo occidental'.

Un modelo geométrico en tres dimensiones de la estructura general de Corral del Carnero se muestra en la Fig. 3d.

Evolución tectónica

De forma sintética es posible establecer la evolución de la estructura del yacimiento de mármoles de Corral del Carnero como sigue (Fig. 3c).

(1) Fase de plegamiento isoclinal que afecta a una foliación anterior S_x , desarrollando S_1 paralela al plano axial de dichos pliegues; a este evento se lo ha denominado Pre-D1 (Martino 1988).

(2) Posteriormente se produce el plegamiento de S_1 ; que conduce a la formación de grandes pliegues reclinados de plano axial S_2 , estos pliegues se habrían generado durante el evento D1 (Dalla Salda 1984 y Martino 1988) y serían parte de estructuras mayores tipo "nappe".

(3) Los pliegues reclinados son afectados a su vez por pliegues derechos, abiertos, de plano axial S_3 , con longitud de onda y estilo variable hacia el 'extremo occidental'. De la interferencia de los pliegues mencionados en (2) con los pliegues reclinados surge un patrón de afloramiento de Tipo 3 (Ramsay 1967). Este fenómeno se habría desarrollado durante el evento D2 (Dalla Salda 1984 y Martino 1988).

El resultado final de esta evolución conduce a una estructura plegada tal como se muestra esquemáticamente en tres dimensiones en la Fig. 3d.

Discusión sobre los eventos deformacionales

El evento Pre-D1 fue propuesto por Martino (1988) en base a estructuras que yacen como foliaciones relicticas en las zonas de mármoles situadas hacia el sur de Corral del Carnero. Estas estructuras se presentan de manera esporádica y son difíciles de relacionar a las estructuras mayores.

El evento D1 fue reconocido por Dalla Salda (1984), según dicho autor estaría representado por estructuras plegadas orientadas OSO-ENE cuyos ejes tienen inmersiones entre 30° y 60° en ambos sentidos. Martino (1988) reconoció este evento hacia el sur del área de Corral de Carnero, postulando pliegues de tipo recumbentes con ejes que habrían estado orientados E-O y planos axiales S_2 cercanos a la horizontal. El pliegue reclinado reconocido en Corral del Carnero sería análogo a las estructuras mencionadas en último término, excepto en la orientación de los ejes, los cuales se dispondrían con rumbos NN0-SSE e inmersión hacia el SE.

El evento D2 caracterizado por Dalla Salda (1984) está representado según dicho autor, por pliegues con orientación de sus ejes NNO-SSE ($\approx N330^\circ$) inmersos tanto en uno como en otro sentido. Las estructuras planares asociadas buzcan por lo general hacia el este manteniendo la misma orientación. Martino (1988) reconoció el evento D2, en la región situada al Norte de Cuchilla Nevada, representado allí por estructuras plegadas con características análogas a las descritas por Dalla Salda (1984), características que pueden hacerse extensivas al área de Corral del Carnero.

Conclusiones

La foliación metamórfica principal es S_1 reconociéndose otra anterior S_x casi totalmente obliterada (Martino 1988).

Las otras foliaciones reconocidas son de tipo geométrico, planos axiales de los pliegues S_2 y S_3 , generados durante los eventos D1 y D2 respectivamente.

El plegamiento de tipo recumbente, común en el área estudiada y áreas adyacentes hacia el sur (Martino 1988), lleva a postular la formación de estructuras tipo "nappe" durante el evento D1.

La interferencia de los pliegues generados por D2 y D1 conduce dentro del área estudiada a geometrías del Tipo 3 según Ramsay (1967).

Agradecimientos

El autor deja expresado su reconocimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el apoyo económico brindado, a E. Baldo y P. Kraemer por su ayuda en las tareas de campaña y a Luis Dalla Salda por la lectura crítica del manuscrito y sugerencias aportadas. Debo dejar constancia aquí del trabajo de los árbitros de la Asociación Geológica Argentina que contribuyeron a mejorar la versión final del manuscrito. Este trabajo es parte de las tareas de adscripción que llevo a cabo en la Cátedra de Geología Tectónica de la Universidad Nacional de Córdoba.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Dalla Salda, L. H., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39(1): 38-51.
- Di Fini, A., 1970. Mármoles de Córdoba. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba, 1(1): 33-50.
- Gutiérrez, S.O. y Velázquez, D.C., 1952. Estudio Geológico Económico de la Cantera de Caliza 'El Cóndor', Pedanía Candelaria, Dto. Cruz del Eje. Informe, Dirección Provincial de Minería, Córdoba, 20 p. (inédito).
- 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, N° 276, Hemeroteca de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédito).
- Mehnert, K. R., 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Ed., 405 p., Amsterdam.
- Ragan, D., 1980. Geología estructural. Introducción a las técnicas geométricas. Ed. Omega, 207 p., Barcelona.
- Ramsay, J. G., 1967. Plegamiento y fracturación de Rocas. H. Blume Ed. 590 p., Madrid.
- Spry, A., 1967. Metamorphic Textures. Pergamon Press, 350 p. New York.

Recibido: 6 de diciembre, 1989

Aceptado: 29 de diciembre, 1992

ERRATA

En el trabajo “Ambientes sedimentarios asociados a un sistema de barrera litoral del Holoceno de la llanura costera al sur de Villa Gesell, Provincia de Buenos Aires”, publicado en el número 2 del tomo 47 de la Revista, se debe corregir, en la Tabla 2, página 208, lo siguiente:

En la segunda columna, encabezada Relaciones faciales, la leyenda “Típica de un sistema de barrera-laguna costera en facies regresivas” debe abarcar en conjunto a las siguientes unidades: Facies Puesto del Tigre, Facies San Francisco, Facies Arroyo de las Gallinas y Facies La Diana. Asimismo, la leyenda que abarca las unidades Facies Faro Querandí, Facies Puesto El Pájaro y Facies Cañadón Grande, debe leerse: “Típica de un sistema de barrera-laguna costera en facies transgresivas”.

NOTA BREVE

El Mesozoico superior-Cenozoico de la costa occidental del Golfo San Matías

E.M. GELOS, R.A. SCHILLIZZI y J.O. SPAGNUOLO

*Instituto Argentino de Oceanografía, Av. Alem 53,
8000 Bahía Blanca, Argentina*

Introducción

El objetivo del presente estudio es determinar las relaciones entre las unidades estratigráficas del Mesozoico superior y Cenozoico de la costa oeste del golfo San Matías. Para ello se estudiaron 16 perfiles costeros entre el sur de la bahía de San Antonio (provincia de Río Negro) y Puerto Lobos (provincia del Chubut), ver mapa de ubicación en Gelós *et al.* (1993).

Las unidades pre-maastrichtianas, escasamente representadas en el área, están constituidas por esquistos precámbricos intruidos por granitoides y cubiertos en discordancia por cuarcitas del Paleozoico medio a superior (Tabla 1). La secuencia mesozoica, previa discordancia, está representada por un complejo volcánico-piroclástico y sedimentitas continentales y marinas.

Las investigaciones más específicas en la zona corresponden a: De Alba (1964), Núñez *et al.* (1975), Angulo *et al.* (1978), Weber (1983), Cortés (1987), Gelós *et al.* (1990) y Rodríguez (1990).

Estratigrafía del Mesozoico superior-Cenozoico (Fig. 1)

Formación El Fuerte (Kaasschieter 1965) = Formación Arroyo Salado (Weber 1983). Se compone de calizas y calizas arenosas blanquecinas, grisáceas y amarillentas, con clastos líticos, en bancos donde se intercalan horizontes coquinoideos. Contiene restos de erizos, bivalvos, gastrópodos, briozoos, corales, crinoideos y escasos ejemplares de nautiloideos mal conservados. Los espesores aflorantes, sin base expuesta, varían entre 5 y 8 m en las plataformas de abrasión.

Formación Arroyo Verde (Malvicini y Llambías 1974). Son areniscas calcáreas y calizas esparíticas,

finas, masivas y en parte porosas y conglomerados compuestos por gravas finas a medianas de carácter riolítico, cementados por carbonato de calcio. La coloración varía del rosado al amarillento. Los fósiles son abundantes, mal conservados y reemplazados por carbonato de calcio. En la base de esta formación, los efectos de bioturbación son notables, en especial en el área del perfil 28, con tubos de diámetro de 4 a 5 cm, rellenos en algunos casos por valvas molidas y material sedimentario (desde pelitas a pefitas) de disposición caótica. Hacia el techo, se presentan escasos ejemplares bien conservados de nautiloideos. En el área de Punta Colorada se presenta una superficie de omisión originalmente señalada por Rodríguez (1990). La unidad alcanza espesores de hasta 8 m en las plataformas de abrasión.

Formación Patagonia (Stipanovic y Methol 1972). Se utiliza el término en el sentido dado por Weber (1983). Se compone de bancos de areniscas y arcilitas de espesores variables; estas últimas contienen yeso diseminado y se continúan hacia la parte superior con bancos de tobas. La coloración del conjunto varía del amarillento al verdoso. El contenido fósil es significativo, incluyendo ejemplares de erizos, restos de gastrópodos, ostreidos, crustáceos (caparzones y pinzas) y evidencias de bioturbadores. En los niveles superiores la unidad posee moldes internos de bivalvos deleznable. Se presenta únicamente al norte del área de trabajo con una potencia de 15 m, decreciendo hacia el sur hasta alcanzar un espesor de 3 m, tanto en plataformas de abrasión como en acantilados y/o paleoacantilados.

Formación Tehuelche (Weber 1983). Consta de bancos de rodados gruesos y arena, parcial a totalmente cementados por carbonato de calcio. Su potencia es de 3,5 a 4 m en un único depósito.

Formación Baliza San Matías (Angulo *et al.* 1978). Son conglomerados que afloran en forma aislada en las plataformas de abrasión con espesores que varían

Tabla 1: Equivalencia de unidades litoestratigráficas

ERA	PERIODO	EPOCA - EDAD (Piso)	UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS	
			OTROS AUTORES	ESTE TRABAJO
C E N O Z O I C O	CUATERNARIO	HOLOCENO	ALUVIO (6)	ALUVIO (6)
			SEDIMENTOS LITORALES (6)	SEDIMENTOS LITORALES (6)
			Fm. PUNTA VILLARINO (6)	Fm. PUNTA VILLARINO (6)
		Fm. SAN ANTONIO (6)	Fm. SAN ANTONIO	
		SUP.	Fm. PUERTO LOBOS (3)	Fm. EIZAGUIRRE (3)
			Fm. EIZAGUIRRE (3)	Fm. BALIZA SAN MATIAS (6)
	Fm. BALIZA SAN MATIAS (6)		Fm. TEHUELCHÉ (2)	
	TERCIARIO	MIOCENO OLIGOCENO	Fm. PATAGONIA (2)	Fm. PATAGONIA (2)
			Fm. ARROYO VERDE (3)	Fm. ARROYO VERDE (3)
		PALEOCENO (DANIANO)	Fm. EL FUERTE	Fm. EL FUERTE
Fm. ARROYO SALADO (2)			GRUPO NEUQUEN (4)	
MESOZOICO	CRETACICO SUPERIOR	GRUPO NEUQUEN (4)	GRUPO NEUQUEN (4)	
	JURASICO	COMPLEJO MARIFIL (3)	COMPLEJO MARIFIL (7)	
	TRIASICO			
PALEOZOICO	DEVONICO SILURICO	Fm. SIERRA GRANDE (8)	Fm. SIERRA GRANDE (8)	
	SILURICO ORDOVICICO	Fm. PUNTA SIERRA (2)	Fm. PUNTA SIERRA (2)	
P			ECTINITAS EL JAGÜELITO (1)	ECTINITAS EL JAGÜELITO (1)

(1) Ramos (1975). (2) Weber (1983). (3) Cortés (1981a y b). (4) Nuñez et al. (1975).
(5) Kaaschieter (1965). (6) Angulo et al. (1978). (7) Gelós et al. (1990). (8) Müller (1965).

desde 1 a 2,5 m. En el perfil 20, donde su potencia es máxima, aparecen planchones sueltos a nivel de bajar indicando condiciones de alta energía. Al sur del arroyo Salado se hallan manifestaciones reducidas de esta unidad.

Formaciones Eizaguirre (Cortés 1981b). Se presenta en abanicos aluviales integrada por clastos subangulosos a subredondeados de riolitas, granodioritas, filitas, arcilitas y basaltos subordinados, con disposición caótica o imbricada y diferentes grados de consolidación. Posee escasos restos fósiles retransportados. La textura varía desde bloques dominantes hasta gravas finas y arenas subordinadas. Arealmente se distribuyen como camadas de psefitas en las desembocaduras de algunas torrenteras y en sectores cuspidales de las plataformas de abrasión. Un pequeño asomo se observó en la parte interna de la laguna de Puerto Lobos. Estos afloramientos permiten extender a esta formación hacia el norte de su área tipo.

Formación Puerto Lobos (Cortés 1981b). Se halla representada en el sector homónimo por cordones de gravas y conchillas, descriptos y datados por Bayarsky y Codignotto (1982) como Serie Puerto Lobos.

Formación San Antonio (Angulo et al. 1978). Son gravas, arenas y conchillas que forman cordones, depósitos eólicos y playas elevadas. Se presenta como playas elevadas y cordones desde el sur de la bahía de San Antonio hasta el área del perfil 18, como playas elevadas en los perfiles 25, 29 y 32 e integrando cordones en los perfiles 24 y 29.

Formación Punta Villarino (Angulo et al. 1978). Se reconocieron depósitos arenosos, de tipo mantiformes o medianosos, de origen eólico, con variado desarrollo y carácter discontinuo.

Sedimentos litorales. Son depósitos de arenas y gravas de variados tamaños y litología, con mezcla de restos orgánicos actuales y fósiles. Integran los sectores de playa y cubren parcialmente las plataformas de abrasión a lo largo de toda la costa.

Discusión

Sobre un basamento pre-Cretácico se depositaron las areniscas conglomerádicas continentales del Grupo Neuquén, tras lo cual se sucede un episodio marino

(mar rocaniano) que, en el sector costero, los autores ubican al inicio del Maastrichtiano, construyéndose así una extensa plataforma calcárea con abundante y variada fauna indicadora de un hábitat marino proximal (formaciones El Fuerte y Arroyo Salado). Esta única fase ingresiva fue propuesta por Casamiquela (1969), Yrigoyen (1969) y Zambrano (1979) para la Cuenca del Colorado entre el Cretácico superior y el Paleoceno. Existe una clara identidad litológica y fosilífera en las descripciones hechas por Kaasschieter (1965) y Weber (1983) para las formaciones El Fuerte y Arroyo Salado respectivamente. Además el primer autor menciona la localidad tipo en la base de los acantilados de la costa rionegrina (cerro El Fuerte), que es el mismo sector donde Weber ubica su Formación Arroyo Salado; por tal razón se supone que ambos autores se refirieron a una misma unidad litoestratigráfica correspondiente a un único evento marino desarrollado en el intervalo Maastrichtiano-Daniano.

Se deposita posteriormente en discontinuidad estratigráfica, evidenciada por cambios litológicos e irregularidades en la superficie de contacto, la Formación Arroyo Verde. La misma, con carácter restringido, se desarrolla entre el Arroyo Verde y el Dique Ameghino (Ravazzoli *et al.* 1982). Se considera a esta unidad de edad Eoceno medio (García y Levy 1977).

Durante una posterior ingresión marina Oligo-Mioceno se deposita la Formación Patagonia. Debido a la presencia de *Turritella sp.* en diversos horizontes se infiere, según el criterio de Zarauza *et al.* (1977) que estos depósitos se habrían producido en un fondo marino somero.

A fines del Mioceno, en una etapa de continentalización se depositaron las psefitas de la Formación Tehuelche (Weber 1983), que hacia el Pleistoceno medio, tras una nueva ingresión, pasan en algunos sectores a integrar los conglomerados litorales de la Formación Baliza San Matías. Se propone aquí la extensión de esta unidad hacia el sur, en forma discontinua, hasta el área de Punta Odriozola. Un posterior ascenso permitió la acumulación de sedimentos aluviales en las desembocaduras de los cañadones constituyendo los depósitos costeros de la Formación Eizaguirre. Según Cortés (1981 b) esta formación, del Pleistoceno superior temprano, se desarrolló hacia el norte hasta Puerto Lobos. Los autores extienden estos depósitos discontinuos hasta la desembocadura del Arroyo Salado.

Durante el Holoceno, continúa el ascenso continental, depositándose la Formación San Antonio. Sin embargo, en base a la litología y altimetría establecida por Angulo *et al.* (1978), que ubican los cordones de dicha formación hasta los 15-20 m s. n. m., y teniendo

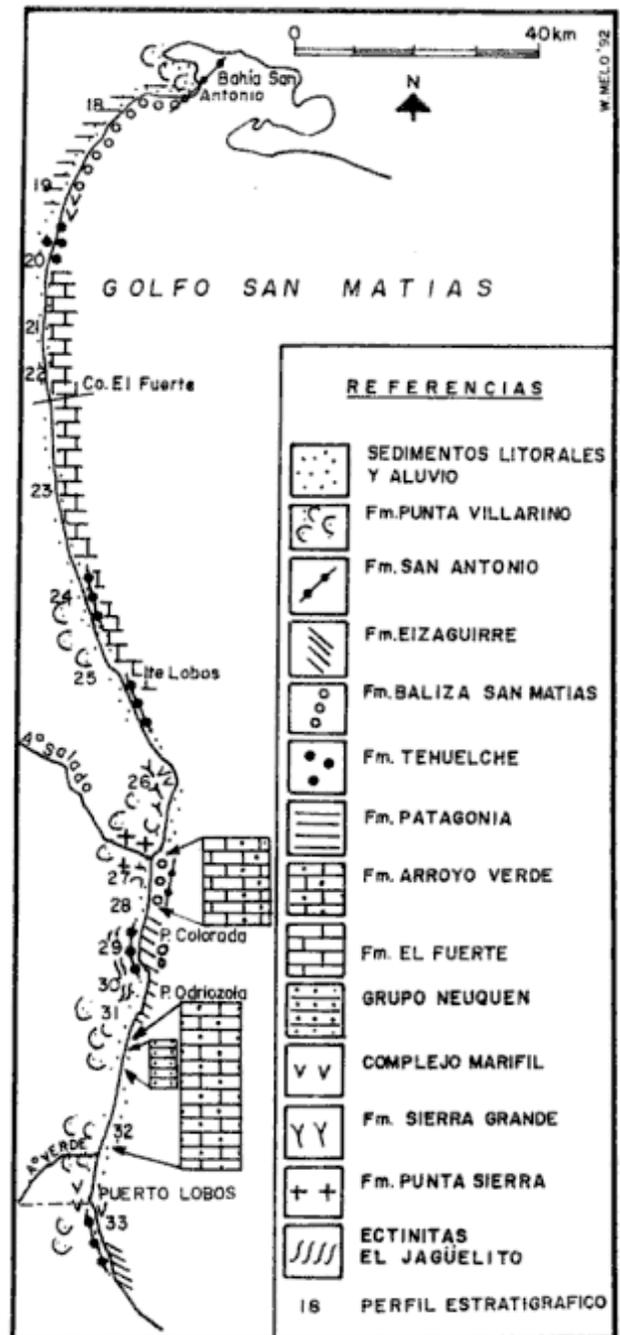


Figura 1: Mapa geológico

en cuenta que para cordones de similar nivel topográfico Bayarsky y Codignotto (1982) datan una edad Pleistoceno superior, se propone extender la edad de la Formación San Antonio hasta el Pleistoceno superior, incluyendo en la misma los depósitos psefíticos de la denominada Formación Puerto Lobos (Cortés 1981 b). La sección superior, holocena, estaría integrada por cordones, playas elevadas y arenas eólicas descritos por Angulo *et al.* (1978), y que se presentan entre Isleto Lobos y arroyo Verde.

La columna sedimentaria culmina con depósitos medanosos y mantos de arena de Formación Punta Villarino que se extiende hacia el sur, en forma saltuaria, hasta el arroyo Verde. En los cañadones y playas se presentan depósitos aluviales y sedimentos litorales respectivamente.

Conclusiones

Para el Maastrichtiano-Daniano se homologan las formaciones El Fuerte y Arroyo Salado, recomendándose el uso de Formación El Fuerte de acuerdo al principio de prioridad (Comité Argentino de Estratigrafía, 1992).

Se indican nuevos afloramientos de la Formación Arroyo Verde (Eoceno medio), hacia el norte, hasta las inmediaciones de Punta Colorada.

Se extiende la presencia de la Formación Baliza San Matías hacia el sur hasta el área de Punta Odriozola.

Se encuentran nuevos asomos de la Formación Eizaguirre (Pleistoceno medio) al norte de su área original.

Se propone extender la edad de la Formación San Antonio hasta el Pleistoceno superior e incluir en la misma los depósitos llamados Formación Puerto Lobos.

Se ubican nuevos afloramientos saltuarios de la Formación Punta Villarino a lo largo de la costa.

Agradecimientos

A las autoridades de HIPASAM S.A. y del ITMAS "Los Alamos" por el apoyo prestado. A los dibujantes L. Luro y W. Melo del IADO.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angulo, R., Fidalgo, F., Gómez Peral, M. y Schnack, E., 1978. Las intrusiones marinas cuaternarias en la bahía de San Antonio y sus vecindades (provincia de Río Negro). 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1: 271-283.
- Bayarsky, A. y Codignotto, J.O., 1982. Pleistoceno-Holoceno marino en Puerto Lobos., Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (1): 91-99.
- Casamiquela, R., 1969. La presencia en Chile de *Aristonectes* Cabrera (plesiosauria) del Maastrichtense del Chubut. Argentina. 6º Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca). Actas 1: 199-213. Buenos Aires.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria), 20: 1-64.
- Cortés, J.M., 1981 a. El sustrato precretácico del noreste de la provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36 (3): 217-235.
- Cortés, J.M., 1981 b. Estratigrafía cenozoica y estructura al oeste de la península de Valdés. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36 (4): 424-445.
- Cortés, J.M., 1987. Descripción geológica de la hoja 42 h, Puerto Lobos, provincia del Chubut. Boletín, Servicio Geológico Nacional, 202: 1-93.
- De Alba, E., 1964. Descripción geológica de la hoja 41 j Sierra Grande, provincia de Río Negro. Boletín, Servicio Geológico Nacional, 97: 1-68.
- García, E. y Levy, R., 1977. Fauna de la Formación Arroyo Verde, Eoceno de la provincia de Río Negro. Ameghiniana, 24 (1-4): 45-52.
- Gelós, E.M., Spagnuolo, J.O. y Schillizi, R.A., 1993. Las unidades morfológicas de la costa oeste del golfo San Matías y su evolución. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (4): 365-371.
- Kaasschieter, J.P.H., 1965. Geología de la cuenca del Colorado. Acta Geológica Lilloana, 7: 251-269. Tucumán.
- Malvicini, L. y Llambías, E.J., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. Argentina. 5º Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas, 2: 185-202. Buenos Aires.
- Müller, H., 1965. Zur Alter frage der Aisenerzlagerstätte Sierra Grande, Río Negro in Nordpatagonien, Aufgrund neuer Fossilfunde. Geologische Rundschau, 54 (1): 715-732.
- Núñez, E., Bachman, E., Ravazzoli, J., Britos, A., Franchi, M., Lizoain, A. y Sepúlveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del macizo Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 4: 247-266. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (3): 274-285.
- Ravazzoli, J., Riggi, J.C., Levy, R. y de García, E., 1982. Litología y paleontología de la Formación Arroyo Verde en las inmediaciones del dique F. Ameghino, provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (4): 398-406.
- Rodríguez, M.C., 1990. Superficies de omisión en el Paleoceno de Sierra Grande, provincia de Río Negro, República Argentina. 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas, 1: 143-147. Tucumán.
- Stipanovic, P. y Methol, E.J., 1972. Macizo de Somuncurá. En: Leanza, A. (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 582-599. Córdoba.
- Weber, E.I., 1983. Descripción geológica de la hoja 40 j Cerro El Fuerte, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 196: 1-68.
- Yrigoyen, M., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. Ameghiniana, 6 (4): 315-327.
- Zambrano, J.J., 1979. Comarca de la cuenca cretácica del Colorado. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1033-1070. Córdoba.
- Zarauza, J., Sanuy, S., de la Torre, L. y Minondo, L., 1977. Estratigrafía. Editorial Rueda, 718 p. Madrid.

Recibido: 29 de octubre, 1990

Aceptado: 18 de diciembre, 1992

Dr. Oscar Guillermo Arrondo
(1936-1992)



El 16 de diciembre de 1992, luego de una prolongada enfermedad, nos ha dejado el Dr. Oscar Guillermo Arrondo.

Oscar nació en la ciudad de Ensenada, junto al río que tanto amó, el 16 de julio de 1936. Hijo de un destacado profesional, el Dr. José Arrondo, y de una madre ejemplar, Doña Sarah Thomas Coutiño, creció junto a sus cuatro hermanos en el seno de un hogar en el que su personalidad quedó forjada en una fragua de cariño, bondad, rectitud y responsabilidad.

Cursó sus estudios primarios en la ciudad natal y los secundarios en el tradicional Colegio Nacional de la Universidad Nacional de La Plata. Por esos tiempos, y para siempre, supo unir a su dedicación por el estudio, el amor por el deporte y por la vida en contacto con la naturaleza. El permanente escenario de estas actividades fue el Club de Regatas de La Plata, y tanto en tierra firme como en numerosos cruceros fue donde Oscar cultivó la sana amistad y camaradería junto a numerosos jóvenes de su generación que hoy guardan de él imborrables y cálidos recuerdos. Las duras condiciones de la náutica le templaron el carácter y le permitieron conocer el valor de la solidaridad, a la que asumió como uno de los principios rectores de su conducta.

Fue también en su temprana juventud cuando conoció a Susana Di Paola, su permanente guía y compañera, el amor de su vida y el puntal en el que pudo sostenerse en los momentos difíciles. Junto a ella formó un hogar modelo del que nacieron sus varones, Guillermo y José Ignacio, luces de sus ojos y motivo de justificado orgullo y proyección.

Cursó sus estudios de geología como alumno becado por YPF en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, de la que egresó en 1963. Al año siguiente obtuvo el título de ingeniero en petróleo en la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Buenos Aires. Des-

pués de un corto desempeño profesional en YPF (1964) y en el INTA (1965), regresó al Museo de Ciencias Naturales para dedicarse por siempre a la investigación científica y a la educación universitaria de grado y postgrado en el campo de la Paleobotánica. Comenzó como se debe, desde abajo, ocupando todos los cargos de la escala docente, hasta culminar como profesor titular y miembro de la carrera del investigador científico de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.

En el campo de la ciencia su maestro fue el Dr. Sergio Archangelsky, bajo cuya supervisión completó su tesis doctoral (1969) sobre la geología y paleontología del Pérmico, Triásico y Jurásico en la zona de Estancia La Juanita (provincia de Santa Cruz), la que recibió la máxima calificación y honores por parte de la Universidad Nacional de La Plata. Esta investigación, cuya síntesis se publicara en la Revista del Museo de La Plata, constituye una obra ya clásica y de ineludible consulta en la que se brinda información original y valiosas interpretaciones sobre la geología regional, estratigrafía y paleobotánica de las sucesiones permo-triásicas del norte de Santa Cruz.

En el aspecto científico, Oscar Arrondo puede ser considerado un investigador del Gondwana. La comunidad geológica lo recordará por sus significativos aportes al conocimiento estratigráfico y paleobotánico de la porción sudamericana del megacontinente. En lo que atañe a la producción de contribuciones originales, ha participado en el descubrimiento de plantas vasculares en el Devónico de la Precordillera, en el que también realizó hallazgos e interpretaciones de innegable valor estratigráfico y paleoambiental. Uno de los campos esenciales de su trabajo fue el dedicado al estudio de la geología, estratigrafía y paleofloras carboníferas de la Precordillera, de la Cuenca de Paganzo y del Sistema de la Sierra Pintada. Durante largos años tuvo a su cargo investigaciones paleoflorísticas sobre el Pérmico, desde la región de Nueva Lubecka (Santa Cruz) y Sierra de Los Llanos (La Rioja), hasta la de sucesiones sedimentarias de Bolivia y Brasil. También efectuó la descripción de la flora paleozoica superior de la región interserrana de la Provincia de Buenos Aires. Condujo el estudio sobre las plantas fósiles del Triásico y Liásico de la Estancia La Juanita, así como de las triásicas del sector austral de la Cuenca Neuquina (formaciones Paso Flores y Lapa) y del centro sur de Chile. Participó, asimismo, del hallazgo y determinación de paleofloras liásicas de Alicurá (Neuquén y Río Negro). En el aspecto exclusivamente paleontológico contribuyó en diversas

revisiones y descripciones originales a nivel genérico y específico, entre las que se destacan sus aportes a la actualización de la colección Kurtz y los trabajos analíticos sobre *Lepidodendropsis*, *Licopodiopsis*, *Botrychiopsis*, *Dizeugotheca*, *Rhacopteris*, *Kurtziana*, *Bumbudendron*, *Goepfertella*, *Frenquellia* y *Eusphenopteris*. Tuvo además destacada intervención en la elaboración de trabajos de síntesis, como los referidos a las tafofloras pérmicas argentinas (1969) y del Paleozoico superior de Argentina (1972), a la paleogeografía y plantas fósiles del Pérmico inferior austro-afrosudamericano (1975), y a las floras mesozoicas de la provincia de Río Negro (1984).

Junto al Dr. Archangelsky y a su entrañable amigo, el Dr. Bruno T. Petriella, formaron un sólido equipo científico que proporcionó una renovada dinámica a la División Paleobotánica (hoy Departamento) del Museo de Ciencias Naturales de La Plata, desde los mediados de la década del 60. La constitución de este grupo de trabajo marcó un hito en el desarrollo de las investigaciones dentro de la especialidad, pasándose desde una etapa en la que prevalecieron los esfuerzos individuales a otra en la que comienza el desarrollo sistemático de proyectos intra e interdisciplinarios.

En el equipo, Oscar Arrondo se desempeñó como paleobotánico y bioestratígrafo, pero además se constituyó en el nexo natural y necesario con la geología. Por su doble condición de geólogo y paleontólogo, y ante el vertiginoso avance de los conocimientos científicos, fue él quien alentó permanentemente la realización de trabajos co-participados entre paleontólogos, estratígrafos, sedimentólogos y geólogos regionales.

A partir de 1975 asume la jefatura de la División Paleobotánica de Museo de La Plata, la que se consolida científicamente y alcanza una trascendencia que supera nuestras fronteras. Con su gestión, las puertas de la institución estuvieron abiertas a numerosos jóvenes interesados en los estudios paleoflorísticos que convergieron desde distintos puntos de la Argentina, así como del Uruguay, Chile, Brasil y Bolivia. Oscar supo también amalgamar el valor científico de las investigaciones paleobotánicas con el interés aplicado. Fue así que bajo su supervisión se elaboraron numerosos informes para diversas instituciones y evacuaron consultas de profesionales sobre determinaciones bioestratigráficas e interpretación paleoambiental de materiales fósiles. Además, se prestaron permanentes servicios a la Gerencia de Exploración de Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

Sin embargo, el aspecto más destacable de su actuación como responsable del área de paleobotánica

emana de su convicción en la trascendencia de las instituciones por sobre los hombres; de allí su permanente preocupación por la formación y mantenimiento de un grupo de investigación de alto nivel académico, que es el que tiene hoy la responsabilidad de continuar con su obra.

Oscar apoyó sin retaceos la formación de entidades científicas y profesionales. Brindó su sincera y desinteresada dedicación en funciones de liderazgo dentro de varias de las instituciones que lo tuvieron como miembro. Participó en la organización de reuniones científicas nacionales e internacionales y ejerció cargos de responsabilidad en el Consejo Superior Profesional de Geología, entre 1973 y 1978. En lo que hace a esta faceta de sus actividades, los mayores esfuerzos los volcó a la Asociación Paleontológica Argentina, en la que actuó como vocal (1965-1967 y 1972-1978), secretario (1967-1969) y presidente en el periodo 1988-1989.

Su vocación por el bien común y sus profundas convicciones democráticas lo llevaron a participar activamente en la normalización universitaria producida como consecuencia del advenimiento del gobierno constitucional a partir de 1983. Durante su desempeño como Decano de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, hasta mayo de 1986, alentó profundas transformaciones en el aspecto académico, propició la discusión de modelos educativos alternativos, facilitó la reincorporación de profesores e investigadores desplazados por la dictadura militar, y logró la designación de numerosos docentes universitarios mediante la sustanciación de concursos. En forma simultánea desarrolló una importante acción en favor de la recuperación del vetusto edificio del Museo de Ciencias Naturales, lo dotó de condiciones de mayor seguridad y dio inicio a importantes convenios internacionales que permitieron equiparlo con importante instrumental científico y técnico.

La mención de las múltiples actividades desarrolladas por Oscar Arrondo, siempre regidas por un estricto sentido de la ética y del deber, muestran a las claras cuánto hizo por el bien de su país, por la ciencia en general y por la paleobotánica en particular. Sus amigos hemos perdido a un extraordinario, leal y entrañable compañero. No tendremos más su sonrisa, su mano franca, su voz potente. Nos queda el recuerdo de múltiples y gratas anécdotas, de los grandes momentos compartidos, de su rectitud, franqueza, honorabilidad, simpatía e intachable hombría de bien.

Luis A. Spalletti

**BIBLIOGRAFIA DEL
DR. OSCAR GUILLERMO ARRONDO**

- Elementos florísticos del Pérmico Argentino.-I. Las Glossopterideas de la "Serie Nueva Lubecka" Prov. del Chubut (en colaboración con S. Archangelsky). *Revista Museo La Plata, nueva serie, Paleontología* 4 (26): 259-264. 1965. La Plata.
- Elementos florísticos del Pérmico Argentino. II. "*Rhacopteris chubutiana*" n. sp. de la Formación Nueva Lubecka, Prov. del Chubut, con notas sobre las especies argentinas del género "*Rhacopteris*" (en colaboración con S. Archangelsky). *Revista Museo La Plata, nueva serie, Paleontología* 5 (28): 1-16. 1966. La Plata.
- "*Dizeugotheca branisae*" n. sp. Nueva Filice eusporangiada del Pérmico inferior, Bolivia. *Revista Museo La Plata, nueva serie, Paleontología* 5 (31): 55-61. 1967. La Plata.
- Observaciones sobre algunas floras carboníferas argentinas (en colaboración con A. Cuerdo y R. Wagner). *Ameghiniana* 5 (7): 265-269. 1968. Buenos Aires.
- The Permian Taphofloras of Argentina. With some considerations about the presence of "northern" elements and possible significance (en colaboración con S. Archangelsky). *Gondwana Stratigraphy, IUGS-UNESCO International Symposium Stratigraphy Palaeontology Gondwana*: 71-89. 1969. París.
- Palaeophytologia Kurtziana III.1. Notas sobre los vegetales carbónicos y pérmicos de la colección Kurtz (en colaboración con S. Archangelsky). *Ameghiniana* 8 (3-4): 181-188. 1971. Buenos Aires.
- Palaeophytologia Kurtziana III.2. Estudio sobre el género *Botrychiopsis* Kurtz (= *Gondwanidium* Gothan) del Carbonífero-Pérmico Gondwánico (en colaboración con S. Archangelsky). *Ameghiniana* 8 (3-4): 189-277. 1971. Buenos Aires.
- Palaeophytologia Kurtziana III.3. *Rhacopteris szajnochai* Kurtz de la Formación Jejenes (Carbónico superior), San Juan. *Ameghiniana* 8 (3-4): 228-230. 1971. Buenos Aires.
- Estudio geológico y paleontológico en la zona de la Estancia La Juanita. *Revista Museo La Plata, Paleontología* 7 (43): 11-194. 1972. La Plata.
- Contribución al conocimiento del Carbonífero de los perfiles de Cerro Veladero y del Río del Peñón (Precordillera de La Rioja) (en colaboración con J. Scalabrini Ortiz). *Revista Museo La Plata, nueva serie, Geología* 8 (68): 257-279. 1973. La Plata.
- Contribución al conocimiento de dos perfiles detallados del Carbónico de las provincias de La Rioja y Catamarca y discusión sobre la distribución regional de la Formación Guadacol (en colaboración con J. Scalabrini Ortiz). *Actas 5º Congreso Geológico Argentino* 3: 57-70. 1973. Villa Carlos Paz.
- Síntesis del conocimiento de las Tafofloras del Paleozoico superior de Argentina. *Symposium on the Carboniferous and Permian Systems in South America. Anales Academia Brasileira de Ciências*, 44 (suplemento): 37-50. 1972. San Pablo.
- La Tafoflora Pérmica de Sierra de Los Llanos, Provincia de La Rioja. *Palaeophytologia Kurtziana* III. 10 (en colaboración con S. Archangelsky). *Ameghiniana* 10 (3): 201-228. 1973. Buenos Aires.
- Acerca de la discordancia angular entre las formaciones Guadacol y Tupe en Sierra de Maz, provincia de La Rioja (en colaboración con R. Andreis). *Ameghiniana* 11 (4): 373-378. 1974. Buenos Aires.
- Dos especies de "*Ginkgophyllum*" del Paleozoico superior de la Provincia de La Rioja. *Palaeophytologia Kurtziana* III.11 (en colaboración con S. Archangelsky). *Ameghiniana* 11 (4): 357-365. 1974. Buenos Aires.
- Paleogeografía y plantas fósiles en el Pérmico inferior austroafrosudamericano (en colaboración con S. Archangelsky). 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, *Actas* I: 479-496. 1975. San Miguel de Tucumán.
- Tafoflora Pérmica de Mariana Pimentel, Mun. de Guaiiba, Río Grande do Sul, Brasil (en colaboración con Z.C. Correa da Silva). 29º Congreso Brasileiro de Geología y II Simposio Brasileiro de Paleontología *Actas. Belo Horizonte*.
- Nuevos conocimientos de la Tafoflora de Mariana Pimentel, Munic. de Guaiba, Río Grande do Sul, Brasil (en colaboración con Z.C. Correa da Silva). *Pesquisas (Instituto de Geociencias, Universidade Federal Río Grande do Sul)* 7: 1-44. Porto Alegre.
- Contribución al conocimiento del Carbónico en la Sierra Pintada y nota sobre el hallazgo de un nuevo nivel marino en la Formación El Imperial (San Rafael-Mendoza) (en colaboración con J. Scalabrini Ortiz). *Acta Geológica Lilloana (Suplemento)* 14: 105-110. 1978. San Miguel de Tucumán.
- Presencia de *Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) Menéndez en el Carbónico inferior de Argentina (en colaboración con B. Petriella). *Ameghiniana* 15 (3-4): 406-408. 1978. Buenos Aires.
- El género *Lepidodendropsis* Lutz, del Carbónico inferior de Argentina (en colaboración con B. Petriella). *Ameghiniana* 15 (3-4): 440-444. 1978. Buenos Aires.
- El género *Lycopodiopsis* (Lycopodiopsidaceae, Lepidodendrales), del Carbónico medio-Pérmico inferior de Argentina (en colaboración con B. Petriella). *Ameghiniana* 16 (1-2): 121-133. 1979. Buenos Aires.
- Alicurá, nueva localidad plantífera liásica de la provincia de Neuquén, Argentina (en colaboración con B. Petriella). *Ameghiniana* 17 (3): 200-215. 1980. Buenos Aires.
- Afloramiento del Paleozoico superior interserrano de la Prov. de Buenos Aires y sus relaciones estratigráficas (en colaboración con A. Iniguez y L. Dalla Salda). Programa Internacional Correlación Geológica (IUGS-UNESCO), Proyecto 42: Paleozoico superior y sus límites, *Boletín* 5, 1982.
- Plantas fósiles de los sedimentos neopaleozoicos aflorantes en la zona interserrana de la provincia de Buenos Aires (en colaboración con B. Petriella). Programa Internacional Correlación Geológica (IUGS-UNESCO), Proyecto 42: Paleozoico superior y sus límites, *Boletín* 5, 1982.
- Revisión del género *Goepfertella* Oishi et Yamashita emend. (Goepfertellidaceae-Dipteridaceae) (en colaboración con B. Petriella). *Ameghiniana* 19 (1-2): 67-78. 1982. Buenos Aires.
- El género *Kurtziana* Frenguelli: su morfología y vinculaciones (en colaboración con B. Petriella). *Ameghiniana* 19 (3-4): 209-215. 1982. Buenos Aires.
- Estudio geológico y paleontológico de los alrededores de la Estancia Bajo Pellegrini (en colaboración con R. de Barrio, B. Petriella y A. Artabe). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 37 (3): 285-300. Buenos Aires.
- La Tafoflora mesotriásica de la Estancia La Juanita, provincia de Santa Cruz (en colaboración con B. Petriella). *Resúmenes V Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología*: 11. 1983. La Plata.
- Floras fósiles mesozoicas (en colaboración con A. Artabe, E. Morel y B. Petriella). *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, Capítulo II, 1: 367-372. 9º Congreso Geológico Argentino*. 1984. San Carlos de Bariloche.
- La Tafoflora liásica de la Estancia La Juanita, Provincia de Santa Cruz, Argentina (en colaboración con B. Petriella). *Ameghiniana* 21 (1): 35-41. 1984. Buenos Aires.
- Bumbudendron milliani* (Arrondo et Petriella) n. comb., del Carbónico-Pérmico de Argentina y Brasil (en colaboración con B. Petriella). *Ameghiniana* 21 (2-4): 169-171. 1985. Buenos Aires.
- Los estratos plantíferos del Carbónico de Bachongo, Precordillera de San Juan (en colaboración con E. Morel, A. Cuerdo y D. Ganuza). *Resumen Boletín Informativo Asociación Paleontológica Argentina* 15: 23. 1986. Buenos Aires.
- Los estratos plantíferos del Carbónico de Bachongo, Precordillera de San Juan (en colaboración con E. Morel, A. Cuerdo y D. Ganuza). 4º Congreso Argentino de Paleontología y

- Bioestratigrafía Actas 1: 237-247. 1986. Mendoza.
- Sobre una fructificación masculina asociada a frondes de *Botrychiopsis* del Carbonífero de Ciénaga del Vallecito, Provincia de San Juan, Argentina (en colaboración con A. Artabe y S. Archangelsky). 7º Simposio Argentino Paleobotánica y Palinología Actas: 21-24. 1987.
- Primer registro de plantas vasculares en la Formación Villavicencio, Precordillera de Mendoza, Argentina (en colaboración con A. Cuerda, C. Cingolani, E. Morel y D. Ganuza). 4º Congreso Latinoamericano de Paleontología Actas 1: 179-183. 1987. La Paz.
- Hallazgo de conos de coníferas en conexión orgánica con ramas en el Carbonífero superior tardío de la Cuenca de Paganzo, Argentina (en colaboración con E. Morel y D. Ganuza). IV Congreso Latinoamericano de Paleontología Actas 1: 251-254. 1987. La Paz.
- Revisión bioestratigráfica del "Grupo Villavicencio" (Harrington 1971) Mendoza (en colaboración con A. Cuerda, E. Lavandaio y E. Morel). Resumen Boletín Asociación Paleontológica Argentina 17, 1987. Buenos Aires.
- Investigaciones estratigráficas en el "Grupo Villavicencio", Canota, Provincia de Mendoza (en colaboración con A. Cuerda, E. Lavandaio y E. Morel). Revista Asociación Geológica Argentina 43 (3): 356-365. 1988. Buenos Aires.
- Los depósitos carboníferos del río Santa Rosa-Bachongo (zona limfrotrofe Mendoza-San Juan) (Resumen). Programa Internacional Correlación Geológica (IUGS-UNESCO), Proyecto 211: Paleozoico superior de Sudamérica (Boletín). 1987. Buenos Aires.
- The first Gondwanic continental event in the Argentine Precordillera (en colaboración con A. Cuerda, E. Morel y L. Spalletti). Abstract Annual Meeting Working Group Project 211: Late Paleozoic of South America (IUGS-UNESCO), Abstracts: 16-17. 1988. Santiago-Belem.
- La Formación Panguipulli y su contenido paleoflorístico, Chile (en colaboración con E. Morel, D. Ganuza, F. Hervé, M. Parada y W. Muehlebach). 5º Congreso Geológico Chileno Actas 1: C137-C145. 1988. Santiago.
- Estudio sedimentológico y paleoflorístico de la Formación Paso Flores (Triásico superior) en el sector occidental del Macizo Norpatagónico (Argentina) (en colaboración con L. Spalletti, E. Morel y D. Ganuza). 5º Congreso Geológico Chileno Actas 1: C395-C413. 1988. Santiago.
- Los depósitos fluviales de la cuenca Triásica superior en el sector noroeste del Macizo Norpatagónico (en colaboración con L. Spalletti, E. Morel y D. Ganuza). Revista Asociación Geológica Argentina, 43 (4): 544-557. 1988. Buenos Aires.
- Eusphenopteris* Novik: a new component of Gondwana floras (en colaboración con S. Césari y H. van Ameron). Mededelingen Rijks. Dienst Geologie 42: 1-19. 1988. Amsterdam.
- Procesos de continentalización en el Devónico de la Precordillera (en colaboración con A. Cuerda, E. Morel y L. Spalletti). Revista Museo La Plata, nueva serie, Geología 11 (89): 185-195. 1990. La Plata.
- Aportes bioestratigráficos en el Devónico-Carbónico del sector septentrional de la Sierra de la Punilla, Provincia de La Rioja (en colaboración con C. Cingolani, R. Varela, E. Morel y O. Schauer). 11º Congreso Geológico Argentino Actas 2: 207-210. 1990. San Juan.
- The sedimentological and paleobotanical characteristics of an upper Triassic-lower Liassic basin in northwestern Patagonia (Argentina) (en colaboración con L. Spalletti, E. Morel y D. Ganuza). Gondwana Symposium 7th: 1988, Sao Paulo. Gondwana Seven Proceedings, Instituto Geociencias Universidade Sao Paulo, 714: 517-532. 1991. Sao Paulo.
- Evidencias sobre la edad Triásica de la Formación Lapa en la Sierra de Chacaico (provincia del Neuquén), Argentina (en colaboración con L. Spalletti, E. Morel y D. Ganuza). Revista Asociación Geológica Argentina 46 (3-4): 167-172. 1991. Buenos Aires.
- Plantas fósiles en pelitas lacustres de la Formación Paso Flores (Triásico). Provincia del Neuquén (en colaboración con D. Ganuza, L. Spalletti y E. Morel). Resumen Comunicaciones Departamento Paleontología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo La Plata. Ameghiniana 27 (3-4): 389. 1991. Buenos Aires.
- Frenguella*. A new genus of Lycopod from the early Carboniferous of Argentina (en colaboración con S. Césari). Review of Paleobotany and Palynology 70: 187-197. 1991. Amsterdam.
- Los géneros *Cordaicarpus* Geinitz, *Cornucarpus* Arber y *Samaropsis* Goeppert (semillas platispérmicas) en el Neopaleozoico argentino (en colaboración con P. Gutiérrez, D. Ganuza y E. Morel). Ameghiniana 29 (1): 49-68. 1992. Buenos Aires.
- Las plantas fósiles Triásicas en pelitas lacustres del Cañadón de Pancho (Formación Paso Flores). Provincia del Neuquén (en colaboración con D. Ganuza, E. Morel y L. Spalletti). Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 2, 8º Simposio Argentino Paleobotánica y Palinología: 55-58. 1992. Buenos Aires.
- Los estratos plantíferos de la Formación Paso Flores. Triásico superior de las Lomas y Cañadón de Ranquel Huao. Provincia del Neuquén, Argentina (en colaboración con E. Morel, L. Spalletti y D. Ganuza). Revista Museo La Plata, nueva serie, Paleontología 9(58): 199-222. 1992. La Plata.
- Paleofloras y sedimentología de una sucesión lacustre-fluvial del Triásico tardío: la Formación Paso Flores en Cañadón de Pancho. Neuquén, Argentina (en colaboración con D. Ganuza, L. Spalletti y E. Morel). Enviado a Ameghiniana (1993). Buenos Aires.

CRONICA DE LA ASOCIACION

Asamblea general extraordinaria

Se realizó el 24 de marzo de 1992 con el siguiente Orden del Día: 1) Designación de Miembros Honorarios; 2) Aprobación del Reglamento de Publicaciones; 3) Elección de dos miembros para firmar el Acta de la Asamblea.

Legado del Centro Argentino de Geólogos

De acuerdo con lo resuelto por Asamblea de dicha institución la misma quedó disuelta y todo su activo y pasivo fue cedido al Consejo Superior Profesional de Geología, Asociación Geológica Argentina y Asociación Paleontológica Argentina. De esta manera la A.G.A. pasa a ser propietaria de un tercio de la propiedad ubicada en Maipú 645, 1er piso, Buenos Aires.

Reforma del Estatuto

Una comisión de miembros honorarios comenzó a trabajar en un proyecto para reformar el Estatuto de la Asociación.

Tesorería

El manejo contable de la Asociación fue adecuado a las nuevas normas establecidas por el Gobierno Nacional. Consecuentemente se gestionó un número de CUIT, el cual fue incluido en los nuevos recibos y remitos. Se inició el manejo contable a través de una de las computadoras de la sede. Se saldaron todas las deudas producidas en años anteriores en el pago de aportes previsionales.

Delegaciones nacionales

Se dio de baja a las siguientes delegaciones por falta de movimiento: Vespucio, Paraná, Santiago del Estero, La Rioja, INTA, INTI, Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales e Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas. Se unificaron las delegaciones de YPF Sede Central y Laboratorio de Florencio Varela. La Delegada en La Plata, Dra. G. Alonso presentó su renuncia y fue reemplazada por el

Lic. J. Franzese. Se designó como nuevo Delegado en Neuquén a Leonardo Casali. La Lic. Eva Donnari reemplazó como Delegada en el Servicio Geológico Nacional al Lic. Silvio Nieto. El Delegado de Puerto Madryn (CENPAT), Lic. Demichelis presentó su renuncia y fue reemplazado por la Lic. Claudia Cano.

Continuando con el programa tendiente a lograr un funcionamiento más homogéneo de las Delegaciones en relación con la Sede Central se envió a las mismas una circular con juegos de recibos para cobro de cuotas y planillas impresas, para altas y bajas de socios y para compra de publicaciones. En Sede Central se completó la confección y ordenado de carpetas para cada una de las delegaciones del interior del país.

Delegaciones del exterior

De acuerdo con las respuestas recibidas a la circular que se enviara a los delegados en el extranjero, se resolvió dar de baja a varias delegaciones. Solamente se mantienen las correspondientes al Paraguay y a Brasil (San Pablo). El Delegado en Brasil, Dr. Rösler, presentó su renuncia después de cumplir una prolongada y fecunda tarea. Como nuevo delegado de San Pablo, Brasil, la Comisión Directiva designó al Dr. Joel C. de Castro.

Miembros Benefactores

Durante 1992 la Asociación realizó una campaña de captación de miembros benefactores. Recibió el apoyo económico de los siguientes Miembros Benefactores: Yacimientos Petrolíferos Fiscales, AMOCO, Compañía General de Combustibles S.A., BHP-UTAH International Exploration Inc., Compañía Naviera Pérez Companc y Trend Argentina S.A.

Miembros Honorarios

Se efectuaron dos reuniones con los Miembros Honorarios de la Asociación con la finalidad de solicitar estudiar la manera de formalizar su participación directa en las actividades de la Asociación. Con tal fin se constituyó una comisión que en primera instancia se ocupará de estudiar la reforma del Estatuto de la Asociación. Se propuso que dicha comisión la integrasen los Dres. R. Caminos (Coordinador), S. Archangelsky, H.H. Camacho, E. Rolleri, A.J. Amos y M. Hünicken.

El 1 de julio a las 18.00 horas tuvo lugar el acto de entrega de diplomas y medallas a los nuevos miembros honorarios, Dres. A.J. Amos, S. Archangelsky, T. García Castellanos, M.A. Hünicken y H. Rimoldi. La presentación de los nuevos socios fue realizada, ante una numerosa concurrencia, por los Dres. A.C. Riccardi, H.H. Camacho y P.N. Stipanovic.

Miembros Correspondientes

La Comisión Directiva designó Miembros Correspondientes a los Doctores M.R.A. Thomson (Inglaterra), G.E.G. Westermann (Canadá), O. Rösler (Brasil), H. Miller (Alemania), M. Arnould (Francia), M. Barbieri y E. Mutti (Italia), J. Corvalán, R. Charrier, E. Godoy y F. Hervé (Chile), J. Saavedra Alonso (España).

El Dr. M.R.A. Thomson es graduado de la Universidad de Birmingham y ha desarrollado durante cerca de 30 años una meritoria actividad científica en el British Antarctic Survey, donde en la actualidad es jefe del área geológica. La entrega del diploma y medalla se realizó el 6 de junio. En la oportunidad el Dr. Thomson pronunció una conferencia.

El Dr. G.E.G. Westermann es Profesor Emérito de la Universidad de McMaster y ha desarrollado una prolífica actividad en el campo de la bioestratigrafía del Jurásico incluido el de la Argentina. La entrega del diploma y medalla se realizó el 15 de diciembre. En la oportunidad el Dr. Westermann pronunció una conferencia.

El Dr. Oscar Rösler se desempeñó durante muchos años como Delegado de la Asociación en Brasil, habiendo realizado una intensa actividad científica y docente.

El Dr. H. Miller ha tenido una prolongada y fructífera colaboración con la comunidad geológica argentina en el estudio de diferentes aspectos de la geología local.

El Dr. M. Arnould, posee excelentes antecedentes académicos y ha colaborado con las actividades desarrolladas en el país en el campo de la geología aplicada a la ingeniería.

Los Doctores M. Barbieri y E. Mutti, tienen excelentes antecedentes académicos y han realizado importantes aportes a la comunidad geológica argentina en isotopía y sedimentología, respectivamente.

Los Doctores J. Corvalán, R. Charrier, E. Godoy y F. Hervé se han destacado por sus antecedentes académicos y por la colaboración con geólogos argentinos en trabajos científicos de interés para ambos países.

El Dr. J. Saavedra Alonso posee excelentes antecedentes académicos y ha colaborado intensamente con geólogos argentinos en el campo de la petrología.

Homenaje al Dr. Pedro N. Stipanovic

El viernes 7 de agosto tuvo lugar, con la adhesión de la Asociación Geológica Argentina, el homenaje que un grupo de discípulos, colegas y amigos ofreció al Dr. Pedro N. Stipanovic con motivo de su 70 aniversario y en reconocimiento a su destacada trayectoria personal, científica y profesional. El mismo se realizó en la sede de la institución ante una numerosa y destacada concurrencia. Entre los asistentes se hallaban el Secretario de Ciencia y Tecnología de la Nación Prof. Dr. R.F. Matera, autoridades y miembros de ámbitos gubernamentales, universitarios, científicos y profesionales. En la ocasión se presentó una semblanza personal y profesional del homenajeado, a cargo del Almirante O.A. Quihillalt y de los Doctores M. Yrigoyen, S. Archangelsky y A.C. Riccardi. Seguidamente se hizo entrega al Dr. Stipanovic de un plato y un pergamino recordatorio. Posteriormente se realizó una reunión de comunicaciones.

Nuevos socios

En el transcurso de 1992 se incorporaron a la Asociación 25 socios activos y 14 adherentes.

De acuerdo con lo que establece el Estatuto de la Asociación, se dio de baja a los miembros que no pagaron cuotas societarias correspondientes a años anteriores, exceptuando 1991.

Revista de la Asociación Geológica

Se imprimieron y distribuyeron los vol. 45 (3-4), 46 (1-2) y 46 (3-4).

Se resolvió adherir al Copyright Clearance Center. Se fijó un precio por página fotocopiada de US\$ 0,50. Se volvió a incorporar la revista en el Registro de la Propiedad Intelectual.

Boletín Informativo

Durante 1992 se publicaron los Boletines Informativos 14 (abril), 15 (agosto) y 16 (diciembre).

Conferencias

El Ciclo de Conferencias correspondiente al año 1992 comenzó el 17 de marzo. En la oportunidad disertó el Prof. R. Whatley (University College of Wales) sobre "The use of Ostracoda to detect dysaerobic events in the Geological Record", y la Dra. C. Maybury (University College of Wales) lo hizo sobre "The effect of simulated polymetallic nodule mining on deep sea benthonic communities".

El 27 de marzo tuvo lugar la conferencia del Profesor K. J. Hsü (ETH Zürich) sobre "Is Gaia endothermic?".

El 6 de junio de 1992 disertó el Dr. M.R.A. Thomson (British Antarctic Survey) sobre "Mesozoic Biota of Antarctica".

El 17 de junio tuvo lugar en la Sociedad Científica Argentina, la conferencia a cargo del Dr. P. Kraemer, Universidad Nacional Córdoba, sobre "Aspectos geológicos vinculados a la demarcación del límite argentino-chileno entre laguna del Desierto y lago Argentino". La misma fue organizada en forma conjunta con la Sociedad Científica Argentina y a ella concurren aproximadamente 60-70 personas, entre las cuales se encontraban miembros de comisiones arbitrales de cancillería, militares, diplomáticos y expertos en el tema. A raíz de esta conferencia la Asociación fue invitada por las Comisiones de Relaciones Exteriores y Defensa de la Cámara de Diputados a exponer sobre el tema en una audiencia pública de las mismas.

El 15 de diciembre de 1992 disertó el Dr. G.E.G. Westermann (McMaster University, Canadá) sobre "Jurassic ammonite evolution, eustasy and plate tectonics".

Auspicios

Por resolución de la Comisión Directiva se auspició una reunión, organizada por los Dres. G. González Bonorino y V. Ramos, sobre el tema "Si el margen oriental y sudoriental de América del Norte estuvo adosado a Sudamérica occidental en el Proterozoico tardío-Paleozoico temprano". La misma se efectuó en la Casa del Geólogo el 24 de abril de 1992.

También se resolvió dar auspicio al IV International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology que será organizado en la Argentina en octubre de 1994 por la Subcomisión Argentina del Jurásico. Esta reunión cuenta con el auspicio de la International Subcommittee on Jurassic

Stratigraphy, dependiente de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas.

La Comisión Directiva también resolvió auspiciar, a pedido del Dr. J. Selles Martínez, un curso sobre análisis integrado de la información estructural que se dictó en la Universidad de Buenos Aires.

Venta promocional de publicaciones

Entre diciembre de 1991 y enero de 1992 se enviaron aproximadamente 300 circulares a instituciones del exterior ofreciendo la suscripción de la revista y una venta promocional de publicaciones. Como complemento la Comisión Directiva decidió realizar una venta promocional de carácter excepcional para los socios del país. La misma estuvo dirigida a dar una mayor difusión a las mismas y aumentar la recaudación de fondos.

Subsidios recibidos

Con el fin de regularizar la situación de la Revista la Comisión Directiva recibió apoyo económico del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Código Argentino de Estratigrafía

A fines de 1992 se publicó en la Serie B (Didáctica y Complementaria) N° 20 el *Código Argentino de Estratigrafía*, que fuera redactado por el Comité Argentino de Estratigrafía.

CAPICG, CAPLI, CADINQUA

La Comisión Directiva designó representantes de la Asociación ante comités del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET):

1) Comité Argentino para el Programa Internacional de Correlación Geológica (CAPICG): Dres. L. Legarreta (Titular) y O. Limarino (Suplente);

2) Comité Argentino del Programa de la Litósfera (CAPLI): Dras. M.K. de Brodtkorb (Titular) y N. Brogioni (Suplente);

3) Comité Argentino para la Investigación del Cuaternario (CADINQUA): Dr. G. Parker (Titular), Lic. R. Kokot (Suplente).

IUGS

El Presidente de la Asociación asistió, como Delegado Nacional, a las reuniones de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, realizadas en ocasión del 29º Congreso Geológico Internacional (Kyoto, Japón, 23.8.92-4.9.92), en cuyo transcurso se eligieron nuevas autoridades.

Seminario sobre El cambio global y las geociencias

Se realizó durante la semana del 16 de noviembre en el Museo B. Rivadavia, con la Coordinación de la Dra. P. Nabel. Comprendió las siguientes mesas redondas: 1) Dinámica actual: Ecosistemas terrestres y cambio global; 2) Dinámica Pasada: Paleocología, Paleogeomorfología; 3) Modelos paleoclimáticos y paleoambientales; 4) Cambios globales del nivel del mar; 5) Actividad volcánica y cambio global; 6) Determinaciones cronológicas y manejo de datos; 7) La formación del geólogo, el ejercicio profesional y la participación de geólogos en los proyectos de cambio global.

El acto de apertura contó con la presencia del Secretario de Ciencia y Tecnología de la Nación, Prof. Dr. R.F. Matera, quien expuso sobre las políticas implementadas por la Secretaría a su cargo en relación con la temática del Seminario. Participaron del acto el Vicepresidente 2º del CONICET, Dr. P.N. Stipanovic y el Vicepresidente de la Comisión Nacional del Cambio Global, Ing. J. Burgos. El Seminario contó con el auspicio de la Secretaría de Recursos Naturales y Ambiente Humano y del SUDAMQUA.

Servicio Geológico Nacional

La Asociación Geológica participó en gestiones tendientes a lograr la creación de un Servicio Geológico Nacional. Con tal objetivo se asistió a tres reuniones promovidas desde la Secretaría de Ciencia y Técnica y se propuso que varios Miembros Honorarios de la Asociación integrasen una Comisión para estudiar la implementación de una propuesta.

En el mes de octubre se participó en una comisión formada por el Secretario de Minería con el objeto de estudiar un Proyecto de Ley de la Carta Geológica de la República Argentina.

La Asociación Geológica en el Congreso de la Nación

La Asociación Geológica Argentina fue invitada por las Comisiones de Relaciones Exteriores y de Defensa de la Cámara de Diputados a exponer, en audiencia pública, sobre aspectos geológicos vinculados a la demarcación del límite argentino-chileno en la región ubicada al sur del Cerro Fitz Roy, provincia de Santa Cruz. La audiencia pública se realizó en una serie de sesiones en las cuales expusieron varios organismos, entre ellos la Comisión de Límites, el Instituto Geográfico Militar, la Academia Nacional de Geografía e Instituto Nacional del Hielo Continental Patagónico. La exposición de la Asociación, que se realizó el 14 de julio de 1992, fue abierta por su Presidente y estuvo a cargo del Dr. Pablo Kraemer de la Universidad Nacional de Córdoba.

Día del Geólogo

Los festejos del Día del Geólogo fueron organizados conjuntamente con el Consejo Superior Profesional de Geología y la Asociación Paleontológica Argentina. Con tal motivo el 12 de junio se realizó una reunión social en la Casa del Geólogo a la que asistieron numerosos colegas.

Sede social

Se ha procedido a reacondicionar y poner en funcionamiento para manejo de la Subcomisión de Publicaciones una de las dos computadoras de propiedad de la Asociación. Se han limpiado los depósitos y se han reordenado las publicaciones existentes. En la sede se instaló un modem que ha permitido incorporar a la Asociación a un sistema de correo electrónico. De esta manera en la actualidad se pueden recibir mensajes por partes de usuarios del sistema E-mail desde cualquier parte del país y del mundo. También se ha procedido a reorganizar el programa con el que funciona la base de datos de la Asociación y se avanzó substancialmente en la actualización del banco de datos correspondiente a los socios.

Conjuntamente con las demás sociedades propietarias de la Casa del geólogo se iniciaron tareas de refacción en el sector de la cocina y se contrató un seguro general de incendios.

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

COMISION DIRECTIVA
(1991-1993)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.
Vicepresidente: Dr. Leonardo Legarreta.
Secretaría: Dra. Milka K. de Brodtkorb.
Tesorero: Lic. Roberto Kokot.
Vocales titulares: Dr. Carlos Limarino.
Dra. Susana Damborenea.
Dra. Norma Brogioni.

Vocales suplentes: Lic. Jorge Gebhard.
Dra. Corina Risso.
Dra. Gabriela Alonso.
Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.
Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.
Dra. Norma Brogioni.
Dra. Corina Risso.

COMITE EDITORIAL

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

MIEMBROS HONORARIOS

Dr. Pablo GROEBER
Dr. Juan KEIDEL
Dr. Joaquín FRENGUELLI
Dr. Franco PASTORE
Dr. Angel V. BORRELLO
Dra. Edelmira MORTOLA
Dr. Armando F. LEANZA
Dr. Horacio J. HARRINGTON
Dr. Jorge POLANSKI
Dr. Carlos STORNI
Dr. Richard Foster FLINT
Dr. Osvaldo BRACACCINI
Dr. Percy QUENSEL
Dr. Juan C. M. TURNER
Dr. Carlos GORDILLO
Ing. Daniel A. VALENCIO
Dr. Emiliano APARICIO
Dr. Pedro CRIADO ROQUE
Dr. Raúl N. DESSANTI
Ing. Victorio ANGELELLI

Dr. Alberto R. MINGRAMM
Dr. Bernabé QUARTINO
Dr. Edgardo ROLLERI
Dr. Pedro N. STIPANICIC
Dr. Marcelo R. YRIGOYEN
Dr. Félix GONZALEZ BONORINO
Dr. Horacio CAMACHO
Dra. Pierina PASOTTI
Dr. Enrique DE ALBA
Dr. Mario E. TERUGGI
Dr. Roberto Luis CAMINOS
Dr. Enrique LINARES
Dr. Rosendo PASCUAL
Dr. Juvenal J. ZAMBRANO
Dr. Alfredo CUERDA
Dr. Carmelo DE FERRARIIS
Dr. Francisco FIDALGO
Dr. Emilio GONZALEZ DIAZ
Dr. Juan Carlos RIGGI
Dr. Arturo J. AMOS
Dr. Sergio ARCHANGELSKY
Dr. Telasco GARCIA CASTELLANOS
Dr. Mario HUNICKEN
Dr. Horacio V. RIMOLDI

MIEMBROS CORRESPONDIENTES

Dr. Arnoldo HEIM
Dr. Luciano Jacques DE MORAES
Dr. Abel HERRERO DUCLOUX
Ing. Jorge MUÑOZ CRISTI
Dr. Enrique GERTH
Dr. Rodolfo MENDEZ ALZOLA
Ing. Héctor FLORES WILLIAMS

Dr. Guillermo ZULOAGA
Ing. Carlos RUIZ FULLER
Dr. G. Umberto CORDANI
Dr. Jean-Claude VICENTE
Dr. Jean DALZIEL

Dr. Gerd E. WESTERMANN
Dr. Michael R. THOMSON
Dr. Hubert MILLER
Dr. Oscar ROSLER
Dr. Marcel ARNAULD
Dr. Mario BARBIERI
Dr. Emiliano MUTTI
Dr. José CORVALAN DIAZ
Dr. Reynaldo CHARRIER
Dr. Estanislao GODOY PIRZIO-BIROLI
Dr. Francisco HERVE
Dr. Julio SAAVEDRA ALONSO

MIEMBROS BENEFACTORES

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Yacimientos Petrolíferos Fiscales
Amoco Argentina Oil Company
BHP-Utah International Exploration Inc.

Compañía General de Combustibles S.A.
Compañía Naviera Pérez Companc
Trend Argentina S.A.

MIEMBROS ACTIVOS

ABAIT, Juan Pedro.- Santa Fe 921, piso 5to., (1059) Buenos Aires.
ABRIL de ESCRIBANO, Mónica Susana.- 56 N° 1637, B. J.A. Roca, (9000) Comodoro Rivadavia.
ABRUSKY, Hector Luis.- Conesa 2549, piso 2do. dep. A, (1428) Buenos Aires.
ACENÓLAZA, Florencio G.- Miguel Lillo 205, (4000) Tucumán.
AGUILERA OLIVERA, Ruben B.- Roca 267, (9400) Río Gallegos.
AGUIRRE, Claudia Amanda.- México 725, (1925) Ensenada.
AGUIRRE URRETA, María Beatriz.- Valentín Vergara 2038, (1602) Florida.
AHUMADA, Ana Lia.- Lavalle 1490, (4000) Tucumán.
ALBEIRO, Jorge Washington.- Casa 62, Campamento Vespucio, (4563) Tartagal.
ALBINO, Adriana.- Centro Regional Universitario Bariloche, C.C. 1336, (8400) Bariloche.
ALCALDE, José Andrés.- Dinamarca 1043, (4600) Jujuy.
ALDERETE, Mario C.- Miguel Lillo 205, (4000) Tucumán.
ALFARO, Marta Beatriz.- 116 N° 403, (1900) La Plata.
ALLEN, Richardson B.- Earth Sciences and Resources Institute, University of South Carolina, Columbia, S.C. 29208, EE.UU.
ALONSO, Eduardo Luis.- Barrio YPF, Casa 7555, (9400) Río Gallegos.
ALONSO, Eduardo Omar.- Víctor Martínez 59, piso 2do. dep. A, (1406) Buenos Aires.
ALONSO, Gabriela.- 61 N° 225, dep. 19, (1900) La Plata.
ALONSO, María Susana.- Joaquín V. González 1481, (1824) Lanús.
ALONSO BENAVIDEZ, Ricardo.- San Juan 1897, (4400) Salta.
ALPERIN, Marta Inés.- 2 N° 1225, (1900) La Plata.
ALRIC, Viviana.- Marcos Zar 820, (9120) Puerto Madryn.
ALVAREZ, Guillermina.- Agustín Alvarez 2370, (8000) Bahía Blanca.
AMETRANO, Silvia J.- Diagonal 77 N° 742, dep. F, (1900) La Plata.
AMIGO, Alejandro Eduardo.- Agustín Alvarez 3441, (1602) Florida.
ANDREIS, Renato Rodolfo.- Av. Paseo Colón 713, piso 9no., dep. A, (1063) Buenos Aires.
ANDREONE, Roberto.- Avda. Pte. Perón 95, (9400) Río Gallegos.
ANGELERI, Alberto D.- APCO Argentina, Maipú 1300, piso 8vo., (1006) Buenos Aires.
ANTELO PEREZ, Belarmino.- Filadelfia 170, (1896) City Bell.
ARAGON, Eugenio.- 45 entre 144 y 145, (1900) La Plata.
ARENAS, Beatriz Haydee.- Colombres 922, piso 2do., dep. A, (1218) Buenos Aires.
ARGAÑARAZ, Rafael Aurelio.- Urquiza 367, (4400) Salta.
ARIAS, Carlos Gabriel.- Los Arrayanes 1128, (8324) Cipolletti.
ARIAS, Norma Ester.- Comodoro Rivadavia 393, (9001) Rada Tilly.
ARMELLA, Claudia.- Cabildo 480, piso 4to., dep. B, (1426) Buenos Aires.
ASATO, Carlos Gabriel.- Oro 2571, (1425) Buenos Aires.
ASTINI, Ricardo Alfredo.- Pablo Astini 80, (5147) Argüello, Córdoba.
AUGE, Miguel Pedro.- Diagonal 112 N° 70, (1900) La Plata.
AVILA, Julio César.- Córdoba 605, piso 7mo., dep. A, (4000) Tucumán.
AZCUY, Carlos Leopoldo.- Cafayate 4267, (1439) Buenos Aires.
BAGALCIAGA, Ricardo Manuel.- Y Brut 744, Barrio Mulco Sur, (9103) Rawson.
BALDIS, Bruno Alberto Juan.- Av. Córdoba 261 Este, (5400) San Juan.

BALEANI, Omar Alberto.- Sucre 2827, piso 14, dep. B, (1428) Buenos Aires.
BANCHERO, José C.- Güemes 4629, piso 8vo., dep. A, (1425) Buenos Aires.
BARBERO, Hugo.- (1900) La Plata.
BARCAT, Carlos.- Tinogasta 2560, piso 1ro., dep. 19, (1417) Buenos Aires.
BARG, Gustavo Daniel.- Larrazabal 483, piso 7mo., dep. D, (1408) Buenos Aires.
BARRANQUERO, Héctor.- Vucotich 6241 (entre Alberdi y Deleyne), (1896) City Bell.
BARREDO, Silvia Patricia.- D. Rocha y C. Pellegrini 1702, (1718) San Antonio de Padua.
BARRIO, Claudio Alberto.- Diagonal 78 N° 957, (1900) La Plata.
BASSI, Hugo G.- Libertad 1684, piso 6to., dep. A, (1016) Buenos Aires.
BASTIAS, Jorge Alfredo.- Avda. Ignacio de la Roza, (5400) San Juan.
BAUER, Eric Reinaldo.- Maipú 1300, piso 14, (1006) Buenos Aires.
BAYARSKI, Adclma.- Av. Santa Fe 5165, piso 3ro., dep. E, (1425) Buenos Aires.
BELTRAMONE, Carlos.- La Quebrada 699, (5172) La Falda.
BENEDETTO, Juan Luis.- Gómez Clara 41, B. Rogelio Martínez, (5000) Córdoba.
BENGOCHEA, Amado Leandro.- Paraná 849, (8000) Bahía Blanca.
BENIALGO, Alfredo Raúl.- 523 N° 24, dep. 4, (1900) La Plata.
BENITO, José Ignacio.- Av. del Libertador 743, (1712) Castelar.
BENVENUTI, Juan C.- San Lorenzo 4581, (2000) Rosario.
BERESI, Matilde Silvia.- Alem 539, casa 2, B, (5500) Mendoza.
BERGMANN, Federico.- Chacabuco 159, (1876) Bernal.
BERMUDEZ, Adrina Margarita.- Ejército Argentino 240, (8340) Zapala.
BERTELS, Alwine.- Maure 2487, piso 8vo, dep. 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.- Casa 259, Campamento 1, YPF, (8318) Plaza Huincul.
BIAGIONE, Ruben.- Arana 311, (1842) Monte Grande.
BIANCHI, José Luis.- Av. Del Tejar 2352, (1428) Buenos Aires.
BIANCHI, María Marta.- Av. Exequiel Bustillo, km 12.600, (8400) San Carlos de Bariloche.
BIANCHI, Roberto.- CONEA, Parque Industrial, (9100) Trelew.
BIANCHINI, María Graciela.- Quesada 2392, piso 9no., dep. B, (1429) Buenos Aires.
BIANUCCI, Hugo Alberto.- 9 de julio 179, (1870) Avellaneda.
BIDART, Susana Mabel.- Dorrego 165, piso 1ro., (8000) Bahía Blanca.
BIFFI, Fabián Remo.- 41 N° 909, piso 1ro., dep. D, (1900) La Plata.
BISCEGLIA, Hugo Alfredo.- 70 N° 876, (1900) La Plata.
BISCI, Carlo.- V. A. de Gasperi 51, I-6022 Castelraimondo M.C., Italia.
BJERG, Ernesto Alfredo.- Alberti 258, (8000) Bahía Blanca.
BLASCO, Juan Carlos.- Mitre 617, (5700) San Luis.
BLASI, Adriana Mónica.- 61 N° 1281, (1900) La Plata.
BLOCKI, Roberto Rafael.- Irlanda y Formosa, (8307) Catriel.
BOLLATTI, Eduardo Daniel.- Rivadavia 60, (5200) Dean Funes.
BONAFEDE, Daniel Rubén.- El Liberal 2387, dep. B, (4400) Salta.

- BONALUMI, Aldo Antonio.- C.M.A.S.A. (4634) El Aguilar.
 BONAPARTE, José.- Carbajal 426, (1686) Hurlingham.
 BONORINO, Alfredo Guillermo.- Rodríguez 479, (8000) Bahía Blanca.
 BORDONARO, Osvaldo Luis.- C.C. 131, (5500) Mendoza.
 BORK, Javier.- La Rioja 94, (9400) Río Gallegos.
 BOSSO, Miguel Angel.- Los Arces 228, B. Tres Cerritos, (4400) Salta.
 BOSSI, Gerardo Eugenio.- Mendoza 3412, (4000) Tucumán.
 BOTTCHEER, Graciela.- Aguirre 442, (1876) Don Bosco.
 BOUZA, Pablo.- CENPAT, Bvd. Brown s/n, (9120) Puerto Madryn.
 BRANDAN ISOLA, Esteban Marcelo.- San Marcos 4398, B. San Francisco Limache, (4400) Salta.
 BRAVO DE LAGUNA, Mónica Ada.- Debenedetti 833, (1636) La Lucila.
 BRIDGES, William C.- P.O. Box 670632, Dallas, Tx. 74367 - 0632, EE.UU.
 BRISSON, Ignacio.- Martínez de Rozas 2241, dep. 5, (5500) Mendoza.
 BRITOS, Adrián.- Chanutón 1055, (8340) Zapala.
 BRODTKORB, Alejo.- Paso 258, piso 9no., dep. A, (1640) Martínez.
 BRODTKORB, Milka K. de.- Paso 258, piso 9no., dep. A, (1640) Martínez.
 BROGIONI, Norma Beatriz.- 22 N° 63 1/2, dep. 4, (1900) La Plata.
 BRUNA, Miguel.- Copahue 637, (8340) Zapala.
 BRUSSA, Edsel Daniel.- Av. Figueroa Alcorta 468, piso 4to., dep. D, (5000) Córdoba.
 BUCICH, Norberto G.- Riglos 1169, (1424) Buenos Aires.
 BUJALESKY, Gustavo Gabriel.- CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, (9410) Ushuaia.
 BUTRONASEONA, Francisco C.- Plan Patagonia Comahue, B. Don Bosco, (9003) Comodoro Rivadavia.
 CABALERI MOSTO, Nora Graciela.- Villegas 289, (1826) Remedios de Escalada.
 CABALLE, Marcelo Fernando.- Viale 2557, (1897) Gonnet.
 CABELLO, José.- Minera BHP Chile, Apoquindo 4499, piso 12, Santiago, Chile.
 CAFFERATA, Adriana Matilde.- Tres de Febrero 461, (1888) Florencio Varela.
 CALMELS, Augusto R.- Uruguay 151, (6300) Santa Rosa.
 CALVETTY AMBONI, Boris.- Estafeta Recreo Venecia, (1896) City Bell.
 CALVO, Jorge.- Yanquetruz 1965, B. Parque, (5000) Córdoba.
 CAMILLETTI, Carlos Mario.- Emilio Civit 360, (6300) Santa Rosa.
 CAMPILLO, Roberto Delfor.- Departamento de Geología, YPF Buenos Aires.
 CANCIO, Juan Carlos.- Neuquén 2585, Pta. baja, dep. 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) Río Cuarto.
 CARAMES, Andrea Alejandra.- Av. Asamblea 1132, piso 4to., dep. F, (1406) Buenos Aires.
 CARILLO, Ramón.- Padilla 1180, piso 8vo., dep. C, (1414) Buenos Aires.
 CARO, Francisco.- Chanutón y Namuncurá, (8340) Zapala.
 CARRANZA, Hugo Fernando.- Luis Piedra Buena 1058, (9310) Puerto San Julián.
 CARRASCO, José Alberto.- Martín Güemes 256, (5700) San Luis.
 CARRERA, Marcelo Gabriel.- Luis Braile 1825, B. Maipú, 2da. Sección, (5000) Córdoba.
 CARRICA, Jorge.- Dorrego 589, piso 7mo., dep. C, (8000) Bahía Blanca.
 CARRION IBARBURU, Miguel Humberto.- Miguel Lillo 205, (4000) Tucumán.
 CARRIZO, Ramón de la Cruz.- Juan J. Castro 2928, B. El Trébol, (5010) Córdoba.
 CARRIZO GODOY, Ramón Nicolás.- República del Líbano 33, (5300) La Rioja.
 CASADIO, Silvio.- Mendoza 685, (6300) Santa Rosa.
 CASALI, Noemí Nélida.- Av. del Trabajador 4146, manzana 19, casa 7, B. AMSUR, (8300) Neuquén.
 CASAMIQUELA, Rodolfo.- Alberdi 165, (8500) Viedma.
 CASAVELLOS, Juan Manuel.- Diagonal 79, N° 338, dep. 2, (1900) La Plata.
 CASELLI, Alberto Tomas.- Sarratea 9556, (1655) José León Suárez.
 CASTELLARO, Hildebranda.- Arenales 1177, piso 4to., dep. B, (1061) Buenos Aires.
 CASTRO, Eduardo Carlos.- Olascoaga 540, (6300) Santa Rosa.
 CASTRO, Miguel Angel.- Av. Pte. Castillo 2593, (4700) Catamarca.
 CASTRO DE MACHUCA, Brigida Marta Ester.- La Pampa 2485 Oeste, B. Nueva Palermo, (5400) San Juan.
 CAVALLOTTO, José Luis.- 35 N° 1717, (1900) La Plata.
 CAZAU, Luis Bernabé.- 9 N° 68 (entre 531 y 532), (1900) Tolosa, La Plata.
 CEGARRA, Marcelo Ignacio.- Serrano 2252, piso 4to., dep. A, (1425) Buenos Aires.
 CELLINI, Néstor.- España 226, (8000) Bahía Blanca.
 CESARETTI, Nora Noemí.- Rincón 1868, (8000) Bahía Blanca.
 CESARI, Omar.- C.C. 81, (9005) General Mosconi.
 CID DE LA PAZ, María Susana.- 5 N° 573, (1900) La Plata.
 CINGOLANI, Carlos A.- 59 N° 716, (1900) La Plata.
 CIONCHI, José L.- Matheu 2731, (7600) Mar del Plata.
 CISTERNA, Clara Eugenia.- Lavalle 841, (4000) Tucumán.
 CLAVIJO, Ricardo Sergio.- C.C. 27, km 3, (9005) General Mosconi.
 CLAYTON, Rogelio Carlos.- C.C. 785, (8400) San Carlos de Bariloche.
 CODIGNOTTO, Jorge O.- Marcelo Gamboa 6395, (1408) Buenos Aires.
 COIRA de PEREZ, Beatriz.- Azorín 130, (4600) Jujuy.
 COMBINA, Ana María.- Marcelo T. de Alvear 1461, (5800) Río Cuarto.
 COMINGUEZ, Alberto Horacio.- Corrientes 37, (1704) Ramos Mejía.
 CONFORTO, Gustavo Adolfo.
 CONIGLIO, Jorge Enrique.- Ituzaingó 518, (5800) Río Cuarto.
 CONTI, Carlos.- Sinclair 3183, piso 7mo., dep. A, (1425) Buenos Aires.
 CORBELLA, Jorge H.- Dr. Ruiz Arenales 1733, piso 5to., dep. B, (1061) Buenos Aires.
 CORCHUELO BLASCO, Daniel Anibal.- Colonos Sudafricanos 2543, (9000) Comodoro Rivadavia.
 CORDANI, G. Umberto.- Av. Caxingui 283, Ap. 82, Sao Paulo, Brasil.
 CORDOBA, Graciela del Valle.- Pasaje Filippin 431, B. Belgrano, (4700) Catamarca.
 CORONATO, Andrea María.- CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, (9410) Ushuaia.
 CORTELEZZI, César.- 4 N° 315, (1900) La Plata.
 CORTES, José María.- (1609) Boulogne.
 CORTES, Julia Carmen.- Mitre 337, (4200) Santiago del Estero.
 CORTIÑAS, Jorge Sebastián.- Alem 3063, (1712) Castelar.
 COSTA, Carlos Horacio.- C.C. 320, (5700) San Luis.
 COWARD, Robert.- 10823 Burdine, Houston Tx 77096, EE.UU.
 COZZI, Guillermo Arturo.- Charlone 2194, piso 3ro., dep. C, (1427) Buenos Aires.
 CRAVERO, María Fernanda.- Soler 164, piso 3ro., dep. A, (8000) Bahía Blanca.
 CRUZ, Carlos Enrique.- Gurruchaga 2371, piso 5to., dep. 22, (1425) Buenos Aires.
 CRUZ CORONADO, Migdonio Demetrio.- General Paz 523, (5700) San Luis.
 CUCCHI, Rubén J.- Canning 2904, piso 6to., dep. A, (1425) Buenos Aires.
 CUNEO, Néstor Rubén.- Quebracho 160, (9100) Trelew.
 CURIA, David.- Pueyrredón 76, (1744) Ramos Mejía.
 CUSMINSKY, Gabriela Catalina.- 47 N° 388, (1900) La Plata.
 CHAAR, Edmundo.- Ramírez de Velasco 847, (1414) Buenos Aires.
 CHALABE, Susana Angélica.- Av. Bolívar 2392, (4600) Jujuy.
 CHALLIOL, Iris Beatriz.- 65 N° 178, (1900) La Plata.
 CHAVEZ MANRIQUE, Angel.- B. Docente, Monoblock G, piso 3, dep. 39, (4400) Salta.

- CHAYLE, Waldo.- Lisandro de la Torre 569, (4600) Jujuy.
- CHEBLI, Gualter Ademar.- Terrada 3024, (1417) Buenos Aires.
- CHECCHI, Gladys Isabel.- Tte. Gral. E. Racedo 5931, Edif. 125, 5to. dep. B, (1439) Lugano I Y II.
- CHELOTTI, Luis Alberto.- Barrio LU 4, Casa 47, (9000) Comodoro Rivadavia.
- CHUTRAU, Guillermo.- 39 N° 460, dep. 3, (1900) La Plata.
- D'ANGIOLA, Marta Inés.- Vuelta de Obligado 764, (1876) Bernal.
- DALLA SALDA, Luis.- 1 N° 644 (1900) La Plata.
- DALPONTE, Daniel Oscar. 32, N° 743, (7607) Miramar.
- DAMBORENEA, Susana E.- 11 N° 1430, (1896) City Bell.
- DANDERFER, Juan Carlos.- Luis Monti 156, (8340) Zapala.
- DANGAVS, Nauris.- 56 N° 1465, (1900) La Plata.
- DANIELI, Juan Carlos.- López y Planes 229, (8340) Zapala.
- DAPEÑA CONDE, Cristina.- Palmar 7098, (1408) Buenos Aires.
- DE BARRIO, Raúl Ernesto.- 61 N° 532, (1900) La Plata.
- DECASTELLI, Oscar.- 43 N° 1667, (1900) La Plata.
- DECKELMAN, James.- 26 Reeve st., Clayfield, Queensland. Australia.
- DE ELORRIAGA, Elena Esther.- Pampa 771, (6300) Santa Rosa.
- DE FRANCESCO, Fernando O.- 10 entre 502 y 503, (1897) Gonnet.
- DE LA VEGA, Julio Argentino.- Alem 1545, (1712) Castelar.
- DEL BLANCO, Miguel Angel.- 154 N° 1685, (1884) Berazategui.
- DELPINO, Daniel.- Ejército Argentino 240, (8340) Zapala.
- DEL RIO, Julio Luis.- Catamarca 4456, (7600) Mar del Plata.
- DEL VALLE, Analía.- 10 N° 646, (1900) La Plata.
- DEL VO, Silvia.- Laboratorio YPF, Florencio Varela.
- DELLEVEDOVE, Guillermo Alberto.- Veta Mina, Dto. Geología, (4634) El Aguilar.
- DEMICHIELIS, Alejandro H.- 28 de Julio 28 (CENPAT), (9120) Puerto Madryn.
- DEPETRIS, Pedro J.- Tucumán 50, piso 1ro., dep. A, (5000) Córdoba.
- DEPIANTE, Eloy Luis.- 1 de Mayo 284, (8324) Cipolletti.
- DERREGIBUS PISACCO, María Teresa.- Facultad de Ciencias, Departamento de Geología, (10773) Montevideo, Uruguay.
- DESTEFANO, María del Carmen.- Entre Ríos 218 (1879) Quilmes Oeste.
- DIAZ, Fernando Máximo.- Soler 4766, (1425) Buenos Aires.
- DI BENEDETTO, Héctor José.- Calle 26 y 54, (1894) Villa Elisa.
- DIDONE, Nancy.- Casa 6, B. 25 de Mayo, (8340) Zapala.
- DIGREGORIO, José H.- Guayaquil 343, PB, dep. C, (1424) Buenos Aires.
- DILLON, Raúl.- Soler 3480, (1425) Buenos Aires.
- DIMIEMI, Luis Vicente.- Maldonado 550, (8000) Bahía Blanca.
- DI PAOLA, Elda C.- Canalejas 1386, (1405) Buenos Aires.
- DI SALVO, Carlos A.- Chivilcoy 3223, piso 2do., dep. C, (1417) Buenos Aires.
- DI TOMMASO, Ines M.- Agüero 1644, piso 10, dep. A, (1426) Buenos Aires.
- DO CAMPO, Margarita Diana.- Florida 716, piso 5to., dep. E, (1431) Buenos Aires.
- DOLINER, Luis.- Valentín Gómez 2995, piso 5to., dep. 19, (1191) Buenos Aires.
- DOMINGUEZ, Eduardo Alejandro.- Tucumán 1197, (8000) Bahía Blanca.
- DOMINGUEZ, Emma Roxana.- Fagnano 458, (9420) Río Grande.
- DONNARI, Eva.- Bme. Mitre 4456, piso 2do., dep. 6, (1201) Buenos Aires.
- DORES, Oscar Emilio.- Coronel Díaz 224, (1325) Buenos Aires.
- DRAGO, Edmundo Carlos E.- Sarmiento 1797, (3016) Santo Tomé.
- DRAMIS, Francesco.- Via Tuscia 29, Roma 00191, Italia.
- DRISTAS, Jorge A.L.- Waika 673, (8000) Bahía Blanca.
- DURAND, Felipe Ramón.- Bbe. Araudi 655, (4000) Tucumán.
- DURANGO HERB de CABRERA, Josefina.- La Madrid 390, (4000) Tucumán.
- ECHEVARRIA, Alicia Emma.- Pedro Goyena 561, dep. 4, (1406) Buenos Aires.
- ELENA, Oscar.- Montañeses 1961, piso 5to., dep. 25, (1428) Buenos Aires.
- ELORZA, María del Río.- Vidal y Chaneton, (8340) Zapala.
- ERCOLANO BRUNO, Bettina.- Solís 635, piso 16, dep. F, (1078) Buenos Aires.
- ESCAYOLA, Mónica Patricia.- Av. Vélez Sarsfield 299, (5000) Córdoba.
- ESCRIBANO, Daniel Oscar.- 6 N° 2152 (entre 510 y 511), (1901) Ringuelet.
- ESPAÑON, Adriana Ida.- Alvear 53, piso 3ro. C, (5000) Córdoba.
- ESPEJO, Irene Silvina.- Av. Santa Fe 2735, piso 1ro., dep. B, (1425) Buenos Aires.
- ETCHECHURY de LORENZO, María C.- General José G. Artigas 416, piso 5to., (1406) Buenos Aires.
- ETCHEVERRY, Ricardo.- 56 N° 894, (1900) La Plata.
- EVANS, Robert Bevan.- Selfordyke, NG 235 HH, Westborough, Nottinghamshire, Gran Bretaña.
- EVENSON, Edward B.- Lehigh University, Dep. Geological Sciences, Bethlehem, Pennsylvania 18015, EE.UU.
- FADRIQUE, Adolfo E.- YPF Sede Central, Buenos Aires.
- FAGIANO, Marcelo.- Urquiza 1750, (5800) Río Cuarto.
- FARINATTI, Ester Amanda.- Caronti 284, (8000) Bahía Blanca.
- FAROUX, Abel Jorge.- Roca 640, piso 2do., dep. B, (8500) Viedma.
- FAUQUE, Luis Enrique.- Estanislao del Campo 1813, (1602) Florida.
- FAZIO, Daniel Alberto.- B. de Yrigoyen 1356, piso 3ro., dep. 8, (1152) Buenos Aires.
- FERNANDEZ, Raúl.- 38 N° 1593 1/2, (1900) La Plata.
- FERNADEZ, Rubén I.- Av. Salta 1381, (4000) Tucumán.
- FERNANDEZ de COVARO, María Isabel.- 31 N° 974, B. Don Bosco, (9000) Comodoro Rivadavia.
- FERNANDEZ GARRASINO, César.- Necochea 1234, (1879) Quilmes.
- FERNANDEZ TASENDE, Jorge Raúl.- C.C. 294, (5700) San Luis.
- FERPOZZI, Luis Humberto.- Avda. Mitre 3100, (1663) San Miguel.
- FERREYRA, Raúl Eduardo.- Zabala 2926, (1426) Buenos Aires.
- FERRER, José.- Mansilla 3267, piso 6to, dep. A, (1425) Buenos Aires.
- FIGARI, Eduardo Guillermo.- Rivadavia 1186, piso 1ro., dep. B, (9000) Comodoro Rivadavia.
- FIGUEROA, Daniel Enrique.- Mansilla 3065, piso 1ro., dep. 5, (1425) Buenos Aires.
- FLORES, Fernando.- G. Rawson 44, (5854) Almaguer.
- FRAGA, Héctor Rosendo.- Zeballos 431, (2000) Rosario.
- FRANCO, Alejandro.- Av. Forest 890, piso 1ro., dep. 7, (1427) Buenos Aires.
- FRANCHI, Mario Raúl.- 8 N° 37, (1896) City Bell.
- FRANCHINI, Marta.- Río Negro 253, (8340) Zapala.
- FRANZESE, Juan Rafael.- 1 N° 644, (1900) La Plata.
- FRISICALE, María Cristina.- Maldonado 550, (8000) Bahía Blanca.
- FRONZA, Silvana Edith.- Diagonal 80 N° 791, piso 10mo., dep. A, (1900) La Plata.
- FUCKS, Enrique.- 55 N° 778, piso 4to., dep. A, (1900) La Plata.
- FURQUE, Guillermo.- Comodoro Py 547, (1846) Adrogué.
- GABRIELE, Norberto Adrián.- Víctor Vergani 678, (1629) Pilar.
- GAGLIARDO, María Lúcia.- Río Cuarto 2962, piso 6to., dep. 12, (1292) Buenos Aires.
- GAIDANO, Constancio Diego.- Domingo Martinto 160/14, (1875) Wilde.
- GALINDO, Griselda.- Pacheco de Melo 1958, piso 6to., dep. A, (1126) Buenos Aires.
- GALLI, Claudia Inés.- Zuviría 1490, (4400) Salta.
- GALLISKI, Miguel Angel.- Gral. Deheza 222, (4400) Salta.
- GAMBA, Mirta.- Cabildo 1695, piso 3ro., dep. 10, (1426) Buenos Aires.
- GARATE ZUBILLAGA, José.- Olascoaga 421, (8340) Zapala.
- GARCIA, Héctor.- Santos Dumont 2412, piso 14, dep. A, (1426) Buenos Aires.
- GARDINI, Carlos E.- Colón 1189. dep. 5, (5700) San Luis.
- GARDINI, Marco Pablo María.- Paso 791, piso 4to., dep. A, (1031) Buenos Aires.
- GARRIDO, Mirta Mabel.- Agustín Alvarez 1948, (8000) Bahía Blanca.

- GARRIGOU, Jorge C.- Muñiz 1221, (1640) Martínez.
 GASPARINI, Zulma.- 40 N° 1323, (1900) La Plata.
 GAY, Hebe Dina.- Lavalleja 975, (5000) Córdoba.
 GAYONE, María Risario.- CONEA, Parque Industrial, (9100) Trelew.
 GAZZERA, César Eduardo.- Santa Fe 795, (8300) Neuquén.
 GEBHARD, Jorge Arnoldo.- 177 N° 1282, (1900) La Plata.
 GELOS, Edgardo Martín.- Lavalle 250, piso 11, dep. B, (8000) Bahía Blanca.
 GENINI BERNARDI, Adolfo Domingo.- B. Don Bosco, km 3, P. Patagonia, (9003) Comodoro Rivadavia.
 GENTILI, Carlos A.- Rubén Darío 2452, (1636) Buenos Aires.
 GETINO, Pablo Román.- Zapiola 904, piso 1ro., dep. F, (8000) Bahía Blanca.
 GIACOSA, Raúl E.- C.C. 38 B, km 8, (9003) Comodoro Rivadavia.
 GIAI, Santiago B.- Pfo XII 531, (6300) Santa Rosa.
 GIANIBELLI, Julio César.- 32 N° 926, dep. 3, (1900) La Plata.
 GIANNATTASIO, Juan Carlos.- 11 entre 3 y 4, (1896) City Bell.
 GIMENEZ, Hugo Roberto.- Barrio Martín de Güemes, casa 9, (4700) Catamarca.
 GIRARDI, Carlos Eduardo.- 35 N° 579, dep. C, (1900) La Plata.
 GIUDICI, Alfonso R.- Arcos 3848, (1429) Buenos Aires.
 GODEAS, Marta Carmen.- Mario Bravo 241, piso 3ro, dep. A, (1175) Buenos Aires.
 GODOY PIRZIO-BIROLI, Estanislao.- Premio Nobel 2915, Macul, Santiago, Chile.
 GOMEZ, Juan Carlos.- 6 N° 449, (1896) City Bell.
 GOMEZ, Marcelo Gabriel.- Conrado Villegas, casa 4, B. 20 Viviendas, (8322) Cutralcú.
 GOMEZ, María Cristina.- Panamá 1031, P.B., dep. 7, (8000) Bahía Blanca.
 GOMEZ MOLINA, Gustavo.- Av. San Martín y Carcano, (5889) Mina Clavero.
 GOMEZ RIFAS, Carlos.- Boggiani 4901/1, Montevideo, Uruguay.
 GONZALEZ, Carlos Roberto.- Miguel Lillo 205, (4000) Tucumán.
 GONZALEZ, César Ernesto.- Alvear 1356/58, (4600) Jujuy.
 GONZALEZ, María Alejandra.- Av. Gral. Paz 15.255, Torre I, piso 15, dep. C, (1768) Villa Madero.
 GONZALEZ, Mirta.- Superf 4586, (1430) Buenos Aires.
 GONZALEZ, Osvaldo Edgar.- Pasaje Oncativo 766, (4000) Tucumán.
 GONZALEZ BONORINO, Gustavo.- L. de La Torre 784, (1638) Vicente López.
 GONZALEZ SEGURA, Juan Vicente.- Estafeta Costa Azul, (5153) Carlos Paz.
 GONZALEZ VILLA, Raúl Eduardo.- Las Glicinas 427, B. Las Rosas, (4400) Salta.
 GORDON, Andrés César.- 46 N° 674, piso 9no., dep. A, (1900) La Plata.
 GORGAS, Alfredo.- YPF Sede Central, Buenos Aires.
 GORUSTOVICH, Sergio.- José Seguí 558, B. Ciudad del Milagro, (4400) Salta.
 GRAMAJO, Arnoldo.- Boedo 908, piso 2do., dep. 26, (1218) Buenos Aires.
 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 N° 1755, (1897) Gonnet.
 GRIMALDI CASTRO, Gabriel Orlando.- Sucre 1611, piso 5to., dep. 11, (1428) Buenos Aires.
 GRIZINIK, Mario Máximo.- Rawson 1231, (9000) Comodoro Rivadavia.
 GUERRERO, Federico.- Las Heras 1850, piso 8vo., dep. B, (1127) Buenos Aires.
 GUERSTEIN, Raquel.- Martín Fierro 564, (8000) Bahía Blanca.
 GUIDA UNYICIO, Nora G.- Caracas 3533, (1419) Buenos Aires.
 GULISANO, Carlos Alberto.- Tte. Gral. Perón 925, piso 7mo., (1038) Buenos Aires.
 GULISANO, Francisco.- Obligado 1062, (1611) Don Torcuato.
 GUTIERREZ, Casimiro.- Rivadavia 6015, piso 5to., dep. A, (1406) Buenos Aires.
 HALL, Blaine Rachal.- José Hernández 334, (1640) Acassuso.
 HALLER, Miguel Jorge Francisco.- Tehuelches 240, (9120) Puerto Madryn.
 HARAMBOUR PALMA, S. M.- José Python 01357, Punta Arenas, XV Región, Chile.
 HAUPT, Manfredo.- Bacacay 147, (1609) Boulogne.
 HECHEN, Jorge José.- C.C. 140, (9005) General Mosconi, Comodoro Rivadavia.
 HERBST, Rafael.- Lavalle 2675, (3400) Corrientes.
 HERNANDEZ, Laura.- 1 N° 644, (1900) La Plata.
 HERRERA, Zarela Angélica.- Pasteur 845, B. Tte. Matienzo, (5103) Córdoba.
 HERRERO, Silvia Andrea.- Lafinur 3082, Bajo Palermo, (5009) Córdoba.
 HERRMANN, Carlos.- Amadeo Jacques 7077, piso 1ro., dep. 10, (1408) Buenos Aires.
 HOGG, Stanley.- Talcahuano 778, piso 7mo., (1013) Buenos Aires.
 HONGN, Fernando Daniel.- Las Piedras 1710, (4000) Tucumán.
 HUGO, Carlos Alberto.- 138 N° 743, (1900) La Plata.
 IBAÑEZ, Guillermo H.- Formosa 496, (8300) Neuquén.
 IGLESIA LLANOS, María Paula.- Serrano 2481, piso 14, dep. E, (1425) Buenos Aires.
 IGLESIAS, Juan Claudio.- Castelli 609, Villa del Mar, (8109) Punta Alta.
 ILLAÑEZ, Eduardo Daniel.- Maestros Neuquinos 1027, (8300) Neuquén.
 IMPICCINI, Agnes.- Av. Argentina y Salvatori, monoblock B 1, piso 3, dep. D, (8300) Neuquén.
 INTROCASO, Antonio.- Ayacucho 1435, (2000) Rosario.
 IÑIGUEZ RODRIGUEZ, Adrián M.- Plaza Matheu 115, (1900) La Plata.
 IRIONDO, Martín.- San Lorenzo 52, dep. 1 B, (3100) Paraná.
 ISLA MENDI, Federico Ignacio.- Santa Fe 1303, (7600) Mar del Plata.
 JANITENS, Mara.- Dorrego 2699, piso 12, dep. 8, torre 3, (1425) Buenos Aires.
 JOFRE, Hedberto.- Av. Santa Fe 3353, piso 4to., dep. A, (1425) Buenos Aires.
 JONES, Marta Edna.- B. Centenario, km 8, casa 433, dep. B, (9003) Comodoro Rivadavia.
 JORDAN, Teresa E.- Geological Sciences, Cornell University, Ithaca N.Y. 14853, EE.UU.
 JURADO MARRON, Hilario.- Av. Acosta Villafañe 1414, (4700) Catamarca.
 KAY, Susanne.- Geological Sciences, Cornell University, Ithaca N.Y. 14853, EE.UU.
 KERLENEVICH, Sara Cecilia.- Belgrano 147, piso 7mo., dep. B, (8000) Bahía Blanca.
 KERSFELD, José Alberto.- 503 esq. 17, (1897) Gonnet.
 KIRSCHBAUM, Alicia Matilde.- Dr. Miguel Gorman 2560, B. Alberdi, (5000) Córdoba.
 KLEIMAN, Laura Elena.- (1428) Buenos Aires.
 KNEIDL, Volker. Facultad Ciencias Forestales, Universidad Nacional de Santiago del Estero, (4200) Santiago del Estero.
 KNIGHT, R. John.- Petro Canada Inc., P.O. Box 2844, Calgary, Alberta, Canada.
 KOKOGIAN, Daniel Alberto.- Emilio Mitre 60, piso 5to., dep. B, (1424) Buenos Aires.
 KOKOT, Roberto.- S. J. de Calasanz 214, piso 6to., dep. A, (1424) Buenos Aires.
 KOSTADINOFF, José.- Yrigoyen 630, (8000) Bahía Blanca.
 KOUKHARSKY, Magdalena.- Avellaneda 38, piso 1ro., dep. A, (1642) San Isidro.
 KOZLOWSKI, Estanislao.- BRIDAS, L.N. Alem 1180, (1001) Buenos Aires.
 KRAEMER, Pablo.- José Javier Díaz 748, B. Jardín, (5016) Córdoba.
 KROMER, Ricardo.- Paz 78, (5700) San Luis.

- KRUSE, Eduardo Emilio.- 20 N° 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, piso 5to., dep. A, (1426) Buenos Aires.
- LAIZ, Gerardo Alberto.- Villegas 855, (1650) San Martín.
- LAMARQUE, Fabian Gabriel.- Pereyra Lucena 930, (1832) Lomas de Zamora.
- LANYI, Ladislao Pedro.- Pedro Lozano 3528, (1417) Buenos Aires.
- LAPIDO, Omar Raúl.- Dante 242, (1407) Buenos Aires.
- LAPIDUS, Alberto.- Charcas 2538, piso 5to., dep. A, (1425) Buenos Aires.
- LARDONE, Adriana Beatriz.- Av. Montes de Oca 969, pta. baja, dep. E, (1270) Buenos Aires.
- LARDONE, Leo Eduardo.- Azopardo 313, (5501) Godoy Cruz.
- LAROTONDA, Claudio.- Olazábal 5076, piso 7mo., dep. 21, (1431) Buenos Aires.
- LARRECHEA, Carlos Juan.- Leopoldo Lugones 145, (6270) Huinca Renacoé.
- LASALLE, Diego Daniel.- Dep. Geol. Norte - Exploración YPF, (4563) Campamento Vespucio.
- LATORRE, Carlos Oscar.- Allende 4445, (1419) Buenos Aires.
- LAVANDAIO, Eddy Omar Luis.- Huarpes 3349, Barrio S.U.P.E., (5547) Villa Hipódromo.
- LAZARTE, José Enrique.- Corrientes 385, (4000) Tucumán.
- LEANZA, Héctor A.- R. Falcón 2559, piso 6to., dep. B, (1406) Buenos Aires.
- LEGARRETA, Leonardo.- Beiró 1832, (1602) Florida.
- LEGUIZAMON, Raúl.- R. de Velasco 847, (1414) Buenos Aires.
- LEMA, Hebe Adriana.- Labardén 110, piso 6to., dep. E, (1437) Buenos Aires.
- LESTA, Pedro Juan.- Bouchard 916, (1636) La Lucila.
- LEVERATTO, Miguel A.- Franklin 760, piso 7mo., dep. 29, (1405) Buenos Aires.
- LIMARINO, Carlos Oscar.- Pavón 78, (1663) Muñiz.
- LIÑAN, Eladio G.- Cesáreo Alierta, 30, 3, F, Zaragoza, España.
- LIRA, Raúl.- Dante Alighieri 471, (5174) Huerta Grande.
- LISIAK, Jorge Hernando.- San Lorenzo 54, (4000) Tucumán.
- LIZUAIN FUENTES, Antonio.- Ramón Falcón 3230, (1824) Lanús.
- LO FORTE, Gabriela Laura.- Piedrabuena 68, (1826) Remedios de Escalada.
- LOPEZ, Carlos Rodolfo.- Baez 3670, (8400) San Carlos de Bariloche.
- LOPEZ ANGRIMAN, Alejandro.- (1706) D. F. Sarmiento.
- LOPEZ GAMUNDI, Oscar.- Gorriti 3408, piso 8vo., dep. C, (1172) Buenos Aires.
- LOPEZ LABORDE, Jorge Washington.- Juan Jacobo Rousseau 4735, Montevideo, Uruguay.
- LOPEZ SONICH, Mónica Graciela.- Avellaneda 659, (1405) Buenos Aires.
- LUCERO, Mónica Elisabet.- Alberdi 645, (9400) Río Gallegos.
- LUCERO MICHAUT, Hugo Néstor.- Obispo Ceballos 476, (5000) Córdoba.
- LUNA, Alberto Ramón.- Urdaneta 3174, (1757) Gregorio de Laferrere.
- LYONS, Wilfredo A.- Arenales 3022, piso 6to., dep. 24 (1425) Buenos Aires.
- LLAMBIAS, Eduardo J., 21 n° 172, (1900) La Plata.
- MAC DONALD, William David.- Box 4 Bunn Hill Road, R.D.7., Binghamton, New York, EE.UU.
- MACELLARI TOMASI, Carlos E.- N.A.M., XES'1, P.O. BOX 28000, 9400 HH Assen, Holanda.
- MACHADO, Gustavo Alejandro.- Saavedra 749, (1722) Merlo.
- MADEL, Federico G.- Güemes 3758, piso 4to., dep. A, (1425) Buenos Aires.
- MAGGI, Jorge Humberto.- 1 N° 644, (1900) La Plata.
- MAGGI, Rosa.-
- MAGLIOLA MUNDET, Horacio.- Av. Nac. Unidas 87, B. Parque V. Sarsfield (5000) Córdoba.
- MAIZA, Pedro José.- Colombia 72, (8000) Bahía Blanca.
- MAKOWIECKI, Carlos Luis.- (1923) Berisso.
- MALAGNINO, Eduardo C.- O'Higgins 3440, piso 14, dep. D, (1429) Buenos Aires.
- MALAN, José Miguel.- Venezuela 1028, (6300) Santa Rosa.
- MALIZZIA, Daniel Carlos.- J.J. Naon 940, (1406) Buenos Aires.
- MALONE, Patricio.- Echeverría 2835, piso 5to., (1428) Buenos Aires.
- MALUMIAN, Norberto.- Ramón Freire 3563, (1429) Buenos Aires.
- MALVICINI, Lidia.- Conesa 2271, piso 6to., dep. A, (1428) Buenos Aires.
- MANAVELLA, Carlos.- 1° de Mayo 1157, piso 2do., dep. F, (3000) Santa Fe.
- MANCINI, Carlos Daniel.- ESSO Expl. Ecuador S.A., Eopok 160, Sucursal 12 de octubre, Quito, Ecuador.
- MARCHESE, Humberto.- S. de Bustamante 1730, piso 3ro., (1425) Buenos Aires.
- MARCOLINI, Susana Ida.- 8 N° 131 (entre 530 y 531), 1900 La Plata.
- 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.- Cervero 508, (6300) Santa Rosa.
- MARQUEZ, Rosendo Marcelo José.- C.C. 125, (9000) Comodoro Rivadavia.
- MARQUEZ ZABALIA, María Florencia.- Constitución 1343, (5700) San Luis.
- MARQUILLAS, Rosa.- Gral. Güemes 2201, torre B, piso 10mo., dep. B, (4400) Salta.
- MARTIN, Eduardo Jorge.- Belgrano (ex-620) 4345, (1650) San Martín.
- MARTIN, José Luis.- Manzana N, Casa 18, Parque Gral. Belgrano, 1ra. etapa, (4400) Salta.
- MARTINEZ, Daniel Emilio.- Av. Colo'n 5354, dep. 1, (7600) Mar del Plata.
- MARTINEZ, Gabriela Alejandra.- Ayacucho 310, (1602) Florida.
- MARTINEZ, Gustavo Adolfo.- Juan Molina 834 B, (8000) Bahía Blanca.
- MARTINEZ, Héctor.- Charlone 509, piso 2do., dep. B, (1427) Buenos Aires.
- MARTINEZ, Mauricio.- Sol de Mayo 458, piso 8vo., dep. B, (5000) Córdoba.
- MARTINEZ, Omar Raúl.- 34 N° 511, piso 2do., dep. B, (1900) La Plata.
- MARTINEZ, Ramón Horacio.- Fray Luis Beltrán 450, (9005) Gral. Mosconi.
- MARTINEZ CARRANZA, Pablo.- Pasaje Santo Toma's 346, (5000) Córdoba.
- MARTINEZ LIBOREIRO, Eduardo A.- Lafayette 360, (1653) Villa Ballester.
- MARTINO, Roberto.- Belgrano 540, piso 8vo., dep. B, (5000) Córdoba.
- MARTINIONI, Daniel.- Olazábal 3347, (1430) Buenos Aires.
- MARZETTI, Daniel.- Via Alessandro Fleming 98, 00191, Roma, Italia.
- MAS, Graciela Raquel.- Parana 849, (8000) Bahía Blanca.
- MAS, Luis Carlos.- Córdoba 77, (8000) Bahía Blanca.
- MASSABIE, Armando.- Lavalle 540, piso 8vo., dep. B, (1878) Quilmes.
- MASSAFERRO, Gabriela Isabel.- Bauness 1391, (1431) Buenos Aires.
- MATHEOS, Sergio Daniel.- 60 N° 340, (1900) La Plata.
- MAURI, Enrique Tomás.- Araoz 2725, piso 6o., (1425) Buenos Aires.
- MAZZONI, Alejandra Flavia.- Graham Bell 740, B. Matienzo, (5103) Córdoba.
- MAZZONI, Mario Martín.- 26 N° 813, (1900) La Plata.
- MEDINA, Francisco Alberto.- Azcuénaga 2222, (1636) Olivos.
- MELCHOR Ricardo Néstor.- 2 N° 845, (6360) General Pico.

- MELO, Anibal César.- (9000) Comodoro Rivadavia.
 MENA, Mabel.- Agustín Alvarez 5091, (1419) Bahía Blanca.
 MENDEZ, Vicente.- Soler 5836, piso 6to., dep. B, (1425) Buenos Aires.
 MENDIA, José E.- Bismarck 236, (1875) Wilde.
 MENOYO, Edgardo.- Juan Francisco Seguí 3522, piso 9no., dep. B, (1425) Buenos Aires.
 MERCERAT, Marcela Haydee.- 51 N° 1166, (1900) La Plata.
 MERINO, Marcelo Horacio.- Cramer 1850, piso 9no., dep. A, (1428) Buenos Aires.
 MERODIO, Julio César.- 53 N° 448, (1900) La Plata.
 MEVA, Mabel.- (1419) Buenos Aires.
 MILANA, Juan Pablo.- Sta. María de Oro 1686 Sur, casa 15, (5400) San Juan.
 MILANESE, Roberto José.- Rosales 1876, (1846) Adrogué.
 MINNITTI, Salvador Alfonso.- 12 N° 1242, (1900) La Plata.
 MOLINARI, Néstor Raúl.- B. Salud Pública, Casa 6, (8347) Las Lajas.
 MON, Ricardo.- C.C. 36, sucursal 2, (4000) Tucumán.
 MONJO, Carlos Héctor.- España 348, (9400) Río Gallegos.
 MONTANGERO, Guillermo.- Charcas 3962, P.B., dep. A, (1425) Buenos Aires.
 MONTENEGRO, Teresita.- Alvear 1859, (1828) Banfield.
 MONTI, Alejandro J.A.- Av. Cabildo 618, piso 7mo., dep. C, (1426) Buenos Aires.
 MOREL, Eduardo Manuel.- 62 N° 1665 1/2, (1900) La Plata.
 MORELLO, Orquidea.- 3 N° 1362, (1900) La Plata.
 MORENO, Rodolfo.- Arenales 2575, (1602) Florida.
 MORRAS, Héctor José María.- Francisco Bilbao 2376, (1406) Buenos Aires.
 MOSQUERA, Alfonso.- Gustavo Riccio 114, (1406) Buenos Aires.
 MOYA, Cristina.- Rioja 698, (4400) Salta.
 MOZETIC, Marcos Estanislao.- Bermejo 2116, (1609) Boulogne.
 MUGNI, Jorge.- 31 entre 522 y 524, edif. 3, piso 2do., dep. A, (1900) La Plata.
 MUJICA, Héctor José.- Ing. Sagasta 857, (1708) Morón.
 MUNIZAGA, Francisco.- Chile.
 MUSACCHIO, Eduardo.- Teniente Galán 282, (1684) El Palomar.
 MUTTI, Diana Irene.- Richeri 1399, (1661) Bella Vista.
 NABEL de ERLICH, Paulina.- José Mármol 1680, (1638) Vicente López.
 NAÑEZ, Carolina Adela.- Cramer 2435, dep. 9, (1428) Buenos Aires.
 NAWRATIL, Alejandro.- Agüero 1947, (1663) San Miguel.
 NICOLLI, Hugo B.- Cramer 1850, piso 9no., (1428) Buenos Aires.
 NILINI, Adriana Mónica.- Alem 762, piso 1ro., dep. 6, (9000) Comodoro Rivadavia.
 NINCI MARTINEZ, Carlos Alberto.- Alsina 363, (1642) San Isidro.
 NOCIONI, Antonio Darío.- República del Líbano 289 B, Gral. Bustos, (5000) Córdoba.
 NULLO, Francisco E.- Yapeyú 265, (1202) Buenos Aires.
 OLIVARES, Oscar R.- Pte. Perón 51, (1888) Florencio Varela.
 OLIVER GASCON, Joaquín.- Paraguay 4618, piso 12, dep. A, (1425) Buenos Aires.
 OLIVERA, Amalia María.- Olleros 2347, (1426) Buenos Aires.
 OLIVERO, Eduardo.- CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, (9410) Ushuaia.
 ORFEO, Oscar.- CECOAL, C.C. 291, (3400) Corrientes.
 ORGEIRA, María Julia.- República de la India, piso 13, dep. A, (1425) Buenos Aires.
 ORTIZ SUAREZ, Ariel.- Rivadavia 643, (5700) San Luis.
 ORUE ARRU, Delio Daniel.- Malutin 610, Villa Morra, Asunción, Paraguay.
 OSTERA, Héctor Adolfo.- Saavedra 322, piso 5to., dep. 20, (1083) Buenos Aires.
 OTTONE, Eduardo Guillermo.- Billinghamurst 1412, piso 5to., dep. A, (1425) Buenos Aires.
 PACHECO, María Matilde.- Av. Colón 249, (4000) Tucumán.
 PADULA, Vicente Héctor.- Santa Rosa 3964, B. San Salvador, (5000) Córdoba.
 PAEZ, Manuel.- CONEA, Parque Industrial, (9100) Trelew.
 PALACIOS, Martín.- Pedro Soria 268, (8340) Zapala.
 PALMA, Alejandro Guillermo.- Veta Mina, (4634) El Aguilar.
 PALOMINO, Roger J.- 15510 Gettysburg, Tomball, Texas, EE.UU.
 PANKHURST, Robert.- British Antarctic Survey, High Cross, Madingley Road, Cambridge CB3 0ET, Gran Bretaña.
 PANZA, José Luis.- Céspedes 3051, (1426) Buenos Aires.
 PARADA, Miguel Angel.- Alonso de Camargo 8837, Santiago, Chile
 PAREDES, Cristina.- Las Higueras 130, Tres Cerritos, (4400) Salta.
 PAREDES, Juan de Dios.- (5400) San Juan.
 PARICA, Claudio Alberto.- M. Quintana 833, (1682) Villa Bosch.
 PARIS, Juan Martín.- Warnes 1959, (1602) Florida.
 PARISI BOTTARI, Cayetano.- C.C. 57, (8520) San Antonio Oeste.
 PARKER, Gerardo.- C.C. 22, (1896) City Bell.
 PARMA, Sara Graciela.- Pico 1701, piso 7mo., dep. G, (1429) Buenos Aires.
 PEDRAZZINI, Miguel Angel.- Casa 232, Campamento 1, (8318) Plaza Huincul.
 PENAS, Marcelo Ricardo.- Federico Lacroze 2367, piso 6to., dep. A, (1426) Buenos Aires.
 PENDOLA, Héctor J.- Honorio Pueyrredón 669, piso 5to., dep. 11, (1405) Buenos Aires.
 PERAL, Hebe Raquel.- Cruz del Sur 231, (8000) Bahía Blanca.
 PEREYRA GARCIA, Fernando Xavier.- Juncal 3051, piso 2do., dep. B, (1425) Buenos Aires.
 PEREZ, Daniel José.- Cóndor 2588, (1437) Buenos Aires.
 PEREZ, Miguel Angel.- Agustín Alvarez 1665, (5501) Godoy Cruz.
 PEREZ LOBO, Hugo Daniel.- (4634) El Aguilar.
 PEREZ LOSADA, Abel.- Hotel Ecke Y.P.F., C.C. 132, (9400) Río Gallegos.
 PEREZ SPINA, Raúl Héctor.- 18 N° 536, (1900) La Plata.
 PESCE, Abel A.- Av. del Trabajo 1447, piso 5to., dep. B, (1406) Buenos Aires.
 PETTINARI, Gisela Roxana.- Italia 72, piso 2do., dep. C, (8324) Cipolletti.
 PEZOTTI, Carlos.-
 PEZZI, Eduardo Enrique.- Av. del Libertador 2348, piso 2do., dep. B, Olivos.
 PEZZUCHI, Hugo Daniel.- Casa 12, B. Gral. Güemes, (9003) Comodoro Rivadavia.
 PEZZUTTI, Norma.- J.F. Seguí 3522, piso 9no., dep. B, (1425) Buenos Aires
 PIOVANO, Eduardo Luis.- Vélez Sarsfield 156, piso 1, dep. B, (5000) Córdoba.
 PISETTA, Jorge Luis.- Méndez de Andes 2231, piso 3ro., dep. 10, (1406) Buenos Aires.
 PLANAS, Federico Horacio.- Copahue 4142, C.C. 971, (8400) Bariloche.
 PLOZKIEWICZ, Juan Víctor.- Panasco 616, (1406) Buenos Aires.
 POCOVI, Antonio Sebastián.- Malabia 932, piso 4to., dep. 12, (1414) Buenos Aires.
 POIRE, Daniel Gustavo.- 19 N° 4631, (1923) Berisso.
 POMA, Stella Maris Norma.- Roque Saenz Peña 1557, (1636) Olivos.
 PORRO, Néstor.- Uriarte 2434, piso 1ro., dep. A, (1425) Buenos Aires.
 PORTO, Juan Carlos.- Suipacha 588, (4000) Tucumán.
 POTTER, Paul Edwin.- Geociencias UNESP, Caixa 178, Rio Claro 13, 500 Sao Paulo, Brasil.
 POWELL BONINO, Jaime E.- Avda. Mate de Luna 4636, (4000) Tucumán.
 POZZO, Anibal G.- Arcos 3268, piso 7, dep. E, (1428) Buenos Aires.
 PRIETO, Aldo Raúl.- Zelarrayán 655, Torre 2, piso 4to., dep. A, (8000) Bahía Blanca.
 PUJANA, Ignacio.- Km 5, B. Ferroviario, casa 14, (9000) Comodoro Rivadavia.
 QUARLERI, Paulina.- Leandro Alem 1597, (1828) Banfield.
 QUATTROCCHIO de LEGUIZAMON, Mirta Elena.- Martín

- Rodríguez 64, (8000) Bahía Blanca.
- QUENARDELLE, Sonia Mónica.- Planes 663, piso 4to., dep. C, (1405) Buenos Aires.
- RABASSA, Jorge Oscar.- CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, (9410) Ushuaia.
- RAMALLO, Ricardo.- Casa 273, Campamento Uno, (8318) Plaza Huinul.
- RAMON, Fernando.- 11 de Septiembre 1776, piso 2do., (1426) Buenos Aires.
- RAMON, Mirta Isabel.- San Luis 954, (5870) Villa Dolores.
- RAMONELL, Carlos Guillermo.- Maipú 221, (5730) Villa Mercedes.
- RAMOS, Adriana María.- Güemes 52, piso 4to., dep. A, Ramos Mejía
- RAMOS, Gabriel Alejandro.- Falucho 1880, Monoblock 4, dep. 11, (5700) San Luis.
- RAMOS, Víctor.- Díaz Velez 820, piso 8vo., dep. B, (1636) La Lucila.
- RAPELA, Carlos W.- 12 N° 889, piso 4to., dep. A. (1900) La Plata.
- RATNER, Marcelo Javier.- Colombes 1011, piso 8vo., dep. B, (1238) Buenos Aires.
- RE, Guillermo Héctor.- V. Fernández 1219, (2800) Zárate.
- REBASA, Mariano.- Dipaola 114, (8322) Cutral Co.
- REGALIA, Graciela M.- 30 N° 1384, (1900) La Plata.
- REMESAL, Marcela Beatriz.- 58 N° 2621 (ex Pueyrredon 476), (1650) Villa Maipú.
- REMORINI, Gustavo Enrique.- 10 N° 528, P.B., dep. 2, (1900) La Plata.
- REYES, Julio César.- Callao 1158, piso 11, dep. C, (1023) Buenos Aires.
- RIBOT, Alejandro Mario.- 7 N° 1555 1/2, (1901) Ringuelet.
- RICCARDI, Alberto C.- 11 N° 579, (1900) La Plata.
- RINALDI, Carlos A.- D.F. Sarmiento 2334, (1636) Olivos.
- RISSO, Corina.- Laprida 1430, piso 1ro., dep. D, (1425) Buenos Aires.
- RIVADENEIRA, Marco V.- Casilla Postal 7019, suc. 3210, Quito, Ecuador.
- RIVAROLA, David.- Chacabuco 1349, (5700) San Luis.
- RIVEROS, César Alfonso.- Roca 952, piso 3ro, dep. A, (9400) Río Gallegos.
- RIZZOLO, Ernesto.- 11 de Setiembre 927, piso 4to., dep. A, (1426) Buenos Aires.
- ROBBIANO, Juan Alberto.- Aristóbulo del Valle 1350, (1640) Martínez.
- ROBINSON, Carlos Cristóbal.- 305 N° 1762, (1886) Ranelagh.
- ROBLES, Daniel Edmundo.- Bacacay 2332, (1406) Buenos Aires.
- RODRIGUEZ, Marcela.- Esquel 2218, B. Roca, (9000) Comodoro Rivadavia.
- RODRIGUEZ, María Fernanda.- Independencia 3565, piso 3ro., dep. 40, (1226) Buenos Aires.
- RODRIGUEZ, Raúl.- Pte. Illia 517, (8300) Neuquén.
- RODRIGUEZ SCHELOTTO, María.- Soldati 456, E. Centenario y 12, (1894) Villa Elisa.
- ROIG, Claudio E.- CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, (9410) Ushuaia
- ROMANENGHI, Stanley David.- Tanti 1151 (ex 1074), Barrio Jardín, (5016) Córdoba.
- ROMERO, Edgardo Juan.- Talcahuano 1379, (1602) Florida.
- ROMERO, Sonia Fernanda.- Pacheco de Melo 272, (1832) Lomas de Zamora.
- RONCHI de DANIELI, Diana Inés.- 67 N° 1719, (1900) La Plata.
- ROSA, Jorge Alberto.- Italia 213, (5730) Villa Mercedes.
- ROSSELLO, Eduardo Antonio.- 25 N° 891, (6600) Mercedes.
- ROSSI, Alejandro Agustín.- Rivadavia 361, PB, dep. D, 1 cuerpo, (9400) Río Gallegos.
- ROUGIER, Guillermo Walter.- Perdriel 1433, (1684) Palomar.
- RUBINSTEIN, Nora Alicia.- R. L. Falcón 5062, (1407) Buenos Aires.
- RUIZ HUIDOBRO, Oscar.- Avda. Libertador 836, piso 10mo., dep. B, (1001) Buenos Aires.
- RUZYCKI de BERENSTEIN, Lucía Isabel.- Brasil 235 Oeste, (5400) San Juan.
- RYER, Thomas.- 472 Catalpa st., Louisville, Colorado 80027, EE.UU.
- SABALUA, Juan Carlos.- C.C. 1600, (5500) Mendoza.
- SABATTINI, Nora María.- 11 N° 579, (1900) La Plata.
- SACCAVINO, Luis Lucas.- Dto. Geol. Norte, Exploración Y.P.F., (4563) Campamento Vespucio.
- SACCONI, Ernesto Roque Domingo.- Sánchez de Loria 182 bis, (2000) Rosario.
- SALANI, Flavia María.- Alsina 1264, (1638) Vicente López.
- SALDAÑA, Dardo Rubén.- Austria 2272, piso 4to., dep. C, (1425) Buenos Aires.
- SALFITY, José A.- Pasaje Mirolan 57, (4400) Salta.
- SALGADO, Leonardo.- Miguel Muñoz 165, piso 2do., dep. C, (8324) Cipolletti.
- SALOMONE, Guillermo Danilo.- Av. Ducos 1165, piso 1ro., dep. A, (9000) Comodoro Rivadavia.
- SAMOSIUK, Norma Beatriz.- Julio Casares 3515, B. El Dorado, (1879) Quilmes.
- SAN CRISTOBAL, Jorge.- 3 N° 368, (1900) La Plata.
- SANCHEZ, María Cristina.- Las Violetas 276, Villa Las Rosas, (4400) Salta.
- SANCHEZ, María Josefa.- Córdoba 128, (1888) Florencio Varela.
- SANCHEZ, María Lidia.- Carlos Gardel 1212, (5800) Río Cuarto.
- SANCHEZ RUFINO, Alberto.- Belgrano 556, (9000) Comodoro Rivadavia.
- SANDRUS, Adolfo.- Libertad 1150, (4600) Jujuy.
- SANGUINETTI, Alicia Susana.- 11 de setiembre 3367, piso 2do., dep. 43, (1429) Buenos Aires.
- SANTA MARIA, Graciela Raquel.- Allayme 865, San José, (5519) Guaymallén.
- SANTILLAN, Héctor.- 121 N° 320, (1900) La Plata.
- SANTILLANA, Sergio.- Juramento 3092, piso 10mo., dep. D, (1428) Buenos Aires.
- SARUDIANSKY, Roberto M.- Chacabuco 1162, (1069) Buenos Aires.
- SATO, Ana María.- 21 n° 172, (1900) La Plata.
- SAYAGO GARCIA, José Manuel.- 11 esq. 20, (4000) Tucumán.
- SCASSO, Roberto Adrián.- Rauch 1748, (1712) Castelar.
- SCHALAMUK, Isidoro B.- 15 N° 114, (1900) La Plata.
- SCHILLIZZI, Roberto Antonio.- Av. Colón 767, (8000) Bahía Blanca.
- SCHROEDER, Carlos Enrique.- CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, (9410) Ushuaia.
- SCHWAB, Klaus.- Institut für Geologie und Paläontologie, Leibniztr. 10D, 3392 Clausthal-Zellerfeld, Alemania.
- SCHWEIGHOFER, Sandra Mónica.- Sarmiento 560, (9000) Comodoro Rivadavia.
- SCIUTTO, Juan Carlos.- C.C. 793, (9000) Comodoro Rivadavia.
- SEGOVIA, Roman.- 3 N° 1178, (1900) La Plata.
- SELLES MARTINEZ, José.- Santa Fe 1317, piso 1ro., dep. 2, (1060) Buenos Aires.
- SERRA, Pilar Yolanda.- Av. Alvear 435, (3500) Resistencia.
- SERRAIOTTO, Alfonso A.- Casa 30, Campamento Uno, (8318) Plaza Huinul.
- SERRALLONGA, Ana María Esparza de.- María Olgún 1075, (5800) Río Cuarto.
- SERRAT, David.- Marina 251-A, 2-1, (08013) Barcelona, España.
- SFRAGULLA, Jorge Alberto.- Fleming 226, B. Ameghino (S), (5000) Córdoba.
- SHARP, Colin.- Rodríguez Peña 115, dep. 70, (1020) Buenos Aires.
- SIANO, Claudia.- Luis María Campos 1626, piso 1ro., dep. D, (1426) Buenos Aires.
- SILVA NIETO, Diego Gonzalo.- Las Heras 3481, piso 6to., dep. C, (1425) Buenos Aires.
- SILVEIRA, Fernando Gabriel.- 25 de Mayo 665, (8324) Cipolletti.
- SIMEONI, Alejandro.- B. Roca, 27 N° 932, (9000) Comodoro Rivadavia.
- SISTO, Fernando A.- Lamadrid 644, (5800) Río Cuarto.
- SKARMETA, Jorge Julio.- Manuel Barrios 484 1, Casilla 162, Correo 34, Santiago, Chile.
- SMEKAL, Helga.- C.C. 432, (8000) San Carlos de Bariloche.

- SOFFIA CELIS, José Manuel.- Enrique Abello 85, Magallanes, Punta Arenas, Chile.
- SOLA, Rosendo José.- Rivadavia 1084, (4700) Catamarca.
- SOLERO Claudia María.- 54 N° 482, piso 1ro., (1900) La Plata.
- SOLIS, Gertrudis Natalia.- Av. Almt. Brown 982, (4600) Jujuy.
- SOLIS, Rolando José Osvaldo.- Alvarez Prado 2878, (1688) Villa Tesey.
- SOSA, Graciela Miriam.- Lavalle 1269 (5700) San Luis.
- SOSA GOMEZ, José Angel.- T. de Anchorena 3412, (4000) Tucumán.
- SOTO BONILLA, Gerardo Javier.- Inst. Costarricense de Electric., Dto. Geología, Apto. 10032, 1000 San José, Costa Rica.
- SPALLETTI, Luis A.- 26 N° 701, (1900) La Plata.
- SPIKERMANN, Juan P.- Olazabal 1277, (1428) Buenos Aires.
- STACH, Ana.- Laboratorio YPF Florencio Varela.
- STEPHENS, George.- G. Washington University, Washington D.C., EE.UU.
- STRAESSER, Edgardo Néstor.- Las Heras 1069, (5700) San Luis.
- STRELIN Jorge Adrián.- Cuyo 927, (1640) Martínez.
- SUAREZ RUPRESCHT, Guillermo.- República de Siria 1043, (5600) San Rafael.
- SUNESÉN, Arne Adolfo.- 511 entre 20 y 21, (1900) La Plata.
- SUNICO, Carlos Alejandro.- Charcas 4319, piso 3ro., dep. 15, (1425) Buenos Aires.
- SUREDA, Ricardo José.- Gral. J. C. Sánchez 737, Cdad. del Milagro, (4400) Salta.
- SZLAFSZTEIN, Claudio.- Fonrouge 1319, piso 3ro., dep. 7, (1440) Buenos Aires.
- TANKARD, Anthony J.- P.O. Box 81002, 755 Lake Bonavista Drive SE, T2J 7C9 Calgary, Alberta, Canada.
- TERUGGI, Liliana.- Dorrego 3350, piso 7mo., dep. A, (7600) Mar del Plata.
- TIBERI, Pedro Eugenio.- Pje. Petreles 1542, Casa 86, (9310) Puerto San Julián.
- TISCHENE, Pedro.- Italia 582, (9000) Comodoro Rivadavia.
- TORO, Blanca Azucena.- Fdo. Quiroga 2785, B. A, de San Martín, (5000) Córdoba.
- TORRES, Ramón Lisandro.- 7 N° 216, piso 2do., dep. B, (1900) La Plata.
- TOSELLI Alejandro.- Miguel Lillo 205, (4000) Tucumán.
- TOSELLI, Gustavo Adolfo.- Dr. Adolfo Cano 1276, B. Martín M. de Güemes, (4700) Catamarca.
- TOURN, Silvia Mabel.- Cabello 3435, piso 6to., dep. A, (1425) Buenos Aires.
- TREO, Carlos.- Cnel. Blanco 2137 Este, (5400) Santa Lucía, San Juan.
- TRINCA, Claudio Ariel.- Avda. del Libertador 1175, piso 1ro., dep. 4, Vicente López.
- TROMBOTTO, Darío Tomás.- CENPAT, Bvd. Brown s/n, (9120) Puerto Madryn.
- TUJCHNEIDER, Ofelia Clara.- C.C. 495, (3000) Santa Fe.
- TULLIO, Jorge Oscar.- Roque Saenz Pen-a 1544, (6300) Santa Rosa.
- TURAZZINI, Guillermo E.- R. Gutiérrez 1449, piso 4o., dep. D, (1636) Olivos.
- TURIC, Mateo Alberto.- Perú 666, piso 14, dep. A, (1068) Buenos Aires.
- UBALDON, María Cecilia.- C.C. 149, (9200) Esquel.
- ULACCO, José Humberto.- Avda. Lafinur 348, (5700) San Luis.
- ULIANA, Miguel Angel.- Junca 3699, piso 15, (1425) Buenos Aires.
- URBINA, Nilda Esther.- Las Heras 1180, (5700) San Luis.
- VAAMONTE, Diego.- Guayaquil 708, piso 5to., dep. A, (1424) Buenos Aires.
- VACCARI, Norberto Emilio.- Cno. Sta. Rosa, km 9, Villa Esquil, (5101) Córdoba.
- VALDEZ REQUENA, Emilio.- Cda. Sauces IV MZA. 376, Villa 42, Guayaquil, Ecuador.
- VALENTI, Gerónimo Alejandro.- Larrea 1466, piso 8vo., dep. A, (1118) Buenos Aires.
- VALLES, Jorge Manuel.- Los Aromos 1075, B. El Manzanar, (8324) Cipolletti.
- VALVANO, Jorge Raúl.- Orkeke 407, (9400) Río Gallegos.
- VARELA, María Eugenia.- San Juan 374, (8000) Bahía Blanca.
- VARELA, Ricardo.- 160 N° 650, (1876) Bernal Este.
- VARGAS, Tomás Edmundo.- Vieytes 1235, (1640) Martínez.
- VASQUEZ, Jorge Raúl.- Navarro 4969, (1419) Buenos Aires.
- VATTUONE de PONTI, María Elena.- Jonas Salk 3156, (1636) Olivos.
- VEGA, Víctor Adrián.- Perú 724, dep. A, (8000) Bahía Blanca.
- VEIGA, Ricardo Daniel.- Eduardo Talero 360, C.C. 25, (8300) Neuquén.
- VELIZ VILLALOBOS, Jorge Nilson.- Matías Perofon 463, V.E. Ramírez, Copiapó, III Región, Chile.
- VERA, María del Carmen.- Beguerenstain 1352, (1824) Lanús Oeste.
- VERA MORINIGO, Gustavo.- C.C. 1662, Asunción, Paraguay.
- VERGEL, María del Milagro.- Matienzo 229, (4000) Tucumán.
- VEROSLAVSKY BARBE, Gerardo.- José E. Rodo 2157, Apto. 603, Montevideo, 11.200 Uruguay.
- VERVOORST, Federico.- Miguél Lillo 205, (4000) Tucumán.
- VIERA, Roberto Luis.- Don Bosco, km. 8, C.C. 38-B, (9000) Comodoro Rivadavia.
- VILAS, Juan Francisco Antonio.- Esmeralda 2359, (1602) Florida.
- VILELA, César Reinaldo.- Arenales 3892, piso 4to., dep. C, (1425) Buenos Aires.
- VILLANUEVA GARCIA, Arturo.- General Paz 1566, (4000) Tucumán.
- VILLAR, Luisa María.- Echeverría 912, piso 3ro., dep. K, (1428) Buenos Aires.
- VILLEGAS, Mónica.- Pje. Lincoln 1120, (5800) Río Cuarto.
- VINAS, Nicolás.- José Bustos 1591, C. de las Rosas, (5009) Córdoba.
- VIOLANTE, Roberto Antonio.- Cramer 63, (1876) Bernal.
- VISCONTI, Graciela.- Avda. España 137, (6300) Santa Rosa.
- VISTALLI de TURAZZINI, María Cristina.- R. Gutiérrez 1549, piso 4to., dep. D, (1626) Olivos.
- VIVIERS, Marta Claudia.- French 3126, piso 7mo., dep. B, (1425) Buenos Aires.
- VIZAN, Haroldo.- San Juan 1896, piso 3ro., dep. 12, (1232) Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, Wolfgang.- Museo Argentino de Ciencias Naturales, Angel Gallardo 470, (1405) Buenos Aires.
- VRBA, Ana Virginia.- Entre Ríos 684, (1870) Avellaneda.
- VUJOVICH, Graciela Irene.- Olavarría 579, piso 5to., dep. C, (1162) Buenos Aires.
- VULLIEN, Alicia Renee.- Puán 260, piso 8vo., dep. A, (1406) Buenos Aires.
- WAGNER-MANSLAU, Alfredo Fernando.- Martín Rodríguez 949, (1644) Victoria.
- WAISFELD, Beatriz Graciela.- General Deheza 256, B. Gral. Paz, (5000) Córdoba.
- WAYNE, William J.- 1980 C street, Lincoln, Nebraska 68502, EE.UU.
- WEILER, Nilda Esther.- 24 de noviembre 90, piso 2do., dep. B, (1170) Buenos Aires.
- WHITEHEAD, Donald Earle.- Gorostiaga 2202, (1426) Buenos Aires.
- WILLIAMS, Richard.- 1164 N Howard st., Glendale 91207 California, EE.UU.
- ZALBA, Patricia Eugenia.- Plaza Matheu 115, (1900) La Plata.
- ZANETTINI, Juan.- C.C. 32, San José, (5519) Guaymallén.
- ZAPPETTINI, Eduardo O.- Vidal 2375, piso 7mo., dep. C, (1428) Buenos Aires.
- ZARATE, Marcelo Aristides.- Soler 6637, (7600) Mar del Plata.
- ZUBIA, Mario Alberto.- B. Gral. Güemes, casa 6, (9000) Comodoro Rivadavia.
- ZUBIETA ROSSETTI, José D.- Diego de Rosas 73, Barrio Alperovich, (4000) Tucumán.
- ZUÑIGA, Adolfo Eduardo.- 55 N° 605, piso 12, dep. 2, (1900) La Plata.

AGRADECIMIENTO A ARBITROS

La Subcomisión de Publicaciones de la Asociación Geológica Argentina agradece la tarea realizada por los miembros del Comité Editorial y la colaboración prestada por los siguientes colegas que han actuado durante el año 1992 como árbitros de manuscritos enviados para su publicación a esta Revista.

Lic. Silvia Ametrano (Universidad Nacional de La Plata)
Dr. Sergio Archangelsky (Museo Argentino de Ciencias Naturales)
Dr. Luis Benedetto (Universidad Nacional de Córdoba)
Dr. Alfredo Bonorino (Universidad Nacional del Sur)
Dr. Ferrán Colombo (Universitat de Barcelona, España)
Dr. Hugo Corbella (Museo Argentino de Ciencias Naturales)
Dr. Umberto Cordani (Universidad de Sao Paulo, Brasil)
Lic. Carlos Costa (Universidad Nacional de San Luis)
Dr. Alfredo Cuerda (Universidad Nacional de La Plata)
Dr. Eduardo Domínguez (Universidad Nacional del Sur)
Dra. Eva Donnari (Dirección Nacional de Minería y Geología)
Dr. Héctor García (Universidad de Buenos Aires)
Dra. Hebe Gay (Universidad Nacional de Córdoba)
Ing. Jorge Girardi (Universidad Nacional de San Juan)
Dr. Gustavo González Bonorino (Universidad de Buenos Aires)
Dra. Perla Imbellone (Universidad Nacional de La Plata)
Dr. Federico Isla (Universidad Nacional de Mar del Plata)
Dra. Magdalena Kourkharsky (Universidad de Buenos Aires)
Dr. Pablo Kraemer (Universidad Nacional de Córdoba)

ba)
Dr. Pierfranco Lattanzi (Università degli Studi di Firenze, Italia)
Dr. Leonardo Legarreta (ASTRA C.A.P.S.A.)
Dr. Manuel Levin (Compañía Naviera Pérez Companc)
Dr. Carlos Limarino (Universidad de Buenos Aires)
Dra. Lidia Malvicini (Dirección Nacional de Minería y Geología)
Dr. Carlos Massabie (Universidad de Buenos Aires)
Dr. Mario Mazzoni (Universidad Nacional de La Plata)
Dr. Julio Merodio (Universidad Nacional de La Plata)
Dr. Ricardo Mon (Universidad Nacional de Tucumán)
Dra. Paulina Nabel (Museo Argentino de Ciencias Naturales)
Dra. María Julia Orgeira (Universidad de Buenos Aires)
Dr. Silvio Peralta (Universidad Nacional de San Juan)
Dr. Jorge Rabassa (CADIC)
Dr. Richard Reymont (Uppsala Universitet, Suecia)
Dr. Alberto Riccardi (Universidad Nacional de La Plata)
Dr. Edgardo Rolleri (Universidad Nacional de La Plata)
Dra. Juana Rossi de Toselli (Instituto Miguel Lillo)
Dr. Ricardo Sureda (Universidad Nacional de Salta)
Dr. Eduardo Tonni (Universidad Nacional de La Plata)
Dr. Juan Vilas (Universidad de Buenos Aires)
Dr. Robin Whatley (University of Wales, Gran Bretaña)
Dr. Marcelo Zárate (Universidad Nacional de Mar del Plata)

Se agradece además al Dr. Michael R.A. Thomson (British Antarctic Survey, Gran Bretaña) por la corrección idiomática de los resúmenes en inglés.

INDICE DEL TOMO 47

Aguirre, M.L. Caracterización faunística del Cuaternario marino del noreste de la Provincia de Buenos Aires.	31
Alonso, R.N. Estratigrafía del Cenozoico de la Cuenca de Pastos Grandes (Puna Salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos.	189
Astini, R.A. y Piovano, E.L. Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina.	91
Beltramone, C. y Meister, C.M. Paleocorrientes de los Rodados Patagónicos. Tramo Comodoro Rivadavia-Trelew.	147
Codignotto, J.O., Marcomini, S.C. y Kokot, R.R. Concentración aurífera en el área de Cabo Vírgenes.	409
Chelotti, L.A. Rasgos tectónicos del área del medio y bajo río Coyle, Cuenca Austral.	129
Di Paola, E. y Rivarola, D.L. Formación San Roque: complejo fanglomerádico-fluvial terciario, sur de la Sierra de San Luis.	23
Franchini, M.B. Las rocas intrusivas del Cerro Caicayén, Provincia del Neuquén y su relación con las manifestaciones de hierro en skarns.	399
Gabriele, N.A. Sales de potasio de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), Provincias de Mendoza y Neuquén.	305
Galliski, M.A. y Lomniczi de Upton, I. Sideronatrita de Mina Santa Bárbara, Provincia de Jujuy.	3
Galliski, M.A. y Lomniczi de Upton, I. Composición y propiedades de minerales de niobio y tantalio de las pegmatitas graníticas de El Quemado, Provincia de Salta.	323
Gelós, E.M. y Spagnuolo, J.O. Relación área de aporte-ambiente tectónico de las psamitas de la plataforma continental argentina entre los 39° y 43° de latitud sur y el Golfo San Matías.	141
Gelós, E.M., Schillizzi, R.A. y Spagnuolo, J.O. El Cenozoico de la costa norte del Golfo San Matías, Río Negro.	135
Gelós, E.M., Spagnuolo, J.O. y Schillizzi, R.A. Las unidades morfológicas de la costa oeste del Golfo San Matías y su evolución.	365
Godeas, M.C. Geoquímica y marco tectónico de los granitoides en el Bajo de La Leona (Formación La Leona), Provincia de Santa Cruz.	333
Gómez, S.E. Prospección fitoquímica por Pb y Cu en la Sierra de Narváez, Provincia de Tucumán.	237
González Bonorino, G. Simulación de sedimentación silicoclástica en plataformas bajo tasas de sedimentación, eustasia y subsidencia variables.	287
Gregori, D.A. y Bjerg, E.A. Los depósitos de talco del distrito minero Salamanca, Provincia de Mendoza.	55
Kostadinoff, J. Estudio geofísico de la Península de Valdés y los golfos nordpatagónicos.	229

Kostadinoff, J. Configuración y litología del basamento geofísico en el litoral comprendido entre Viedma y San Antonio Oeste, Provincia de Río Negro.	317
Legarreta, L., Kokogian, D.A. y Dellapé, D.A. Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿cuánto de inversión tectónica?	83
Limarino, C.O. y Césari, S.N. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan).	61
López de Luchi, M., Spikermann, J.P., Strelin, J.A. y Morelli, J. Geología y petrología de los plutones de la Tapera de Burgos, Arroyo El Rápido y Cerro Caquel, Departamento Languiñeo, Provincia del Chubut.	87
Macellari, C.E. Petrografía sedimentaria del Cretácico Superior-Terciario Inferior de la Isla Marambio (Seymour), Península Antártica.	9
Manassero, M.J. y Merodio, J.C. Geoquímica de sedimentitas silicoclásticas cretácicas superiores y terciarias inferiores de la Cuenca Austral argentina: procedencia y ambiente tectónico.	73
Martínez, G.A. Paleoambiente de la Formación Salamanca en la Pampa María Santísima, Departamento Sarmiento, Provincia de Chubut.	293
Martino, R.D. Estructura de los mármoles de Corral del Carnero, Pampa de San Luis, Sierra Grande de Córdoba.	417
Massabie, A.C., Amos, A.J. e Iturriza, R. Diapirismo arcilítico tectoinducido, Sierras Bayas, Provincia de Buenos Aires.	389
Mutti, D.I. El complejo gabro-peridotítico de Bosque Alegre, Provincia de Córdoba.	153
Mutti, D.I. Metamorfismo de contacto y metasomatismo asociado a la lherzolita Loma Negra, Alta Gracia, Córdoba.	169
Page, S., Page, R.F.N. y Ramírez, M.V. de. El basamento de la Sierra de Fiambalá, Provincia de Catamarca.	373
Parker, G. y Marcolini, S. Geomorfología del Delta del Paraná y su extensión hacia el Río de la Plata.	243
Rossello, E.A. y Massabie, A.C. Caracterización tectónica del kinking de las Sierras Australes de Buenos Aires.	179
Spalletti, L.A., Merodio, J.C. y Matheos, S.D. Composición, procedencia y marco tectónico de sedimentitas eojurásicas (Formación Nestares) del sudeste de la Cuenca Neuquina.	277
Varela, R. y Dalla Salda, L. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra Pie de Palo, San Juan.	271
Violante, R.A. Ambientes sedimentarios asociados a un sistema de barrera litoral del Holoceno en la llanura costera al sur de Villa Gesell, Provincia de Buenos Aires.	201
Violante, R.A. y Parker, G. Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno medio a superior-Holoceno en la llanura costera de la región de Faro Querandí (Provincia de Buenos Aires).	215
Westermann, G.E.G. Limits of global bio-event correlation: diachronous ammonite "extinction" across Jurassic bioprovinces.	353

Homenaje al Profesor Doctor Pedro Nicolás Stipanovic. Resúmenes de Comunicaciones.	257
Notas breves	
Bertolino, S.R.A. y Murray, H.H. La Mina Eureka (Provincia de Córdoba): un depósito excepcional de illita.	113
Cortés, J.M. Lavas almohadilladas en el Grupo Ciénaga del Medio, extremo noroccidental de la Precordillera mendocina.	115
Di Paola, E.C. y González, M. Silicofitolitos en secuencias continentales terciario-pleistocenas de la Provincia de San Luis.	111
Gelós, E.M., Schillizzi, R.A. y Spagnuolo, J.O. El Mesozoico superior-Cenozoico de la costa occidental del Golfo San Matías.	423
Notas necrológicas	
Dr. Alejandro Aníbal Palma, 1921-1992.	251
Dr. Oscar Guillermo Arrondo, 1936-1992.	427
Discusiones	343
Comentarios bibliográficos	255, 348
Comentarios de actualidad	119, 253, 350
Reglamento para las Publicaciones	121
Normas para la presentación de manuscritos	124
Crónica de la Asociación	431
Agradecimiento a árbitros	444
Lista de Miembros	435
Errata	422

La impresión del Tomo 47 (Nos. 1, 2, 3 y 4) de la Revista de la Asociación Geológica Argentina ha sido posible gracias al apoyo financiero del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, institución que no se hace responsable de su contenido.

La Asociación Geológica Argentina agradece el apoyo económico recibido de los siguientes Socios Benefactores:

Yacimientos Petrolíferos Fiscales
Amoco Argentina Oil Company
BHP-Utah International Exploration Inc.
Compañía General de Combustibles S.A.
Trend Argentina S.A.
Compañía Naviera Pérez Companc

Edición realizada por Alcira Vergara Oroño
San Luis 3122, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 3 de mayo de 1993
en el Instituto Salesiano de Artes Gráficas
Don Bosco 4053, Buenos Aires

INTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

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

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

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

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

Presentación del manuscrito

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

Los manuscritos serán enviados a:

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

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

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

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

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

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

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

Trabajos citados en el texto

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

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

Separados

Se entregarán sin cargo 25 separados de cada artículo publicado. Los autores podrán encargar separados extras en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

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

Autores

Por lo menos uno de los autores de cada artículo publicado deberá ser Socio de la Asociación Geológica Argentina.