

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 47 N°3 1992.



47 3

Revista de la Asociación Geológica Argentina 257-352
30 abril 1993

ISSN
0004-4822



Buenos Aires
Argentina

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

COMISIÓN 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.

COMITÉ 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 Introcasa, 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. Bolívar 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, 5800 Río Cuarto, Córdoba.

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

Río Turbio: Lic. Ramón N. Carrizo Godey, División Geología, YCF, Casa 13, depto.4, Barrio Las Lengas, 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 Ruzycki 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 Tujcheider, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, C.C. 495, 3000 Santa Fe.

Santa Rosa: Lic. Silvio Casadio, Facultad de Ciencias Exactas y

Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa.

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

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

Zapala: 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.L.C.: Lic. Joaquín Oliver, Av. Leandro N. Alem 1180, 1001 Buenos Aires.

CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann, Juan Ramírez de Velasco 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. Ferpozzi, 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. Oscar Rösler, Instituto de Geociencias UPS, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.

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

Homenaje al Profesor Doctor Pedro Nicolás Stipanivic



El Prof. Dr. P.N. Stipanivic (derecha) recibe un diploma y plato recordatorios de manos del Presidente de la Asociación Geológica Argentina.

El 7 de agosto de 1992 la Asociación Geológica Argentina, a iniciativa de un grupo de discípulos, colegas y amigos, tributó un homenaje al Profesor Doctor Pedro Nicolás Stipanivic con motivo de su 70º 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. Con posterioridad se efectuó una reunión de comunicaciones, cuyos resúmenes se incluyen en este número de la Revista.

Se hallaban presentes en el homenaje, el Secretario de Ciencia y Tecnología de la Nación, Profesor Doctor

Raúl F. Matera, el Subsecretario de Política y Planificación de la misma Secretaría, Dr. Juan M. Dellacha, el Decano de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, Profesor Doctor Edgardo O. Rolleri, el Director del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires, Profesor Doctor Víctor A. Ramos, el representante de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Profesor Doctor Horacio H. Camacho, el Ex Presidente de la Comisión Nacional de Energía Atómica y Miembro de la Academia Nacional de Ciencias de Buenos Aires, Contralmirante

Ingeniero Oscar A. Quihillalt, el Presidente del Consejo Superior Profesional de Geología, Doctor Federico Guerrero, el Vicepresidente de la Asociación Paleontológica Argentina, Dr. Héctor A. Leanza y otros destacados representantes de la actividad científica y profesional.

El acto se inició con una semblanza personal y profesional, a cargo del Ingeniero Oscar A. Quihillalt y de los Doctores Marcelo Yrigoyen, Sergio Archangelisky y Alberto C. Riccardi.

En la ocasión el Presidente de la Asociación Geológica expresó:

Es para mí un honor, en mi carácter de Presidente de la Asociación Geológica Argentina, presidir y ofrecer este homenaje al Doctor Pedro Nicolás Stipanovic, y al hacerlo referirme, aunque más no sea brevemente, a su fecunda trayectoria personal, científica y profesional.

El Dr. Stipanovic nació en Buenos Aires, donde recibió los rasgos salientes de su refinada educación en el seno de su hogar paterno y en las aulas del Colegio Nacional B. Rivadavia.

Su vinculación a la Geología se produjo a través de su desempeño como cartógrafo y calculista de la vieja y honorable Dirección Nacional de Geología y Minería y se consolidó definitivamente mediante sus estudios en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, en la que se graduó con Diploma de Honor como Doctor en Ciencias Naturales. En la Facultad de Ingeniería de la misma Universidad se especializó en Geología del Petróleo e inmediatamente comenzó a actuar en Yacimientos Petrolíferos Fiscales, donde se desempeñó entre 1947 y 1956. En esos años cumplió funciones de Jefe del Departamento Petrográfico y Paleontológico y de Supervisor Asistente para el Área Centro sur.

A esa época corresponden sus sobresalientes estudios sobre el Triásico y Jurásico de la Argentina y su estrecha vinculación con maestros de la talla de Alberto Castellanos y Pablo Groeber.

En 1953 se incorporó a la recién creada Comisión Nacional de Energía Atómica, en la que se desempeñó a lo largo de más de treinta años ocupando los cargos de Jefe de Geología, Jefe del Departamento Recursos Minerales, Gerente Director de Materias Primas Nucleares y Asesor adscripto a la Presidencia y en varias ocasiones, en ausencia de su titular, estuvo a cargo de la Presidencia. En 1991 fue designado investigador emérito de esa institución.

Paralelamente el Dr. Stipanovic fue profesor de las Universidades de Buenos Aires y La Plata en las cátedras de Geología Histórica y Regional y Paleontología.

En la década de 1970 se debió alejar del país y fue

contratado por el Gobierno de Irán para actuar como Asesor Principal del Vice Primer Ministro y Presidente de la Organización Nacional de Energía Atómica de ese país en el campo de las materias primas nucleares. Posteriormente pasó a desempeñarse en puestos directivos de su especialidad en el sector de Materias Primas Nucleares del Organismo Internacional de Energía Atómica con sede en Viena.

Como experto en temas de prospección y exploración de uranio, el Dr. Stipanovic dictó cursos en Argentina y en países tan diversos como Madagascar, Jordania y España.

En las diferentes funciones que desempeñó en la Argentina, Irán y Austria, el Dr. Stipanovic realizó más de 200 informes técnicos, dictó conferencias y participó en numerosos cuerpos directivos y asesores y en organismos técnicos.

El Dr. Stipanovic ha sido Vicepresidente y Presidente de la Asociación Geológica Argentina y de la Asociación Paleontológica Argentina, Vicepresidente del Consejo Superior Profesional de Geología, Presidente del V Congreso Geológico Argentino, Vicepresidente del Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica, Vicepresidente de la Subcomisión del Jurásico de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas. Es miembro honorario de la Asociación Geológica Argentina, miembro de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba y en fecha reciente ha pasado a ser el primer geólogo designado miembro de la Academia Nacional de Ciencias con sede en Buenos Aires, donde se le ha asignado el sitial Francisco P. Moreno.

El Dr. Stipanovic ha recibido numerosos premios, entre ellos el Segundo Premio Nacional de la Secretaría de Cultura y Educación de la Nación, el Wallace Atwood del Instituto Panamericano de Historia y Geografía, el Eduardo Holmberg de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, el Juan J. Nágera de la Asociación Geológica Argentina, etc.

La actividad geológica del Dr. Stipanovic se desarrolló fundamentalmente en el campo de la estratigrafía del Mesozoico y en la exploración y explotación de uranio.

En el campo de las materias primas nucleares el Dr. Stipanovic fue uno de los principales actores en el desarrollo del potencial nuclear argentino. Dirigió y elaboró la primera clasificación del territorio argentino por áreas de favorabilidad geológica uranífera, la aplicación por primera vez en Latinoamérica de la prospección aérea radiactiva -lo que contribuyó al descubrimiento del 80% de los recursos uraníferos argentinos- y del método del "heap leaching" en escala industrial para el procesamiento de los minerales de uranio, la construcción y operación de las tres prime-

ras plantas industriales de solventes aminados y resinas en Latinoamérica para la refinación de uranio, en Córdoba, Malargüe y Salta, la organización y programación de la exploración uranífera del Organismo Nacional de la Energía Atómica de Irán, el asesoramiento en la exploración y producción de uranio en Irán, Zambia, Namibia, Gabón, Níger y Paquistán y la supervisión de más de 40 proyectos de asistencia técnica en exploración uranífera en diferentes países.

En el campo de la estratigrafía del Mesozoico, el Dr. Stipanovic colaboró activamente con el Dr. Pablo Groeber y llevó a cabo extensos estudios de campo en la región de Cuyo y en la Patagonia. Sus contribuciones a la estratigrafía se caracterizaron por la vigencia que dio a las enseñanzas recibidas de Pablo Groeber en lo estratigráfico y amonitológico y de Alfredo Castellanos en el campo de la paleobotánica. Así las contribuciones sobre el Triásico de la Argentina y de América del Sur muestran su versación e interés por el estudio de las floras fósiles, mientras que las correspondientes al Jurásico exhiben su dominio en la zonación bioestratigráfica de los amonites. Estos estudios han dado lugar a numerosas publicaciones en las que se destaca su abarcatividad y dominio del tema. Las síntesis sobre el Triásico y el Jurásico, elaboradas conjuntamente con Pablo Groeber y Alberto Mingramm, siguen siendo referencia obligada para los especialistas en el tema. En todos sus trabajos científicos, el Dr. Stipanovic se reveló como discípulo preclaro de sus maestros Castellanos y Groeber, avanzando en la elaboración y refinamiento del conocimiento existente. Ese interés en construir sobre la obra de sus profesores lo ha llevado en años recientes a promover activamente la reedición crítica de las obras completas de Federico Kurtz, quien fuera a su vez maestro de Alberto Castellanos.

Su sentido innovativo lo llevó a ser uno de los principales impulsores de la creación del INGEIS y a usar críticamente las dataciones radimétricas como complemento de la información bioestratigráfica.

A través de su prolongada actividad personal, el Dr. Stipanovic ha evidenciado dotes sobresalientes que

han tenido profunda significación para el campo de la Geología. No solamente se ocupó en prestigiar a la geología a través de publicaciones científicas y su contribución profesional en el campo de la Energía Nuclear, sino que lo hizo a través de todas las actividades en las que participó. Así la propiedad de esta casa en la que nos encontramos se debe a su visión y empuje, compartidos con otros prestigiosos miembros de la misma generación.

Esta misma actitud ha llevado últimamente al Dr. Stipanovic, a través de su designación como Miembro del Directorio y Vicepresidente 2º del CONICET, a participar activamente en el desarrollo de la ciencia argentina y mundial. En esta acción, totalmente desinteresada, ha puesto en evidencia sus dotes más notables: inteligencia, espíritu de excelencia, capacidad directiva y organizativa, amplitud de criterios, labiosidad y vocación de servicio.

Merced a estas dotes, el Dr. Stipanovic ha recibido el reconocimiento y aprecio no sólo de sus discípulos directos sino también de quienes sobre tal base han elegido reconocerse como tales y de todos aquéllos que valoran la excelencia e integridad intelectual.

En tal sentido quiero recordar que hace casi veinticinco años, cuando todavía no lo conocía personalmente, escribí un artículo en el cual exponía conclusiones diferentes a las que sustentaba el Dr. Stipanovic. Decidí enviárselo con el fin de que estuviese en conocimiento del mismo antes de su publicación. En forma inmediata recibí una contestación, que aún conservo, en la que me expresaba textualmente "que en la expresión de opiniones no coincidentes creo y sostengo que no sólo es necesario sino conveniente que las mismas se hagan conocer, en un marco de total objetividad y respeto".

La Asociación Geológica Argentina, el Consejo Superior Profesional de Geología, la Asociación Paleontológica Argentina, todos sus discípulos, colegas, amigos y todos los presentes deseamos con este sencillo homenaje reconocer la personalidad del Dr. Stipanovic, expresada en tan meritoria trayectoria y desear que la misma se prolongue en el tiempo en la compañía de su esposa, también colega y amiga nuestra, la Dra. María Bonetti de Stipanovic.

This One



Q85F-8JX-6GYP

Valoración botánica y bioestratigráfica de la tafloflora eocretácica de la Formación Baqueró, Provincia de Santa Cruz

Sergio ARCHANGELSKY

División Paleobotánica, Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia", Av. A. Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina.

El estudio de vegetales fósiles de la Formación Baqueró se remonta a la década del '20. Sin embargo, esta unidad estratigráfica recién a fines de la década del '50 comenzó a ser explorada con intensidad. Ello se debió, principalmente, al hecho de que los fósiles vegetales estaban preservados en algunos yacimientos como momificaciones, las que no tuvieron alteración diagenética por efectos de temperatura o presión.

Los estudios taxonómicos actuales se realizan tanto sobre restos megascópicos cuanto microscópicos y para ello se utilizan equipos de observación convencional (lupas binoculares, microscopio óptico) o electrónico (microscopios de barrido y transmisión). Los tipos de fósiles hasta ahora estudiados pueden clasificarse en 4 categorías: impresiones de hojas y frondes, momificaciones de hojas, frondes, megasporas y fructificaciones, palinomorfos (microesporas y granos de polen) y, finalmente, troncos permineralizados. Hasta ahora, se han reconocido unos 200 taxones, pero esta cifra se incrementará sensiblemente en los años venideros.

Los vegetales identificados pueden en general asignarse a familias u órdenes, lo cual varía según su preservación. Es notable la cantidad de material fértil, tanto masculino cuanto femenino, que fue hallado disperso, íntimamente asociado o conectado con la parte vegetativa de algunas plantas. Ello ha permitido vincular a estos vegetales con taxones que habitan actualmente nuestro territorio o se conocen en áreas más alejadas.

Grupos de plantas inferiores, como briofitas, hongos o algas fueron reconocidos palinológicamente y presentan cierta variedad, en especial las primeras. Licofitas y esfenofitas también se caracterizan mediante esporas; aquéllas fueron determinadas con micro y megasporas y pueden asignarse a las familias Lycopodiaceae, Selaginellaceae e Isoetaceae. La variedad de helechos es también notable. Se destacan las familias Gleicheniaceae (reconocida con mega y

microfósiles), Osmundaceae (*idem*), Schizaeaceae (reconocida por esporas), Lophosoriaceae (*idem*), Pteridaceae (*idem*), Cyatheaceae (*idem*), Dipteridaceae (megafósiles) y otras de representación escasa.

Las gimnospermas primitivas (Pteridospermas *sensu lato*) son escasas aunque algunas están fértiles (*Ruflorinia-Ktalenia*). Algo más frecuentes son las Cycadales (*Pseudoclenis*, *Ticoa*, *Mesodescolea*, *Sueria*) y Ginkgoales que también se encontraron fértiles (*Ginkgoites-Karken*). Más frecuentes aún son las Bennettitales, representadas por una variedad de géneros de hojas (*Zamites*, *Dictyozamites*, *Otozamites*, *Pterophyllum*, *Ptilophyllum*) y de fructificaciones o sus fragmentos (*Williamsonia*, *Cycadolepis*). El componente gimnospermico dominante lo constituye el grupo de las coníferas. Dominan las podocarpáceas, con varios géneros endémicos (*Trisacocladius*, *Apterocladius*, *Squamastrobis*, *Morenoa*), hallados con sus aparatos reproductores. Palinológicamente la variedad de esta familia es también manifiesta: se reconocen diversos granos bi y trisacados. Las Cheirolepidiaceae (familia fósil exclusivamente mesozoica) fueron reconocidas con megafósiles (*Tomaxellia* con conos femeninos en conexión orgánica) y polen (*Classopollis*), como así también las Araucariaceae (*Nothopheuen* con conos masculinos en conexión orgánica y polen de *Araucariacites*). Las Taxodiaceae son escasas (*Athrotaxis*). Parecen faltar las Cupressaceae. Restos de primitivas angiospermas (hojas), que proceden de una sola localidad, han sido descriptos hace poco. Además, se conoce polen de Chloranthaceae (*Clavatipollenites*), familia primitiva de dicotiledóneas, hallado en estructuras tecales y también disperso.

La tafloflora mesozoica de esta unidad formacional, por su variedad y excelente preservación puede considerarse como una de las más ricas a nivel mundial. Basta señalar que recientemente se realizaron estudios ultraestructurales, por primera vez con fósiles, de cutículas de hojas. Actualmente se están efectuan-

do también estudios paleobioquímicos de cutina fósil con materiales procedentes de distintos niveles de esta Formación. También se realizaron estudios ultraestructurales de megasporas, polen disperso y polen *in situ* (incluido en sacos polínicos). Todos estos trabajos conducen a una caracterización biológica que permite realizar comparaciones fecundas con vegetales actuales en sus aspectos más íntimos. La valorización de numerosos caracteres abre el camino para estudios sobre linajes, biología funcional, adaptación a ambientes (anatomía ecológica, interfase planta-ambiente), etc.

La edad de la Formación Baqueró fue establecida en el Cretácico inferior sobre la base de la palinología, usando para ello esporas de distribución ecuménica con registros cronológicos conocidos en otros sitios. Inicialmente se sugirió una antigüedad entre haute-riviana a barremiana para definirse por esta última luego de estudios palinológicos regionales. El hallazgo de angiospermas hizo que se propusiera una posible antigüedad aptiana temprana, criterio que es mantenido en la actualidad. No hay dudas de que esta apreciación puede variar, aunque siempre dentro de límites restringidos, al Barremiano o Aptiano temprano. Cualquier proposición en contrario encontrará enormes dificultades para explicar la existencia de

una variada asociación paleoflorística de estas características en una vasta área de Patagonia. La Formación Baqueró es una unidad estratigráfica de un espesor reducido a escasamente un centenar de metros, compuesta por facies muy variadas, siempre continentales y con influencia fluvial y volcánica. Sus características permiten sugerir que se depositó en un lapso breve pero que tuvo importante alcance regional.

Términos cuspidales en algunos perfiles, supuestamente de la Formación Baqueró y desprovistos de fósiles, fueron asignados recientemente al Cretácico tardío (Maastrichtiano), a otra unidad litoestratigráfica con amplio desarrollo en la provincia del Chubut. Ello requiere confirmación con argumentos paleontológicos válidos puesto que en todos los perfiles donde aparecen fósiles en los térmicos cuspidales, estos corresponden siempre a la asociación "baqueroense", incluyendo el área tipo. De confirmarse tal asignación, tendríamos dos unidades litológicas similares superpuestas, separadas por un importante hiato cronológico. Nuevos estudios, especialmente en el área típica, se están desarrollando para ampliar el conocimiento de esta unidad formacional que ha brindado una de las asociaciones fosilíferas más espectaculares en nuestro país.

Estudio al microscopio electrónico de barrido (MEB) de *Pseudoctenis dentata* Archangelsky y Baldoni 1972 y *Sueria rectinervis* Menéndez 1965; dos cycadópsidas del Cretácico de Argentina

Analia E. ARTABE

División Paleobotánica, Museo de Ciencias Naturales La Plata, 1900, La Plata, Argentina

En la presente contribución se realizó el estudio cuticular de *Pseudoctenis dentata* Archangelsky y Baldoni 1972 y *Sueria rectinervis* Menéndez 1965, provenientes de la localidad fosilífera de Bajo Grande, Nivel de *Araucarites*, ubicado en la sección inferior de la Formación Baqueró (Cretácico inferior), Provincia de Santa Cruz, Argentina. Esta Formación es especialmente rica en cycadofitas. Así, se han descrito cinco géneros vinculados al grupo, entre los que se encuentra *Sueria* Menéndez 1965 y *Pseudoctenis* Seward 1911. De esta última entidad taxonómica Archangelsky y Baldoni (1972) detectaron dos nuevas especies, *P. crassa* y *P. dentata*. La primera fue estudiada con microscopio fotónico y microscopio electrónico de barrido, mientras que la segunda sólo con

microscopio común. La revisión de abundante material de *P. dentata* permitió la obtención de fragmentos satisfactorios, por lo que en la presente entrega se realiza el estudio al MEB de esta especie profundizando el conocimiento del taxón a nivel cuticular.

Sueria rectinervis fue estudiada anteriormente al MEB por Baldoni (1977) quien amplió la diagnosis original. El reestudio del material tipo permitió una valoración diferente de algunos caracteres, por lo que se realiza la enmienda de la diagnosis original.

En ambos taxones se desarrollaron estomas hundidos por debajo de un ciclo de células subsidiarias que desarrollan un anillo de cutina. La ornamentación externa presenta engrosamientos cuticulares, como ocurre en otras cycadofitas fósiles. *Sueria* combina

frondes taeniopterideas con caracteres cuticulares diferenciales como perforaciones en las paredes anticlinales e idioblastos secretores, reconociéndose como un género válido.

Los estudios cuticulares en cycadofitas fósiles tienen por objeto tratar de esclarecer la posición y relaciones sistemáticas de géneros que hasta el momento se ubican como *incertae sedis* dentro de las cycadópsidas.

Estudio paleobotánico y tafonómico de la Formación Paso Flores (Triásico superior), en el Cañadón de Pancho, Provincia del Neuquén

A.E. ARTABE, E.M. MOREL y A.B. ZAMUNER

División Paleobotánica, Museo de Ciencias Naturales La Plata, 1900 La Plata, Argentina

Esta contribución tiene por objeto sintetizar los trabajos parciales realizados en el Cañadón de Pancho, en cuyas laderas aflora la Formación Paso Flores (Triásico superior), así como describir nuevos elementos que permitieron una mejor definición de los diferentes estratos plantíferos. Esto, junto con el análisis de los paleoambientes de sedimentación permitió realizar algunas inferencias tafonómicas. Las dos asociaciones presentes en las sedimentitas de esta localidad, fueron caracterizadas como diferentes tafocenosis ligadas a dos facies sedimentarias distintas. El estrato plantífero inferior está integrado por *Corytospermales*, *Cycadales* y *Coniferales*, cuyas formas de vida corresponden a arbustos o árboles; este nivel está vinculado a un paleoambiente lacustre. Tenien-

do en cuenta las características de los restos fosilíferos, se considera que la tafocenosis proviene casi íntegramente de la vegetación desarrollada en los márgenes del lago y que ha sufrido un corto transporte. El nivel fosilífero superior estaría dominado por una nueva especie del género *Scleropteris*, de hábito herbáceo, fosilizada *in situ*, asociada a las barras o islas vegetadas de ambientes fluviales entrelazados. Asimismo el hallazgo de elementos aislados y fragmentarios como *Sphenobaiera robusta* (Arber) Florin, *Czekanowskia rigali* Frenguelli, *Cordaicarpus* sp., representarían formas que han sufrido un transporte mayor. Se considera que las diferencias encontradas en la distribución de los taxa están condicionadas en gran medida por las facies sedimentarias y los paleoambientes de sedimentación.

Un cinodonte juvenil de la Formación Ischigualasto y su aporte al origen de los mamíferos.

J. BONAPARTE y A.W. CROMPTON

Una nueva especie permineralizada del género *Ulmium* Unger, 1842, del Terciario inferior de Bahía Solano, Chubut

Mariana BREA

División Paleobotánica, Museo de Ciencias Naturales La Plata, 1900 La Plata, Argentina

El motivo de este trabajo es dar a conocer una nueva especie del género *Ulmium* Unger, 1842, perteneciente a la Familia Lauraceae. El leño permineralizado (LPPB 6405) fue hallado en Bahía Solano, al Norte de Comodoro Rivadavia, Provincia del Chubut. En los estratos de Pico Salamanca, se encuentra un

nivel de troncos permineralizados. Este nivel correspondería al lugar de donde proviene el material de estudio y del mismo sitio que *Ulmium atlanticum* Romero, 1970; ambos ejemplares recolectados por Schiller en 1911 y 1915 respectivamente. Según Schiller, Bahía Solano corresponde a la "Formación

de areniscas araucanas o Formación Patagónica del Terciario inferior", la cual fue datada para el Eoceno (Camacho y Fernández 1956; Camacho 1967, 1979, 1980) basándose en el molusco *Venericardia* (*Venericor*) *planicosta* (Lamarck). No obstante, existen otras posturas que proponen una edad oligocénica tardía-miocénica temprana (Riggi 1978, 1979a, 1979b, 1980 y Cione 1987).

El leño permineralizado presenta una combinación de caracteres única y por tal motivo se lo reconoce como una nueva especie del género *Ulmium* Unger, 1842.

La nueva especie descrita para la localidad de Bahía Solano, correspondería a un nuevo representante del bosque fósil que habría existido en la región de la actual costa atlántica. El ejemplar guarda similitudes con los géneros de las Lauraceae de los bos-

ques subtropicales como *Nectandra* y *Phoebe*. Sin embargo, se relaciona en mayor medida con las especies del género *Nectandra* y en especial con *N. saligna* Ness et Mast. y *N. falcifolia* Castiglioni.

La cordillera de los Andes no había alcanzado las alturas actuales durante el Eoceno y por este motivo las lluvias que hoy se descargan en ella, podrían haber estado distribuidas en toda la Patagonia y tal vez esto fue lo que permitió el desarrollo de un bosque templado para la actual costa atlántica (*sensu* Romero 1970).

Los anillos de crecimiento en el ejemplar estudiado están poco demarcados o son nulos, lo que indicaría que el clima era relativamente estable a lo largo de todo el año. Menéndez (1971) propone que la localidad de Bahía Solano durante el Eoceno habría tenido un clima subtropical a tropical.

Volcanitas de la Formación Chachil en el cerro Atravesada, Provincia del Neuquén

M.K. de BRODTKORB¹, N. PEZZUTTI², A. BRODTKORB², I.B. SCHALAMUK³,
J.C. DANDERFER⁴ y J.C. DANIELI⁵

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Instituto de Recursos Minerales.

²Dirección Nacional de Minería

³Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad Nacional de La Plata

⁴CORMINE. Neuquén.

⁵Dirección Provincial de Minería. Neuquén.

En la provincia del Neuquén los estudios estratigráficos del Mesozoico han alcanzado en general un alto nivel de conocimiento. Sin embargo, en la Formación Chachil se han determinado nuevos aspectos litológicos que se presentan aquí.

La columna estratigráfica de la Cuenca Neuquina se divide en Substrato o Basamento, Relleno Sedimentario y Cobertura Cenozoica. El Substrato está formado por rocas volcánicas, plutónicas, sedimentarias y metamórficas cuyas edades oscilan entre el Paleozoico inferior (?) y el Triásico superior. El Relleno Sedimentario, en cambio, está constituido por rocas clásticas, carbonáticas, evaporíticas y volcánicas con edades que abarcan desde el Triásico superior hasta el Terciario inferior. La cobertura cenozoica está integrada por rocas volcánicas, intrusivos asociados y rocas sedimentarias, etapa donde se desarrolló la tectogénesis andina.

El Relleno Sedimentario se generó a partir de movimientos tectónicos tensionales con formación de hemigraben, que en el Jurásico inferior formaron depósitos discontinuos que fueron rellenados por depósitos continentales, marinos y volcánicos, éstos provenientes del volcanismo de arco que se formó duran-

te la distensión. La cuenca siguió con un proceso de subsidencia que permitió el ingreso del mar hasta el Cretácico inferior.

El perfil en el área de estudio comienza con aglomerados y brechas volcánicas de la Formación Choiyoi asignada al Pérmico superior. Le siguen en discordancia tobas dacíticas consideradas en un trabajo anterior como Formación Lapa de edad hettangiana-sinemuriana; en este estudio, sin embargo, se estima que eventualmente podría corresponder a la base de la Formación Chachil en esta localidad. En concordancia se disponen mantos de chert ferríferos y manganésíferos sucedidos por tobas finas dacíticas con intercalaciones de mantos de basaltos pertenecientes a la Formación Chachil de edad pliensbachiana inferior. Por encima se encuentran en forma concordante las pelitas negras, con intercalaciones de arenitas y tobas, de la Formación Los Molles del Toarciano a Bayociano medio, que se depositaron en una plataforma costa afuera hasta interior de cuenca.

Las tobas dacíticas infrayacentes a los chert ferríferos y manganésíferos son rocas de color gris a gris verdoso, densas, macizas. En ellas se observan cristoclastos subangulosos de feldespato alterado y

cuarzo, de tamaños entre 1 y 3 mm (15 a 30%), y litoclastos subangulosos de unos 2-5 mm, de colores gris oscuro y gris pardusco (10 a 30%), todos ellos dispuestos en una matriz fina (40 a 70%). Por su disposición irregular encima de la Formación Choiyoi es difícil estimar su potencia, siendo de por lo menos de algunas decenas de metros.

Por encima le sigue un chert ferruginoso con delgadas capas de hematita que hacia arriba se alterna con finas capas de chert maganesífero. Después de un banco de 10 cm de tobas se dispone de un banco de chert manganesífero muy duro, de color negro y de brillo vítreo, en el que se presentan delgadas capas de magnetita. El conjunto de los chert no supera los 1,50 metros.

Las tobas dacíticas suprayacentes son rocas de grano fino, de textura bandeada, de color gris mediano en superficie fresca y gris castaño en superficie de meteorización, que presentan intercaladas finas bandas de chert de color castaño claro. El espesor es de aproximadamente 30 metros.

El bandeamiento observado mesoscópicamente queda muy bien definido en el corte petrográfico, con la

alternancia de tobas finas y tobas finas a microcristalinas. Ambas están formadas por cristaloclastos (10 a 30%), litoclastos (10 a 15%) y matriz (50 a 70%).

Intercalado en estas dacitas se encuentra un manto de basalto de coloración gris pardusco a gris verdoso, amigdaloides y de aspecto alterado. Mesoscópicamente se destacan escasos fenocristales de plagioclasa y mineral fémico esparcidos en una pasta fina.

Es interesante destacar que en territorio chileno adyacente, a la misma latitud, se ha reconocido la presencia de lavas almohadilladas basálticas, de la misma edad, que fueron interpretadas como producto de volcanismo subácueo de retroarco. Con los primeros resultados químicos de elementos traza, puestos en diagramas discriminarios de medios tectónicos, los basaltos presentes en el Cerro Atravesada se ubican en el campo de arcos volcánicos.

La importancia de la presencia de capas de chert con óxidos de manganeso y de hierro asociados a rocas volcánicas, es la de que suelen coronar a yacimientos de sulfuros masivos, por lo que su presencia constituye una guía en la búsqueda de este tipo de depósitos.

El género *Kolymonectes* (Bivalvia, Jurásico inferior) en la Argentina

S.E. DAMBORENEA

División Paleozoología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales
La Plata, 1900 La Plata, Argentina

La especie descrita por Weaver como *Pecten* (*Variamussium*) *personatus coloradoensis* es el pectináceo más abundante en depósitos pliensbachianos de Argentina desde Mendoza a Chubut, sin embargo, sus caracteres y relaciones eran muy poco conocidas. Fue referida erróneamente a *Variamussium* por la supuesta presencia de costillas internas y esto dificultó su reconocimiento posterior. Es un pectináceo de conchilla inequivalva y algo inequilateral con aurículas bien separadas del disco, con una escotadura bisal poco profunda sin ctenolio. Exteriormente, la valva derecha lleva líneas radiales muy finas, la valva izquierda líneas radiales más fuertes que incrementan en número por intercalación. El interior de la conchilla es lisa. Una característica notable que puede observarse en ejemplares con ambas valvas pero que también surge de estudios estadísticos de dimensiones, es que la valva derecha comúnmente aparece como más pequeña que la izquierda y con un contorno diferente.

Esto sugiere que estas valvas habrían perdido su capa externa durante la diagénesis y sólo estaría preservada la capa interna.

Todos estos caracteres permiten asegurar que no es referible a *Variamussium* ni a ningún otro género conocido hasta ahora en el Tethys y en el Hemisferio Sur. Esa combinación de caracteres está presente en el género *Kolymonectes*, descrito por Milova y Polubotko en 1976. La especie argentina presenta afinidades con *K. staeschei* (Polubotko) del Sinemuriano superior-Pliensbachiano inferior del lejano oriente de Rusia y del noroeste de Canadá.

Sobre la base del material argentino es posible referir el género *Kolymonectes*, hasta ahora de afinidades inciertas, a la familia Propeamussiidae por la ausencia de ctenolio y la presencia (inferida) de una capa externa prismática calcítica extensa en la valva derecha. La familia Propeamussiidae está representada en los mares actuales por varios géneros. Con la

adición de *Kolymonectes* a esta familia, se demuestra que en el Jurásico inferior puede haber estado mucho más diversificada que lo que se pensaba.

Kolymonectes coloradoensis solamente se encuentra en sedimentitas finas, generalmente de colores claros, es rara en lutitas oscuras y parece haber preferido condiciones de mar abierto. Los ejemplares juveniles eran bisados y se infiere que los adultos vivían apoyados y poseían capacidad de nadar. Los Propeamussiidae actuales viven a profundidades mayores a los 150 m (hasta 4000 m), son raros a menos de 60 m y evitan zonas de alta turbulencia. Todos tienen conchilla mucho más pequeñas que las de *K. coloradoensis*.

Estadísticamente hay variaciones en el tamaño de

las distintas poblaciones, las que no dependen de la latitud, sino tal vez de la disponibilidad de oxígeno o de la profundidad y energía del medio. Los mayores tamaños son alcanzados en depósitos que denotan menor energía y con amonites como única fauna acompañante, los de menor tamaño en facies que corresponden a ambientes no muy bien oxigenados.

Desde el punto de vista paleobiogeográfico, se creía que *Kolymonectes* estaba restringido al Triásico superior - Jurásico inferior de zonas boreales e incluso era utilizado para definir el límite de la Subprovincia Ártica de la Provincia Boreal. Con el hallazgo argentino, es evidente que al menos durante el Pliensbachiano la distribución de este género era bipolar o antitropical.

Dipteridaceae (Filicales) del Triásico del Arroyo Llantenes (Provincia de Mendoza) y de Paso Flores (Provincia de Neuquén)

Rafael HERBST

PRINGEPA, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura, Universidad Nacional del Noreste,
Casilla Correo 128, 3400 Corrientes, Argentina.

El objetivo de esta contribución es el de ampliar el conocimiento de dos especies de *Thaumatopteris* que fueron originalmente descritas por Menéndez (1951) sobre materiales muy fragmentarios procedentes de la Formación Llantenes, de la localidad homónima, en el sur de la provincia de Mendoza. Asimismo se da a conocer una nueva especie de *Goepertella* con material de uno de los niveles de la Formación Paso Flores, de la clásica localidad tipo, en la provincia de Neuquén.

La necesidad de una redescrición de las especies de Menéndez (1951) surgió como consecuencia de una revisión de las formas argentinas de las Dipteridaceae, que junto con una nueva clasificación de esta familia fue propuesta por Herbst (1991, 1992). Esta redescrición fue realizada sobre materiales coleccionados recientemente, junto con los originales de Menéndez, de los mismos o muy cercanos niveles del perfil descrito por aquel autor. El análisis de los caracteres morfológicos permitió reconocer que a pesar de los materiales fragmentarios que dispuso Menéndez, sus nuevas especies *T. tenuiserrata* y *T. chihuiensis* son realmente diferentes de las demás conocidas y por lo tanto válidas.

A la luz de la nueva ordenación sistemática propuesta por Herbst, las especies quedan ahora definidas como:

Orden: Filicales

Familia: Dipteridaceae, Seward y Dale, 1901

Género: *Dictyophyllum* (Lindley y Hutton) Webb, 1982

Subgénero: *Thaumatopteris sensu* Herbst, 1991
Dictyophyllum (*Thaumatopteris*) *tenuiserrata* (Menéndez) nov. comb. et emend.

Dictyophyllum (*Thaumatopteris*) *chihuiensis* (Menéndez) nov. comb.

Las descripciones detalladas de ambas especies se brindan en el trabajo *in extenso* (Herbst 1993, *Ameghiniana* 30)

En esta misma contribución se erige una nueva especie de *Goepertella*, procedente de los estratos del Triásico superior de la Formación Paso Flores. Esta forma es comparada con un grupo de especies que integran *G. microloba* (Schenk) O. y Y., *G. macroloba* Herbst y *G. neuqueniana* Herbst, la primera del Japón y las dos últimas de Argentina. En la sinonimia de esta especie se incluye el resto que Bonetti y Herbst (1964) describieron como *Dictyophyllum spectabile*, que procedía de la misma localidad, especie que queda excluida del registro de las formas de Argentina.

Finalmente, se señala que el género *Goepertella* es dominante en el Jurásico inferior de todo el mundo y que solamente una especie, *G. varida* O. y H. había sido registrada anteriormente en el Triásico de Japón por lo que éste sería el segundo registro de esta antigüedad.

Registro de ictiolitos y fósiles asociados en la Formación Las Cabras (Triásico medio) del noroeste de Mendoza

Mario A. HÜNICKEN y Alberto G. CHAIA

En la Comarca Septentrional de Mendoza, en el sentido de Rolleri y Fernández Garrasino, al noreste de la Quebrada de San Isidro, en la llamada Quebrada del Arbolito, uno de los autores (A.G. Chaia), realizó un muestreo preliminar de la parte superior de la Formación Las Cabras allí aflorante.

Las muestras, provenientes de quince niveles de pelitas y areniscas finas depositadas en ambiente continental, lagunar o lacustre, fueron procesadas aplicando las metodologías convencionales para la búsqueda y eventual recuperación de ictiolitos y ostrácodos. Aproximadamente en ocho de ellas los resultados fueron positivos, habiéndose recuperado un buen número de ictiolitos, en muy buen estado de conservación, además de ostrácodos.

La presencia de restos de peces ganoideos en la Formación Las Cabras fue dada a conocer por Cabrera y para las formaciones sedimentarias triásicas más modernas existen varias menciones de peces, entre otras Geinitz, Bordas y Rusconi, muchas de las cuales requieren una revisión según Cione.

Por sus potenciales aplicaciones en bioestratigrafía, paleoecología, paleogeografía, etc., al cabo de este pe-

ríodo de exploración e inventario, los ictiolitos constituyen un grupo que ofrece gran atractivo en su estudio.

Pensamos que una aplicación de gran interés para la industria petrolera puede resultar el uso de los ictiolitos como paleotermómetros, en áreas de interés tanto en secuencias marinas como continentales. En efecto, por su composición fosfática, hemos pensado calibrar una escala cromática, similar a la elaborada para los conodontes (Índice CAI desde 50° C hasta 800° C), sometiendo ictiolitos no alterados a diferentes temperaturas y tiempos de exposición. Estamos en la etapa experimental.

En la Formación Las Cabras se han recuperado numerosos ictiolitos que corresponden a tres o cuatro tipos morfológicos de peces Seláceos primitivos, que tentativamente referiremos a los Hybodontidos, encontrando gran similitud con dientes del tipo "polyacrodontido", como los ilustrados por Johnson (1981).

El tamaño oscila entre 0,6 y 1,0 mm, exhibiendo un color ámbar claro, que indudablemente revela no haber experimentado ningún tipo de alteración térmica.

Las zonas de amonites del límite Jurásico/Cretácico en el Dominio Andino: resolución, potencial de correlación y nuevas subdivisiones

Héctor A. LEANZA

Secretaría de Minería, Av. Julio A. Roca 651, 10^o piso, 1067 Buenos Aires, Argentina

Se analiza la zonación de amonites andinos presentes en el Grupo Mendoza (Tithoniano inferior a Barremiano inferior) en el centro-oeste de la Argentina (Región Pacífica Oriental), a la luz de la nueva información disponible producida en la última década en ambas áreas. Entre las novedades que tuvieron lugar puede mencionarse la presencia de *Simocmoceras adversum andinum* Leanza y Olóriz en la zona de *P. zitteli*, que ha permitido correlacionar esta última con la zona de *H. verruciferum* de las Cordilleras Béticas.

Leanza y Zeiss se encuentran estudiando amonites del Tithoniano medio de las calizas litográficas del área de Los Catutos y han distinguido preliminarmente distintos taxones que permiten subdividir la Zona de *Windhausenicerias internispinosum* en las Subzonas de *Catutosphinctes rafaeli* Leanza y Zeiss y *Zapalia fascipartita* Leanza y Zeiss, esta última en orden ascendente con los horizontes faunísticos de *Aspidoceras altum* Biró y *Djurjuricerias catutosense* Leanza y Zeiss, precisando la finalización de *Internispinosum* en la parte basal del Tithoniano superior.

El autor halló una nueva especie del género *Kossmatia* Uhlig en asociación con *Himalayites andinus* y *Substeueroceras exstans* en el área de Mallín Quemado y ha identificado la presencia del género *Dicostella* (colección Legarreta), género que permite asegurar la edad valanginiana superior de la Zona de *Olcostephanus curacoensis* y efectuar seguras correlaciones con el Tethys mediterráneo. Ambos hallazgos se encuentran en proceso de ser publicados.

Leanza y Wiedmann han descripto procedentes de las localidades de Huncal y Trahuncurá, en el departamento de la Cuenca Neuquina, a *Thurmanniceras huncalense* Leanza y Wiedmann, *Kilianella primaeva* Leanza y Wiedmann, *Protancyloceras* sp. y un fragmento de *Berriasella callisto* (d'Orbigny) en la zona de *Spiticeras damesi* y a *Valanginites argentinicus* Leanza y Wiedmann, en la suprayacente Zona de *Neocomites wichmanni* en asociación con *Acantholissonia gerthi* (Weaver) y *Lissonia riveroi* (Lisson). La presencia de *B. callisto* asegura la correlación de la Zona de *Damesi* con la *B. boissieri* del Dominio Mediterráneo.

Los mismos autores describieron una faunula integrada por varios taxones de *Plesiospitidiscus* y *Spiritidiscus*, asignándolos originalmente al Barremiano inferior, pero posteriormente Aguirre Urreta, Gutiérrez y Leanza, precisaron que este último taxón se encuentra a pocos metros por encima del Miembro Avilé de la Formación Agrio y su ubicación cronológica corresponde a la parte basal del Hauteriviano supe-

rior. Casi simultáneamente, Aguirre Urreta y Rawson señalaron la presencia de *Paraspiticeras groeberi* Aguirre Urreta del Barremiano inferior en la parte alta de la Formación Agrio, con lo cual al Barremiano marino queda confirmado en la Cuenca Neuquina.

Las distintas zonas y subzonas de amonites reconocidas en el Grupo Mendoza sobre la base de esa nueva información y certificación en el terreno, han sido ubicadas en la escala cronológica utilizada por Exxon y correlacionadas con las zonas y subzonas actualmente aceptadas en el Dominio Mediterráneo. Se considera el lapso de 24 Ma comprendido entre el Tithoniano inferior alto (139 Ma) y el Barremiano inferior (115 Ma) inclusive. En el mismo se han distinguido las 14 zonas de amonites clásicas propuestas años atrás por el autor. La duración de estas zonas oscila entre un mínimo de 0,5 Ma para la zona de *Pseudolissoceras zitteli* hasta un máximo de 4 Ma para la zona de *Olcostephanus curacoensis*, con una resolución promedio de aproximadamente 1,71 Ma. Las 14 zonas son a su vez subdivididas en 28 subzonas, las cuales oscilan entre 0,5 Ma y 2 Ma, con una resolución promedio de aproximadamente 0,85 Ma.

Se presenta una correlación tentativa con el Dominio Mediterráneo, destacándose como dato de interés la penetración de la zona de *Substeueroceras koeneni* en el Berriasiano. Para distintas subzonas propuestas se ha tenido en cuenta en lo posible las secuencias depositacionales a las que pertenecen.

Braquiópodos calovianos del perfil de Vega de la Veranada, Provincia de Neuquén

Miguel O. MANCENIDO

División Paleozoología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales La Plata, 1900 La Plata, Argentina

El conocimiento geológico del clásico perfil de Vega de la Veranada, en el norte de la Provincia de Neuquén se halla íntimamente ligado a la Asociación Geológica Argentina como foro y al Dr. Pedro N. Stipanovic como protagonista. A él se debe una detallada descripción de la sucesión estratigráfica aflorante, con indicación de niveles faunísticos, registrando la presencia de braquiópodos terebratulidos (*Terebratula* sp.) en la unidad Lci.

Estudios posteriores y nuevos hallazgos de fósiles, especialmente amonites, han confirmado que las pelitas oscuras de la unidad Lb (atribuibles a la Formación Molles) tienen edad batoniana (Zona de Steinmanni), el paquete calcáreo-arenoso Lci (reasignado a la Formación Lajas) corresponde al Caloviano infe-

rior (Zona de Bodenbenderi), en tanto la Formación Lotena (restringida a las psammitas de Lcs) es referible al Caloviano medio [Horizonte de *Rehmannia* (*Loczy-ceras*) *patagoniensis*].

Se han coleccionado braquiópodos (a) en la base y (b) entre la mitad y el tercio superior de la unidad Lci. En el nivel inferior (a) predomina *Torquirhynchia* aff. *torquata* Laurin -un rinconélido con comisura anterior asimétrica- que también ha sido hallado en el sur de la Provincia de Mendoza (área de Malargüe). Este género tan peculiar ha sido originariamente descripto del Jurásico superior de Europa, si bien aparece representado ya desde el Bathoniano y/o Caloviano inferior en Francia, norte y este de Africa (hasta Madagascar), Arabia e India. En tanto los niveles supe-

riores (b) se caracterizan por contener una nueva especie de *Loboidothyris* (que será dedicada al homenajeado). Este terebratulido liso con comisura anterior biplegada, es muy conspicuo y se extiende hacia el norte habiendo sido reconocido en el sur de la Provincia de San Juan (región del Espinacit) y aún en Chile (área de Potrerillos).

Las diferencias composicionales marcadas estarían reflejando distintas condiciones locales desde el punto de vista tafonómico y/o paleoecológico. En efecto, mientras (a) está constituido por valvas articuladas, disociadas o fragmentadas acumuladas en una superficie erosiva elaborada sobre un *hardground* calcáreo (sustrato calcáreo litificado), en (b) se trata de conchillas enteras, de gran tamaño, portadoras de briozoos

y serpúlidos epizoicos, que se hallan distribuidas en la masa del sedimento, conjuntamente con concreciones perforadas. La interpretación paleoambiental/depositacional, en el primer caso, quizás podría ayudar a reconocer un límite de secuencia (o una superficie de transgresión), en tanto en el segundo podría evidenciarse una superficie de máxima inundación. Por ende, y a pesar de la separación vertical en el perfil, ambos depósitos fosilíferos se consideran de una misma edad. Dentro del esquema bioestratigráfico regional basado en los braquiópodos, ellos resultan asignables a la zona de Asociación de *Torquirhynchia-Lophrothyris*, la cual ha sido correlacionada con el Caloviano inferior.

Geología de la Alta Cordillera de San Juan

Víctor A. RAMOS

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

Las investigaciones realizadas por el Área de Geotectónica de la Universidad de Buenos Aires en los últimos cinco años en la Cordillera Principal de la Provincia de San Juan, han permitido reconstruir su evolución geológico-estructural. Esta se caracteriza por importantes secuencias mesocenoicas que se depositan sobre un zócalo volcánico de composición riolítica, asignado al Grupo Choiyoi, que constituye el basamento de la cuenca.

La sedimentación se inicia con los depósitos epiclásticos y volcánoclasticos de la Formación Rancho de Lata, asignados al Triásico medio-superior hasta el Jurásico inferior temprano, sobre la base de su contenido microfóscico. La distribución de esta unidad, caracterizada por rápidos cambios de espesor, su estructura en semigrabens, así como la discordancia angular que la separa de la unidad sobreyacente, permite interpretarla como correspondiente a facies de *synrift* de un sistema extensional que afectó a partir del Triásico medio el substrato de la Cordillera Principal.

La Formación Los Patillos de edad jurásica inferior a caloviana inclusive, representa la primer ingresión marina de la región. Los estudios bioestratigráficos en ejecución en la misma permiten asignarle una edad que va del límite Pliensbaquiano-Toarciense, hasta el Caloviano inferior. Esta unidad, caracterizada por areniscas calcáreas, tobas y pelitas, representaría una fase de hundimiento térmico asociada a facies de *postrift*.

Un magmatismo bimodal, máfico a ácido, asociado a la Formación Rancho de Lata, marca el inicio del arco magmático mesozoico en la comarca, vinculado a un régimen extensional.

Una discontinuidad marca la separación de este ciclo sedimentario con las calizas correspondientes a la Formación La Manga. Estas, representadas principalmente por calcáreos brechosos, serían testigo de un súbito descenso del nivel del mar, pasando lateralmente a yesos de la Formación Auquileo.

La ingresión tithononeocomiana, precedida por los conglomerados y areniscas rojas de la Formación Tordillo, presenta sus facies de borde de cuenca bien preservadas, alcanzando por el norte el valle del Río Mercedario y el Cordón de La Ramada. Sus fósiles son escasos, pero sobre la base de sus amonites se ha podido determinar la presencia de horizontes tithonianos y del Hauteriviano inferior.

Los depósitos continentales epiclásticos, volcánoclasticos y volcánicos del Cretácico inferior alto, representados por las Formaciones Diamante, Cristo Redentor y Juncal, permiten reconstruir las relaciones del arco volcánico con los depósitos de la cuenca de retroarco.

En discordancia angular sobre los anteriores se apoyan las volcanitas de la Formación Farellones de edad miocena inferior a media. A esta unidad pertenece el volcanismo andesítico del macizo de La Ramada que se apoya en discordancia angular sobre las unidades anteriores, siendo típicas secuencias postec-

tónicas no afectadas por la deformación.

La estructura de la comarca está caracterizada por pliegues de propagación de falla y corrimientos asociados, los que están fuertemente influenciados por una tectónica salina, cuyos niveles de despegue están controlados por la Formación Auquilco.

La evolución tectónica de la región se caracteriza así por el desarrollo de un arco magmático a partir del Jurásico inferior, el que en forma discontinua se man-

tiene hasta el Mioceno inferior a medio. El comienzo de la subhorizontalización de la placa oceánica subducida produce una intensa deformación y la migración del arco hacia el este. Las volcanitas de La Ramada representarían facies volcánicas posteriores a esta migración y al engrosamiento cortical del substrato, y marcarían el cese del magmatismo de arco en la Cordillera Principal en la Alta Cordillera de San Juan.

El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Stipanovic (1969)

A.C. RICCARDI

División Paleozoología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales La Plata, 1900 La Plata, Argentina

Esta presentación sigue los lineamientos generales del pormenorizado análisis efectuado por Stipanovic en reconocimiento a la obra de su maestro dilecto, el Prof. Dr. Pablo F.C. Groeber, en ocasión de la reunión que en homenaje a éste último realizó la Asociación Geológica Argentina en 1968. Ahora, se desea establecer una continuidad, tanto en el homenaje como en el desarrollo del conocimiento del Jurásico de la Argentina posterior a la contribución citada. El avance producido se debe en gran medida a muchos colegas, cuya participación he reconocido en análisis anteriores. Es de señalar que el mismo, en líneas generales, involucra diferentes cambios en el tema, sean éstos de carácter conceptual, de redefinición de unidades, de actualización nomenclatural, etc.

La sucesión tradicionalmente referida al "Jurásico" en la Argentina (y Chile), es ahora denominada Sistema Araucánico. Según Stipanovic, su base coincidía con la de su Subciclo Cuyano inferior, el cual en Chile comenzaba con niveles marinos del Hettangiano y en la Argentina con los potentes conglomerados del río Atuel, a los que atribuía similar edad por yacer por debajo de sedimentitas marinas con amonites del Sinemuriano. El hallazgo, por parte de Riccardi *et al.*, de amonites en sedimentitas interdigitadas con los conglomerados citados certifica que éstos corresponden al Hettangiano y que en esa edad el mar alcanzó la región del río Atuel.

Actualmente, se considera que el Sistema Araucánico comienza con la Mesosecuencia Precuyo o Subsistema Sañicó, el cual comprende parte de las unidades incluidas por Stipanovic en el Subciclo Cuyano Inferior (Formaciones Piedra del Aguila, Sañicó y

Lapa), asignadas por ese autor al Hettangiano-Sinemuriano, las que ahora se consideran restringidas al lapso Triásico tardío-Hettangiano temprano. Otras de las unidades que Stipanovic ubicaba en el Subciclo Cuyano Inferior (Formaciones El Freno, Puesto Araya o Las Chilcas y Piedra Pintada) han sido separadas y colocadas por encima de las anteriores, en la parte basal del "Ciclo Cuyano" *s. str.* o Mesosecuencia o Subsistema Cuyo. Es decir que el "Subciclo Cuyano Inferior" de Stipanovic comprendería dos conjuntos de unidades de diferentes edades, separados entre sí por discontinuidades regionales. La discordancia que limita en la base a la Mesosecuencia Precuyo o Subsistema Sañicó corresponde a la fase diastrófica Río Atuel de Stipanovic (del límite Noriano-Retiano) y la que ahora se reconoce entre los Subsistemas Cuyo y Sañicó es denominada Discontinuidad Intraliásica, la cual se ubicaría en el Hettangiano inferior.

Fuera de la región del río Atuel, las sedimentitas marinas más antiguas incluidas en el Subsistema Cuyo corresponden al Pliensbachiano medio. El Subsistema mencionado engloba además todas las unidades que Stipanovic incluyó en su Subciclo Cuyano Superior (Formaciones Los Molles, Tres Esquinas y Tabanos). Dado que la Formación Piedra Pintada no corresponde al Neosinemuriano, sino al Pliensbachiano medio-superior, que la sucesión del río Atuel no parece comprender hiatos bioestratigráficos de importancia y que la Formación Los Molles incluye niveles del Pliensbachiano, el Subsistema Cuyo solamente comprendería discontinuidades que no alcanzarían una importancia similar a la de aquellas que lo limitan.

Así, las evidencias de la Fase Charahuilla de Stipanitic, reconocida en las proximidades del límite Pliensbachiano-Toarciano, tienen un orden de magnitud similar a la atribuida por ese autor a la Fase Chacaicó, próxima al límite Toarciano-Aaleniano. Si bien es cierta la existencia de un importante hiato estratigráfico en el Bajociano superior y Bathoniano, recientemente se ha documentado que la Formación Tábanos es caloviana y no neobajociana, a la vez que se ha certificado la existencia de niveles marinos del Bajociano superior y Bathoniano.

Consecuentemente, el techo de la sucesión referida al Ciclo Cuyano o al Subsistema Cuyo, que Stipanitic atribuía al Neobajociano, debe ubicarse en el Caloviano inferior. Este límite corresponde a la hoy denominada Discontinuidad Intracaloviana. Por arriba de ésta se reconoce hoy la Mesosecuencia Lotena o Subsistema Lotena-Chacay, donde se incluyen las unidades que Stipanitic ubicaba, respectivamente, en los Ciclos Loteniano y Chacayano (Formaciones Lotena, por un lado y La Manga-Auquileo por otro).

En el nuevo esquema, la Formación Lajas pasaría a ser parte del Subsistema Cuyo y la caliza fétida de

Chacay Melehue representaría a la Formación Tábanos y no a la Formación Auquileo. El Subsistema Lotena-Chacay se halla limitado en su techo por la discordancia intramálmica, definida claramente por Stipanitic como Fase Araucana, por arriba de la cual se disponen los términos basales del Grupo Mendoza, del Kimmeridgiano-Tithoniano. Debe descartarse la incorporación de la Formación Tordillo a la parte alta del Subsistema Lotena-Chacay, tal como lo había señalado ya Stipanitic.

Cabe destacar que con excepción del hallazgo de Hettangiano y Bathoniano marinos, de la reubicación cronológica de la Formación Tábanos y de la lógica mayor precisión bioestratigráfica debida al estudio de las faunas de invertebrados de la Cuenca Jurásica y de la interpretación detallada de la misma desde el punto de vista del análisis secuencial, el esquema de Stipanitic mantiene mucha de su vigencia desde hace veinticuatro años, especialmente en lo referente a la distinción, posición y significado de discontinuidades. En tal sentido, su estudio sobre los efectos del "Diastrofismo Divesiano", publicado en 1966, constituye un ejemplo relevante.

Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra Pie de Palo, San Juan

Ricardo VARELA y Luis DALLA SALDA

Centro de Investigaciones Geológicas. 1 N° 644. 1900 La Plata, Argentina

ABSTRACT. *Rb-Sr geochronology of metamorphites and granitoids from Sierra Pie de Palo, San Juan.* Rubidium-strontium ages from metamorphites and migmatites (1.027 ± 59 Ma), granitoids (515 ± 11 Ma) and a garnetiferous granitoid (397 ± 40 Ma) from Sierra Pie de Palo, San Juan, are presented. The age of the metamorphites, together with previous data from Pie de Palo and elsewhere in Argentina suggest the existence of a Middle Proterozoic tectono-thermic regional event, similar to the Grenville cycle of eastern Laurentia. The ages from the granitoids are compatible with the Lower Palaeozoic granitic events of central Pampean Ranges, East of Pie de Palo.

Introducción y antecedentes

En las Sierras Pampeanas de San Juan la Sierra Pie de Palo se destaca como la unidad orográfica de posición más occidental. Es un bloque de elongación meridional y está limitado en ambos costados por valles tectónicos, que lo separan al este de la sierra de Valle Fértil-La Huerta y al oeste de los cordones paleozoicos de la Precordillera.

La composición geológica permite diferenciar un Basamento Cristalino que es localmente la unidad de mayor importancia y una secuencia poco potente, de disposición marginal y sobrepuesta discordantemente, de sedimentitas del Terciario superior, que es cubierta hacia los valles de Tulum y del río Bermejo por sedimentos cuaternarios.

Los primeros estudios geológicos, de comienzos del presente siglo, son las contribuciones de Stappenbeck (1910), Schiller (1912) y Stieglitz (1914), autores que asignaron edad precámbrica a los gneises, micaesquistos y anfibolitas, aunque separaron como de probable edad paleozoica inferior a las rocas calcáreas del flanco occidental de Pie de Palo. Con posterioridad otras investigaciones (Borrello 1969, Minera TEA 1967) consideraron precámbrica a la totalidad de las rocas del basamento cristalino de Pie de Palo, con variaciones dadas por composición, grado de metamorfismo y de milonitización.

Un minucioso estudio sobre estructura y metamorfismo de la sierra Pie de Palo en su extremo sur fue elaborado por Dalla Salda y Varela (1982, 1983, 1984) con motivo del relevamiento de la Hoja 21d (Villa Colón) para el Servicio Geológico Nacional.

La deformación fue establecida según una secuencia de tres fases (Dalla Salda y Varela 1982) de las cuales la más antigua (F1), con direcciones promedio N 75°, se conserva en las metamorfitas silicoclásticas, calcosilicáticas y calcáreas del borde sudoccidental de la sierra. La siguiente, F2, con direcciones promedio N 330°, es la de mayor representatividad y ha provocado una muy penetrativa deformación con obliteración casi completa o total de anteriores estructuras, especialmente sobre metapelitas que integran la mayor parte de la zona central de la sierra. Por último F3 (N 5°) ha generado pliegues abiertos y suaves, con fracturación ante un medio de comportamiento más competente y frágil.

En Dalla Salda y Varela (1984) se ha propuesto la denominación de Complejo Pie de Palo para la secuencia metamórfica derivada de rocas sedimentarias con intercalaciones y/o intrusiones ígneas, que se encuentra local y débilmente migmatizada y en la que se han emplazado escasos cuerpos graníticos. En el Complejo Pie de Palo se separaron tres unidades de mapeo: Metamorfitas Cauce, Esquistos del Centro y Granitoides. Las Metamorfitas Cauce se integran con mármoles y esquistos carbonáticos, metacuarcitas alternando con esquistos, esquistos talcosos, esquistos tremolíticos, esquistos clorítico-serpentiníticos, esquistos grafiticos, esquistos magnesianos y anfibolitas. Los Esquistos del Centro se componen de esquistos anfibólicos, esquistos cianíticos, gneises micáceo-granatíferos, gneises estaurólítico-cianíticos, gneises diopsídicos; frecuentemente se asocian a migmatitas del tipo embrechitas, anatexitas y epibolitas. Los Granitoides incluyen tanto a rocas graníticas de

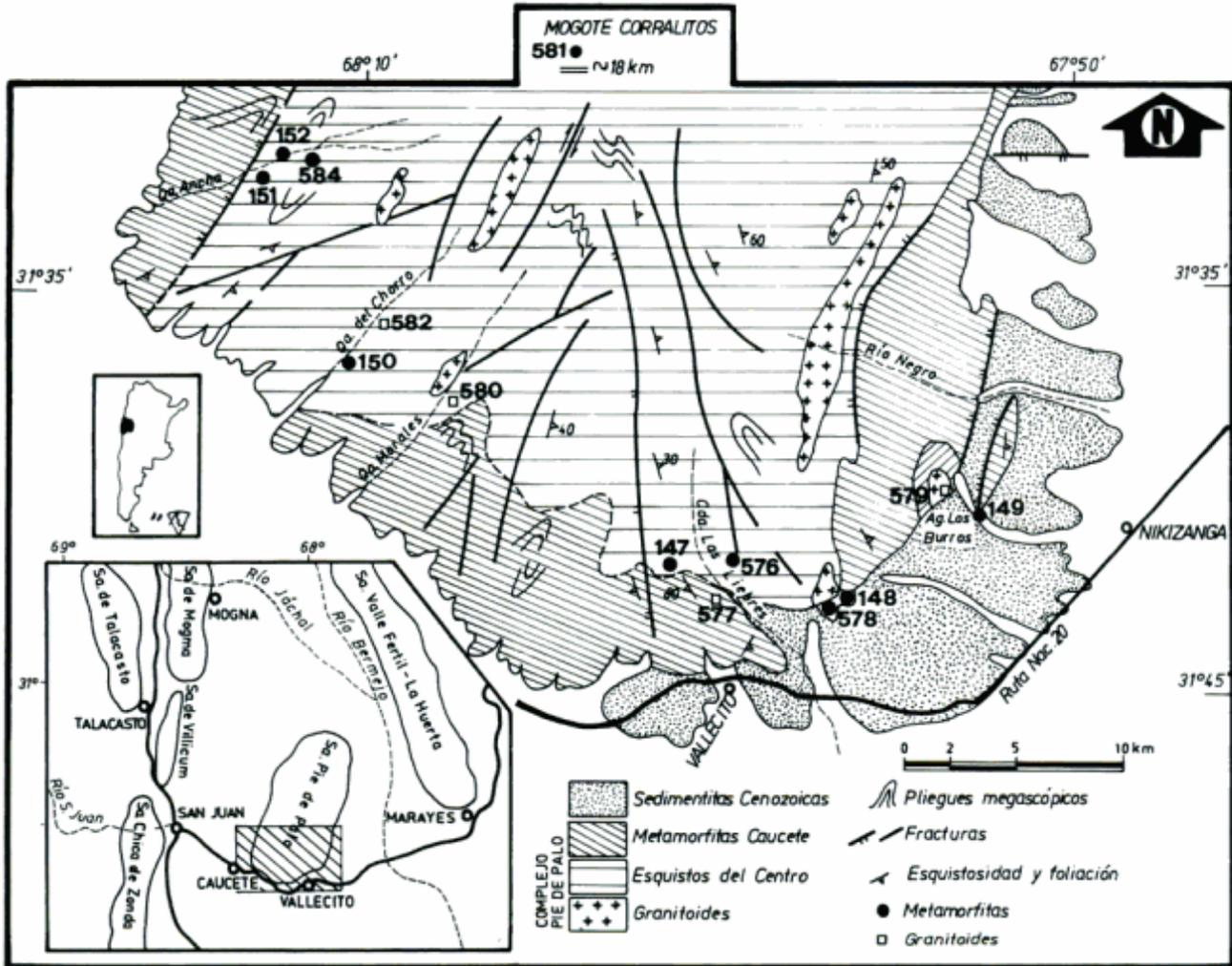


Figura 1: Mapa geológico y ubicación de muestras analizadas. Simplificado de Dalla Salda y Varela (1984).

características intrusivo-plutónicas como a migmatitas homogéneas.

Dos eventos metamórficos han sido discernidos, vinculados a F1 y F2; el más antiguo (M1) que fue regional de grado bajo a medio (esquistos verdes hasta grado granate) tiene carácter relicto; el siguiente (M2) fue regional dinamo-térmico de tipo barroviano, variable entre esquistos verdes y anfibolitas almandínicas y ha alcanzado su mayor grado en el sector central de sierra, con grado cianita y granitización sincinemática. Destacamos que los productos de este evento metamórfico permiten diferenciar dos zonas de distinto rango, la de menor grado denominada Metamorfita Cauçete y la de mayor grado, Esquistos del Centro.

Cabe además mencionar por su proximidad y similitud de composición y estructura geológica a los afloramientos de Basamento Cristalino de la sierra de Valle Fértil, estudiados por Mirré (1971, 1976) y

Cuerda *et al.* (1984).

Edades radimétricas por el método K-Ar para rocas de Pie de Palo han sido comunicadas por Linares y Aparicio (1976). La datación de esquistos y anfibolitas (7 muestras) dio edades que oscilan entre 372 ± 15 y 520 ± 20 Ma. Otras determinaciones K-Ar para rocas del faldeo occidental fueron efectuadas por Linares y colaboradores (en INGEIS 1981), quienes obtuvieron edades que indican la existencia de tres ciclos metamórficos situados en 950-750 Ma, 700-600 Ma y 500-400 Ma.

Para la vertiente oriental de la Sierra de Valle Fértil dataciones K-Ar fueron comunicadas por Toubes Spinelli (1983). Una anfibolita arrojó una edad de 800 ± 50 Ma, gneises tonalíticos se ubican con 660 ± 30 y 603 ± 20 Ma y pegmatitas, granodioritas y aplogranitos arrojaron valores entre 750 ± 50 y 427 ± 15 Ma. Otra información radimétrica para rocas del Basamento de la Sierra del Valle Fértil (vertiente occidental)

Tabla 1: Datos analíticos.

Nº Lab.	Localidad	Roca	Rb ppm	Sr ppm	Rb87Sr86 ₍₁₎	Sr87/Sr86	Edad Ma ₍₂₎
CIG 147	Río Las Peñas	esquistos granatífero biotítico	93,9	277,5	0,99	0,723693 ±0,000054 ⁽³⁾	
CIG 148	Camino Viejo	migmatita embrechítica	136,4	572,4	0,69	0,711156 ±0,000105 ⁽³⁾	
CIG 149	Camino Viejo, río La Chilca	esquistos biotíticos	80,9	195,7	1,19	0,728519 ±0,000062 ⁽³⁾	
CIG 150	Qa. del Chorro	esquistos cuarzo feldespático granatífero	61,1	379,0	0,45	0,71029 ±0,00039 ⁽⁴⁾	
CIG 151	Qa. Ancha	esquistos anfibólicos biotíticos	67,4	147,2	1,33	0,71707 ±0,00035 ⁽⁴⁾	
CIG 152	Qa. Ancha	migmatita	104,5	238,1	1,27	0,71848 ±0,00044 ⁽⁴⁾	
ARb 576	Qa. Las Liebres	esquistos cuarzo feldespático	97,0	231,0	1,22	0,7242 ±0,0003 ⁽⁵⁾	
ARb 578	Camino Viejo, cerro Cuadrado	esquistos biotíticos	134,0	214,0	1,83	0,7296 ±0,0003 ⁽⁵⁾	
ARb 581	Mogote Corralitos	gneis granodiorítico granatífero	84,0	106,0	2,29	0,74152 ±0,00030 ⁽⁵⁾	
ARb 584	Qa. Ancha	anatexita embrechítica	72,0	26,0	8,11	0,82271 ±0,00030 ⁽⁵⁾	1027±59
ARb 577	Qa. Las Liebres	granito calcoalcalino	172,0	92,0	5,44	0,75515 ±0,00030 ⁽⁵⁾	
ARb 580	Qa. de Morales	pegmatita	107,0	121,0	2,55	0,7344 ±0,0003 ⁽⁵⁾	
ARb 582	Qa. del Chorro	cataclasita cuarzo feldespática	128,0	85,0	4,39	0,74968 ±0,00030 ⁽⁵⁾	515 ±11
ARb 579	Agua Los Burros	granito calcoalcalino granatífero	243,0	81,0	8,73	0,76436 ±0,00030 ⁽⁵⁾	397 ±40 ⁽⁶⁾

(1) Error máximo 3%; (2) λ_{Rb87} : $1,42 \times 10^{-11} a^{-1}$ (Steiger y Jäger 1977); (3) Espectrometría de masas efectuada en Lab. Geol. Isotópica, Dep. Geociencias, Univ. Federal do Pará, Brasil; (4) Espectrometría de masas efectuada en Centro Pesquisas Geocronológicas, Dep. Geociencias, Univ. San Pablo, Brasil; (5) Análisis efectuados en INGEIS, Buenos Aires, analista Lic. Claudio Parica; (6) Sr87/Sr86 inicial asumido: 0,7150.

consta en Cuerda *et al.* (1984), con un dato K-Ar de 600 ± 20 Ma para un gneis granatífero y para gneises hipersténicos edades de 380 ± 10 y 310 ± 10 Ma, estas últimas evidentemente rejuvenecidas y/o anómalas.

Por último comentamos los resultados vertidos por Linares *et al.* (1982) mediante el estudio de isótopos de carbono y oxígeno en rocas calcáreas de la Sierra Pie de Palo y Precordillera, que apuntan a una correlación entre las calizas de la Sierra Chica de Zonda (cambro-ordovícicas) y las "calizas poco alteradas y alteradas de Pie de Palo" (*sic*) aflorantes en el flanco occidental de la sierra.

La presente contribución tiene por objeto dar a conocer, interpretar y discutir los resultados radiométricos método rubidio-estroncio, obtenidos sobre rocas metamórficas y graníticas de la Sierra Pie de Palo cuyas particularidades estructurales y petrológicas se conocen a través de los mencionados estudios de relevamiento geológico (Dalla Salda y Varela 1982, 1983, 1984).

Rocas analizadas y resultados obtenidos

La ubicación de las muestras puede apreciarse en la Fig. 1, destacándose que las mismas fueron seleccionadas por sus contenidos en rubidio y estroncio, determinados preliminarmente por fluorescencia de rayos X. Diez de ellas son de naturaleza metamórfica o migmatítica y las cuatro restantes graníticas o pegmatíticas.

El procedimiento analítico, sobre roca total, consistió en la determinación cuantitativa de rubidio y estroncio por fluorescencia de rayos X y en la investigación de la composición isotópica de estroncio (estroncio natural), con la confección de un diagrama isocrónico del cual surge una edad de referencia para rocas metamórficas, una edad de referencia para tres granitoides y el cálculo de una edad aparente para la restante roca granítica.

La determinación de las rectas isocronas de referencia proviene de la consideración de los errores

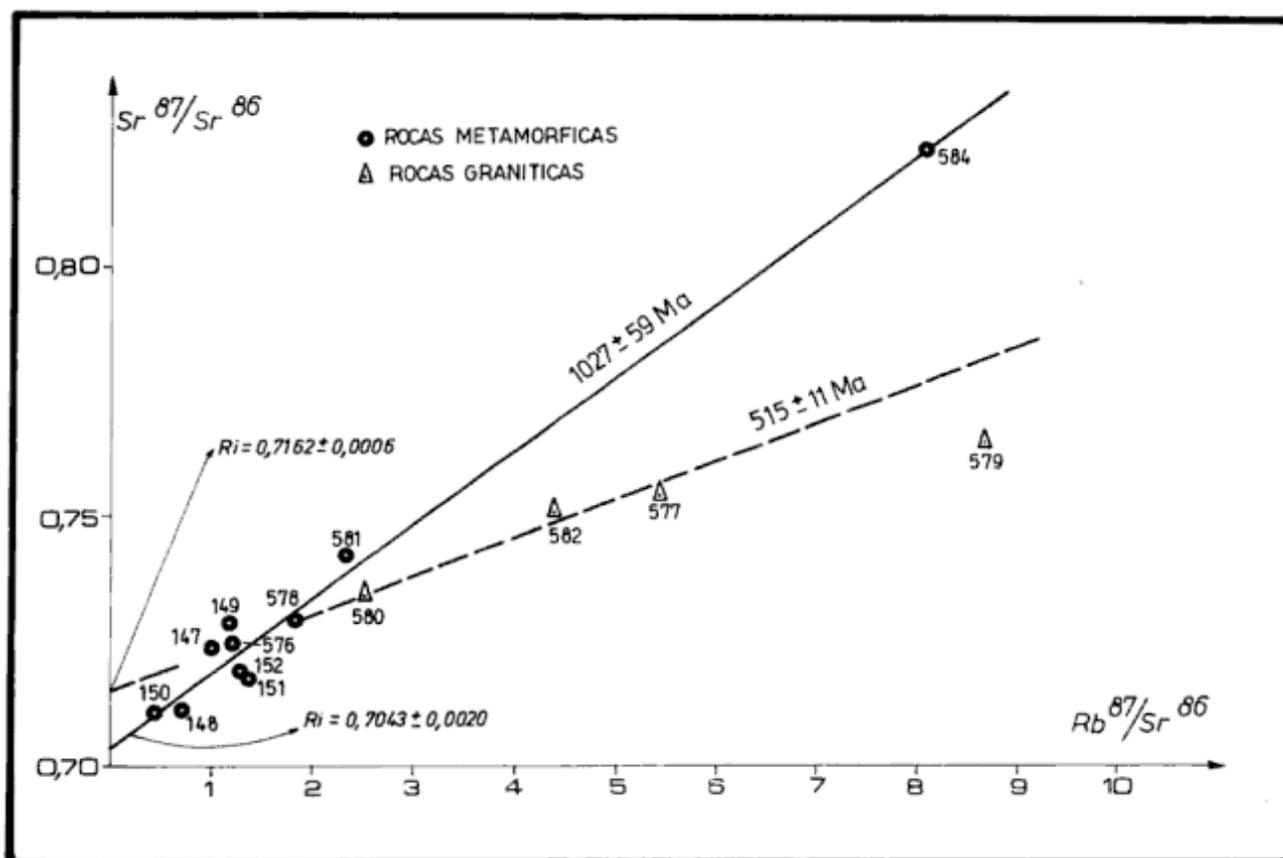


Figura 2: Diagrama isocrónico para rocas metamórficas y graníticas analizadas.

analíticos y tratamiento del diagrama isocrónico según el modelo de regresión propuesto por Mc Intyre (Brooks *et al.* 1972). El valor de λ Rb87 utilizado es $1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$. Los resultados constan en Tabla 1, así como la procedencia de los mismos; las muestras con número de laboratorio CIG fueron procesadas en el Centro de Investigaciones Geológicas y la espectrometría de masas llevada a cabo en Belem y San Pablo (Brasil); aquellas con número de laboratorio ARB fueron analizadas íntegramente en INGEIS (Buenos Aires).

La isocrona de referencia para diez muestras de rocas metamórficas (véase Fig. 2) arroja una edad de $1.027 \pm 59 \text{ Ma}$, con una relación Sr87/Sr86 inicial de $0,7043 \pm 0,0020$. Este dato lo proporciona el modelo III del cálculo de edad según Mc Intyre. El MSWD para el cálculo efectuado con ocho muestras (excluyendo CIG 149 y CIG 151) es de 31 y debe por lo tanto considerarse que la recta isocrónica es una "errorcrona". La recta que corresponde a tres rocas graníticas define un valor de $515 \pm 11 \text{ Ma}$ y una relación Sr87/Sr86 de $0,7162 \pm 0,0006$, según el modelo I de Mc Intyre; el MSWD correspondiente es de 28 y también es una "errorcrona". La cuarta roca granítica, la del granito granatífero de Agua del

Burro, proporciona una edad aparente de $397 \pm 40 \text{ Ma}$ si se calcula asumiendo una relación inicial de estroncio de 0,7150 y parece corresponder a un ciclo granítico más joven.

Discusión

La edad de $1.027 \pm 59 \text{ Ma}$ para rocas metamórficas y migmatitas del cuerpo principal de la sierra Pie de Palo, si bien de carácter preliminar, es auspiciosa en cuanto a la resolución que el método rubidio-estroncio evidencia sobre la trama fundamental del Complejo Pie de Palo.

La edad fue obtenida de muestras en su mayoría pertenecientes a los llamados Esquistos del Centro del Complejo Pie de Palo (Dalla Salda y Varela 1983, 1984) unidad de disposición central que compone la mayor extensión de afloramientos de la sierra Pie de Palo e integrada principalmente por esquistos, gneises y rocas migmatíticas caracterizadas por un metamorfismo regional dinamo-térmico en facies de anfibolitas almandínicas. Se interpreta que la edad obtenida corresponde a una homogeneización producida por un proceso tectotérmico que ha provocado una recrís-

talización casi completa y generado la esquistosidad y foliación más penetrativa del área.

La Sierra Pie de Palo fue considerada parte del denominado "terrane" Occidentalia (Dalla Salda *et al.* 1992, fig. 1), un conjunto de afloramientos extendidos desde Arequipa en Perú, norte de Chile y noroeste de Argentina, Sierras Pampeanas Occidentales y el borde oriental de la Cordillera Norpatagónica. Las rocas ígneas y metamórficas de Occidentalia han sido asignadas al Proterozoico superior y consideradas un fragmento de Laurentia, bloque continental que habría colisionado con el borde oeste de Gondwana generando el orógeno Famatiniano, con un climax tectónico durante el Ordovícico y actuales representantes en Puna, Sierras Pampeanas (excluyendo las Sierras Pampeanas Occidentales) y parte central y occidental del Macizo Norpatagónico. La edad de 1.027 Ma aporta por lo tanto a prevenir sobre la existencia de conjuntos ígneos-metamórficos generados por un ciclo tecto-térmico quizás equivalente al denominado Grenville en el Este de Laurentia.

Agradecimientos

A Moacir Macambira de la Universidad Federal de Pará, Koji Kawashita de la Universidad de San Pablo (Brasil) y E. Linares del INGEIS (Buenos Aires) por la colaboración en las determinaciones isotópicas. A C. Rapela por el cálculo de errores según un programa computado y a C. Cingolani y E. Llambías por la lectura crítica del manuscrito. Este trabajo es una contribución a los Proyectos IGCP-249/279 y 288, (IUGS-UNESCO).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Borrello, A.V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección de Geología y Minería, Anales, 14: 1-188.
 Brooks, C., Hart, S.R. y Wendt, W., 1972. On the realistic use of two-error regression treatments as applied to Rb-Sr data. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 10 (2): 551-578.
 Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R. y Schauer, O.C., 1984.

- Descripción geológica de la Hoja 19 d, Mogna. Secretaría de Minería, Servicio Geológico Nacional, Boletín 192: 1-86.
 Dalla Salda, L. y Varela R., 1982. La estructura del basamento del tercio sur de la sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Actas 1: 451-468.
 Dalla Salda, L.H. y Varela R., 1983. Descripción geológica de la Hoja 21d, Villa Colón provincia de San Juan. Informe Secretaría de Minería, Servicio Geológico Nacional, 118 p., Buenos Aires. (Inédito).
 Dalla Salda, L.H. y Varela, R., 1984. El metamorfismo en el tercio sur de la sierra Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2): 68-93.
 Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana Collision? *Geology*, 20: 617-620.
 INGEIS, 1981. Memoria anual 1981 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica: 36-37, Buenos Aires.
 Linares, E., Panarello, H.O., Valencio, S.A. y García, C.M., 1982. Isótopos del carbono y oxígeno y el origen de las calizas de las Sierras Chica de Zonda y de Pie de Palo, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (1): 80-90.
 Linares, E. y Aparicio, E.P., 1976. Edades potasio-argón de rocas de las Sierras Pampeanas de San Juan (Sierras de Pie de Palo, Cerro Valdivia y Cerrillos de Barboza), República Argentina. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 495-500, Buenos Aires.
 Minera Tea, 1967. Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan. Informe Departamento de Minería, San Juan. (Inédito).
 Mirré, J.C., 1971. Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: La Sierra de Valle Fértil, Prov. San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26 (1): 113-127.
 Mirré, J.C., 1976. Descripción geológica de la Hoja 19c, Valle Fértil, provincias de San Juan y La Rioja. Secretaría de Minería, Servicio Geológico Nacional, Boletín 147: 1-70.
 Schiller, W., 1912. La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura, Sección Geología Mineralogía y Minería, Anales, 7(5): 1-68.
 Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 4 (3): 1-187.
 Steiger, R.H. y Jager, E., 1977. Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36 (3): 359-362.
 Stieglitz, O., 1914. Contribución a la petrografía de la Precordillera y del Pie de Palo. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Boletín B 10: 1-97.
 Toubes Spinelli, R.O., 1983. Edades potasio-argón de algunas rocas de la sierra de Valle Fértil, Prov. de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38 (3-4): 405-411.

Recibido: 18 de mayo, 1989.

Aceptado: 14 de setiembre, 1992.

Composición, procedencia y marco tectónico de sedimentitas eojurásicas (Formación Nestares) del sudeste de la Cuenca Neuquina

Luis A. SPALLETTI, Julio C. MERODIO y Sergio D. MATHEOS

Centro de Investigaciones Geológicas, 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina

ABSTRACT. *Composition, provenance and tectonic setting of Lower Jurassic Nestares Formation, southeastern Neuquén Basin.* Sandstone detrital modes (average Qm: 57, F: 34, R: 9) and petrofacies (arkose) studies of the Lower Jurassic Nestares Formation on the south-eastern margin of the Neuquén Basin indicate derivation from granitoid rocks located in the continental block of the North Patagonian Massif. Sandstone compositions also indicate that the sediments accumulated near the craton, on the passive flank of the back-arc basin. The sandstone petrofacies of the rocks from the craton margin clearly differ from those of the basinal sediments, which were derived from a magmatic arc, located to the west. Geochemical and mineralogical composition of shales support these conclusions and show a significant degree of compositional maturation (high values of K_2O/Na_2O , CIA, and weathering indexes). The low sandstone maturation combined with the high maturation in the shales suggests an intermediate degree of chemical weathering of the source rocks, under humid conditions. The sandstones have concentrated the primary constituents of the source rocks whereas shales tend to be composed of resistates and secondary minerals resulting from the alteration of granitoids.

Introducción

Los estudios composicionales de las rocas epiclásticas se han incrementado notablemente durante los últimos años, en especial en lo que respecta a su vinculación con el marco tectónico de las áreas de aporte y acumulación. En el caso de las areniscas, sobre la base de la determinación de modas detríticas, se han inferido condiciones geotectónicas de las zonas de procedencia (Dickinson y Suczek 1979, Ingersoll y Suczek 1979, Zuffa 1980, Dickinson *et al.* 1983, Dickinson 1985) y también de las propias cuencas sedimentarias (Maynard *et al.* 1982). Sin embargo, en algunos trabajos se han manifestado críticas fundadas a tales interpretaciones, e inclusive las petrofacies arenosas se han vinculado con otros factores geológicos, como ser el clima y los procesos diagenéticos (*cf.* Mack 1978, 1984, Mack y Jerzykiewicz 1989, Suttner *et al.* 1981, Suttner y Dutta 1986). Más recientemente, en un intento por evaluar el potencial empleo de las petrofacies en cuestiones de procedencia, Ingersoll (1990) ha propuesto tres niveles o jerarquías de interpretación: de primer orden o procedencia detrítica a partir de determinado(s) tipo(s) litológico(s), de segundo orden para identificar regiones de aporte en un marco tectónico definido y de tercer orden para relacionar la composición con aspectos de macroescala, de nivel continental u oceánico.

Una evolución similar han tenido los análisis composicionales de las rocas pelíticas. Algunos trabajos han tratado de mostrar su bondad en la definición del marco tectónico regional (Bhatia 1985, Roser y

Korsch 1986). Con todo, también se cuenta con aportes algo más críticos en donde se pondera la influencia de la procedencia de primer orden en los atributos mineralógicos y químicos de estas sedimentitas (Spalletti *et al.* 1992), e inclusive se vincula a la composición con otros procesos geológicos (Iñíguez *et al.* 1988).

En el presente trabajo se hace el análisis petrofacial de las areniscas y difractométrico y geoquímico de las pelitas de la Formación Nestares, una entidad del Jurásico temprano localizada en el extremo sudeste de la Cuenca Neuquina. Se comparan entre sí los resultados obtenidos y se evalúa su potencial empleo en la interpretación tectónica de las áreas de procedencia. Por último se confrontan las petrofacies jurásicas con las de sedimentitas triásicas de la región y se discuten las variaciones encontradas.

Rasgos geológicos de la región estudiada

La región estudiada se encuentra entre los 40° y 41° de latitud sur y entre los meridianos de 70° y 71° oeste, a lo largo del valle del río Limay, en los alrededores de la localidad y embalse de Alicurá (Fig. 1). Esta comarca constituye el borde noroeste del denominado Macizo Norpatagónico y está caracterizada por extensas exposiciones de rocas del basamento cristalino y por unidades volcánicas triásicas. Sobre este conjunto se apoyan las sucesiones clásticas triásicas y jurásicas inferiores que constituyen el

primer registro sedimentario de la Cuenca Neuquina en su flanco sudoriental. La estratigrafía del área ha sido descrita por Galli (1969) y Nullo (1979).

En el basamento cristalino se diferencian dos unidades principales, la Formación Cushamen constituida por ectinitas y la Formación Mamil Choique con granitoides y rocas foliadas. Este complejo aparece intruido por rocas graníticas correspondientes a dos distintos eventos: la Formación Pailemán generada durante el magmatismo gondwánico del Paleozoico superior y la Formación Lipetrén asignada al Jurásico. El registro del vulcanismo mesozoico temprano comprende a la Formación Garamilla (o Choiyoi) y está representado en la región por depósitos ignimbríticos (dominantemente tobas soldadas) de naturaleza riolítica.

La sucesión triásica se compone de más de 130 m de conglomerados, areniscas, areniscas conglomerádicas y escasas pelitas conocidos como Formación Paso Flores. Esta unidad ha sido estudiada sedimentológica y paleobotánicamente por Spalletti *et al.* (1988 a y b) y Arrondo *et al.* (1991).

Por encima, y en aparente concordancia, se desarrolla la Formación Nestares o Las Coloradas, definida por González Díaz (en Arrondo y Petriella 1980) y

por Quartino *et al.* (1981). Esta unidad, objeto del presente estudio, se compone de 240 m de areniscas y sabulitas rosadas y grises interestratificadas con lutitas oscuras y mantos carbonosos. De las lutitas se ha extraído una interesante megafloora del Jurásico temprano, descrita por Arrondo y Petriella (1980) y por Arrondo *et al.* (1991). Por su parte, Volkheimer *et al.* (1981) definieron una asociación microflorística que consideran pre-toarciaca. Arrondo *et al.* (1991) describen además las facies y secuencias sedimentarias de la Formación Nestares; sugieren su depositación en un sistema fluvial próximo al nivel de base, constituido por canales de alta sinuosidad, barras de punta, lóbulos de desbordamiento (*crevasse splays*) y planicies de inundación.

Métodos de estudio

La Formación Nestares ha sido estudiada en su área tipo de afloramientos, en las inmediaciones de la localidad de Alicurá (Fig. 1). La tarea de campo consistió en el levantamiento de perfiles sedimentológicos de detalle, a escala 1:100 y el muestreo

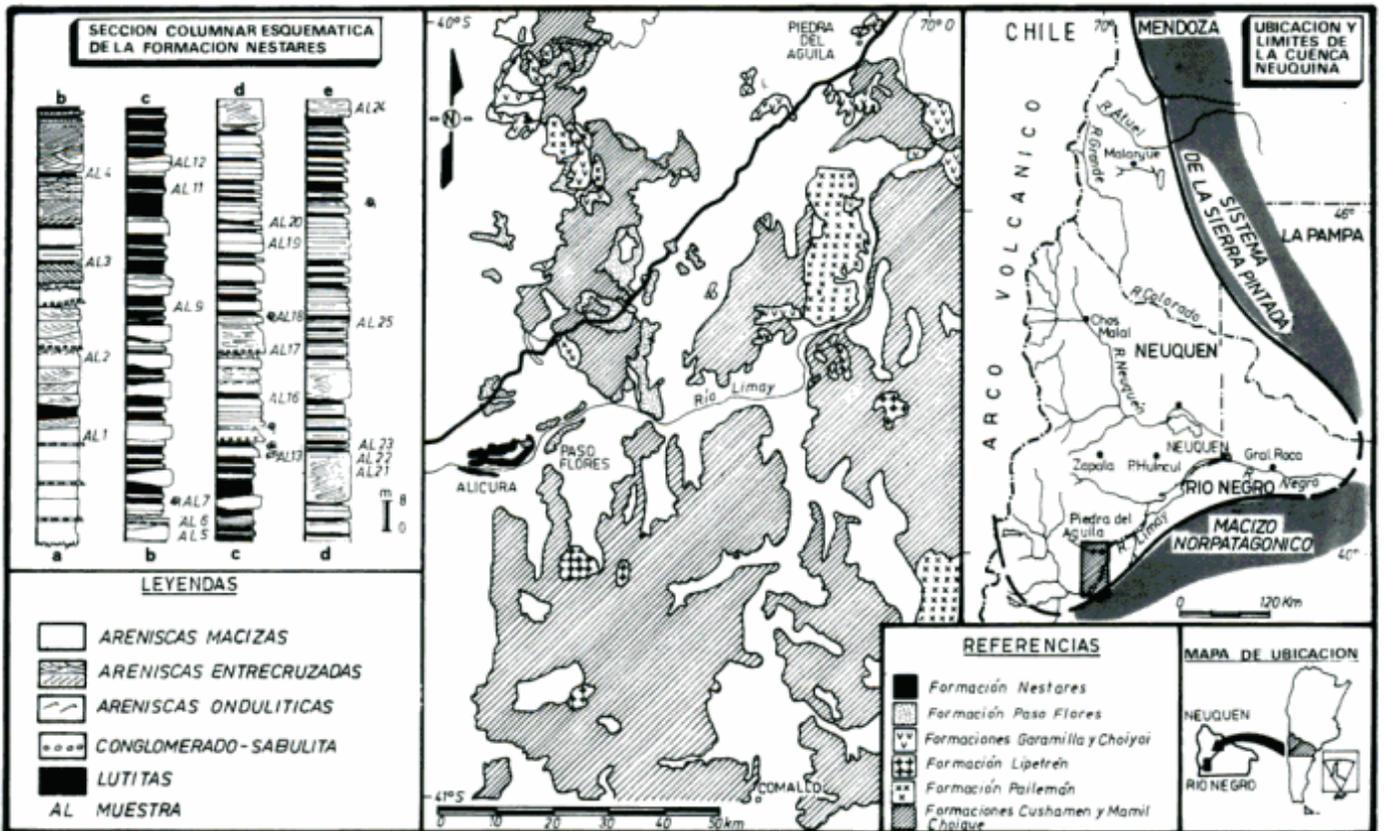


Figura 1: Mapa de ubicación, bosquejo geológico de las sedimentitas eojurásicas estudiadas y de las unidades prejurásicas, y sección columnar esquemática de la Formación Nestares.

litológico y paleobotánico sistemático nivel por nivel (véase sección integrada de la Fig. 1).

El análisis petrofacial de areniscas fue realizado sobre siete muestras seleccionadas, de las que se determinaron las modas detríticas por conteo entre 300 y 400 puntos y recalculando al 100% cuarzo monocristalino, feldespatos totales y líticos totales. Con la finalidad de minimizar los efectos de la granulometría sobre la composición se empleó el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.* 1984). En él se toman en cuenta únicamente los clastos mayores a 0,062 mm; además los cristales cuarzo y feldespatos de más de 0,062 mm presentes en los fragmentos líticos son considerados como clastos monocristalinos (*cf.* López Gamundi y Espejo 1988).

Las rocas pelíticas fueron estudiadas por difracción de rayos X y mediante análisis químico. La caracterización difractométrica de la fracción arcilla se efectuó en 13 muestras orientadas, secadas a temperatura ambiente y sometidas a radiación Ka de Cu en goniómetro vertical. La estimación semicuantitativa de los argilominerales se realizó según el método de Pierce y Siegel (1969); en el presente caso para la illita se midió el área del pico de 10 Å y se multiplicó por cuatro, y para la caolinita la correspondiente a 7 Å multiplicada por dos.

El análisis químico de las sedimentitas de grano fino (trece en total) consistió en la determinación de los contenidos de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ y pérdida por calcinación, sobre la base de la metodología desarrollada por Merodio (1978) y Merodio y Martínez (1985). Los tenores de CO₂ se establecieron por la técnica de Shapiro (1952). Posteriormente, a partir de la información química se procedió a la determinación de la composición normativa de las pelitas y su clasificación, de acuerdo a las propuestas de Merodio y Spalletti (1988) y Merodio *et al.* (1992).

Petrología de areniscas

Caracteres texturales y mineralógicos

Las areniscas poseen una granulometría media que varía entre 0,350 y 0,850 mm (arena mediana a gruesa), con tamaños máximos de clastos que superan los 5 mm. Debido a fenómenos de recristalización y crecimiento autígeno en continuidad, no puede apreciarse con seguridad la redondez de los clastos. La matriz tiene un bajo contenido, con tenores que no superan el 6%, y está representada por micas muy desintegradas y por aglutinaciones de argilominerales (en especial caolinita). De acuerdo a los caracteres

texturales determinados tanto la selección como la madurez textural de las areniscas pueden considerarse moderadas.

Los granos de cuarzo se presentan en dos variedades: mono y policristalinos. El cuarzo monocristalino aparece como clastos de morfología equidimensional, muestra extinción variable desde escasamente ondulante a ondulante; se reconocen individuos límpidos o bien con ligera turbidez debida a trenes de inclusiones globulares. El cuarzo policristalino se encuentra como un mosaico de pocos (3 a 5) cristales ecuanes no orientados, unidos por contactos fuertemente suturales; en algunos casos los individuos constituyentes son equidimensionales y en otros hay diferencias marcadas en la dimensión de los cristales. Por sus caracteres, estos granos son semejantes al cuarzo policristalino en mosaico grueso de cristales interpenetrados (Pettijohn *et al.* 1972). De acuerdo a sus propiedades ópticas y presentación, el cuarzo de las areniscas de la Formación Nestares posee atributos que permiten asociarlo a procedencia desde rocas plutónicas masivas (Blatt *et al.* 1972, Basu *et al.* 1975).

Los feldespatos son predominantemente potásicos. Aparecen como granos gruesos, subecuanes a tabulares y de contorno irregular. Se destacan los individuos de microclino con frecuente maclado polisintético acuñado, a los que se subordinan granos de ortosa monocristalina o con maclado de Carlsbad. En forma esporádica se han identificado clastos mirmequíticos y con intercrecimiento gráfico. El estado de alteración argílica que exhiben los feldespatos varía desde incipiente a marcado. Por sus caracteres y composición los feldespatos confirman la procedencia desde rocas corticales muy ácidas (plutónicas, hasta metamórficas de alto grado).

Modas detríticas y caracterización litológica

En la Tabla 1 se presentan los valores cuantitativos de la composición mineralógica y textural de las areniscas. Los componentes reconocidos y evaluados porcentualmente son: cuarzo (mono y policristalino), feldespatos (potásicos y plagioclasas), fragmentos de rocas, opacos, alterados, micas, cemento y matriz. En comparación con la composición promedio de las areniscas, puede señalarse que las sedimentitas estudiadas poseen sólo muy discreta proporción de cuarzo monocristalino y total, y una significativa participación de feldespatos potásicos. La plagioclasa (de naturaleza ácida) es minoritaria, los minerales alterados consisten en su mayoría en feldespatos transformados a sericita y los opacos son predominantemente indi-

Tabla 1: Datos composicionales de las sedimentitas estudiadas

Muestras	Cuarzo		Feldes.		L	Op.	alt.	mi	ma	cem	Moda Detrítica		
	Qm	Qp	FK	Plag.							Qm%	F%	R%
AL1	46	4	28	-	8	2	8	2	3	3	51	34	15
AL2	42	1	27	2	2	1	10	6	5	4	57	39	4
AL5	44	4	24	-	6	1	7	8	3	3	56	31	13
AL12	37	1	30	8	1	5	6	2	4	6	48	49	3
AL17	52	6	20	-	9	-	-	3	6	4	60	23	17
AL21	54	3	28	1	1	3	3	4	-	5	62	33	5
AL24	47	2	23	-	2	3	3	9	5	4	63	32	5

Referencias: Qm: cuarzo monocristalino; Qp: cuarzo policristalino; FK: feldespato potásico; Plag: plagioclasa; L: clastos líticos; Op: opacos; alt: minerales alterados; mi: micas; ma: matriz; cem: cemento; Qm%: cuarzo monocristalino recalculado; F%: feldespatos totales recalculados y R%: líticos totales recalculados.

viduos autógenos de hematita. Los minerales micáceos (biotita y muscovita) muestran un llamativo tenor, del orden del 5%.

La moda detrítica media QFR es 57:34:9, y tal como se aprecia en la Tabla 1 las variaciones de contenidos de estos componentes entre muestra y muestra resultan poco significativas.

De acuerdo con su composición modal, las sedimentitas corresponden al clan de las arcosas (cf. Pettijohn 1975). En la Fig. 2a se presenta la ubicación de las muestras estudiadas en el triángulo de clasificación de Dott (1964), modificado por Pettijohn *et al.* (1972). En su mayoría son arenitas arcóicas (arcosas), salvo un caso que corresponde a subarcosa.

Significado geológico de las modas detríticas

En la Fig. 2b se aprecia la ubicación de las modas detríticas en el diagrama ternario QmFR de Dickinson *et al.* (1983). Del mismo se infiere que las areniscas de la Formación Nestares han derivado de un bloque continental (cf. Dickinson y Suczek 1979), o bloque continental-transicional (Dickinson *et al.* 1983). Es evidente que tanto las modas detríticas como los caracteres mineralógicos de las arcosas estudiadas reflejan la procedencia desde terrenos del Macizo Norpatagónico, y particularmente de rocas corticales que atribuimos aquí a las formaciones Mamil Choique y Pailemán. Las características texturales de las petrofacies, de granulometría considerablemente gruesa y pobre grado de selección, sugieren además que las áreas de aporte se encontraban cercanas a las zonas de depositación. Por otra parte, la marcada inmadurez composicional permite interpretar que la cubeta era relativamente inestable desde el punto de vista tectónico.

En cuanto al tipo de cuenca sedimentaria, las areniscas de la Formación Nestares aparecen en el

triángulo QFL (Fig. 2c) dentro de la zona asignada a margen pasivo por Maynard *et al.* (1982). Si bien estas asignaciones de carácter global son verdaderamente riesgosas en la interpretación de problemas locales, en el caso de la Formación Nestares pueden servir para inferir el aporte de detritos de un área esencialmente cratónica y para confirmar que la acumulación se produjo en la región marginal cratónica sudoriental de la vasta Cuenca Neuquina.

Las modas detríticas también han sido empleadas para inferir condiciones paleoclimáticas. El emplazamiento de las muestras estudiadas en el diagrama QmFR (Fig. 2b) coincide ampliamente con el campo de las arenas procedentes de rocas plutónicas, localizadas en regiones de clima húmedo (cf. Suttner *et al.* 1981, fig. 3). Veremos más adelante que tanto la información difractométrica como la geoquímica proveen también importantes indicios en ese sentido.

Comparación entre las petrofacies de la Formación Nestares y las de las unidades triásicas subyacentes

Las petrofacies arcóicas de la Formación Nestares difieren marcadamente de las establecidas para las sedimentitas triásicas de la Formación Paso Flores que aparecen en la misma región. Spalletti y Matheos (1992) han encontrado que las areniscas triásicas se caracterizan por modas detríticas híbridas que reflejan aportes desde rocas corticales (del basamento del Macizo Norpatagónico) y desde vulcanitas (y piroclastitas) ácidas, estas últimas muy seguramente pertenecientes a unidades volcánicas triásicas previas (formaciones Garamilla y Choiyoi). Es evidente entonces que entre la sucesión triásica y la jurásica temprana se produjo un importante cambio en la procedencia, con el cese de las contribuciones volcánicas y una exclusiva derivación desde terrenos plu-

tónicos (hasta metamórficos de alto rango) en el caso de las sedimentitas jurásicas. Si bien hasta el momento no se han encontrado claras relaciones estratigráficas entre las formaciones Paso Flores y Nestares, las petrofacies permiten suponer la existencia de una significativa discontinuidad, lo que podría eventualmente atribuirse a un movimiento de ascenso de bloques de rocas corticales antes y/o durante la acumulación del Jurásico inferior.

Petrofacies del Eojurásico en la región austral de la Cuenca Neuquina

Las petrofacies de la Formación Nestares se pueden comparar con las de otras unidades eojurásicas estudiadas por Kugler (1987) en la Cuenca Neuquina. Para el Grupo Cuyo, dicho autor estimó una moda detrítica promedio de 28:29:43 (QmFR), muy distinta a la de la Formación Nestares (57:34:9). La principal

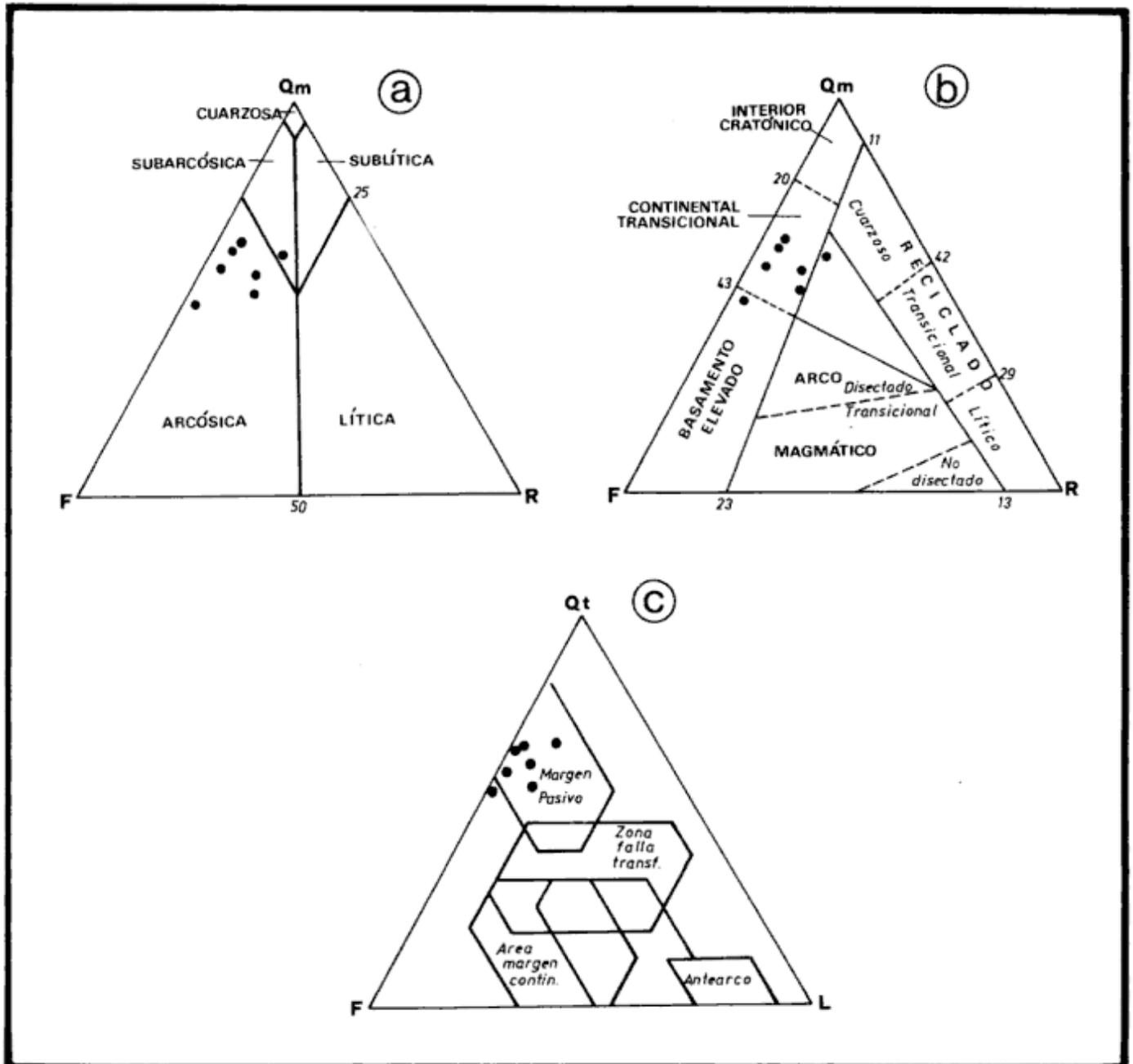


Figura 2: Diagramas composicionales de areniscas. a) Clasificación de Dott (1964), modificada por Pettijohn *et al.* (1972). Qm: cuarzo monocristalino; F: feldespatos; R: litoclastos totales. b) Diagrama QmFR de Dickinson *et al.* (1983). c) Diagrama de Maynard *et al.* (1982). Qt: cuarzo total (mono y policristalino); F: feldespatos; L: líticos inestables.

diferencia estriba en el elevado contenido de clastos líticos en el Grupo Cuyo, entre los que predominan en forma notable los pertenecientes a pastas felsíticas vítreas. La naturaleza preferentemente volcánica de las areniscas del interior de la Cuenca Neuquina (Grupo Cuyo) muestra la influencia de los aportes desde el arco magmático desarrollado hacia el oeste, efecto que -según las petrofacies de la Formación Nestares- no se manifestó en la región inmediatamente vecina al margen cratónico sudoriental.

Composición de las pelitas

Estudio difractométrico

De acuerdo con lo revelado por los difractogramas, las pelitas de la Formación Nestares están constituidas por caolinita e illita (eventualmente mica), acompañadas por importantes proporciones de cuarzo y de feldespatos potásicos (Fig. 3). Con respecto a los filosilicatos, el estudio semicuantitativo muestra notable predominio de la caolinita (promedio 80%, intervalo 61-100%) sobre la illita (Tabla 2).

La composición de las pelitas refleja la derivación de sus componentes a partir de rocas ácidas (cuarzo-feldespático-micáceas) del basamento cristalino. La caolinita seguramente se debe a la hidrólisis de feldespatos y pone de manifiesto eventos de meteorización en las áreas de aporte de los sedimentos (cf. Iñíguez *et al.* 1988). Con todo, la presencia de escasos feldespatos acompañando a la caolinita en la fracción pelítica sugiere que no se ha alcanzado el máximo grado de descomposición de las rocas madres basamentales.

Estudio geoquímico

La Tabla 3 muestra los resultados de los análisis químicos de las pelitas, expresados en porcentajes de base seca (libre de agua higroscópica). Se incluye en la tabla la composición normativa (Merodio *et al.* 1992) y su clasificación correspondiente (Merodio y Spalletti 1988), así como la expresión de un índice de meteorización denominado CIA (*chemical index alteration*) propuesto por Nesbitt y Young (1982).

Las características químico-composicionales de la mayoría de las pelitas definen un material con contenido relativamente elevado de Al_2O_3 , especialmente cuando se las expresa en base anhidra (libre de material volátil), como así también de las relaciones SiO_2/TiO_2 y K_2O/Na_2O .

La composición mineral normativa indica conteni-

dos mayoritarios de arcillas y cuarzo y proporciones menores de feldespatos. Solamente en dos muestras (Al-3 y Al-4 bis) el tenor de estos últimos supera el 10%. Respecto de las arcillas su composición normativa muestra un claro predominio de la illita sobre la caolinita, con la única excepción de la muestra Al-20. Algunos especímenes presentan valores poco significativos de clorita. Este modelo composicional clasifica a las muestras como pelitas arcillo-cuarzosas o cuarzo arcillosas.

Proceso de meteorización

Los resultados obtenidos a partir de los análisis químicos, permiten inferir niveles superiores de meteorización en el proceso formativo de las pelitas, clasificando al material como francamente maduro. Así, por ejemplo, ya se ha mencionado la elevada relación K_2O/Na_2O que presentan sin excepción las sedimentitas analizadas. Esta conclusión se apoya también en las cifras que exhibe el CIA ($Al_2O_3 / Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$, expresados como relaciones moleculares), las cuales alcanzan niveles que superan el intervalo que caracteriza a la pelita promedio (70-75) (Nesbitt y Young 1982).

La Fig. 4 representa al triángulo composicional diseñado por Englund y Jorgensen (1973) que permite establecer diferentes grados de meteorización del

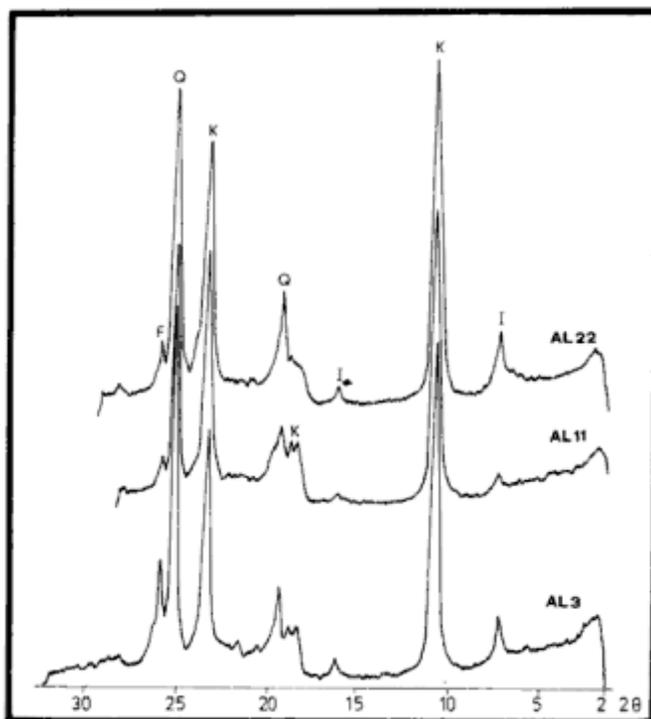


Figura 3: Difractogramas típicos de las pelitas de la Formación Nestares. I: illita; K: caolinita; Q: cuarzo; F: feldespato.

Tabla 2: Estimación semicuantitativa de argilominerales a partir de difractogramas

MUESTRA	ILLITA %	CAOLINITA %	ESMECTITA %
A13	20	80	--
A14 bis	34	66	--
A16	22	78	--
A17	16	82	2
A19	15	85	--
A111	9	91	--
A113	39	61	--
A116	20	80	--
A118	10	90	--
A120	--	100	--
A122	24	76	--
A123	12	88	--
A125	32	68	--

material argiláceo y su consecuente clasificación. La figura incluye las posiciones representativas de los granitos (G) y granodioritas (Gr) en el campo triangular. De la posición de las muestras de la Formación Nestares, se infiere nuevamente que las mismas han alcanzado un considerable índice de madurez, resultado que se apoya en los altos contenidos de Al_2O_3 y relativamente bajos de $Na_2O + K_2O + CaO$, lo que, en definitiva, ha determinado un apreciable "alejamiento" del probable material de aporte en dirección al vértice representativo de Al_2O_3 . Se desprende también de la Fig. 4 que el modelo evolutivo que caracteriza a la degradación de los detritos sugiere un proceso de transformación de micas a illita y de ésta a caolinita (camino IV y IIB, respectivamente). Los tenores observados de $Na_2O + K_2O + CaO$ correlacionan estrechamente con los contenidos poco significativos de feldespato en las pelitas.

Procedencia detrítica y discriminación de ambientes tectónicos

Un aspecto sustancial de las investigaciones sedimentológicas, tanto desde un ángulo petrológico como geoquímico, es la posibilidad de inferir el tipo litológico de procedencia que caracterice al material clástico, así como definir de un modo general los ambientes tectónicos. Establecidos por Ingersoll (1990) los tres niveles o jerarquías de interpretación de procedencia, se evalúan aquí con el empleo de parámetros químicos de primero y segundo orden.

Respecto de la procedencia detrítica se puede afirmar que los contenidos en el material sedimentario de ciertos componentes químicos de reconocida inmovilidad constituyen variables claves que pueden ciertamente aplicarse con éxito en la solución del proble-

ma. En nuestro caso hemos considerado ventajoso el empleo de la relación de los contenidos SiO_2/TiO_2 , parámetro que en el proceso evolutivo de las rocas ígneas muestra comportamientos opuestos, lo que determina que esta relación se constituya en un índice sumamente sensible a los fines de inferir la litología de origen.

Las pelitas de la Formación Nestares muestran relaciones elevadas de la relación SiO_2/TiO_2 (Tabla 3), lo que revela una inequívoca naturaleza ácida del material de origen, supuestamente rocas granitoides, esto último sostenido por las conclusiones que se señalan más arriba en el estudio petrológico de las areniscas asociadas.

Diversos autores han mostrado en los últimos años un especial interés en delinear metodologías inductivas que permitan caracterizar de un modo general al marco tectónico en el que tuvo lugar la acumulación de material pelítico sobre la base del empleo de características químico-composicionales de estas rocas (Bhatia 1985, Roser y Korsch 1986, Merodio y Spalletti 1990).

La Fig. 5 muestra el diagrama diseñado por Roser y Korsch (1986) caracterizado por los parámetros K_2O/Na_2O-SiO_2 . Todas las muestras del material argiláceo referidas a este trabajo claramente se han ubicado en el campo correspondiente a un margen continental pasivo.

Un resultado similar se obtiene si se emplea el diagrama composicional-normativo (arcillas-feldespatos-cuarzo) desarrollado por Merodio y Spalletti

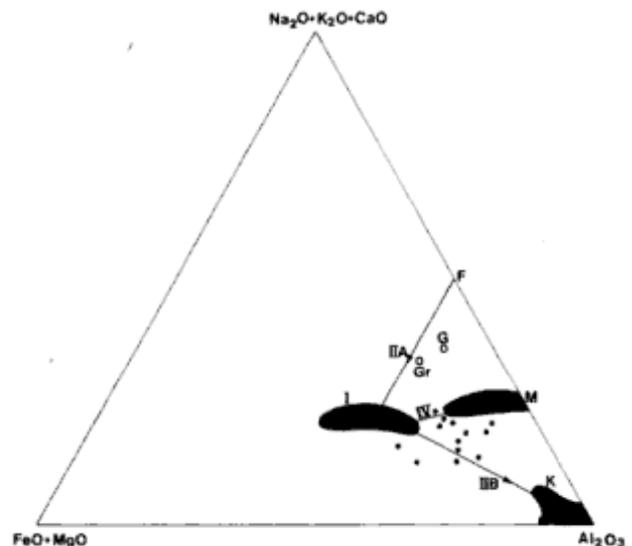


Figura 4: Diagrama de Englund y Jorgensen (1973). Grado de meteorización de las pelitas de la Formación Nestares. F: feldespatos; M: muscovita; K: caolinita; I: illita; G: granito; Gr: granodiorita; II A: transformación de F en I; II B: transformación de I en K; IV: transformación de M en I.

Tabla 3: Composición química y normativa de las pelitas analizadas (100% base anhidra)

Oxidos %	A1-3	A1-4b	A1-6	A1-7	A1-9	A1-11	A1-13	A1-16	A1-18	A1-20	A1-22	A1-23	A1-25
SiO ₂	66,06	64,18	64,05	65,72	66,70	66,54	68,59	63,47	56,35	61,80	69,35	70,11	68,15
TiO ₂	0,35	0,53	0,51	0,51	0,48	0,52	0,43	0,44	0,40	0,56	0,51	0,55	0,45
Al ₂ O ₃	17,82	17,57	17,83	14,90	15,38	15,06	15,16	14,15	13,38	13,00	14,52	14,71	15,13
Fe ₂ O ₃	0,40	1,73	2,81	2,24	1,59	2,65	1,91	1,31	1,33	2,77	2,31	1,06	2,02
FeO	1,00	2,02	0,58	0,54	0,69	0,55	1,24	4,11	0,61	1,54	0,47	0,52	0,70
MnO	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
MgO	0,56	1,02	0,79	0,78	0,70	0,73	0,83	1,28	0,44	1,18	0,74	0,52	0,75
CaO	0,36	0,28	0,41	0,38	0,38	0,32	0,57	0,37	0,28	0,96	0,34	0,41	0,35
Na ₂ O	0,55	0,45	0,46	0,36	0,57	0,31	0,42	0,40	0,25	0,30	0,31	0,31	0,55
K ₂ O	3,05	3,49	2,80	1,77	2,10	1,60	3,29	1,96	1,59	0,70	2,87	1,86	2,75
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,05	0,05	0,02	0,04	0,03	0,05	0,07	0,05	0,03	0,02	0,02
H ₂ O*	9,85	8,41	9,85	12,13	11,06	11,29	7,52	12,26	25,23	16,22	8,54	9,92	9,11
CO ₂	0,15	0,26	0,05	0,61	0,38	0,38	0,05	0,15	0,05	0,90	0,00	0,00	0,00

Composición normativa

Cuarzo	39,52	31,66	38,36	48,76	47,04	49,58	44,91	43,93	48,32	52,99	48,72	52,63	48,59
Anortita	0,80	-	1,70	-	-	-	2,31	0,86	0,83	-	1,64	2,20	1,84
Albita	4,09	2,57	2,88	2,62	3,83	2,20	2,10	2,86	1,94	8,20	1,57	1,99	3,77
Ortosa	7,01	12,97	0,78	1,22	-	-	-	-	0,22	-	1,67	-	0,83
Clorita	-	-	-	-	0,07	0,50	-	3,39	-	4,00	-	-	-
Illita	29,19	48,32	40,78	23,95	31,43	24,07	47,29	29,68	27,31	11,35	37,60	27,58	38,54
Caolinita	18,86	4,40	13,71	19,90	15,71	20,37	2,33	12,55	19,70	24,50	7,60	15,22	7,93
Hematita	0,08	0,26	1,69	1,98	0,97	2,27	1,04	4,31	1,26	1,80	1,10	0,37	1,04
Calcita	0,39	0,50	0,14	0,64	0,74	0,54	0,14	0,39	0,16	1,96	-	-	-
Magnesita	-	0,13	-	0,78	0,20	0,37	-	-	-	0,47	-	-	-
Apatita	0,05	0,03	0,07	0,13	0,03	0,10	0,03	0,07	0,23	0,13	0,07	0,03	0,03

Clasificación normativaMerodio *et al.*

(1992)	PAC	PAC	PAC	PCA	PAC	PCA	PAC	PCA	PCA	PCA	PCA	PCA	PCA
--------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

CIA

Nesbitt y	80	73	80	86	83	87	75	82	85	91	78	82	77
-----------	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

Young (1982)

Referencias: PAC: pelita arcillo cuarzosa; PCA: pelita cuarzo arcillosa; CIA: índice de alteración química.

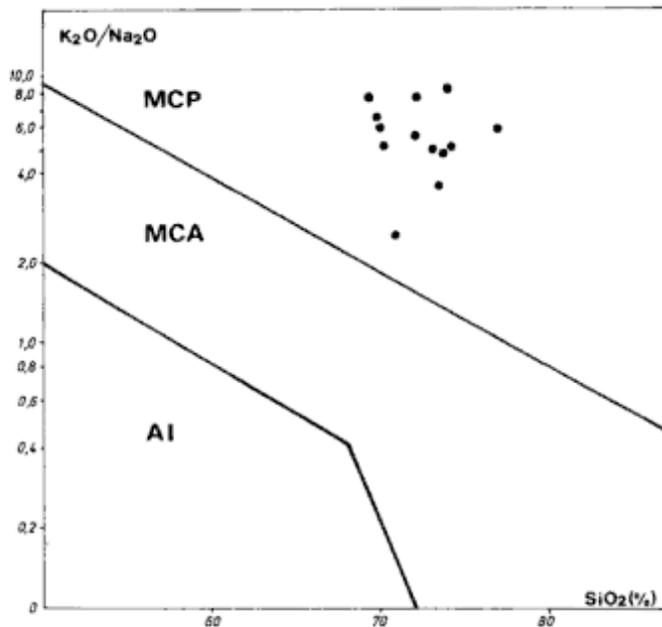


Figura 5: Discriminación de ambientes tectónicos según Roser y Korsch (1986). MCP: margen continental pasivo; MCA: margen continental activo; AI: arco de islas.

(1990). Estos autores establecen límites separatorios tentativos de diferentes ambientes a partir de la relación arcillas/feldespatos normativos (Fig. 6). Puede observarse que las trece muestras de sedimentitas caen nuevamente en el campo composicional correspondiente a un ambiente de margen continental pasivo.

Conclusiones

Se ha podido determinar que las areniscas y pelitas de la Formación Nestares han derivado de rocas ácidas granitoides, asignadas a las formaciones Mamil Choique y Pailemán. La petrología y geoquímica también han permitido inferir que las áreas de aporte se pueden asimilar a un bloque continental (el Macizo Norpatagónico) y que la zona de acumulación estaba ubicada en lo que puede considerarse uno de los "márgenes pasivos" (borde sudoriental) de la Cuenca Neuquina.

Por la composición de las areniscas se deduce que las áreas de procedencia se encontraban cercanas a los ambientes de acumulación y que estos últimos eran relativamente inestables desde el punto de vista tectónico. Por la ubicación de las modas detríticas se asume que en las zonas positivas adyacentes a la cuenca existían condiciones paleoclimáticas húmedas.

Uno de los aspectos controvertidos de este estudio surge al interpretar los procesos de meteorización que afectaron a las rocas madres. Así, las areniscas

muestran una remarcable persistencia de los feldespatos potásicos, minerales metaestables que -si bien se presentan parcialmente alterados- han podido soportar el ciclo erosión-transporte-depositación. En cambio, las pelitas se caracterizan por el predominio de caolinita en los difractogramas y por elevados valores de la relación K_2O/Na_2O , CIA y de los índices de meteorización de Englund y Jorgensen (1973). Toda esta información no hace más que confirmar que las rocas pelíticas son ricas en materiales primarios y secundarios estables, que reflejan un importante grado de descomposición de las rocas proveedoras de detritos.

En nuestra opinión, la existencia de bajos valores de maduración composicional de areniscas combinada con elevada proporción de minerales estables en las pelitas asociadas es una clara indicación de condiciones de meteorización intermedias o moderadas en las áreas de procedencia. De acuerdo con este razonamiento, el proceso de meteorización incompleto hace que en la población arenosa se concentren fundamentalmente los componentes primarios de las rocas madres, mientras que la fracción pelítica se ve enriquecida en componentes primarios estables y secundarios resultantes de la descomposición de primarios metaestables.

De esta forma, y en un sentido más general, concluimos considerando que los procesos de importante meteorización de las áreas de procedencia han de quedar manifestados por areniscas con elevado grado de madurez composicional. Por su parte, condiciones

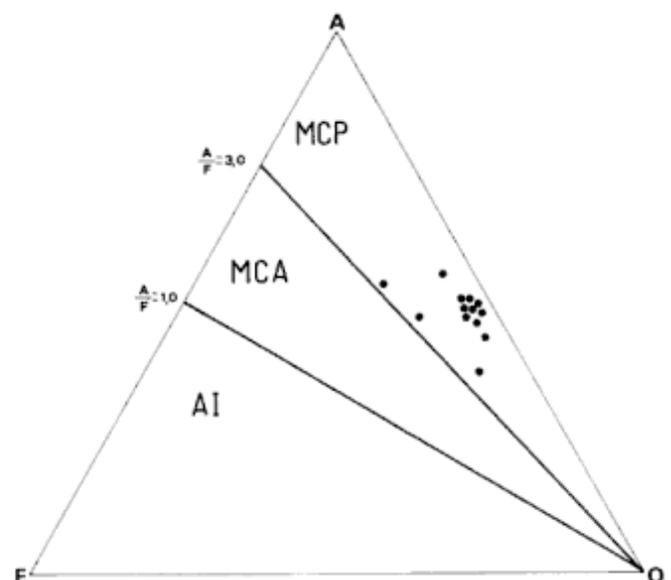


Figura 6: Diagrama composicional normativo de rocas pelíticas y discriminación de ambientes tectónicos según Merodio y Spalletti (1989). A: arcillas; F: feldespatos; Q: cuarzo; MCP: margen continental pasivo; MCA: margen continental activo; AI: arco de islas.

de rápida denudación o bien de escasa meteorización de las rocas madres estarán mucho mejor reflejadas por pelitas composicionalmente inmaduras. Finalmente, y tal como ocurre con la Formación Nestares, procesos intermedios o no completos de descomposición tienden a asociaciones mineralógicas no compatibles, con areniscas poco maduras y pelitas maduras, siempre desde el punto de vista composicional.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arrondo, O.G. y Petriella, T.B., 1980. Alicurá, nueva localidad plantífera Liásica de la provincia de Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 17: 200-215.
- Arrondo, O.G., Spalletti, L.A., Morel, E. y Ganuza, D.G., 1991. The sedimentological and paleobotanical characteristics of an Upper Triassic - Lower Liassic basin in northwestern Patagonia (Argentina). En: Ulbrich, H. y Rocha-Campos, A. (Eds.): *Godwana Symposium 7: 1988, Sao Paulo, Brazil. Gondwana Seven Proceedings*. Instituto Geociencias Universidad de São Paulo, 714:517-532.
- Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., James, W.C. y Mack, G.H., 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction on polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45: 873-882.
- Englund, J.O. y Jorgensen, P., 1973. A chemical classification system for argillaceous sediments and factors affecting their composition. *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar*, 95: 87-97.
- Galli, C.A., 1969. Descripción geológica de la hoja 38c Piedra del Aguila. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín, 111:1-67.
- Ingersoll, R.V., 1990. Actualistic sandstone petrofacies: discriminating modern and ancient source rocks. *Geology*, 18: 733-736.
- Iñiguez Rodríguez, A.M., Merodio, J.C. y Spalletti, L.A., 1988. Mineralogía y geoquímica de pelitas de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Cretácico-Terciario), provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (1): 13-23.
- Kugler, R.L., 1987. Regional petrologic variation, Jurassic and Cretaceous sandstone and shale, Neuquén basin, west-central Argentina. Ph. D. Thesis Dissertation University of Texas at Austin, 523 p. (inédito).
- López Gamundi, O.R. y Espejo, I.S., 1988. Análisis petrofacial de las epiclastitas neopaleozoicas en los alrededores del río Sassito (San Juan): áreas de proveniencia e implicancias paleogeográficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43: 91-105.
- Mack, G.H., 1978. The survivability of labile light mineral grains Permian Cutler and Cedar Mesa Formations, Moab, Utah. *Sedimentology*, 25: 587-606.
- Mack, G.H., 1984. Exceptions to the relationships between plate tectonics and sandstone composition. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 212-220.
- Mack, G.H. y Jerzykiewicz, T., 1989. Detrital modes of sand and sandstone derived from andesitic rocks as a paleoclimatic indicator. *Sedimentary Geology*, 65: 35-44.
- Maynard, J.B., Valloni, R. y Yu, H.S., 1982. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. En: Leggett, J.K. (Ed.): *Trench and fore-arc sedimentation*. Geological Society London Special Publication, 10: 551-561.
- Merodio, J.C., 1978. Determinación del contenido de elementos mayoritarios en materiales aluminosilícicos por espectrometría de absorción atómica. Exclusión de sílice. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 9: 27-41.
- Merodio, J.C. y Martínez, J.M., 1985. Análisis químico de componentes mayoritarios en rocas silicatadas. *Revista Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 16: 7-16.
- Merodio, J.C. y Spalletti, L.A., 1988. Composición normativa y clasificación de rocas pelíticas. *Revista del Museo La Plata (nueva serie), Sección Geología* 10: 149-170.
- Merodio, J.C. y Spalletti, L.A., 1990. Geoquímica de pelitas: su empleo en la definición de ambientes sedimentarios y tectónicos para el Ordovícico de la Precordillera Occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 336-345.
- Merodio, J.C., Spalletti, L.A. y Bertone, L.M., 1992. Normative composition of clay minerals and pelitic rocks. *Computers and Geosciences*, 18 (1): 47-61.
- Nesbitt, H.W. y Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Nullo, F.E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c Paso Flores. Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional Boletín 167: 1-70.
- Pettijohn, F.J., Potter, P. y Siever, R., 1972. *Sand and sandstone*. Springer - Verlag, 619 p. New York.
- Pierce, J.W. y Siegel, F.R., 1969. Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 187-193.
- Quartino, B., Rinaldi, C.H. y Maisterrena, E., 1981. Tres casos argentinos de movimientos interestratales. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 295-303. San Luis.
- Roser, B. P. y Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone - mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635-650.
- Shapiro, L., 1952. Rapid analysis of silicate, carbonate and phosphate rocks. *U.S. Geological Survey Bulletin* 1401: 1-76.
- Spalletti, L.A. y Matheos, S.D., 1992. Análisis modal de sedimentitas triásicas del Macizo Nordpatagónico. Informe Centro de Investigaciones Geológicas, 44 p. (inédito).
- Spalletti, L.A., Arrondo, O.G., Morel, E. y Ganuza, D., 1988a. Los depósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el sector noroeste del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43: 544-557.
- Spalletti, L.A., Arrondo, O.G., Morel, E.M. y Ganuza, D.G., 1988b. Estudio sedimentológico y paleoflorístico de la Formación Paso Flores (Triásico superior) en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico, Argentina. 5º Congreso Geológico Chileno, 2: C395-C413.
- Spalletti, L.A., Merodio, J.C. y Matheos, S.D., 1992. Interpretación tectónica y geoquímica de rocas pelíticas. Ejemplo de la plataforma cretácico - terciaria del norte de la Patagonia, República Argentina. 8º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas, 4: 85-89. Salamanca.
- Suttner, L.J. y Basu, A., 1981. Climate and origin of quartz arenites. *Journal Sedimentary Petrology*, 51: 1235-1246.
- Suttner, L.J. y Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal Sedimentary Petrology*, 56: 329-345.
- Volkheimer, W., Caccavari, M. y González Amicon, O., 1981. Estudio palinológico de estratos liásicos en el borde austral de la Cuenca Neuquina. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas, 4: 777-793. San Luis.
- Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal Sedimentary Petrology*, 50: 21-29.

Recibido: 16 de diciembre, 1991

Aceptado: 10 de setiembre, 1992

Simulación de sedimentación silicoclástica en plataformas bajo tasas de sedimentación, eustasia y subsidencia variables

Gustavo GONZALEZ BONORINO

Departamento Geología, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria,
1428 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *Simulation of siliciclastic sedimentation in platforms with variable sedimentation rates, eustasy and subsidence.* A computer program is presented to simulate the construction of vertical facies trends in shallow marine siliciclastic environments under the combined influence of eustasy, subsidence and sedimentation. Grain size of deposit is tied in with water depth. In this way the program reproduces coarsening- then fining-up trends commonly observed in outcrop or well logs. Controlled simulation gives an insight on the relative weight of eustatic, subsidence and sedimentation rates in the generation of a particular facies trend. Examples show that coarsening-to-fining trends may develop independently of eustatic oscillations. They also stress that inconspicuous diastems in natural successions could represent the non-deposition of large volumes of sediment.

Introducción

En muchas cuencas, los depósitos de ambientes de plataforma a litorales se encuentran ordenados en sucesiones estratigráficas asimétricas similares a las de la Fig. 1. Estas sucesiones reflejan la influencia combinada de aporte de detrito, variaciones en el nivel global del mar y desplazamientos verticales del sustrato (e.g. Ryer 1977).

Los espesores relativos y los arreglos de las facies componentes de tales sucesiones pueden ser muy diversos, lo cual hace difícil reconstituir las contribuciones relativas de la sedimentación, la eustasia y la subsidencia al desarrollo de una sucesión específica. El presente trabajo tiene dos objetivos. Uno es dar a conocer un programa para computadora personal que permite simular sucesiones litológicas a modo de perfiles columnares bajo condiciones de sedimentación, eustasia y subsidencia definidas por el usuario. Los perfiles simulados pueden entonces servir como patrones ideales de comparación con sucesiones reales. El otro objetivo es discutir algunos resultados de experimentos de simulación.

Características del programa

El programa ha sido escrito en lenguaje TurboPascal. El modelo de simulación es conceptualmente sencillo ya que engloba los complejos mecanismos fundamentales de tectónica y sedimentación en variables complejas como son los ritmos, o tasas de

sedimentación, eustasia y subsidencia (subsidencia negativa equivale a ascenso) en función del tiempo. Para cada intervalo de tiempo de simulación el programa resuelve la ecuación: $\text{Profundidad} = -\text{Subsidencia} - \text{Aporte Detrítico} + \text{Eustasia}$. Si el balance da una $\text{Profundidad} < 0$, entonces el espacio de sedimentación es insuficiente para acomodar el detrito aportado y ocurre un No depósito (*bypass*), o Erosión si el nivel de base cae por debajo del nivel previo del fondo. En la columna simulada que se grafica estas condiciones están representadas por un símbolo de discordancia. El programa calcula el material no depositado o erosionado en términos de espesor de columna.

Si la $\text{Profundidad} > 0$, entonces se crea espacio de sedimentación a un ritmo mayor que el de aporte. En tal caso, la facies que se deposita: litoral, *shoreface* alto, *shoreface* bajo, plataforma, está determinada unívocamente por la Profundidad y en la columna simulada las facies se representan como si tuviesen granulometría diferente. El programa hace una excepción en cuanto no permite la acumulación de depósitos litorales cuando la profundidad está aumentando, es decir cuando se dan condiciones transgresivas.

Esto se hace para simular la erosión costera durante el retroceso de la costa hacia el continente (e.g. Swift 1968).

La variación eustática es simulada con una función senoidal cuya amplitud y período son dados por el usuario. La subsidencia ocurre a una tasa constante definida por el usuario pero el programa permite además introducir tasas de subsidencia diferentes

para intervalos de tiempo limitados, con el propósito de simular eventos de depresión o ascenso tectónicos de la cuenca. Finalmente, la tasa de sedimentación puede ser única, o puede definirse como mayor durante las regresiones. Esto pretende simular la retención de sedimento en la llanura costera y en los estuarios por efecto de la inundación marina que acompaña una transgresión.

Opcionalmente, se pueden introducir tasas de sedimentación excepcionalmente altas durante intervalos de tiempo limitados con el objeto de modelar un ascenso orogénico en el área de aporte y la progradación de una cuña clástica. La salida gráfica incluye una columna litológica y sendos gráficos para las tasas de sedimentación, eustasia y subsidencia en función del espesor estratigráfico.

El algoritmo tiene ciertas limitaciones que deben ser tenidas en cuenta. Una es que no se considera la compactación diferencial. Otra es que supone proveniencia desde el continente únicamente, mientras que algunas playas son alimentadas desde la plataforma, y que el aporte nunca cesa por completo aún durante transgresión. Este comportamiento es propio de cuerpos litorales directamente adosados al continente, por contraposición a playas de islas barrera. Por este motivo el programa no reproduce sucesiones que se engrosan hasta una diastema por encima de la cual siguen depósitos de grano fino de plataforma, las cuales probablemente son típicas de barras costeras disociadas de la costa (*offshore bars*).

Simulación de sucesiones verticales de facies de plataforma

La Fig. 2a da la respuesta sedimentaria a tres oscilaciones eustáticas idénticas bajo tasa de subsidencia constante y mayor que la tasa de aporte de detrito. La primera caída eustática conllevó una exposición subaérea, la erosión de 4,4 m de columna y el no depósito de 1,6 m espesor-equivalente de detrito que presumiblemente pasaron a la plataforma profunda. La progresiva desaparición hacia arriba de las facies de menor profundidad resulta exclusivamente del balance entre subsidencia y sedimentación, ya que en el largo plazo el nivel del mar es constante en el modelo.

Las columnas de las Figs. 2b y 2c fueron generadas con parámetros eustáticos y de subsidencia idénticos; la amplitud de la oscilación eustática fue elegida para que no ocurra erosión. En la columna de la Fig. 2b la somerización es consecuencia directa de la caída eustática. En cambio en la columna de la Fig. 2c es producto de una alta tasa de sedimentación orogénica

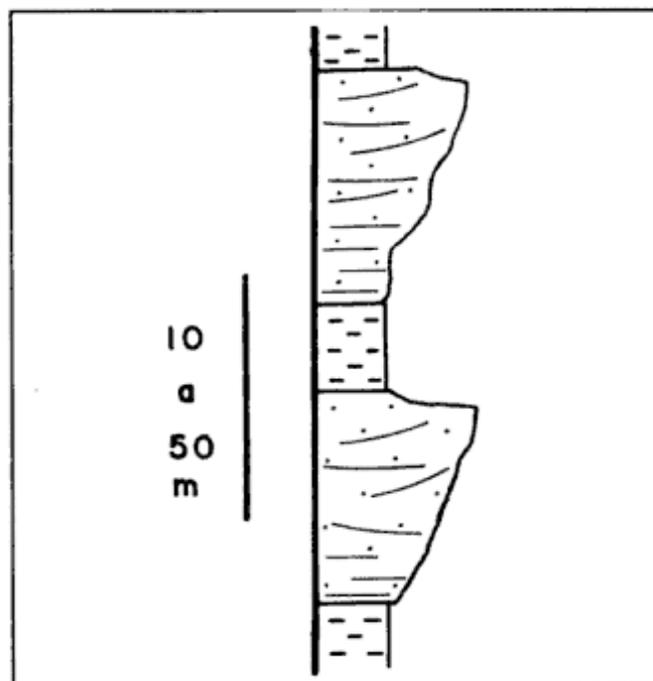


Figura 1: Sucesiones asimétricas en depósitos neríticos conectados a la costa (tomado de Cant y Hein 1986). Nótese el pasaje rápido pero gradual de arenisca a pelitas por encima.

durante la etapa ascendente de la oscilación eustática. Ambas columnas simuladas son similares en la organización y espesores relativos de facies a las sucesiones naturales de la Fig. 1.

Un último ejemplo es un intento de simulación de sucesiones en la formación Lepá (Jurásico inferior) en el Chubut noroccidental. La Formación Lepá se acumuló en un mar epírico sobre el flanco de una faja magmática durante una etapa de ascenso eustático (Lesta *et al.* 1980; Gabaldón y Lizuain 1982; González Bonorino 1990; González Bonorino y Cesaretti 1990). Tres sucesiones superpuestas se caracterizan por sus bases erosivas en depósitos de plataforma y el pasaje gradual hacia arriba de depósitos litorales, a depósitos de *shoreface* y, finalmente, a depósitos de plataforma con intercalaciones piroclásticas (Fig. 3). González Bonorino (1990) postuló que esta organización de facies se debió en gran medida a ascensos magmatotectónicos (por expansión térmica de la corteza) en períodos de tiempo limitados. Por ello en la simulación se impuso una subsidencia negativa acompañando un ascenso eustático. La sucesión simulada reproduce moderadamente bien las características dominantes del perfil natural. En la Formación Lepá el espesor del intervalo litoral es anormalmente grande, posiblemente debido al desarrollo de acantilados (González Bonorino y Cesaretti 1990). El presente programa no intenta simular esta condición.

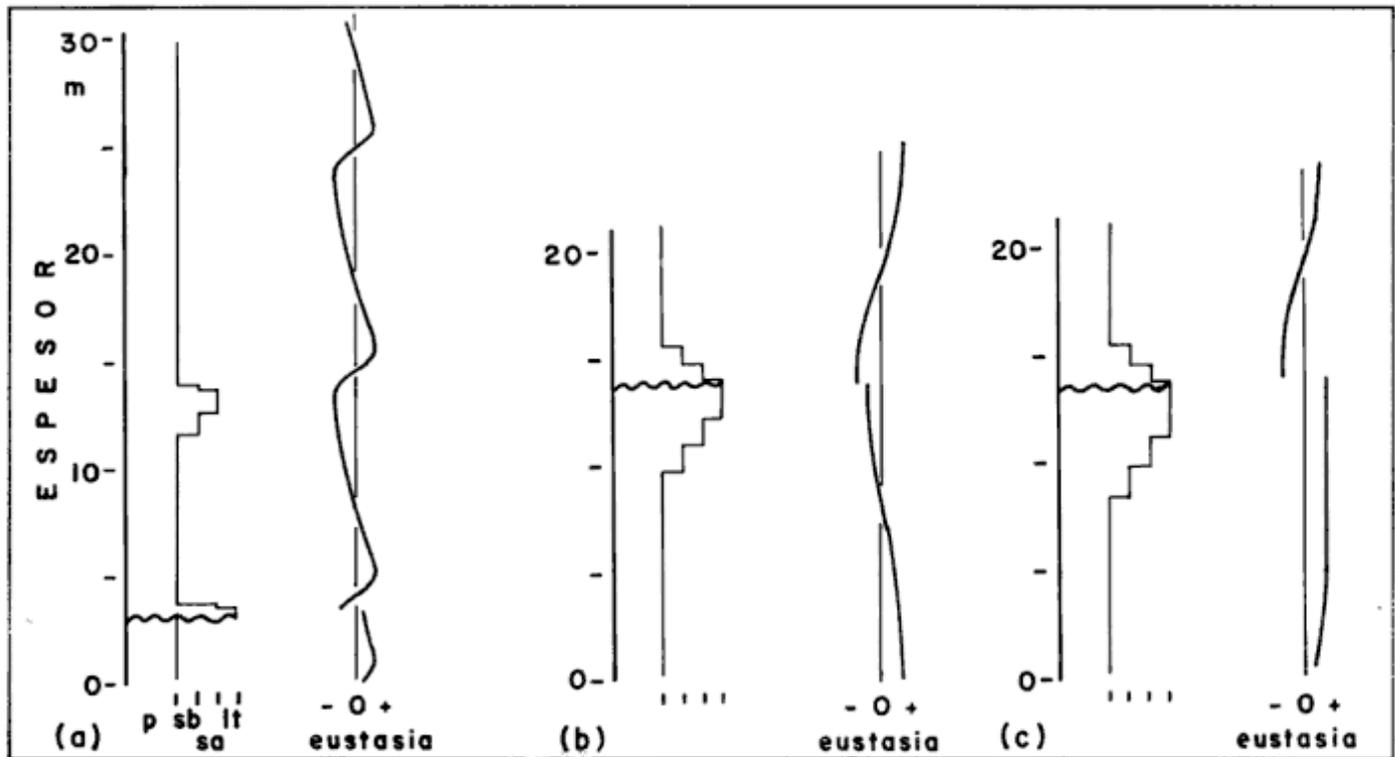


Figura 2: Facsímiles de columnas simuladas (redibujadas por razones de escala y claridad; sólo se muestran los gráficos de oscilaciones eustáticas). Facies: p - plataforma, sb - "shoreface" bajo, sa - "shoreface" alto, lt - litoral. Parámetros empleados en las distintas columnas: a) Amplitud eustática=5m, período=20 unidades de tiempo (u.t.); Tasas de Subsistencia=0,6 m/u.t., Sedimentación en Transgresión=0,2 m/u.t. y en Regresión=1 m/u.t. b) Amplitud eustática=5m, período=100 u.t.; Tasas de Subsistencia=0,4 m/u.t., Sedimentación de Transgresión=0,2 m/u.t. y Regresión=0,6 m/u.t.; c) Igual pero con Tasas de Sedimentación en Regresión=0,8 m/u.t. y Orogénica=1,4 m/u.t. efectiva entre u.t. 20 y 40.

Conclusiones

Este programa de simulación permite reproducir sucesiones de facies naturales variando las tasas de

sedimentación, eustasia y subsidencia. Su uso es útil para la docencia y en la búsqueda de hipótesis de trabajo. El atar las variables generadoras con el espesor de la columna pone de manifiesto ciertas relaciones entre eustasia, superficies de erosión y profundidad de agua. Se dan tres ejemplos.

Primero, si una columna incluye discontinuidades estratigráficas, sean éstas consecuencia de erosión o no depósito, la curva que representa las variaciones eustáticas mostrará interrupciones al nivel de las discontinuidades.

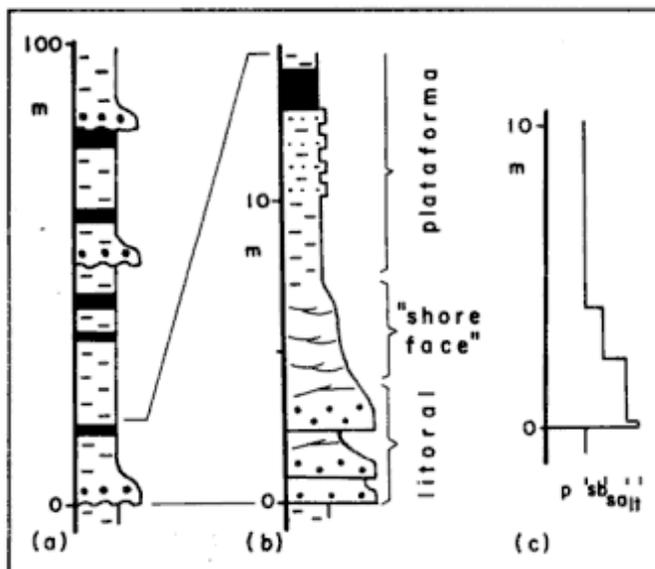


Figura 3: a) Perfil en la Formación Lepá, Jurásico Inferior, Chubut. Por consideraciones regionales y globales se supone que la sedimentación ocurrió durante un período de ascenso eustático y que la cuenca estuvo sometida a ascensos esporádicos por expansión térmica de la corteza próxima a un arco magmático. La columna muestra tres sucesiones con bases erosivas seguidas por depósitos litorales que pasan a depósitos de plataforma hacia arriba. Los intervalos en negro son ricos en material piroclástico. b) Detalle de la base. El espesor de depósitos litorales es anormalmente grande. c) Columna simulada con los siguientes parámetros: Amplitud eustática=5m, período=300 u.t.; Tasas de Subsistencia Normal=0,6 m/u.t. y Orogénica=0,4 m/u.t. efectiva entre u.t. 20 y 40; Sedimentación en Transgresión=0,4 m/u.t. y Regresión=0,6 m/u.t. La diastema representa Erosión=4,5 m. y No depósito=10,2 m.

Segundo, la asimetría de las sucesiones estratocrecientes con techos abruptos (e.g. Fig. 1) no indica necesariamente que la oscilación eustática generadora haya sido asimétrica.

Tercero, la variación en la profundidad de agua en un sitio fijo en la cuenca puede tener sentido opuesto al de la oscilación eustática.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Cant, D.J. y Hein, F.J., 1986. Depositional sequences in ancient shelf sediments: some contrasts in style. En: Knight, R.J. y McLean, J.R. (Eds.): Shelf sands and sandstones. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 2: 303-312.
- Gabaldon, V. y Lizuain, A., 1982. Estratigrafía y sedimentología del Liásico del noroeste del Chubut, Argentina. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas, 2:509-516, Buenos Aires.

- González Bonorino, G., 1990. Cambios relativos en el nivel de mar y su posible relación con magmatismo en el Jurásico temprano. Formación Lepá, Chubut noroccidental, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (1-2):129-135, Buenos Aires.
- González Bonorino, G., y Cesaretti, N., 1990. Acantilados y costas de alta energía en el Jurásico inferior del Chubut noroccidental. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (3-4):246-259.
- Lesta, P.J., Ferello, R. y Chebli, G. 1979. Chubut extraandino. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2:1307-1387, Córdoba.
- Ryer, T.A., 1977. Patterns of shallow-marine sedimentation, Coalville and Rockport areas, Utah. Geological Society of America, Bulletin, 88:177-188.
- Swift, D.J.P., 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. Journal of Geology, 88:177-188, Chicago.

Recibido: 5 de diciembre, 1991

Aceptado: 14 de setiembre, 1992

APENDICE

Program Secuencia

Programa para generar sucesiones verticales de facies en una plataforma. Escrito por Gustavo González Bonorino, Depto. Geología, Universidad de Buenos Aires. La cláusula "uses" hace referencia a unidades GGBUtil y Ventana que sirven para el manejo de pantalla y adaptación a tarjetas gráficas y cuyo listado no se da. (El lector puede reemplazarlas por rutinas propias o contactar al autor para una versión en disco).

Uses

Crt,Printer,Graph,Drivers,Fonts,GGBUtil,Ventana;

const TiempoFinal = 150; (Unidades de tiempo arbitrarias.)

type Matriz = array[0..TiempoFinal] of real;
Matriz1 = array[1..TiempoFinal] of real;
Matriz2 = array[0..TiempoFinal] of integer;

label DeNuevo;

var NivelMar : Matriz;
Espesor,Prof : Matriz;
ProfEust, ProfSubs, ProfAporte : Matriz1;
Facies : Matriz2;

Escala: integer; Posicion: real;
(Escala * 10 = 0.1 m per pixel; 5 = 0.2 m per pixel)
(Posicion - equivale a profundidad y permite variar posición del perfil respecto de la línea de costa)
Palabra : string[6]; Imprime : Boolean;

Procedure Profundidad (i:integer);

Begin
Prof[0] := 0.0 + Posición;
Prof[i] := -ProfSubs[i]-ProfAporte[i]+ProfEust[i]+Prof[i-1];
End;

Procedure Profundidad-Eustática;

const pi = 3.14;
var Tiempo: integer;
Amplitud, T, arg : real;
Begin
writeln ('Amplitud oscilación eustática en metros');
readln (Amplitud); writeln;
writeln ('Período oscilación eustática, /10000 años');
readln (T); writeln;
if Imprime then begin
repeat
{\$I-}
writeln (LST,'Oscilación eustática: Amplitud ',
Amplitud: 4:0,' m - Período ',T:6:0,'/10000 a.');

{\$I+}

ErrorIO := IOResult;
if ErrorIO <> 0 then
AtencionTxt ('Verifique encendido y papel en impresora.
Pulse ENTER.');

until ErrorIO = 0;
end;
arg := 2*pi/T; (default usa función seno)
for Tiempo := 0 to Tiempo Final do
NivelMar[Tiempo] := Amplitud*sintarg**Tiempo;
for Tiempo := 1 to TiempoFinal do
(incrementos de profundidad)
ProfEust[Tiempo]:= NivelMar[Tiempo]-NivelMar[Tiempo-1];
End;

Procedure Profundidad-Subsistencia;
var i, Tiempo, EpisSubs, Inicio, Duración: integer;
Subsistencia, SubsOrog : real;

Begin
writeln ('Especifique la tasa de subsistencia normal en m/10000 a');
writeln ('redondeado a decímetros');
readln (Subsistencia); writeln;
if Imprime then
writeln (LST,'Tasa de subsistencia normal
'Subsistencia:4:1,' m/ 10000 a.');

for Tiempo:= 1 to TiempoFinal do ProfSubs[Tiempo]:=
-Subsistencia;
if RespuestaEsSi (Modo,'Quiere modelar subsistencia
acelerada') then
begin
writeln ('¿Cuántos episodios de sobrecarga modela? (1-5)?');
readln (EpisSubs);
writeln ('Especifique la tasa de subsistencia orogénica'); writeln;
readln (SubsOrog);
if Imprime then
writeln (LST,'Tasa de Subsistencia Orográfica
'SubsOrog:4:1,' m/10000 a.');

for i := 1 to EpisSubs do begin
writeln ('Episodio Orogénico ',i);
writeln ('¿Cuándo se inicia?');
readln (Inicio);
writeln ('¿Cuánto dura?');
readln (Duración); writeln;

if Imprime then
writeln (LST,'Episodio orogénico: Inicio ',Inicio:4,' a.
-Duración ',
Duración: 4,' a.');

for Tiempo:= Inicio to Inicio+Duración do
ProfSubs[Tiempo]:= -SubsOrog;
end;

```

end
End;

Procedure Profundidad-Aporte;
var i, Tiempo, Inicio, Duración, EpisOrog: integer;
    AporteRegr, AporteTransgr, AporteOrog, CambioProf: real;
    Orog: boolean;
Begin
    Orog:= false;
    writeln ('Entre tasas de sedimentación durante Regresión y
    Transgresión');
    writeln ('en m/10000 a. redondeados a decímetros. ');
    writeln ('Deben ser iguales o mayor en Regresión. ');
    readln (AporteRegr, AporteTransgr); writeln;
if Imprime then
    writeln (LST, 'Tasa de Sedimentación en Regresión
    'AporteRegr:4:1,
    ' y en Transgresión 'AporteTransgr:4:1, m/10000 a. ');
    for Tiempo:= 1 to TiempoFinal do
        ProfAporte[Tiempo]:= AporteTransgr; {carga matriz con
        valores iguales}
    if RespuestaEsSi(Modo, 'Quiere modelar orogénesis en área de
    aporte')
    then begin
        Orog:= true;
        writeln ('¿Cuántos episodios de orogénesis modela? (1-5)?');
        readln (EpisOrog);
        writeln ('Especifique la tasa de sedimentación orogénica');
        readln (AporteOrog); writeln;
    if Imprime then
        writeln (LST, 'Aporte de detrito durante orogénesis
        'AporteOrog:4:1, m/10000 a. ');
        for i := 1 to EpisOrog do begin
            writeln ('Episodio Orogénico 'i);
            writeln ('¿Cuándo se inicia?');
            readln (Inicio);
            writeln ('¿Cuánto dura?');
            readln (Duración); writeln;
            if Imprime then
                writeln (LST, 'Episodio orogénico: Inicio 'Inicio:4, ' a.
                - Duración ',
                Duración:4, ' a. ');
            for Tiempo := Inicio to Inicio+Duración do
                ProfAporte[Tiempo] := AporteOrog;
            end;
        end;
    if AporteRegr > AporteTransgr then begin {distingue entre
    diferentes}
        for Tiempo := 1 to TiempoFinal do begin {ritmos de sedimentación}
            Profundidad[Tiempo];
            CambioProf := Prof[Tiempo]-Prof[Tiempo-1];
            if CambioProf < 0 {progradación} then begin
                Case Orog of
                false: ProfAporte[Tiempo] := AporteRegr;
                true: begin
                    if ProfAporte[Tiempo] = AporteOrog then
                        ProfAporte[Tiempo] := AporteOrog
                    else ProfAporte[Tiempo] := AporteRegr;
                    end;
                end (if);
            end (for)
        end (if)
    end;
End;

Procedure Espesor_Facies;
const
    PNM = 0.0; PLit = 1.0; PShA = 2.0; PShB = 3.0;
    {Profundidades de agua en límites de zonas.}
    FLit = 48; FShA = 36; FShB = 24; FPlat = 12;
    {Ancho de la columna en pixels por facies.}
var
    LY, Tiempo, T, Exposición, n, i, Col, Comienzo, Ultimo : integer;
    Erosionado, NoDepos, ExpoSubacnea, b, c, IntEros : real;
    EspesorAcumAnterior, EspesorAcumActual, Tope : real;
    Erosión, NoDep, NDT : boolean;

Procedure Tick-Marks;
label 1;
type Etiqueta = array [1..21] of string[13];
const Etiqueta = ('P', 'Sb', 'Sa', 'L', 'Columna',
    '-10', '0', '10 m', 'Eustasia', '-1', '0', '1', 'Subsidencia', '0', '1', '2',
    'Sedimentación', 'L litoral', 'Sa shf. alto', 'Sb shf. bajo', 'P plataf. ');
var Marcas, Cod, h, h1, i, j, kk, k, l, Medio, PixelBase, Renglon, PosX, PosY,
    AnchoRecuadro, AltoRecuadro : integer;

```

```

Begin
    Marcas := LY div Escala; k := 1; {Marca ordenada.}
    PixelBase := round((Comienzo-Tope)*Escala);
    SetTextStyle(SmallFont, VertDir, 3); SetTextJustify(1, 1);
    Medio := MargenY div 2; OutTextXY((MargenX div
    2)-2, Medio, 'E S P E S O R');
    for i := 0 to Marcas do begin
        if i mod 5 = 0 then begin
            h1 := (PixelBase+i*Escala)*FactorPY;
            if h1 >= LY*FactorPY then goto 1;
            h := MargenY - h1;
            MoveTo(MargenX-3, h); LineRel(3, 0);
            Palabra := Int2Str(i+Comienzo);
            SetTextStyle(TipoLetra, HorizDir, AltoLetra); SetTextJustify(2, 1);
            OutTextXY(MargenX-5, h, Palabra);
            end; (if)
        end; (for)
    i:=val(Palabra, Ultimo, Cod); Comienzo := Ultimo + 5;
    for j := 1 to 4 do begin {Marca base de la columna.}
        h := MargenX+j*12*FactorPX; SetTextJustify(2, 2);
        MoveTo(h, MargenY+1); LineRel(0, 4);
        OutTextXY(h, MargenY+6, Etiqueta[k]); inc(k);
        end;
        SetTextJustify(RightText, TopText);
        OutTextXY(h-5, MargenY+12*FactorPY, Etiqueta[k]); inc(k);
        for kk := 2 to 4 do begin
            h:=MargenX+kk*55*FactorPX;
            SetTextJustify(CenterText, TopText);
            for l := 0 to 2 do begin
                ll := l*15*FactorPX;
                MoveTo(h+ll, MargenY+1); LineRel(0, 4);
                OutTextXY(h+ll, MargenY+6, Etiqueta[k]); inc(k);
            end;
        OutTextXY(h+15*FactorPX, MargenY+12*FactorPY, Etiqueta[k]); inc(k);
        end;
        PosX := MargenX+(FLit+2)*FactorPX; PosY := 100*FactorPY;
        SetTextJustify(LeftText, CenterText);
        Renglon := PosY + 5;
        for i := 1 to 4 do begin
            OutTextXY(PosX, Renglon, Etiqueta[k]); inc(k);
            inc(Renglon, TextHeight('M')+2);
            end;
        AnchoRecuadro := TextWidth('Sa shf. alto')+2;
        AltoRecuadro := 4*(TextHeight('M')+3);
        Rectangle(PosX, PosY, PosX+AnchoRecuadro, PosY+AltoRecuadro);
        SetTextJustify(CenterText, BottomText);
        OutTextXY(PosX+(AnchoRecuadro div 2), PosY-2, 'FACIES');
    End;

Procedure Color(var C:integer);
Begin
    if ActualGraphDriver = HercMono then C := 1
    else begin
        C := C + 1;
        if C = GetMaxColor then C := 1;
        end;
    End;

Procedure Diastema (l:integer);
const pi = 3.14;
var t1: real;
    i, x3, y3: integer;
Begin
    t1 := 5;
    for i := 1 to 35*FactorPX do begin
        x3 := MargenX+i;
        y3 := MargenY-(round(EspesorAcumActual*Escala-cos(2*pi*i/
        t1))-1)*FactorPY;
        putpixel(x3, y3, 1);
        end;
    End;

Procedure Grafica(C:integer; B:boolean);
var x, y, x1, y1, x2, i, c1, E1, E2: integer;
Begin
    E1 := round(EspesorAcumAnterior*Escala);
    E2 := round(Espesor[T]*Escala);
    x := MargenX; y := MargenY-E1*FactorPY;
    c1 := FactorPY div 2;
    x1 := MargenX+Facies[T]*FactorPX;
    y1 := MargenY-(E1+E2-1)*FactorPY;
    SetColor(ColorFijo);
    if ActualGraphDriver in [1..2] then SetLineStyle(0, 0, NormWidth)

```

```

else SetLineStyle(0,0,ThickWidth);
line(x,y,x,y1-c1);
SetColor(C); SetLineStyle(0,0,NormWidth); line(x1,y,x1,y1-c1);
if (B = true) then line (MargenX-2,y,MargenX-2,y1-c1);
x2:= MargenX+Facies[T-1]*FactorPX;
line (x1,y,x2,y);
x:=MargenX+(125+round(Posicion)+round(NivelMar[T])* FactorPX;
putpixel (x,y,C);
x := MargenX+(180 - round (ProfSubs[T]*15))*FactorPX;
putpixel(x,y,C);
x := MargenX+(220 + round (ProfAporte[T]*15))*FactorPX;
putpixel(x,y,C);
End;

Begin (Procedure Espesor-Facies)
Escala := 5; Posición := 0.0;
MargenX := 30*FactorPX; MargenY := 160*FactorPY; LY := 150;
Comienzo := 0; Ultimo := 0; Tope := 0.0;
Exposición := 0; n := 1; Erosionado := 0.0; NoDepos := 0.0;
Erosión := false; NoDep := false; NDT := false; Espesor[0] := 0.0;
EspesorAcumAnterior := 0.0; Col := 1;
VentanaGraf' Sucesion de Facies '); Tick_Marks;
for Tiempo := 1 to TiempoFinal do begin
T := Tiempo;
Profundidad(T); {Primera aproximación a la profundidad de
agua.}
if (Prof[T] <= 0.0) then begin {Espacio de sedimentación destruido o
insuficiente para el volumen de detrito aportado.}
Prof[T] := 0.0;
IntEros := Prof[T-1]+ProfEus[T]-ProfSubs[T];
if IntEros < 0.0 then begin
Facies[T] := FLit;
NoDepos := NoDepos+ProfAporte[T];
Erosión := true;
Espesor[T] := IntEros;
Erosionado := Erosionado+abs(IntEros);
Exposición := Exposición + 1;
EspesorAcumActual := EspesorAcumAnterior + Espesor[T];
EspesorAcumAnterior := EspesorAcumActual;
end
else begin {no hay erosión}
Facies[T] := FLit;
NoDepos := NoDepos+ProfAporte[T]-IntEros;
Espesor[T] := IntEros;
NoDep := true;
if (Prof[T-1] <= Prof[T]) then Espesor[T] := 0;
EspesorAcumActual := EspesorAcumAnterior + Espesor[T];
Grafica(Col,NoDep);
EspesorAcumAnterior := EspesorAcumActual;
Exposición := Exposición + 1;
end;
end
else begin {Generación de espacio de sedimentación}
{a ritmo > que aporte de sedimento}
Espesor[T] := ProfAporte[T];
if (Prof[T] >= PNM) and (Prof[T] <= PLit) then begin
Facies[T] := FLit;
if (Prof[T-1] <= Prof[T]) then begin
{Erosión de los depósitos litorales durante la transgresión: "ravinement".}
Espesor[T] := 0;
NDT := true;
NoDepos := NoDepos+ProfAporte[T];
if (NoDep = true) or (Erosión = true) then begin
NoDep := false; Erosión := false;
Color(Col); Diastema(Col);
end;
end;
end;
if (Prof[T] > PLit) and (Prof[T] <= PShA) then begin
if (NDT = true) then begin
NDT := false;
if Imprime then begin
writeln(LST,Diastema 'n.2.' No deposito
',NoDepos:8:1,' m Erosión ',
Erosionado:8:1,' m');
inc(n);
end;
Erosionado := 0.0; NoDepos := 0.0;
end;
Facies[T] := FShA;
end;
if (Prof[T] > PShA) and (Prof[T] <= PShI) then Facies[T] := FShB;
if (Prof[T] > PShB) then Facies[T] := FPlat;
Facies[0] := Facies[1];
EspesorAcumActual := EspesorAcumAnterior + Espesor[T];
Grafica(Col,NoDep);
EspesorAcumAnterior := EspesorAcumActual;
end;else
if (EspesorAcumActual >= (LY div Escala)) or (Tiempo =
TiempoFinal) then
begin
SetColor(GetMaxColor);
Pausa(Modo,'Impresión');
EspesorAcumAnterior := 0; Tope := Tope+EspesorAcumActual;
ClearDevice;
if Tiempo <> TiempoFinal then begin
VentanaGraf('Secuencia Estratigráfica'); Tick-Marks;
end;
end;
if EspesorAcumActual < 0.0 then
AtenciónGraf'Erosiona fuera de pantalla. Cambie escala. ');
end; {for}
ExpoSubárea := 100*Exposición/TiempoFinal;
if Imprime then begin
writeln(LST,Profundidad inicial del perfil ',Posición:5:1,' m');
write(LST,Tiempo total ',TiempoFinal:5);
writeln(LST,' Proporción de tiempo de exposición subárea ',
ExpoSubárea:4:2,' %');
end;
End;

Procedure Presentación;
var Size : integer;

procedure CreaImagen;
Begin
SetColor(ColorFijo);
SetTextStyle(triplexfont,horizdir,4);
SetTextJustify(CenterText,1);
OutTextXY(MaxX div 2,MaxY div 6,'Sucesiones');
OutTextXY(MaxX div 2,MaxY div 3,'de');
OutTextXY(MaxX div 2,MaxY div 2,'Facies');
SetTextStyle(triplexfont,horizdir,1);
OutTextXY(MaxX div 2,(MaxY div 2)+40,'por');
SetTextStyle(DefaultFont,horizdir,1);
OutTextXY(MaxX div 2,(MaxY div 2)+70,'Gustavo González
Bonorino');
SetTextStyle(TipoLetra,HorizDir,AltoLetra);
End;

Begin
ModoGrafico(Modo,ActualGraphDriver,ActualGraphMode,FactorPX,
FactorPY, ColorFijo,false);
CreaImagen;
delay(1000);
ModoTexto(Modo);
End;

Begin
{Register all the drivers}
if RegisterBGIDriver(@CGADriverProc) < 0 then
Abort('CGA');
if RegisterBGIDriver(@EGAVGADriverProc) < 0 then
Abort('EGA/VGA');
if RegisterBGIDriver(@HercDriverProc) < 0 then
Abort('Herc');
if RegisterBGIDriver(@ATTDriverProc) < 0 then
Abort('AT&T');
if RegisterBGIDriver(@PC3270DriverProc) < 0 then
Abort('PC 3270');

{Register all the fonts}
if RegisterBGIFont(@GothicFontProc) < 0 then
Abort('Gothic');
if RegisterBGIFont(@SansSerifFontProc) < 0 then
Abort('SansSerif');
if RegisterBGIFont(@SmallFontProc) < 0 then
Abort('Small');
if RegisterBGIFont(@TriplexFontProc) < 0 then
Abort('Triplex');
Presentación;
Imprime := false; {con "true" da salida por impresora}
DeNuevo:
AbreVentana (1,1,80,25,' Sucesion de facies');
Profundidad-Eustática;
Profundidad-Subsistencia;
Profundidad-Aporte;
ModoGrafico(Modo,ActualGraphDriver,ActualGraphMode,FactorPX,
FactorPY,ColorFijo,FALSE);
Espesor-Facies; ModoTexto(Modo);
if RespuestaEsSi(Modo,'Prueba con otros parámetros') then goto DeNuevo
else halt(0);
End.

```

Paleoambiente de la Formación Salamanca en la Pampa María Santísima, Departamento Sarmiento, Provincia de Chubut

Gabriela A. MARTINEZ

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

ABSTRACT. *Palaeoenvironment of Salamanca Formation in Pampa María Santísima, Sarmiento Department, Chubut Province.* A palaeoenvironmental interpretation of the Salamanca Formation (Palaeocene) was made from three sections measured at Pampa María Santísima (Chubut). The sedimentary sequences are well stratified and contain well-preserved fossil trunks and leaves. The Salamanca Formation was deposited in subtidal to upper intertidal environments, as suggested by sandy facies (tidal channel, sand bars, ebb-tidal delta lobes), and heterolithic and muddy facies (lagoons).

Introducción

Este trabajo constituye una síntesis del Trabajo Final de Licenciatura presentado en la Universidad de Buenos Aires (Martínez 1988). Las tareas de campo formaron parte del Proyecto de Estudio Bioestratigráfico de las Secuencias Terciarias Patagónicas a cargo de los Dres. E. Romero y R. Andreis (CONICET).

El área estudiada se encuentra entre los meridianos 69° 02' y 69° 14' oeste y los paralelos 45° 49' y 45° 58' sur y cubre unos 176 km². A la región se accede desde Sarmiento por el camino que conduce al Parque Provincial "José Ormaechea", ubicado en el borde septentrional de la Pampa María Santísima (Fig. 1). Este camino también brinda acceso a la ruta nacional N° 26, la que permite llegar a la ladera noroccidental de dicha Pampa.

Con este trabajo se pretende incrementar el conocimiento sedimentológico y paleoambiental de la Formación Salamanca en las regiones marginales de la Cuenca Golfo San Jorge. En particular, en la Pampa María Santísima sólo Ferello (1954) realizó un reconocimiento preliminar de la unidad e hizo referencias a su paleoambiente sedimentario.

Estratigrafía de la región

La unidad estratigráfica más antigua del área considerada es la Formación Bajo Barreal (Lesta y Ferello 1972) de edad senoniana e integrante del Grupo

Chubut. Las sedimentitas castañas o grises son principalmente piro y tufosedimentitas y subordinadamente epiclastitas medias a gruesas. La unidad se habría acumulado en grandes planicies aluviales y deltas que progradaban hacia el sudeste (Barcat *et al.* 1989, Meconi 1989).

En discordancia erosiva se dispone la Formación Salamanca (Lesta y Ferello 1972), constituida por epiclastitas amarillentas, grises o verdosas. Su edad paleocena inferior fue determinada a partir de estudios micropaleontológicos (Méndez 1966, Bertels 1975) y palinológicos (Archangelsky 1973). En el cerro Colorado (Fig. 2) el espesor es máximo y alcanza los 84 m. En general, se presenta en estratos tabulares o lenticulares con abundantes estructuras sindepositacionales e incluye niveles de troncos transportados y de hojas bien preservadas. Se reconocieron los "Bancos Verde y Negro Inferior" originalmente definidos por Feruglio (1949). Asimismo, los afloramientos aquí analizados resultan ser equivalentes al Miembro Hansen propuesto por Andreis *et al.* (1975) en el litoral atlántico. En coincidencia con estos autores, el Banco Negro Inferior se incluye en la Formación Salamanca, ya que por encima del mismo se distingue un cambio evidente en la sedimentación y en el tipo de estratificación.

Aparentemente en concordancia continúa la Formación Río Chico (Feruglio 1929) del Paleoceno superior (Simpson 1935). Su mejor exposición está en el cerro Abigarrado (Fig. 2), donde alcanza 108 m de espesor. Las epiclastitas y tufosedimentitas son grises, amarillentas, rojizas y blancas y presentan estructuras primarias como capas macizas, estratifi-

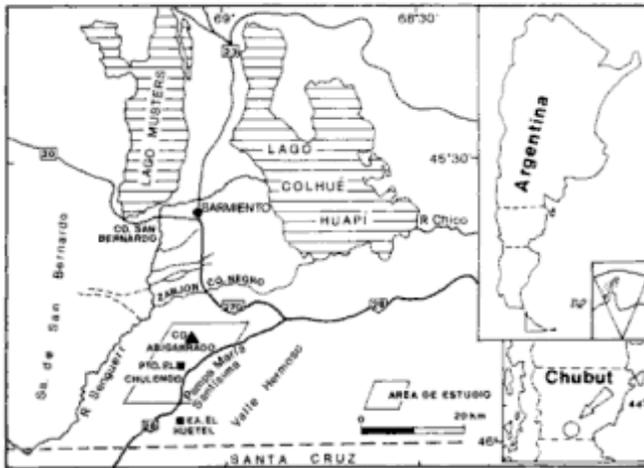


Figura 1: Plano de ubicación del área analizada.

cación cruzada en artesas, laminación y óndulas. Por sus características generales se considera que la Formación Río Chico corresponde a un sistema entrelazado distal con extensas llanuras generadas por caída de tefras con esporádico retrabajo fluvial en la parte superior (Martínez 1988).

La Formación Sarmiento (Spalletti y Mazzoni 1979), del Eoceno al Oligoceno superior (Pascual *et al.* 1965), alcanza 70 m de espesor máximo. Está constituida por piro y tufosedimentitas blanquecinas y rojizas. La estratificación es tabular muy extendida y los estratos son generalmente macizos. La acumulación de los sedimentos se habría producido en extensas planicies a partir de caída de tefras (Spalletti y Mazzoni 1979, Martínez 1988).

En discordancia angular yacen los Rodados Patagónicos del Plio-pleistoceno, constituidos por conglomerados polimícticos que no superan los 3 m de espesor.

La sucesión terciaria muestra suaves flexuras, producidas durante el Terciario superior (Feruglio 1949). Los planos axiales de dirección norte-sur buzaban al sur y los flancos están inclinados al sudoeste o sudeste hasta 10°. Las fallas presentan rechazo variable (de pocos metros a decenas de metros) y en el sector norte del área forman un lineamiento regional con orientación este-oeste (Fig. 2).

Metodología aplicada

Se realizó el mapeo de las unidades aflorantes (Formaciones Bajo Barreal, Salamanca, Río Chico y Sarmiento) y de los depósitos actuales (escala 1:100000, Fig. 2), sobre la base de aerofotografías (IGM 11.415.8926, 11.417.9917/18). Se efectuaron tres perfiles estratigráficos detallados, representados a escala 1:1000, en los cerros Colorado y Abigarrado y en el Palacio de los Loros (Fig. 2). Los mismos se levanta-

ron "capa por capa" (según Selley 1969), prestándose atención a la estratificación, textura de los depósitos, tipo y grado de bioturbación (según Martinsson 1970) y al contenido paleobiológico. Las facies fueron nombradas según el siguiente esquema: la primera letra identifica el rango granulométrico (**G** conglomerados, **S** areniscas y **F** pelitas), la segunda letra hace referencia a la estructura sedimentaria (**t** cruzada en artesas, **p** cruzada planar, **m** maciza, **h** estratificación horizontal, **r** laminación ondulítica y **l** laminación paralela). Para las facies heterolíticas se adoptó la nomenclatura de Johnson (1978). El sistema de dispersión de los sedimentos se determinó a partir de la orientación de las estructuras direccionales y de los troncos. La ciclicidad se analizó sobre la base de cadenas Markovianas de primer orden (Gingerich 1969).

La Formación Salamanca

Descripción de litofacies

La unidad alcanza 84 m en el cerro Colorado (Fig. 2), mientras que en el cerro Abigarrado y en el Palacio de los Loros su potencia es de 53 y 58 m respectivamente. Las sucesiones son esencialmente arenosas (75%), asociadas con pelitas (24%) y escasos conglomerados (1%) (Tabla 1). Las areniscas dominan en los cerros Abigarrado y Colorado, mientras que las pelitas predominan en el Palacio de los Loros (Fig. 3). Los restos vegetales (troncos, hojas y briznas) son más frecuentes y diversos en las facies de areniscas. En las conglomerádicas aparecen briznas y en las pelíticas las hojas son los vegetales más característicos (véase Contenido fosilífero).

a) *Facies conglomerádicas*: incluyen conglomerados grises extra e intraformacionales (menos frecuentes). Los conglomerados clastosoportados son macizos con débil imbricación o con artesas aisladas (facies Gm y Gt respectivamente). La composición es lítica, con guijas y guijarros de tobas y vulcanitas. Los cuerpos presentan geometría acintada con sección lenticular y base erosiva. El espesor máximo es de 0,30 m.

b) *Facies de areniscas*: son finas a muy gruesas, grises o blanquecinas, con menor participación de colores verdosos (debido a la presencia de glauconita), amarillentos y rojizos. Las areniscas fueron clasificadas (según Folk 1974) como arcosas líticas, arenitas liticofeldespáticas en parte glauconíticas o subarcosas. Los componentes principales son cuarzo; litoclastos

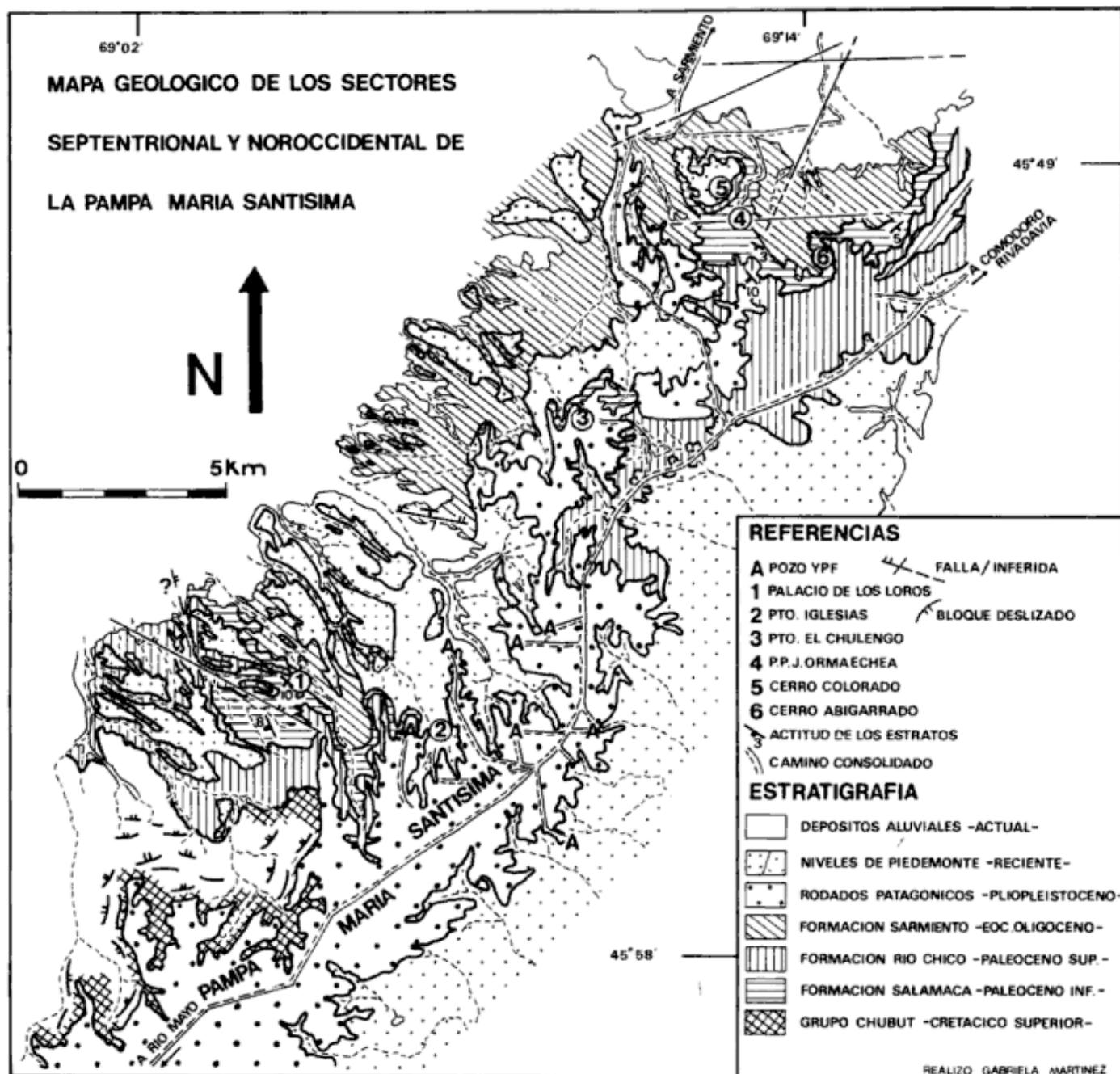


Figura 2: Mapa geológico de las laderas septentrional y noroccidental de la Pampa María Santísima.

(de riolitas, piroclásticas, metamorfitas y sedimentitas), feldespatos y glauconita. La composición media es Q48 F6 L29 G117.

En estas rocas fueron definidas las litofacies St, Sp, Sm, Sh y Sr. La primera presenta artesas agrupadas en las granulometrías más finas (Fig. 4a), o aisladas en las más gruesas y sus dimensiones van desde 0,40 m de ancho por 0,10 m de espesor hasta 8 m de ancho por 0,70 m de espesor, respectivamente. En algunas secciones se advierten secuencias grano y estratodecipientes (Fig. 3). Pueden contener recubrimientos

de fango de espesor centimétrico (*mud drapes*, Mc Cave 1970). Los estratos son tabulares con espesores variables desde 0,10 m hasta 12 m. Los contactos basales son irregulares y transicionales con la facies Gt.

En la facies Sp se distinguen tres variedades de estructuras cruzadas planares: planar propiamente dicha, tangencial simple (Fig. 4b) y sigmoidal. Los estratos, generalmente decimétricos, son tabulares o lenticulares muy extendidos, con contactos inferiores transicionales con la facies St, ondulados o erosivos.

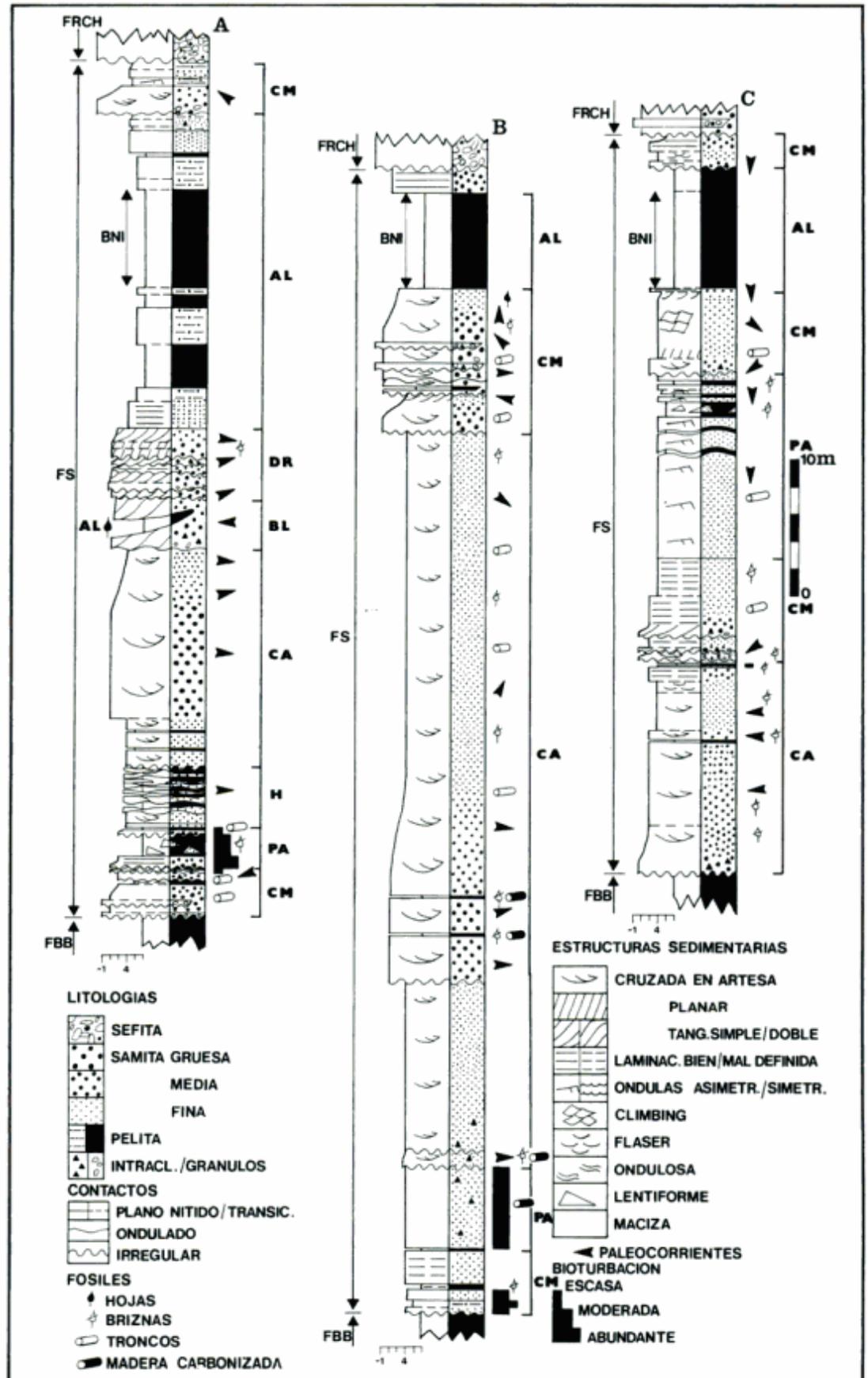


Tabla 1: Frecuencia de facies y relación arena/pelita, para cada uno de los perfiles y el promedio general.

FACIES	UBICACION			
	Palacio de Los Loros	Co. Colorado	Co. Abigarrado	Promedio General
Conglomerádicas				
Gm	--	0,7	--	0,3
Gt	--	--	0,7	0,2
Total	--	0,7	0,7	0,5
De areniscas				
St	25,2	74,8	19,6	44,0
Sm	9,7	8,7	3,7	7,7
Sp	8,8	0,5	3,3	3,9
Sh	6,0	5,1	20,3	9,5
Sr	3,8	--	32,5	10,0
Total	53,5	89,1	79,4	75,1
Pelíticas				
Fm	41,5	10,0	17,3	22,0
Fl	5,0	0,2	2,6	2,4
Total	46,5	10,2	19,9	24,4
Relación Arena/Pelita	1,2	8,7	4,0	3,1

Las estructuras sigmoidales aparecen en estratos lenticulares de areniscas muy gruesas a gruesas de 2,10 m de espesor máximo. En ellos se observan superficies delimitantes de hasta tercer orden (según Klein 1970; Fig. 4c). Los cuerpos sigmoidales exhiben una doble gradación, una vertical de arenas muy gruesas a me-dias, y otra advertida en las caras de avalancha en el sentido del transporte.

La facies Sm incluye areniscas macizas o con gradación normal, presentando intraclastos pelíticos en la base. Se dispone en estratos lenticulares de 1 m de espesor medio. El aspecto macizo es primario, aunque no se descarta la influencia de la moderada a fuerte bioturbación endichnia. Esta aparece en forma de tubos de sección circular o elíptica con disposición vertical hasta subhorizontal.

En la facies Sh se reúnen areniscas con estratificación horizontal delgada o con laminación poco definida. Las primeras conforman finas sucesiones

arenosas o presentan pequeñas intercalaciones pelíticas (limolitas o arcilitas). El espesor de la facies varía de 0,15 m a 2,80 m, excepto en las areniscas mal laminadas que no sobrepasan los 0,30 m. Predominan los contactos planos sobre los ondulados e irregulares. La bioturbación es similar a la de la facies Sm.

Las areniscas de la facies Sr presentan estructuras generadas por la migración de óndulas, reconociéndose tipos con crestas rectas (simétricas y menos abundantes asimétricas) y linguoides (en trenes aislados o en sucesiones de óndulas escalonadas fuera de fase, *climbing*). El espesor de los estratos está comprendido entre 0,1 m y 4 m y sus contactos basales son planos u ondulados.

c) *Facies pelíticas*: son arcilitas o limolitas amarillentas, grises, castañas, blancas o rojizas. Están compuestas por esmectitas (64-94%) y caolinitas (5-

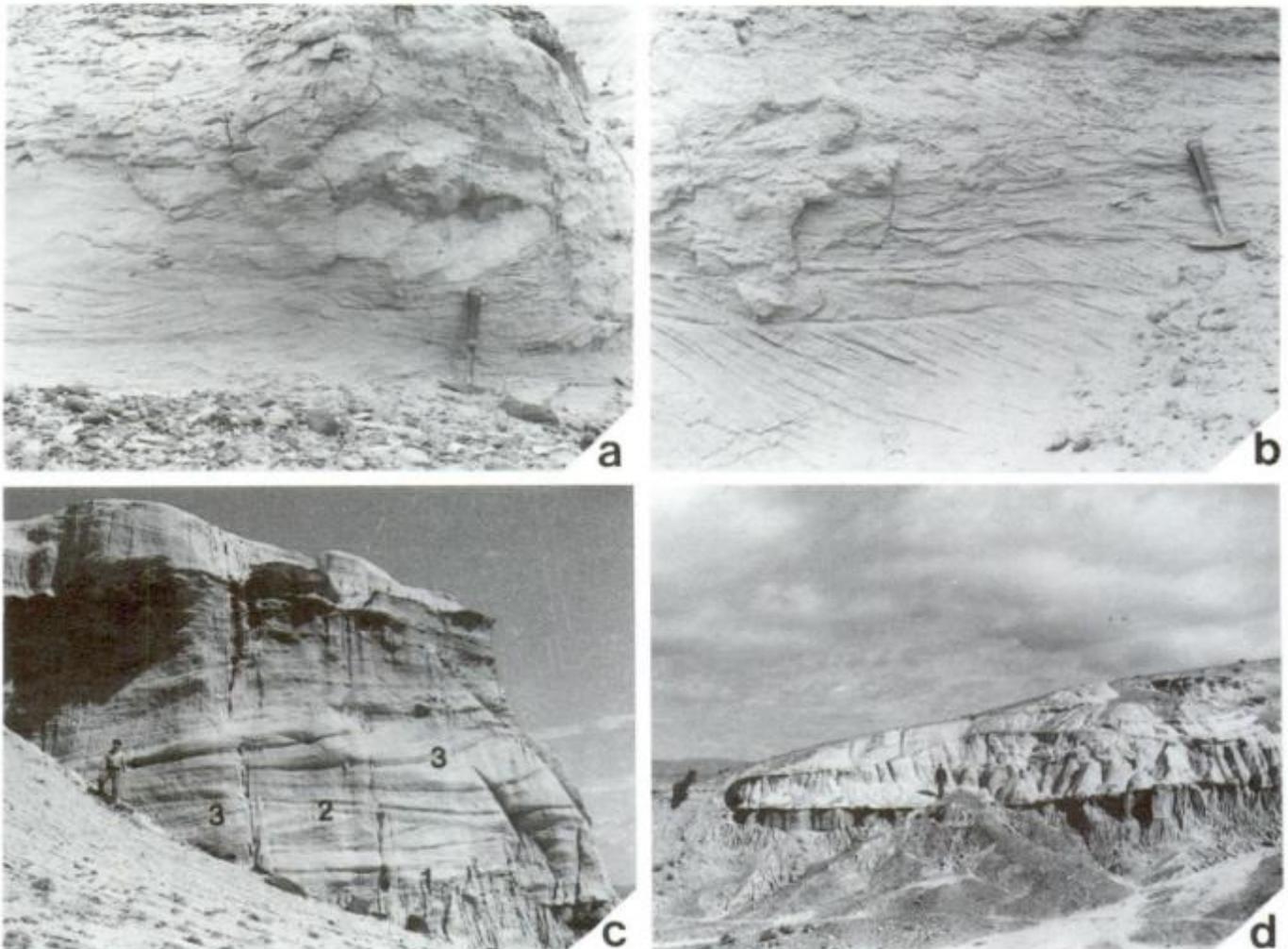


Figura 4: a. Cerro Abigarrado, estratificación cruzada en artesa. b. Cerro Abigarrado, estratificación cruzada tangencial simple. c. Palacio de los Loros, superficies delimitantes en las estructuras sigmoidales, jerárquicamente: 1) de primer orden, irregular (génesis erosiva), base del cuerpo; 2) de segundo orden, ondulada, truncamiento entre dos sets con estructuras sigmoidales y 3) de tercer orden, delimitan los distintos cuerpos y suelen interponerse recubrimientos de fango (*mud drapes*). d. Palacio de los Loros, sección transversal de la barra litoral. La flecha indica el sector donde se acuña la albúfera.

28%). La illita (9%) aparece en los términos superiores de la unidad. Los contactos basales son planos (nítidos o transicionales).

La facies Fm, maciza, es principalmente arcilítica. Presenta espesores desde pocos centímetros a 3,15 m, aunque excepcionalmente alcanza 7 m en el Banco Negro Inferior (Fig. 3). La facies Fl está integrada por pelitas con laminación bien o poco definida. Sus espesores varían entre 0,1 m y 1,6 m.

d) *Facies heterolíticas*: aparecen en una sección de 3 m de espesor en el Palacio de los Loros (Fig. 3 A, H) y están constituidas por areniscas finas a medias verdes y pelitas castañas. Presentan una estratificación alternante y rítmica de arena y pelita (Reineck

1967) en los tipos de flaser, ondulosa y lentiforme. Entre ellas se identificaron facies dominadas por arena, mixtas y dominadas por pelitas (Ha, Hb y Hc respectivamente). Los espesores de los estratos varían entre 3 y 10 cm y los contactos inferiores son planos u ondulados.

Contenido fosilífero

Está representado por restos vegetales (troncos, hojas, briznas y carbón) y microfósiles. Los troncos, amarillentos a castaño claros y rojizos, son de angiospermas y coníferas (Romero 1968, Petriella 1972). Suelen presentar 2 m de largo por 0,40 m de diámetro, aunque excepcionalmente alcanzan 1,20 m de diáme-

tro en su parte inferior. Su disposición es subhorizontal con orientación predominante NNE-SSO. La preservación es buena y sólo presentan deformación por aplastamiento. Los raigones se encuentran únicamente en los troncos más grandes y en los fragmentos menores se distinguen estructuras vasculares y cicatrices de inserción de ramas. A menudo se observan marcas de predación o de bioerosión (Simpson 1975), en forma de perforaciones cilíndricas producidas posiblemente por insectos y rellenas posteriormente por material arenoso.

Las improntas de hojas, de coloración castaño clara, están bien preservadas, pudiéndose determinar hasta venas terciarias y a veces cutículas. El análisis de los materiales colectados indica que los taxones más abundantes en la región corresponden *Sterculia* sp., *Zizyphus* sp., *Fagophyllum* sp., *Cissites* sp., *Laurophyllum* sp. y *Myrica* sp. (Dibbern, com. pers.).

Las briznas generalmente están carbonizadas. En las facies St y Fl aparecen en lentes milimétricas, en tanto que en las Sm y Sr están dispersas. Se ha encontrado madera carbonizada en las areniscas más finas de las litofacies Sm, St y Sh. En algunas samitas se hallaron fitolitos de cicadales.

Entre los microfósiles se encontraron foraminíferos (mal preservados) y espículas monoaxonas.

Ciclicidad

Los estados considerados en las matrices son las litofacies descritas anteriormente; además, se adicionaron las diastemas (D) y los pulsos (P). En los tres perfiles estratigráficos se reconocen subciclos ternarios a policompuestos (Fig. 5), siendo éstos los más abundantes. En general, los ciclos son granodecrecientes y suelen comenzar con diastemas (génesis erosiva). Por otra parte, es frecuente observar transiciones multiepisódicas entre las facies de areniscas St, Sp, Sh y Sr, así como también en la facies Fm.

Paleocorrientes

Las paleocorrientes se determinaron sobre la base de la orientación de las facies Sr, Flb, St y Sp y de los troncos.

a) *Facies St y Sp*: muestran gran dispersión dependiendo del perfil. Es así que en el Palacio de los Loros las corrientes indican hacia el SE, mientras que el cerro Colorado lo hacen hacia el SO. Únicamente en el cerro Abigarrado se puede apreciar cierta bidireccionalidad, siempre en estratos aislados (Fig. 3B). Los valores medios de las paleocorrientes obtenidos

en cada perfil son los siguientes:

Palacio de los Loros 98° 30'

Cerro Colorado 95°

Cerro Abigarrado 256° 36'

b) *Facies heterolíticas*: en la sección heterolítica del Palacio de los Loros (Fig. 3A, H) se midieron 24 direcciones de corrientes. Estas son tanto hacia el este como hacia el oeste, aunque la media evidencia una mayor persistencia de las del este.

c) *Troncos*: en general, se disponen con sus ejes mayores hacia el NNE-SSO (Fig. 6 A y B). Un 25% de ellos posee raigones, probablemente se trata de troncos poco transportados y aún tumbados; es decir, próximos al lugar de crecimiento. En el cerro Colorado (Fig. 6A) muestran mayor dispersión que en el cerro Abigarrado (Fig. 6B). Considerando que los troncos se orientaron transversalmente a las corrientes tractivas, es posible reconocer la existencia de paleocorrientes orientadas hacia el ESE (Fig. 6A y B).

Interpretación paleoambiental

Como ya ha sido señalado por autores anteriores la Formación Salamanca corresponde a un depósito marino litoral hasta plataforma interna (Chebli y Serraiotto 1974 y Andreis *et al.* 1975 entre otros).

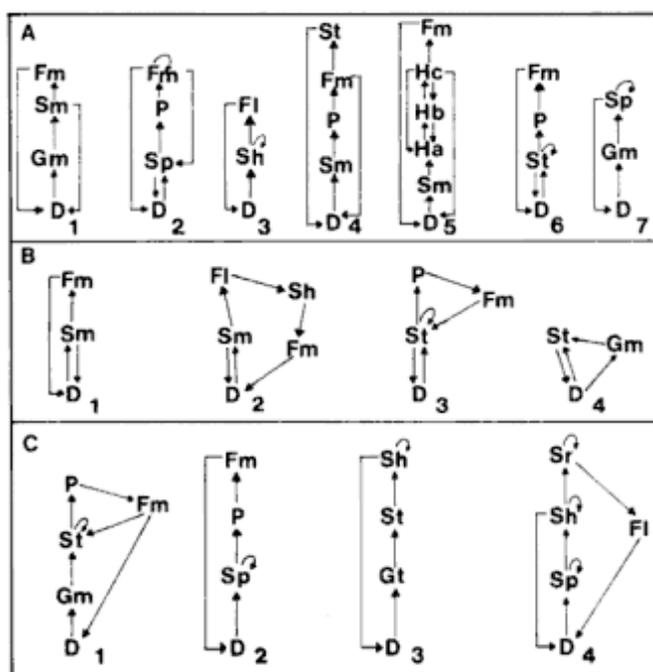


Figura 5: Subciclos obtenidos a partir de los perfiles relevados en el Palacio de los Loros (A), cerro Colorado (B) y cerro Abigarrado (C).

Las facies de areniscas son las dominantes (Tabla 1) y entre ellas los procesos más frecuentes están representados en los cuerpos arenosos. Su desarrollo está controlado por las variaciones en el régimen de flujo, profundidad del cuerpo de agua, tamaño de grano disponible y remociones periódicas por acción de tormentas (Harms *et al.* 1982). Los cuerpos son producto de la superposición de megaóndulas con crestas sinuosas (facies St), asociadas con megaóndulas con crestas rectas (facies Sp). Se han identificado cordones arenosos, canales, planicies arenosas y barras litorales.

Las barras o cordones arenosos ("sand ridges", Johnson y Baldwin 1986) están constituidas por la litofacies St y presentan variaciones texturales y/o en el tamaño de las artesas (desde 0,40 m de ancho y 0,10 m de alto hasta 8 m de ancho y 0,70 m de espesor; Fig. 3 CA). La participación de recubrimientos pelíticos (*mud drapes*) es característica de los depósitos mareales (Klein 1970) y refleja la existencia de pulsos en la sedimentación (subciclos A6, B3 y C1, Fig. 5). Estas capas se habrían originado por decantación cuando la corriente de flujo adquiría velocidad nula y los espesores (10-15 cm) sugieren alta concentración de la carga en suspensión (Mc Cave 1970). La presencia de restos vegetales (troncos con raigones y briznas) indica un aporte continental próximo. En los cuerpos arenosos se ha registrado aisladamente en los perfiles una evidente bidireccionalidad en las corrientes que generaron dichas megaformas (Fig. 3). En la región hubo paleocorrientes mareales excluyentes, vale decir que las corrientes de alta y baja marea no siguieron las mismas trayectorias, lo que permite explicar la ausencia de estratificación cruzada tipo "herringbone". Los troncos muestran una orientación preferencial perpendicular a levemente oblicua a las corrientes (Fig. 6). Esta situación puede deberse a que los especímenes de gran tamaño se interfieren mutuamente y adoptan un amplio rango de orientaciones (Mac Donald y Jefferson 1985).

Otros cuerpos representados por estratos multi-episódicos, de espesores de orden métrico, contienen los sedimentos más gruesos disponibles (conglomerados en facies Gm o Gt, brechas intraformacionales y areniscas gruesas en facies Sm y Sh) y son portadores de troncos. Los cuerpos presentan frecuentes superficies de erosión y forman ciclos granodecrecientes (Fig. 5 A1-3-4, B1-2-4 y C3-4), evidenciando una disminución paulatina de la energía del medio. Estos depósitos corresponderían a canales de marea someros y de poco desarrollo lateral (Fig. 3 CM). En el cerro Colorado las paleocorrientes se deben a la acción de mareas y estarían orientadas en dirección este-oeste.

Durante el desarrollo de los canales se habrían

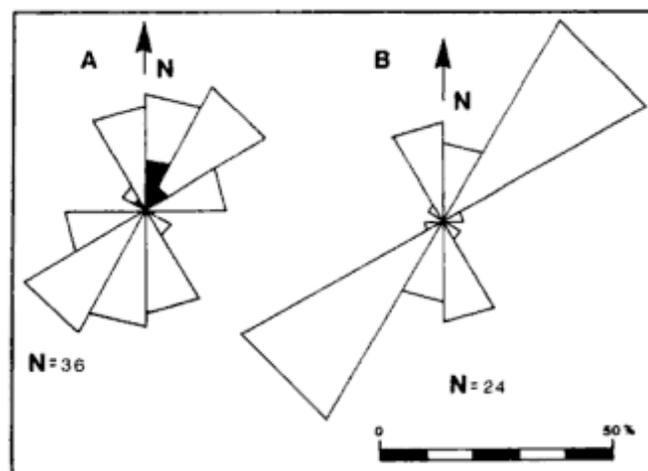


Figura 6: Rosas de los vientos construidas a partir de las orientaciones de los ejes longitudinales de los troncos en los cerros Colorado (A) y Abigarrado (B). En negro se indican las orientaciones de los troncos que tienen raigones. (N: número de mediciones).

producido interrupciones o modificaciones en el arreglo litofacial. Las primeras involucraron erosión de las facies más finas (Fm y Fl), formando superficies irregulares (estratos negativos, Bossi y Jalfin 1983) en los subciclos A1, B4 y C3-4 (Fig. 5). En otros canales se evidencian períodos de menor actividad de las corrientes, permitiendo la colonización del sustrato arenoso por parte de organismos cavadores. Esto explicaría, en parte, la génesis de la facies Sm. Dicha litofacies también podría ser producto de flujos gravitacionales del tipo granular (Medeiros y Ponte 1981), vinculados posiblemente con tormentas. Dadas las dimensiones, arreglo litofacial, contenido fosilífero, bioturbación y orientación bidireccional de las estructuras cruzadas en el cerro Colorado (Fig. 3 B), es posible considerar a estos depósitos como canales de marea (*tidal inlet*). Los mismos ocuparían el sector submareal a intermareal inferior (Elliot 1986).

Vinculados con estos canales aparecen estratos de hasta 10 m de espesor constituidos exclusivamente por la facies Sr (Fig. 3C, PA y Fig. 5 subciclo C4). Las óndulas linguoides indican un régimen de flujo inferior, en fase de onda (Harms *et al.* 1982), por lo que se ubicarían en una posición más somera la de los canales. Se trata de depósitos intermareales interpretados como planicies arenosas (*sand flats*), que pueden formarse en las proximidades de los canales de marea y mostrar albardones (*channel levee*, Harrison 1975). Las óndulas linguoides presentan una dirección oblicua de paleocorrientes (SE) respecto de los canales que las infrayacen (Fig. 3 C, PA). En estos depósitos suelen aparecer troncos de hasta 40 cm de largo, similares a los hallados en los canales y que habrían encallado durante la bajamar.

El depósito arenoso interpretado como barra litoral aflora parcialmente erosionado, en la zona del Palacio de los Loros (fig. 3A, BL). Es un cuerpo elongado de unos 600 m de largo, con orientación NNO - SSE y de sección transversal plano convexa de poco más de 100 m de ancho y 3 m de espesor (Fig. 4d). La superficie superior es ondulada (Fig. 4c), debido a procesos erosivos probablemente relacionados con la excavación de canales. Internamente, se distinguen dos capas constituidas por cuerpos arenosos con facies Sp (sigmoidales). Los cuerpos están parcialmente decapitados (Fig. 4c) y limitados por recubrimientos de fango (*mud drapes*) (ver subciclo A2, Fig. 5). La barra se habría formado en profundidades submareales (Elliott 1986) y habría migrado hacia el oeste en dirección a la albufera. La migración estuvo controlada por corrientes de flujo y ocurrió sobre un sustrato relativamente plano. En lo que respecta a la albufera está constituida por facies pelíticas y aparece acuña-da en el extremo occidental de la barra intercalada entre las dos capas mencionadas (Fig. 3A, BL-AL).

Los depósitos sobrepuestos al sistema barra-albufera constituyen un complejo de estratos multiepisódicos (Figs. 3A, DR y 5 A7), integrado por megaondas de cresta recta u ondulada (facies Sp y St). La orientación hacia el este permite suponer que su formación estuvo controlada por corrientes de refluo. Estas rocas podrían ser interpretadas como un lóbulo terminal de delta de refluo (*ebb-tidal delta*), asociado a los canales de marea (Fitzgerald 1977, Elliot 1986) instalados sobre la barra.

Los cuerpos con las sedimentitas más finas presentan facies pelíticas (Fm y F1) y heterolíticas (Ha, Hb y Hc). Entre los primeros se incluyen los cuerpos tabulares de variable extensión (hasta miles de m) y espesor reducido (máximo 7 m en la zona en estudio). En general, las estructuras han sido generadas por corrientes tractivas en régimen de flujo inferior (facies Sr), o por procesos suspensivos (litofacies Fm y F1). Por lo tanto, estas últimas se habrían depositado en sectores calmos de las albuferas (Fig. 3 AL) y poco perturbados por corrientes u oleaje, siendo sólo destacable la generación de óndulas simétricas producidas por corrientes oscilatorias. Las mismas son el resultado de la acción esporádica del viento sobre la albufera. La sedimentación habría ocurrido en cuerpos de agua permanente al reparo de barras, lo que explica la falta de evidencias de exposición subaérea prolongada (grietas de desecación, paleosuelos, etc.). Asimismo, la sedimentación suspensiva habría originado la notable tabularidad de los estratos y la aparición de laminación o de estratos macizos. La salinidad de las aguas debe haber sido a lo sumo salobre (Andreis *et al.* 1975, Bertels 1975). Sin embargo,

existieron sectores con aguas dulces en los que se preservaron los restos vegetales, por ejemplo la impronta de una flor en el lente pelítico asociado con las barras sigmoides (Palacio de los Loros, Martínez, 1988) y que constituye la base de "El Dromedario" (yacimiento fosilífero, mencionado por Feruglio 1949).

Por último, los cuerpos representados por facies heterolíticas (Fig. 3A, H) evidencian una marcada ritmicidad en la sedimentación de arena y fango. En la planicie heterolítica se verifica en los períodos de actividad de corriente un transporte en fase de óndula. En tiempos de calma (plea y/o bajamar) decantan pelitas (Ramos y Galloway 1990). Esta dinámica recurrente (Fig. 5 A5) habría dado lugar a la sucesión de estratos con buen desarrollo de estratificación flaser a lentiforme y marcada bidireccionalidad, E-O, de las paleocorrientes (ver paleocorrientes).

En síntesis, se han identificado facies mareales de tipo submareal hasta intermareal superior (Elliott 1986, Klein 1982). Su distribución ha estado regulada por la existencia del relieve algo ondulado pre-salamanquense y por el carácter somero de las plataformas marinas presentes en la Cuenca del Golfo San Jorge. Por lo tanto, frente a pequeñas oscilaciones del nivel del mar se habrían producido en los sectores sublitorales y litorales frecuentes y hasta bruscas transiciones entre los subambientes reconocidos. Las sucesiones estudiadas involucran un proceso transgresivo seguido por un lento evento regresivo. El carácter grandodecreciente y estratodecreciente que permite sugerir para la culminación del Paleoceno inferior la retirada del mar.

El paleoclima ha sido estudiado analizando los troncos de la Formación Salamanca (Petriella 1972, Petriella y Archangelsky 1975). Tanto la abundancia como la dimensión de los ejemplares sugerirían que formaron parte de una comunidad arbórea densa. Debido a que dichos restos se ubican en habitats con requerimientos distintos (desde climas subantárticos montanos a tropicales de llanura), Petriella (1972) y Petriella y Archangelsky (1975) proponen una distribución de la flora en fajas altitudinales. En consecuencia, infieren la existencia de un sistema montañoso que habría actuado como barrera a la transgresión marina (Camacho 1967).

Conclusiones

La Formación Salamanca, con espesores variables entre 53 m y 84 m, está constituida por sedimentitas de coloraciones amarillentas grises y verdosas. Los estratos suelen ser tabulares o lenticulares y son

frecuentes las estratificaciones cruzadas (facies Gt, St, Sp), óndulas (Sr), laminación (Fl) y capas macizas (Gm, Sm, Fm). Incluye varios niveles con troncos transportados y otros con restos de hojas en buen estado de preservación.

Esta unidad representa una ingresión marina sobre un relieve suavemente ondulado, labrado en las secuencias cretácicas. Las sedimentitas han sido acumuladas en condiciones submareales hasta intermareales superiores. Se han registrado subambientes de canales de marea, barra litoral, lóbulo de delta de reflujo y albuferas. El pasaje, a veces brusco, de un subambiente a otro indica que el mar era somero y con discretas variaciones en su nivel medio.

Los restos vegetales se encuentran en las albuferas (hojas) o en los cordones arenosos (troncos). La importante acumulación de hojas de Angiospermas en las albuferas, así como la propia naturaleza de las sucesiones detríticas, permiten inferir que las condiciones paleoclimáticas en áreas aledañas eran subtropicales húmedas.

Agradecimientos

La autora desea agradecer a R.R. Andreis por la dirección del Trabajo Final de Licenciatura y por las sugerencias realizadas durante la confección de este trabajo. A E. Romero y a A. Gandolfo (ambos integrantes del Laboratorio de Paleobotánica y Palinología, FCEN, UBA) por haber facilitado el material fosilífero perteneciente a sus colecciones. A M. Falcone por las ideas aportadas. A C. Barcat, G. Chebli y C. Limarino por la lectura crítica del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R.R., Mazzoni, M.M., y Spalletti, L.A., 1975. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, prov. de Chubut, Rep. Arg. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (1): 85-103.
- Archangelsky, S., 1973. Palinología del Paleoceno de Chubut. I. Descripciones sistemáticas. *Ameghiniana*, 10 (4): 339-399.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A. y Zucchi, H.E., 1989. Cuenca Golfo San Jorge. Simposio sobre Cuencas Sedimentarias Argentinas, del 10º Congreso Geológico Argentino, 1987 Tucumán.
- Bertels, A., 1975. Bioestratigrafía del Paleoceno marino en la provincia del Chubut, República Argentina, 1º Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía, Tucumán, 2:271-316.
- Bossi, G.E. y Jalfin, G.A., 1983. Programa Ciclo, en Fortran 77, para análisis de ciclicidad de secuencias sedimentarias. Trabajos y Conferencias, II Simposio Sudamericano International Union of Geological Sciences: 403-417.
- Camacho, H.H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (4): 253-280.
- Chebli, G.A. y Serraiotto, A.A., 1974. Nuevas localidades del Paleoceno marino en la región central de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(3): 311-318.
- Elliott, T., 1986. Siliciclastic shorelines. En: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies*. Elsevier, pp. 155-188. Nueva York.
- Ferrello, R., 1954. Estudio geológico del borde occidental de la Pampa María Santísima (Anticlinal N° XI o Cúpula de Funes). Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 36 p. Buenos Aires (Inédito).
- Feruglio, E., 1929. Apuntes sobre la constitución geológica de la región del Golfo de San Jorge. *Boletín de Informaciones Petrolíferas*, 4: 925-1025.
- Feruglio, E., 1949. El Salamanquense. En: Descripción geológica de la Patagonia, Tomo I, pp. 298-323. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- Fitzgerald, D.M., 1977. Ebb-tidal delta of Prince inlet, South Carolina: geomorphology, physical processes and associated inlet shoreline changes. En: Hayes, M.O. y Kana, T.W. (Eds.): *Terrigenous clastic depositional environments*. American Association of Petroleum Geologists Field Course. Technical Report 11-CRD, II: 143-157. Tulsa.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Ed. Hemphill Publ., 182 p. Austin.
- Gingerich, P.D., 1969. Markov analysis of cyclic alluvial sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 330-332. Tulsa.
- Ginsburg, R.N., 1975. Tidal deposits: A casebook of Recent examples and fossils counterparts. Springer-Verlag, 428 p. Berlín.
- Harms, J.C., Southard, J.B. y Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in clastic rocks. Lecture notes for short course N° 9. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 249 p. Calgary.
- Harrison, S.C., 1975. Tidal - flat complex, Delmarva Peninsula, Virginia. En: Ginsburg, R.N. (Ed.): *Tidal deposits: A casebook of Recent examples and fossils counterparts*. Springer-Verlag, pp. 31-38. Berlín.
- Johnson, H.D., 1978. Shallow siliciclastic seas. En: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies*. Elsevier, pp. 233-234. Nueva York.
- Johnson, H.D. y Baldwin, C.T., 1986. Shallow siliciclastic seas. En: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies*. Elsevier, pp. 229-282. Nueva York.
- Klein, G. de V., 1970. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 1095-1127.
- Klein, G. de V., 1982. Beach barrier sand bodies. Tidal sand bodies. En: Klein, G. de V. (Ed.): *Sandstone depositional models for exploration for fossils fuels*. International Human Resources Development Corporation, pp. 43-92. Boston.
- Lesta, P. y Ferrello, R., 1972. Región extrandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En: Lanza, A.F. (Ed.): *Primer Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, pp. 601-654. Córdoba.
- Mac Donald, D.I.M. y Jefferson, T.H., 1985. Orientation studies of water-logged wood: a paleocurrent indicator? *Journal of Sedimentary Petrology*, 55 (2): 235-239.
- Martínez, G.A., 1988. Estudio estratigráfico y paleoambiental de la sucesión terciaria en la Pampa María Santísima, Depto. Sarmiento, prov. de Chubut, Rep. Arg. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 99 p. (Inédito).
- Martinsson, A., 1970. Toponymy of trace fossils. En: Crimes, P. y Harper, J.C. (Ed.): *Trace fossils*, Geological Journal Special Issue, 3: 323-330.
- McCave, I.N., 1970. Deposition of fine-grained suspended sediment from tidal current. *Journal Geophysical Research*, 75: 4151-

- 4159.
- Meconi, G.R., 1989. Estratigrafía y paleoambiente del Grupo Chubut en el codo del río Senguerr, prov. de Chubut. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 112 p. (Inédito).
- Medeiros, R.D. y Ponte, F.C., 1981. Roteiro geológico da bacia do Reconcavo (Bahía). Publ. Petrobras, 63 p. Bahía.
- Méndez, I., 1966. Foraminíferos, edad y correlación estratigráfica del Salamancaense de Punta Peligro (45° 30'; 67° 11' W) provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 12 (2): 127-157.
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E.J., Gondar, D. y Tonni, E., 1965. Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. Anales Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 6: 165-193.
- Petriella, B., 1972. Estudio de maderas petrificadas del Terciario inferior del área central de Chubut (cerro Bororó). Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie) Sección Paleontología, 6: 159-254.
- Petriella, B. y Archangelsky, S., 1975. Vegetación y ambiente en el Paleoceno de Chubut. 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Tucumán, 2:257-270.
- Ramos, A. y Galloway, W.E., 1990. Facies and sand-body geometry of the Queen City (Eocene) tide-dominated delta-margin embayment, NW Gulf of Mexico Basin. *Sedimentology*, 37: 1079-1098. Londres.
- Reineck, H.E., 1967. Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. En: G.D. Lauff (Ed.): *Estuaries*. American Association for the Advancement of Science: 191-206. Washington.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1980. *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, pp. 339-455. Nueva York.
- Romero, E.J., 1968. *Palmoxyton patagonicum* n.sp., del Terciario inferior de la prov. de Chubut, Argentina. *Ameghiniana*, 5 (10): 417-432.
- Selley, R.C., 1969. Studies of sequence in sediments using a mathematical device. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 125-500 (4): 557-581.
- Simpson, G.G., 1935. Occurrence and relationships of the Río Chico Fauna of Patagonia. *American Museum, Natural History*, 818. Nueva York.
- Simpson, S., 1975. Classification of trace fossils. En: Frey R.W. (Ed.): *The study of trace fossils*. Springer-Verlag, pp. 39-54. Nueva York.
- Spalletti, L.A. y Mazzoni, M.M., 1979. Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca sur del lago Colhué Huapí, prov. del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (4): 271-281.

Recibido: 5 de setiembre, 1989

Aceptado: 15 de setiembre, 1992

Sales de potasio de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), Provincias de Mendoza y Neuquén

Norberto Adrián GABRIELE

Victor Vergani N° 678, 1629 Pilar, Argentina

ABSTRACT. Potassium salts in the Huitrín Formation (Early Cretaceous), Mendoza and Neuquén Provinces. Occurrences of potassium salts in the uppermost part of the Lower Cretaceous Huitrín Formation cover an area of approximately 3,880 km² in southern Mendoza and northern Neuquén provinces. Individual beds in six units bearing K-rich salts are 0.80 to 8.80 m thick and lie at depths of between 600 and 1,500 m. Within this extensive area, the central portion is occupied by sylvite and sylvinites (sylvite plus halite) and includes the thickest and most abundant salt horizons recognized in the basin. The thickness and frequency of the beds decrease toward the margin of the basin. In the Sierra Negra and Filo Morado zone, the decrease is mainly attributed to evaporite flow. Two working hypotheses to explain the deposition of the salt are presented: 1) from residual shallow waters areas, and 2) by the encroachment of marine waters over hypersaline areas, to form a stratified water body. Investigations were carried out using a variety of remote sensing techniques: gamma ray, density, acoustic and induction logging, etc. during exploratory drilling by Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Y.P.F.).

Introducción

Las sales de potasio se forman cuando las masas de agua de mar se aíslan del océano en lugares donde la evaporación es superior al flujo de aguas. Cuando las salmueras ricas en potasio y magnesio logran las concentraciones críticas comienzan a precipitar sus sales.

Las sales más importantes por su contenido en potasio son: silvita (cloruro de potasio), carnalita (cloruro de potasio y magnesio hidratado) y langbeinita (sulfato de potasio y magnesio). Se suele utilizar el término "silvinita" para nominar a la mezcla silvita más halita.

Otros minerales o sales de potasio que suelen presentarse son: singenita, leonita, kainita, polihalita, glasserita, schönita, etc.

Debido a la alta solubilidad e higroscopicidad de las sales, no es factible hallarlas en afloramientos, siendo necesario para su reconocimiento la identificación geofísica indirecta en sondeos o mediante la extracción de testigos corona.

El objetivo del presente trabajo es dar a conocer las manifestaciones de sales de potasio vinculadas a la Formación Huitrín. Se detalla su distribución areal en el subsuelo, cantidad de niveles, profundidad de localización, sectores de adelgazamiento de las sales y la posible composición mineralógica que predominaría en la cuenca. A partir de esta inferencia mineralógica se analizan dos modelos evolutivos paleoambientales de depositación. El área investigada se encuentra limitada geográficamente por los paralelos 36° 45' y 37° 52' de latitud sur y los meridianos 69° 9' y 70° de longitud oeste.

Geología regional

La cuenca de sales potásicas de la Formación Huitrín forma parte de la Cuenca Neuquina (Digregorio 1972, Digregorio y Uliana 1980), una amplia cubeta de acumulación sedimentaria durante el Jurásico y el Cretácico que se extendió desde el sur de Mendoza, al Neuquén andino-extrandino, sudoeste de La Pampa y noroeste de Río Negro (Fig. 1).

La cuenca Neuquina estuvo limitada durante gran parte de su historia geológica por un arco magmático al oeste y por dos estructuras cratónicas al este, el Sistema de la Sierra Pintada al noreste y el Macizo Nordpatagónico al sureste.

Sobre un basamento de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, se desarrolló a partir del Triásico superior hasta el Terciario inferior (Legarreta y Gulisano 1989) una espesa secuencia sedimentaria marino-continental con cierta ciclicidad en el arreglo interno de sus facies. De los primeros estudio regionales, fue Groeber (1929, 1946, 1952) quien sistematizó los grandes ciclos de sedimentación desde un punto de vista cronoestratigráfico local, reconociendo tres ciclos principales, "Jurásico", Andico y Riográndico, y a su vez dividió éstos en unidades de menor rango.

A partir de los modernos métodos de análisis sistemoestratigráficos y conceptos sobre secuencias depositacionales (Vail *et al.* 1977 y posteriores) que llevaron al enfoque de la estratigrafía secuencial (Haq *et al.* 1987, entre otros) se analiza la historia de acumulación sedimentaria de la cuenca, primero en intervalos estratigráficos definidos: Gulisano (1981), Gulisano *et al.* (1984a, 1984b), Legarreta *et al.* (1981), entre

otros; siendo posteriormente centralizados en un análisis global de la cuenca por Legarreta y Gulisano (1989).

Estos autores han subdividido al relleno sedimentario en unidades de distinto orden, Secuencias Depositionales, Mesosecuencias y Supersecuencias, englobadas en la Megasecuencia Neuquina. En esta Megasecuencia (Triásico superior-Terciario inferior) han diferenciado tres Supersecuencias: Inferior (Triásico superior al Jurásico superior), Media (Kimmeridgiano al Cenomaniano) y Superior (Cenomaniano medio al Paleoceno tardío), las cuales coinciden parcialmente con los ciclos ya mencionados de Groeber (1946). A su vez cada Supersecuencia está compuesta por Mesosecuencias cuyo ordenamiento de unidades y el rango temporal que abarcan, serían el resultado de cambios relativos del nivel del mar asimilables a ciclos eustáticos de segundo orden que actuaron a lo largo de los diferentes estadios de la historia de subsidencia de la cuenca (Legarreta y Gulisano 1989).

En la Fig. 2 se ha resumido el esquema estratigráfico secuencial y las fases geodinámicas de la cuenca de Legarreta y Gulisano (1989), anexándose las fases geotectónicas de Digregorio *et al.* (1984).

Trabajos síntesis sobre la estratigrafía y estructura de la región fueron realizados por Bracaccini (1970),

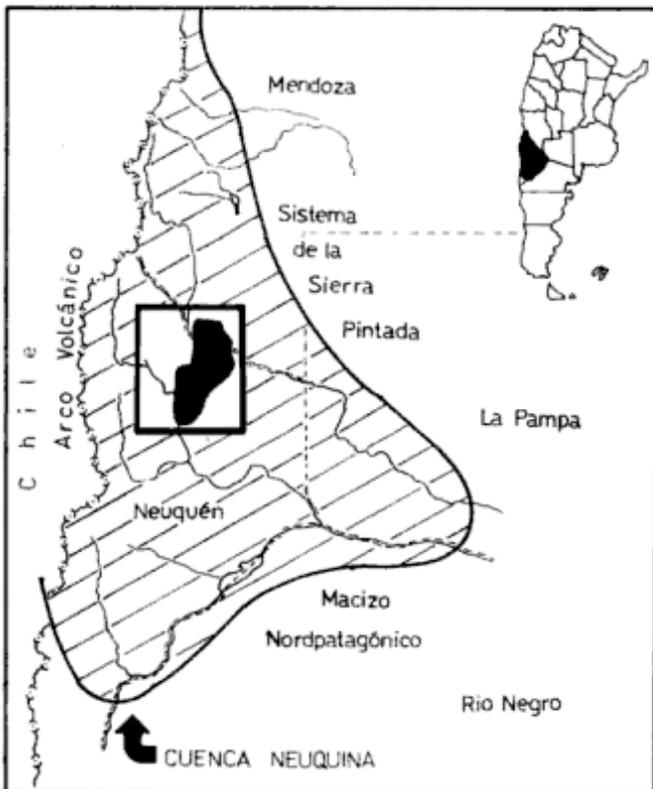


Figura 1: Mapa de ubicación de la cuenca potásica huirtrina en la cuenca Neuquina.

EDAD	SECUENCIAS			Miles de Años	FASES					
	MEGA	SUPER	MESO		Geodinámicas (1)	(2)				
CEMIZ. TERC.	Post-Paleoc.	TECTOGÉNESIS			55	ANDINA	Retro arco			
	Paleoceno				88	Subsid. ref. 3				
CRETÁCICO	Maastrichtiano	SUPERIOR	M. MALARGÜE		88	TRANSICIÓN				
	Campaniano		M. NEUQUÉN		94					
	Santoniano	MEDIA	M. RAYOSO		106					
	Coniaciano		M. HUITRÍN		112					
	Turoniano		M. MENDOZA SUPERIOR		175					
	Cenomaniano		M. MENDOZA MEDIO		126					
	MESOZOICO	Albiano	SUPERSECUENCIA	M. MENDOZA INFERIOR				144	SUBSIDENCIA	"MARGINAL"
		Aptiano		M. LOTENA				154		
		Barremiano	INFERIOR	M. CUYO				208		
		Hauteriviano		M. PRE-CUYO				215		
Valanginiano										
Berriasiano										
JURÁSICO		Tithoniano	MEGASECUENCIA				TERMICA			
		Kimmeridgiano								
		Oxfordiano								
		Caloviano								
	Bathoniano									
	Bajociano									
	Aaleniano									
	Toarciano									
Piensoquiano										
Sinemuriano										
Hettangiano										
TRIÁSICO	SUBSTRATO				Rift	Intra arco				
PALEOZOICO					Basamento					

Figura 2: Cuadro de Edades, Secuencias Sedimentarias y Fases Geodinámicas (1) extraído de Legarreta y Gulisano (1989) y (2) extraído de Digregorio *et al.* (1984). (3) Subsidencia por carga del arco magmático (Terciario temprano-Cuaternario temprano)

Marchese (1971), Digregorio (1972, 1978), Yrigoyen (1972, 1979), Ramos (1978), Mombrú y Uliana (1979) y Digregorio y Uliana (1980).

Geología de la Formación Huitrín

En el Cretácico inferior alto se depositaron las sedimentitas de la Formación Huitrín, unidad que ha sido estudiada y subdividida por numerosos autores, entre ellos Weaver (1931), Herrero Ducloux (1946), Groeber (1929, 1946, 1952), Digregorio (1972), Uliana *et al.* (1975a, 1975b), Brodtkorb *et al.* (1975), Ramos (1981), Fachini (1979), Legarreta y Boll (1982), Legarreta *et al.* (1983) y Legarreta (1985).

El esquema estratigráfico usado en este trabajo es el elaborado por Legarreta y Boll (1982) para el sector mendocino de la cuenca, siendo extrapolados poste-

riormente por Legarreta *et al.* (1983) para el sector norte de Neuquén; quienes retomando el esquema y la nomenclatura de Groeber (1946, 1952) proponen una subdivisión en tres miembros: Chorreado, Troncoso y La Tosca, separando a su vez a los dos primeros en una sección inferior y superior (Fig. 3).

Sobre las pelitas oscuras y calizas depositadas en condiciones marinas normales de la Formación Agrio, se presenta desde el cerro Visera (Neuquén) hacia el norte la sección inferior del miembro Chorreado, compuesto por carbonatos con pelitas-areniscas subordinadas depositadas en un ambiente marino con salinidad anormal, integrándose desde la localidad de Chos Malal la sección superior del miembro Chorreado, carbonático en el norte neuquino y evaporítico (anhidrita) en el sur mendocino, depositados en condiciones marinas restringidas hasta hipersalinas someras.

Sigue la sección inferior del miembro Troncoso con clásticos fluvioeólicos de amplio desarrollo y buena expresión topográfica en los afloramientos desde el río Agrio hasta la sierra de Cara Cura, interdigitando con evaporitas (anhidrita-halita) de un ambiente hipersalino somero hacia el interior de cuenca en el sur mendocino.

La sección superior del miembro Troncoso, es esencialmente evaporítica, yace tanto sobre las subunidades de la Formación Huitrín, como sobre parte de la Formación Agrio, se inicia con un delgado banco calcáreo estromatolítico, siguiendo una potente secuencia de anhidrita (aflorantes) y halita con intercalaciones delgadas de sales de potasio (en subsuelo) depositadas en condiciones marinas hipersalinas someras hasta de restricción y casi desecación total del mismo.

Culmina la Formación Huitrín, con las calizas del miembro La Tosca, de amplio desarrollo areal en la cuenca, depositadas en condiciones marinas de salinidad anormal. Siendo el conjunto sobrepuesto por las secciones Evaporítica y Clástica de la Formación Rayoso (Legarreta y Boll 1982, Legarreta *et al.* 1983, Gutiérrez Pleimling 1991).

En el análisis estratigráfico secuencial de la cuenca Neuquina (Legarreta y Gulisano 1989) el miembro Chorreado es asignado a la Mesosecuencia Mendoza superior (Hauteriviano inferior, 117,5 Ma, al Aptiano inferior, 112 Ma) conjuntamente con los miembros Avilé y Superior de la Formación Agrio. Los miembros Troncoso y La Tosca son agrupados conjuntamente con la base de la Formación Rayoso en la Mesosecuencia Huitrín (Aptiano inferior, 112 Ma, al superior, 106 Ma). Siendo ambas Mesosecuencias integradas a la Supersecuencia Media (Fig. 2).

Descubrimiento y antecedentes de las sales de potasio

La primera investigación realizada con el propósito de hallar sales de potasio en las evaporitas salinas de la Formación Huitrín, la realizan Holmberg y Núñez (1971) en la zona de Huitrín, no hallando evidencias de las mismas.

En 1974/75, a partir de un convenio celebrado entre Yacimientos Petrolíferos Fiscales y la Subsecretaría de Minería de la Nación, dentro del marco del Plan Fosforita Nacional (que dirigió el Dr. Armando F. Leanza) y a instancias del Dr. Pedro C. Roque, se descubre en perforaciones exploratorias de hidrocarburos de la zona de cerro Guillermo (Mendoza), anomalías radiactivas en la secuencia con sal de roca de la Formación Huitrín; analizadas las mismas se llega a la conclusión que respondían a la presencia de silvita, identificando su potencialidad económica (Leanza, H.A., com. personal).

A partir de este reconocimiento, la mención en bibliografía sobre la existencia de las sales de potasio en el subsuelo es escasa, en general vinculada a información procedente y en parte inédita de Y.P.F.: Uliana *et al.* (1975a:167), Brodtkorb (1978:257), Ra-

GROEBER (1946/52)	ULIANA <i>et al.</i> (1975b)	LEGARRETA Y BOLL (1982)
Neuqueniano	Gr. Neuquén	Gr. Neuquén
Diamantiano	Fm. Cañadon de la Zorra	Sección Clástica
	Fm. Rangüeles	
	Mb. Pichí Neuquén	Sección Evaporítica
	Mb. Quilli Malal	
	Mb. Rincón	Sección Evaporítica
	Mb. Salina	
	Mb. La Tosca	Mb. La Tosca
		Mb. Troncoso
		Sup
		Inf.
		Mb. Chorreado
		Sup
		Inf.
Agrioense	Fm. Agrio	Fm. Agrio

Figura 3: Cuadro de equivalencias de nomenclatura de Legarreta y Boll (1982).

mos (1981:94), Lapidus y Padula (en Angeletti *et al.* 1983:123), Legarreta y Boll (1982), Legarreta *et al.* (1983), Legarreta (1985) y Gabriele (1987).

Metodología de trabajo

La localización de las sales de potasio se basó en la detección de la emisión natural de rayos gamma de las evaporitas, provenientes del potasio cuarenta, usualmente combinado con los aniones cloruros y sulfatos.

El potasio es un elemento químico que está formado por tres isótopos naturales: potasio 39, potasio 40 y potasio 41; en las proporciones siguientes: 93,08; 0,0119 y 6,9%; siendo el potasio 40 un radioelemento con emisiones de radiaciones gamma (ondas electromagnéticas de alta energía con longitud de onda de 10^{-8} a 10^{-11} cm) que se originan por un reordenamiento nuclear espontáneo y que pueden atravesar decenas de metros de aire y en el orden de centímetros en los estratos rocosos.

Las radiaciones gamma ligadas a las evaporitas son detectadas en el subsuelo por los instrumentos de rayos gamma; se presentan en curvas (perfiles G.R.) a escala 1:200 y de 0 a 200 en unidades A.P.I. (American Petroleum Institute) unidad definida empíricamente en la Universidad de Houston, Texas, Estados Unidos.

Las respuestas altas de radiactividad fueron complementadas con los perfiles de densidad y sónico, para determinar la posible mineralogía de los bancos mineralizados. El perfilaje acústico o sónico registra el tiempo de tránsito acústico expresado en microsegundos por pie y el perfil de densidad registra la densidad de la formación expresada en gramos por centímetros cúbicos.

Los perfiles eléctricos de potencial espontáneo y resistividad fueron utilizados para la identificación y correlación de los cuerpos rocosos en el subsuelo, la carencia de porosidad y la no conductividad eléctrica de las evaporitas provocan una alta lectura en el perfil de resistividad.

Un perfilaje útil al estudiar este tipo de sales solubles es el registrado por el calibre o caliper, que señala el diámetro del pozo. En los sondeos exploratorios de hidrocarburos, al atravesar los niveles solubles, como los lodos usados son a base de agua no saturada en sal, los disuelven ahuecando la formación y así mantener alejada la sarta de perforación evitando su aprisionamiento. Esto hace que el rayo gamma tenga que recorrer un camino mayor disminuyendo su intensidad, con la consiguiente atenuación del pico registrado, lo que motiva la lectura

errónea de sus valores, no obstante poderse detectar radiactividad. Si la oquedad es muy grande, los perfilajes en general tendrán registros no representativos.

Otra técnica útil son los gráficos de interrelación o diagramas cartesianos (p. ej.: densidad vs. sónico), donde se encuentran las posiciones de los principales minerales evaporíticos, ya que los niveles presentes en este tipo de depósitos químicos, poseen la misma composición general y carecen de porosidad, motivando una respuesta de los perfiles de pozos similares (Serra 1990).

Mena salina potásica

Las evaporitas potásicas abarcan un área aproximada de 3.880 km² en los extremos sur de la provincia de Mendoza (24%) y norte de la provincia del Neuquén (76%) (Fig. 4).

En la provincia de Mendoza comprende en el departamento Malargüe, la zona este de la sierra de Reyes, cañadón Amarillo, Chihuido de la Salina, cerro Guillermo, cerro Cortado, el Pichanal, hacia el río Colorado, el paso de las Bardas y los rincones de Correa, Chico y de la Ramada. En Neuquén comprende básicamente el oeste del departamento Pehuenches más un pequeño sector norte de Añelo y Loncopué (?), que incluye la sierra Negra, Los Barriales, la pampa Negra, filo Morado, Ranquiles, los Cerrillos, la pampa de las Liebres, la sierra de Huantraico (?) y como límite sur la zona de las salinas de Huitrín incluida.

El borde de cuenca fue determinado de acuerdo al distanciamiento entre los sondeos, que en la región de estudio es dispar acorde a la densidad de perforaciones exploratorias de hidrocarburos. El límite de subsuelo, en el sector de los yacimientos de Puerto Hernández, Puesto Molina, Chihuido de la Sierra Negra (Neuquén) y la zona del Pichanal y Cerro Chato (Mendoza), es más preciso ya que hay una alta densidad de perforaciones, con pozos entre dos y cinco kilómetros; siendo en el resto de la región menor, debido a que los sondeos se hallan cada 20 a 25 km. El límite oeste se conecta con los afloramientos de la Formación Huitrín, que no evidencian cloruros en el miembro Troncoso superior debido posiblemente al lavado de las sales ante su alta solubilidad.

El área de la sierra de Huantraicó que carecía de perforaciones y la única que estaba realizada no poseía registro geológico en el Huitriniano, se la engloba en la cuenca con ciertas reservas, para ello se ha tenido en cuenta además de la presencia de potasio en la zona de Ranquiles -pampa de las Liebres y en las salinas de Huitrín, el límite de la sal de roca asociada a las sales de potasio.

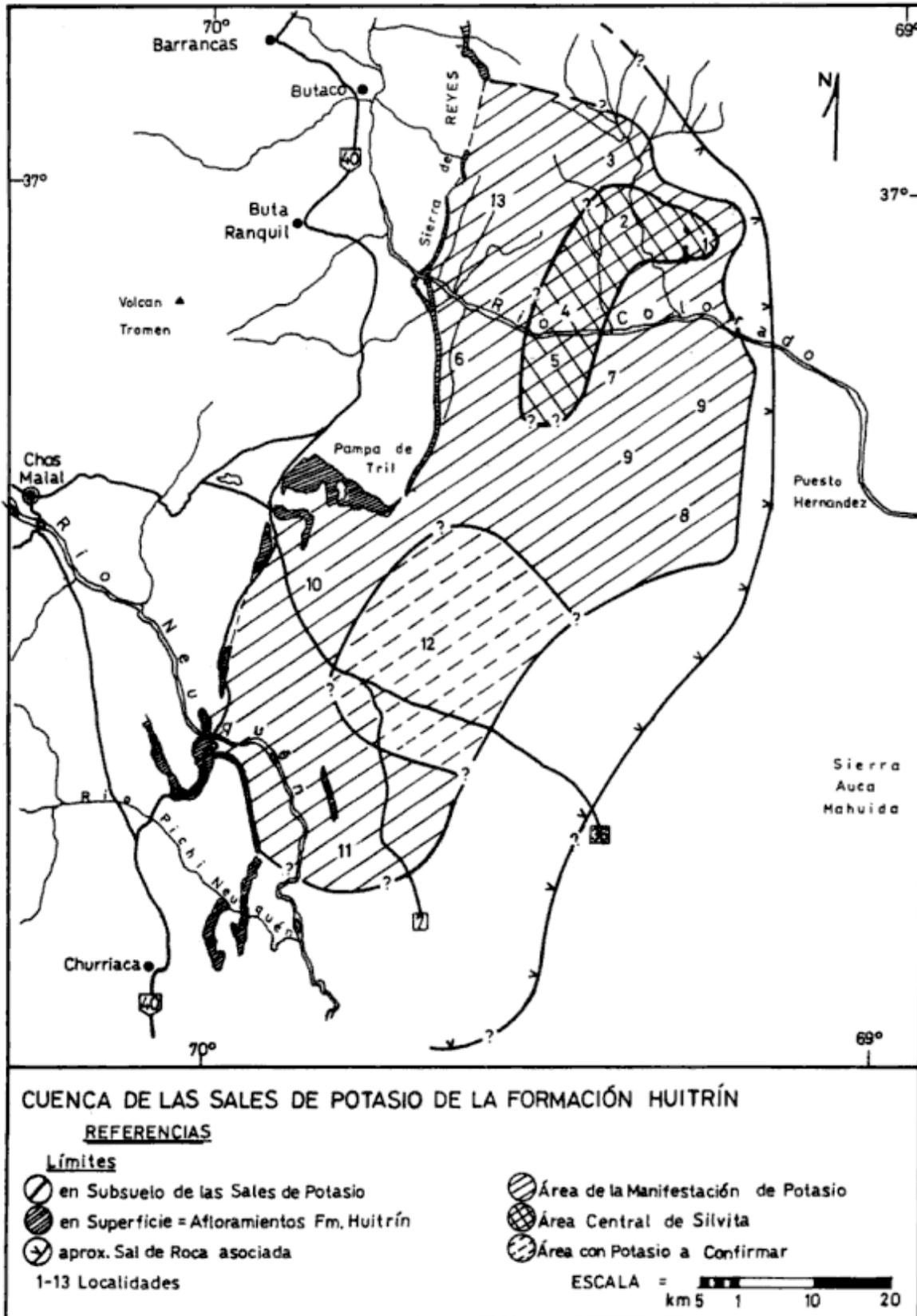


Figura 4: Cuenca de las sales de potasio (Formación Huitrín, Cretácico inferior alto). Localidades: 1) El Pichanal, 2) Cerro Guillermo, 3) Cerro Chihuido del Sur-Cañadón Amarillo, 4 y 5) Paso de las Bardas, 6) Filo Morado, 7) Loma Pedregosa-Cerro Guanaco-Chihuido Bayo, 8) Los Barriales-Punta Barba Auca Mahuida, 9) Sierra Negra-Chihuido de la Sierra Negra, 10) Pampa de las Liebres-Ranquiles, 11) Salinas de Huitrín, 12) Sierra de Huantraico, 13) Chihuido de la Salina.

En la zona de Pichanal, cerro Cortado, cerro Guillermo y paso de las Bardas, los perfilajes gamma señalan dos paquetes radioactivos de sales potásicas, separados por un nivel no radioactivo de 5 a 7 m de sal de roca, teniendo cada paquete entre 1 a 3 bancos con sales de potasio separados por breves bancos de halita de 1 a 2 m de espesor, presentando el manto inferior una respuesta más conspicua del gamma.

En el resto de la cuenca la cantidad de niveles con potasio va disminuyendo hasta ser de 1 hacia los bordes, no obstante presentarse en algunos sectores con buenos espesores, p. ej., Ranquiles, Punta Barda, Auca Mahuida, etc. En la Tabla 1 se hace una síntesis de la distintas áreas potásicas donde se detalla cantidad de niveles, sus potencias individuales y la profundidad de localización de los bancos.

Entre el cerro Bayo y el cerro Chihuido de la Sierra Negra, en un amplio sector, se presenta una disminución en la cantidad de bancos y de espesores de las sales de potasio que coincide con una merma de la sección de halita. En esta zona, se desarrolla un anticlinal cuyo abovedamiento fue ocasionado por intrusiones ígneas terciarias en las Formaciones infrayacentes Quintuco-Vaca Muerta (Kelly 1978). Al producirse esta flexura y al actuar concomitantemente la carga litostática de los sedimentos suprayacentes a las sales evaporíticas, podrían haber ocasionado su fluencia hacia sectores de menor altura estructural.

Otra zona donde se ha observado una disminución y aún desaparición de los bancos de potasio es en Filo Morado y se debería a un adelgazamiento de la secuencia evaporítica por flujo plástico, debido a la culminación de estructuras anticlinales subaflorantes, provocadas por una imbricación de láminas de corrimiento limitadas por zonas de despegue de bajo ángulo (Ploszkiewickz 1983, 1987, Ploszkiewickz y Viñes 1987, Viñes 1989), estructuras que se vinculan al margen externo de la faja plegada y fallada en la cuenca neuquina (Vásquez y Gorroño 1980).

La presencia de las sales de potasio en casi todos los pozos observados dentro de la cuenca, la variación en la cantidad de bancos y de sus espesores aún entre pozos contiguos, sugiere que las sales tendrían una distribución regional y un carácter lenticular sumamente interdigitado.

La utilización de los perfiles de densidad y acústico, permitió señalar la probable composición mineralógica de los cuerpos salinos potásicos. Se observa que básicamente en el sector mendocino y norte neuquino de la cuenca, hay un predominio de bancos que concordantes con sus picos gamma naturales, acusan valores de densidad y sónico que indicarían la presencia de silvinita, mezcla salina que ha sido citada para el sector mendocino de la cuenca, por Lapidus y

Padula (en Angelelli *et al.* 1983). Se ha diferenciado un área central, cuya mayor frecuencia de niveles con mena potásica, permite inferir que al ser la silvita el mineral de mayor ley teórica en este tipo de menas salinas, esta área sería la de mejor probabilidad de encontrar los mayores contenidos y espesores de potasio.

En los márgenes de cuencas en Neuquén, si bien los perfiles continúan señalando la presencia de bancos de silvinita, habría bancos salinos cuyos valores de densidad y sónico mostrarían una composición mineralógica distinta, con el predominio de carnalita-halita, situación que se podría repetir en el borde de cuenca mendocino.

Para sondeos ubicados al sur del río Colorado, entre la zona central y el borde de cuenca, se utilizó el gráfico de interrelación densidad *vs.* sónico (Serra 1990), donde se hallan ubicados los principales minerales que se presentan en este tipo de menas evaporíticas marinas, permitiendo inferir la posible mineralogía de algunos bancos con sales de potasio.

De la disposición de los puntos representativos en el gráfico (Fig. 5) podemos diferenciar dos situaciones, aquellos puntos que se sitúan entre halita, silvita y carnalita, nos indicarían la presencia de niveles con silvinita y con carnalita + halita (+ silvita ?). Los restantes valores de densidad y sónico, mayores a los de carnalita, podrían señalar la presencia de otras sales subordinadas como ser bischofita y taquidrita (difíciles de registrar en los perfilajes por su alta solubilidad e higroscopicidad, aún en sondeos perforados con inyecciones especiales saturadas en NaCl), o ser ocasionados por impurezas insolubles, p. ej., aporte terrígeno de material pelítico proveniente de los bordes de cuenca (véase la Fig. 5).

La escasez de datos, su carácter puntual, saltuario y la dificultad de conectar los bancos entre los distintos sondeos, le conceden a estas conclusiones un valor provisional, por lo que no se las correlacionó, ni sistematizó arealmente con mayor precisión.

Se reflexiona que: 1) a partir de un número mayor de sondeos convenientemente distribuidos en la cuenca, 2) perforando en calibre con un lodo de base petróleo para atravesar las sales solubles, 3) realizando perfilajes orientados hacia las sales de potasio y asociadas, y 4) básicamente extrayendo testigos corona, se puede: conocer la paragénesis mineral precisa, poseer detalles sobre la textura y estructura primaria e información adicional sobre elementos minoritarios como el bromo, que nos posibilitaría la confirmación de los datos inferidos y su extrapolación a otros sectores de la cuenca potásica.

En el estudio no se obtuvieron valores de los tenores de las sales, debido a la metodología utilizada y al

Tabla 1: Síntesis de las distintas áreas potásicas.

Zonas con sales de potasio	Niveles	Potencias (m)	Profundidad (m b.b.p.)
Provincia de Mendoza			
1. El Pichanal	2 a 5	0,8 a 7,6	800 a 1000
2. Cerro Guillermo	4	1,4 a 7,2	1000 a 1100
3. Co. Chihuido del Sur			
-Cañadón Amarillo-	2 a 3	1,6 a 5,6	900 a 1000
4. Paso de las Bardas	2 a 6	1,4 a 8,8	900 a 1050
Provincia del Neuquén			
5. Paso de las Bardas	2 a 6	1,4 a 7,1	1300 a 1600
6. Filo Morado	1 a 2	1,4 a 5,6	1200 a 1300
7. Loma Pedregosa- Cerro Guanaco-Chihuido Bayo	2 a 3	1,5 a 5,2	750 a 1200
8. Los Barriales-Punta Barda Auca Mahuida	1 a 2	1,4 a 8,2	1200 a 1400
9. Sierra Negra-Chihuido de la Sierra Negra	1 a 3	1,2 a 7,0	800 a 1400
10. Ranquiles-Pampa de las Liebres	1 a 3	1,9 a 6,0	600 a 700
11. Salinas de Huitrín	1	4,0	600

carecer Y.P.F., de mayor información orientada a las sales, como ser perfilajes espectrales de rayos gamma, testigos corona, etc.

Según Lapidus y Padula (en Angelelli *et al.* 1983) los tenores de K_2O varían entre 16 y 30% para potencias de hasta 3 m, en el área comprendida entre las sierras de Reyes y Chachahuen (Mendoza).

El Grupo Minera TEA, quien desde 1976 ha realizado varias perforaciones exploratorias de sales de potasio, ha mencionado para un manto inferior con espesores de 2,20 a 2,50 m un tenor de 28 a 32% de K_2O , cubicándose unas 300 millones de toneladas. Otros mantos superiores con espesores entre 10 a 20 m tienen un contenido entre 20 a 27% de K_2O . En una primera etapa, se piensa comprobar las reservas estimadas y en una segunda fase, se preparará la infraestructura de producción propiamente dicha. La explotación prevista es por disolución de cavernas. El producto, una solución de KCl y NaCl, se concentrará en piletas de evaporación solares y se las separará en una planta de flotación, obteniéndose un producto de 90% de KCl de pureza (Anónimo 1989, 1991a, 1991b).

La empresa Minera Duval también habría realizado perforaciones exploratorias de sales de potasio en la provincia del Neuquén, al sur del río Colorado, los sondeos Sierra Negra I y II, y en la zona de Pampa de las Liebres, los sondeos Pampa Salina I y II (R. Otaño, com. verbal).

Paleoambiente depositacional

El paleoambiente depositacional de la Formación

Huitrín ha sido caracterizado en diversos trabajos: Ulliana *et al.* (1975a), Brodtkorb *et al.* (1975), Ramos (1981), Legarreta y Boll (1982), Legarreta *et al.* (1983), Legarreta (1985), entre otros. En general, para las

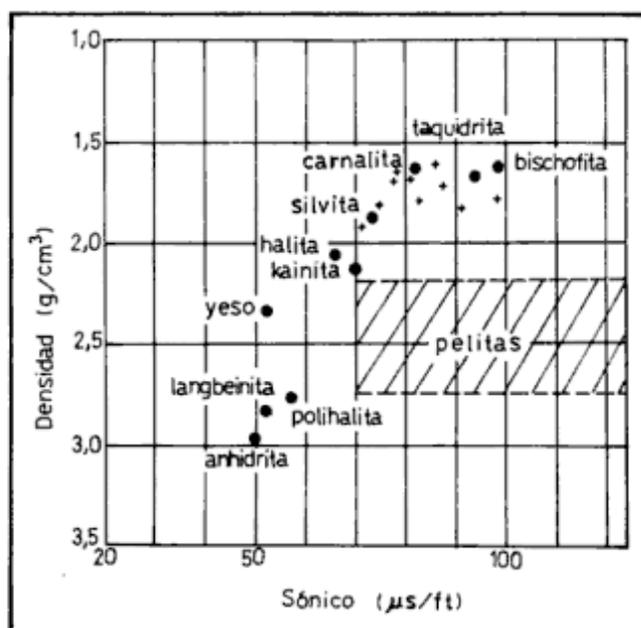


Figura 5: Gráfico de interrelación densidad vs. sónico (Serra 1990, 1991, modificado), con datos representativos de niveles con sales de potasio de sondeos al sur del río Colorado entre el área central y el borde de cuenca. Anhidrita, $CaSO_4$; bischofita, $MgCl_2 \cdot 6H_2O$; carnalita, $KMgCl_3 \cdot 6H_2O$; halita, NaCl; kainita, $KMgClSO_4 \cdot 3H_2O$; langbeinita, $K_2Mg_2(SO_4)_2$; polihalita, $K_2MgCa_2(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$; silvita, KCl; taquidrita, $Mg_2CaCl_4 \cdot 12H_2O$; yeso, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$.

evaporitas de ha planteado un ambiente marino restringido, donde la evaporación va aumentando las concentraciones salinas provocando la depositación de los minerales acorde a sus grados de solubilidad.

En el esquema depositacional elaborado por Legarreta y Boll (1982) se han señalado para el miembro Troncoso superior condiciones hipersalinas someras, de extrema restricción y de desecación total de la cuenca para la depositación de la anhidrita, halita y silvita respectivamente.

Este miembro, que alcanza hasta 250 m de espesor, tendría su depocentro depositacional, entre la plataforma oriental de la cuenca y la actual estructura de las sierras de Cara Cura-Reyes y la pampa de Tril, que habría actuado como un elemento paleotopográfico de tendencia positiva o de menor subsidencia relativa, respecto de las zonas circundantes (Legarreta y Boll 1982, Legarreta *et al.* 1983), formando una barrera física que impidió el reflujó de las sales más solubles de potasio hacia el interior de la cuenca quedando confinadas en el depocentro señalado (Legarreta 1985).

La silvita, de menor extensión areal que la halita, indicaría una zona de mayor subsidencia relativa, siendo la edad de los bancos de halita y silvita, progresivamente más jóvenes hacia el centro de la cuenca (Legarreta y Boll 1982). Este evento de depositación potásico, habría comenzado en los 109,5 Ma (Legarreta y Gulisano 1989) acorde con la caída relativa del nivel del mar de tercer orden en el Aptiano superior señalada por Haq *et al.* (1987).

Sobre la base de técnicas indirectas, se pudo inferir algunas especies mineralógicas de sales de potasio presentes en la cuenca, donde tendríamos sucintamente en gran parte de la misma, el predominio de silvita, variando a carnalita hacia los márgenes de cuenca al sur del río Colorado.

La silvita se presenta asociada en granos chicos con halita y con una coloración ligeramente lacre (Lapidus y Padula, en Angelelli *et al.* 1983), formando niveles potásicos intercalados con bancos de sal de roca en el tercio superior de este manto salino, que alcanza espesores de hasta 150 m.

El origen de la silvita en un depósito evaporítico es controvertido, en general se la considera secundaria a partir de la descomposición diagenética o postdepositacional de la carnalita, la principal sal primaria de las evaporitas amargas oceánicas (Phillips 1947, Stewart 1963, Wardlaw 1968, Hite y Japakasetr 1979, Searls 1985), mientras que la génesis primaria de la silvita, ha sido planteada en los estadios finales de precipitación por evaporación del agua de mar, por debajo de los 11° C y sobre los 72° C (véase Stewart 1963), y por mezcla de salmueras marinas concentradas a 25° C (Raup 1970). También podría precipitar

silvita primaria en condiciones naturales si las concentraciones salinas de algunos de los componentes del agua de mar fueran diferentes a las actuales (véase Eugster *et al.* 1980).

Dentro del esquema de desecación total de la cuenca Neuquina, se pueden señalar dos hipótesis depositacionales para la cuenca potásica huiriniana.

En la primer hipótesis, la precipitación de sales de potasio y magnesio, se habría dado en cuencas residuales someras separadas, las cuales se fueron llenando rápidamente, desecándose y continuando el proceso con nuevos ciclos de rellenos en "lagos" someros nuevos, a través de superficies de erosión en la base, que dejarán depósitos potásicos vinculados en continuidad lateral y ascendente a través de bancos de halita (siguiendo un esquema de Schreiber 1986), dando origen al carácter lenticular interdigitado de los niveles con sales de potasio.

Mientras en los sectores marginales se meteorizan y erosionan las evaporitas quedando superficies onduladas, rauhwackes y brechas de colapso (Legarreta 1985); en los sectores más internos, aguas meteóricas superficiales o subsuperficiales lavarían los depósitos salinos amargos en los contenidos más solubles de magnesio, dejando un residuo compuesto por silvinita secundaria.

Otra hipótesis que podría plantearse surge a partir del ingreso a la cuenca de depositación potásica de aguas marinas en un estado menor de concentración salina y densidad que las salmueras amargas residuales de la cuenca, por lo que van a fluir apoyándose sobre éstas, formando un cuerpo de agua estratificado (Harvie *et al.* 1980), hipótesis que se presentaría como una modificación de las sustentadas por King (1947), Scruton (1953), Briggs (1958) y Raup (1970) ya que las salmueras de la cuenca se encontrarían confinadas por la barrera física ya mencionada. Además es difícil de establecer un reflujó de fondo a escala regional en este tipo de salinas gigantes (véase crítica Hsü 1972).

La precipitación de las sales va a estar focalizada en la interfase aire-agua por la sobresaturación originada en la evaporación, y en la zona de interfase entre las dos salmueras originada por la difusión de la salmuera superior de menor salinidad y densidad en la salmuera inferior de mayor salinidad y densidad. Es posible que en profundidad también precipiten sales por saturación de la salmuera inferior ante cambios de temperatura.

Los minerales precipitados en la interfase aire-agua van a estar dados por la concentración y temperatura de la salmuera superior (Phillips 1947, Dellwig 1955, Schmalz 1969, Goldsmith 1969, entre otros), y los formados en la zona de interfase por la concentración, temperatura y contraste de las salmueras puestas en contacto (Briggs 1958, Raup 1970, Eugster *et*

al. 1980). Ambas generaciones de sales, deberán atravesar la salmuera inferior antes de asentarse en el fondo marino; si no están en equilibrio con la misma, pueden sufrir modificaciones en su composición (Stewart 1963, Schmalz 1969) como enriquecerse en su contenido en potasio (Goldsmith 1969); en síntesis, el estado de composición y concentración de la salmuera inferior es la que va a definir la paragénesis mineral depositada (Harvie *et al.* 1980).

Se ha demostrado al mezclar una solución saturada de cloruro de magnesio con una salmuera de agua de mar de gravedad específica 1,313 a 25°C, la precipitación simultánea de cloruro de potasio (silvita) y cloruro de sodio (halita) en una relación 70:30 (Raup 1970), proceso que puede estar estimulado por la disminución de la solubilidad de ambos cloruros ante la presencia de $MgCl_2$ y eventualmente en condiciones naturales de $CaCl_2$ en las salmueras (D'Ans 1933, en Raup 1970 y Wardlaw 1972). Esta depositación salina se desarrolla mientras perdure el contraste de las salmueras estratificadas, disminuido el mismo precipitará solamente halita, hasta que las salmueras se mezclen totalmente y desaparezca la zona de interfase dejando de precipitar sal (Raup 1970).

Para que el mecanismo depositacional continúe activo, es preciso de nuevos flujos de salmueras marinas, ya que en caso contrario, quedaría una salmuera que al concentrarse por evaporación, precipitaría otras (?) sales amargas acorde a sus concentraciones críticas (Harvie *et al.* 1980).

Si inferimos una dirección de flujo norte sur, siendo el sector central de mayor profundidad, las salmueras ingresantes habrían tenido su máximo volumen y velocidad, promoviendo así una mayor mezcla de salmueras y de precipitación en su zona de interfase (Briggs 1958).

De alcanzar los sectores marginales meridionales, algo más elevados y de aguas más someras, habrían llegado con una salinidad y densidad mayor por la evaporación producida en el tránsito a través de la cuenca y la concomitante segregación horizontal de sales (King 1947, Scruton 1953; Briggs 1958, Schmalz 1969), no logrando el contraste necesario para una mezcla de salmueras, su difusión y la precipitación de sales en la zona de interfase, por lo que dominará la precipitación de sales en la superficie del agua por la sobresaturación originada en la evaporación y en profundidad por saturación de la salmuera ante cambios de temperatura (Raup 1970). De quedar cuerpos de aguas residuales atrapados, se habría completado la secuencia normal de depositación por evaporación y concentración de las salmueras; la paragénesis mineral teórica de los últimos productos de cristalización por evaporación equilibrada isothermal a temperatura ambiente, comprende: halita + kieserita +

carnalita + anhidrita + bischofita + solución (Phillips 1947, Stewart 1963, Harvie *et al.* 1980).

De estas sales, predominaría en los niveles potásicos carnalita + halita, es posible que se presente bischofita, la cual sería una sal accesoria hasta un constituyente menor de los bancos salinos. Con respecto a kieserita ($MgSO_4 \cdot H_2O$), al carecerse de su valor de tránsito acústico, no se la pudo incluir en el gráfico densidad vs. sónico (Fig. 5); no obstante, si se tiene en cuenta su densidad (2,59) la alejaría de los puntos representativos; lo cual no significa que ésta ni otra sal (p. ej., anhidrita, polihalita, langbeinita) no formen paragénesis en los bancos salinos, ya que si su presencia es muy subordinada tendrán una escasa influencia en los valores registrados en los perfilajes.

Del gráfico de interrelación (Fig. 5) surge la posible presencia de taquidrita ($Mg_2CaCl_6 \cdot 12H_2O$), una sal no frecuente en los depósitos evaporíticos antiguos, aunque común dentro de los cretácicos. Taquidrita se presenta como un mineral accesorio de niveles con carnalita y con bischofita, hasta formando bancos puros; en las cuencas salinas de Gabón-Congo en Africa (de Ruiter 1979), de Sergipe en Brasil (Wardlaw 1972, Szatmari *et al.* 1979) y del Khorat en la península de Indochina (Hite y Japakasetr 1979), lo que ha llevado a estos últimos autores a inferir que los "mares" evaporíticos cretácicos poseían una química diferente a los actuales, señalando al cloruro de calcio como un constituyente mayor.

Schopt (1980, en Schreiber 1986) ha señalado que los océanos no han variado mayormente su composición en el transcurso del tiempo geológico, por cuanto el enriquecimiento en $CaCl_2$ de las salmueras marinas de las cuencas evaporíticas es debatido, ya que el calcio del agua de mar (actual) sería consumido en la precipitación de los carbonatos y sulfatos, no quedando el suficiente calcio para que precipite taquidrita (véase Wardlaw 1972) que al ser una sal altamente hidróscopica, mostraría que se realizó en un sistema fuertemente concentrado en $CaCl_2$ (Wardlaw 1972, Hite y Japakasetr 1979) y enteramente subácueo, ya que no se preserva al exponerse a la humedad atmosférica durante o después de la depositación (Wardlaw 1972, Kendall 1984). En la cuenca de Sergipe el enriquecimiento en $CaCl_2$ de las salmueras, se habría producido por el ingreso a la cuenca de aguas formacionales ricas en $CaCl_2$ (Wardlaw 1972).

La taquidrita es considerada también como de origen secundario, a partir de la descomposición de carnalita por soluciones secundarias de $CaCl_2$, provenientes de la reacción entre una solución de $MgCl_2$ sobre la anhidrita, resultando la paragénesis, taquidrita-silvita-carnalita-halita (Phillips 1947, Stewart 1963).

Sobre las sales amargas yace un paquete de sal de

roca con intercalaciones muy subordinadas de anhídrita y pelitas, de 15 a 40 m de espesor, que evidencia una dilución de las salmueras de la cuenca, debido posiblemente a flujos de aguas marinas de menor concentración salina.

El aporte de aguas marinas a la cuenca habría continuado activo después de la depositación del miembro Troncoso superior, ya que se depositan las calizas del miembro La Tosca, aunque con una salinidad de las aguas marinas alejadas de la normal (Legarreta y Boll 1982).

El conocimiento preciso y la distribución areal de las paragénesis salinas, de sus texturas y estructuras, de elementos minoritarios (p. ej. bromo), etc. nos permitirá confirmar, modificar o delinear nuevas hipótesis depositacionales para la cuenca potásica hui-triniana.

Conclusiones

La cuenca en subsuelo con sales de potasio de la Formación Huitrín, se constituye por su extensión en la más importante de Latinoamérica y una de las más extensas del mundo. La amplia zona central con mena de silvinita, que cuenta con hasta 6 niveles, señala la importante perspectiva económica de la misma.

Con la disminución en la cantidad de bancos mineralizados hacia los bordes de cuenca, se observa un cambio en la paragénesis mineral, ya que la principal sal sería carnalita, asociada en algunos bancos con silvinita y en otros con bischofita (?), etc. Se menciona la posible presencia de taquidrita, un mineral no frecuente en las evaporitas antiguas, pero común en las cretácicas de otras cuencas en el mundo.

Para explicar la distribución de las especies mineralógicas señaladas en la cuenca, se elaboraron dos hipótesis depositacionales dentro de un esquema de desecación total de la cuenca Neuquina: (1) a partir de cuerpos residuales separados de aguas someras donde se habrían depositado las sales amargas de magnesio y potasio, con el lavado de los materiales más solubles (magnesio) en el centro de cuenca y la formación de depósitos de silvinita secundaria, y (2) por el ingreso de aguas marinas que se alojan sobre las salmueras concentradas provocando un cuerpo de agua estratificado con la depositación de silvinita en los sectores centrales más profundos, perdiendo el contraste hacia las áreas marginales, más someras y precipitando las últimas sales amargas (carnalita, bischofita) en un ciclo normal de depositación por evaporación y concentración del agua oceánica.

Hay sectores que habrían sufrido la fluencia plástica de las evaporitas potásicas, provocando la disminu-

nución de los espesores y aún desaparición de los bancos mineralizados. Hacia la zona del margen externo de la faja plegada y fallada de la cuenca Neuquina, por la culminación de estructuras anticlinales subaflorantes, y en el ámbito de plataforma, en la zona de la sierra Negra, por la acción concomitante de la presión litostática e intrusiones ígneas terciarias en formaciones subyacentes.

Addenda

Con la lectura crítica de la versión ampliada, llegó al autor el trabajo Brodtkorb *et al.* (1992), que trata en uno de sus capítulos sobre las manifestaciones de sales de potasio para el sector mendocino de la cuenca, donde a partir de sondeos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales y de Minera TEA, se interpretaron perfiles geofísicos de pozos, de líneas sísmicas y análisis geológicos de testigos, ofreciéndose un minucioso detalle de las sales: profundidad, potencias, leyes, mineralogía, etc., identificándose tres capas mineralizadas, las que fueron correlacionadas en perfiles norte-sur y este-oeste. Dada la amplitud de la información brindada, no se la tratará en esta síntesis, remitiéndose al lector al mencionado trabajo.

Agradecimientos

Se desea expresar el agradecimiento a las autoridades de la Secretaría de Estado del COPADE del Neuquén, por haber permitido extraer datos del informe inédito realizado para esa Secretaría en el año 1987, y a las autoridades de la Gerencia de Exploración de Yacimientos Petrolíferos Fiscales de Plaza Huincul (Campamento Uno) por haber permitido utilizar el material obrante en su archivo y al personal profesional y técnico por la excelente predisposición de trabajo. A Claudio A. Barrio, Héctor J. de la Iglesia, Leonardo Legarreta y a Raúl Otaño por la colaboración brindada. A Luis Favero y Alfonso Serraioto por la lectura crítica del trabajo original.

A Milka K. de Brodtkorb por la lectura crítica de esta contribución, la cual es una versión ampliada y mejorada acorde a oportunas sugerencias del Comité Editorial y propias del autor.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., Brodtkorb, M.K. de, Gordillo, C.E. y Gay, H.D., 1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. Servicio Minero Nacional, Publicación Especial, 528 p., Buenos Aires.

- Anónimo, 1988. Potash, Argentina, Solution mine milled. Phosphorus & Potassium n° 156:13.
- Anónimo, 1991a. Argentine firm aims to take share of South American potash market. Green Markets, March 15:10.
- Anónimo, 1991b. Potasio. Panorama Minero, 153:4-10, Buenos Aires.
- Braccacini, O.J., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25(2):275-284.
- Briggs, L.I., 1958. Evaporite facies. Journal of Sedimentary Petrology, 28(1):46-56.
- Brodtkorb, M.K. de, 1978. Génesis y yacimientos. En: Geología y Recursos Naturales del Neuquén, Relatorio del 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén) pp. 251-263. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de, Danieli, J.C., De Barrio, R.E., Etcheverry, R.O. y Giusiano, A., 1992. Los yacimientos de celestina, baritina, yeso, halita y sales de potasio relacionados a las sedimentitas cretácicas de la cuenca Neuquina, República Argentina. En: Brodtkorb, M.K. de y Ferreira de Sousa, J. (Eds.): Recursos minerales y energéticos del Cretácico de América Latina. Actas pp. 1-24. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de, Ramos, V. y Ametrano, S., 1975. Los yacimientos estratoligados de celestina-baritina de la Formación Huitrín y su origen evaporítico, Provincia del Neuquén, Argentina. 2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 2:143-168, Buenos Aires.
- Dellwig, L.F., 1955. Origin of the Salina Salt of Michigan. Journal of Sedimentary Petrology, 25(2):83-110.
- De Ruiter, P.A.C., 1979. The Gabon and Congo basins salt deposits. Economic Geology 74(2):419-431.
- Digregorio, J.H., 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.): Primer Simposio de Geología Regional Argentina pp.439-505, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Digregorio, J.H., 1978. Estratigrafía de las acumulaciones Mesozoicas. En: Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio del 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), pp.37-65, Buenos Aires.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A., 1980. Cuenca Neuquina. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2, pp. 985-1032, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Digregorio, R.E., Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Minniti, S.A., 1984. Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas. 9º Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas, 2:147-162, Buenos Aires.
- Eugster, H.P., Harvie, C.E. y Weare, J.W., 1980. Mineral equilibria in a six-component seawater system, Na-K-Mg-Ca-So4-Cl-H2O, at 25°C. Geochimica et Cosmochimica Acta, 44:1335-1347.
- Facchini, A.P. de, 1979. Estudio estratigráfico del Grupo Reynoso y sus posibilidades económicas en el sector norte de la cuenca Neuquina. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Plaza Huincul, pp.1-13, 23adj. (inédito).
- Gabriele, N.A., 1987. Información básica de manifestaciones de sales de potasio, fosforitas y azufre. Informe Consejo de Planificación y Acción para el Desarrollo (COPADEF), Neuquén, 54 pp., 15adj. (inédito).
- Goldsmith, L.H., 1969. Concentration of potash salts in saline basins. American Association Petroleum Geologists, Bulletin, 53(4):790-797.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Publicación 58: 1-109.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 1(3):177-208.
- Groeber, P., 1952. Andico. En: Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 2(1):349-510.
- Gulisano, C.A., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas, 3:579-592, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E., 1984a. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas, 1:221-235, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E., 1984b. Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas, 1:236-259, Buenos Aires.
- Gutiérrez Pleimling, A.R., 1991. Estratigrafía de la Formación Huitrín: Un estudio puntual sobre la ruta Nacional n° 40, provincia del Neuquén. Boletín de Informaciones Petroleras, 3º Ep., 8(27):85-100.
- Haq, B.V., Hardenbol, J. y Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235:1156-1167.
- Harvie, C.E., Weare, J.H., Hardie, L.A. y Eugster, H.P., 1980. Evaporation of sea water: calculated mineral sequences. Science, 208(4443): 498-500.
- Herrero Ducloux, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín de Informaciones Petroleras, 13(266):245-281.
- Hite, R.J. y Japakasetr, T., 1979. Potash deposits of the Khorat Plateau, Thailand and Laos. Economic Geology, 74(2):448-458.
- Holmberg, E. y Nuñez, E., 1971. Reconocimiento geológico económico en el área salinífera de Huitrín, provincia del Neuquén. Primer Simposio Nacional de Geología Económica (San Juan), Actas, 1: 267-275, Buenos Aires.
- Hsu, K.J., 1972. Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite. Earth Science Review, 8:371-396.
- Kelly, J.G., 1978. Yacimientos de hidrocarburos. En: Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio del 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), pp. 265-287, Buenos Aires.
- Kendall, A.C., 1984. Evaporites. En: Walker, R.G. (Ed.): Facies Models. 2da. Ed., pp. 259-296, Geosciences Canada, Ontario.
- King, R.H., 1947. Sedimentation in Permian Castile sea. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 31(3): 470-477.
- Legarreta, L., 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 197 p., 27adj. (inédito).
- Legarreta, L. y Boll, A., 1982. Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo, provincia de Mendoza. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Mendoza (inédito).
- Legarreta, L., Olea, G., Peroni, G. y Sánchez de Bustamante, A., 1983. Estratigrafía y evaluación prospectiva del Grupo Rayoso en el subsuelo del valle superior del río Colorado, provincias de Neuquén y Mendoza. Informe Yacimiento Petrolíferos Fiscales, Plaza Huincul, 20 p., 22adj. (inédito).
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6, Universidad Nacional de Tucumán, pp.: 221-243, Tucumán.
- Legarreta, L., Kozlowsky, E. y Boll, A., 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito sudmendocino de la cuenca Neuquina. 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas, 3:389-409, Buenos Aires.
- Marchese, H., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26(3):343-410.
- Mombrú, C. y Uliana, M.A., 1979. Esquema tectosedimentario de la

- cuenca Mesozoica de Mendoza y Neuquén. 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), *Actas*, 2: 239-256, Buenos Aires.
- Phillips, F.C., 1947. Oceanic salt deposits. *Chemical Society Quarterly Review* 1:91-111.
- Ploszkiewicz, J.V., 1983. Propuesta para la perforación del pozo exploratorio Y.P.F. FM x-1 (Filo Morado), departamento Pehuenches, provincia del Neuquén. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Plaza Huincul, 3 p. (inédito).
- Ploszkiewicz, J.V., 1987. Las zonas triangulares de la faja fallada y plegada de la cuenca Neuquina Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino (S. M. de Tucumán), *Actas* 1:177-180, Buenos Aires.
- Ploszkiewicz, J.V. y Viñes, R.F., 1987. Filo Morado: un descubrimiento exploratorio en cinturón plegado. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3º Ep., 4(10):97-102.
- Ramos, V., 1978. Estructura. En: *Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio del 7º Congreso Geológico Argentino* (Neuquén), pp. 99-118. Buenos Aires.
- Ramos, V., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c. Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. *Boletín* 182:1-103.
- Raup, O.B., 1970. Brine mixing: an additional mechanism for formation of basin evaporites. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin*, 54(12):2246-2259.
- Schmalz, R.F., 1969. Deep-water evaporite deposition: a genetic model. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 53(4):798-823.
- Schreiber, B.C. (con la colaboración de Tucker, M.E. y Till, R.), 1986. Arid shorelines and evaporites. En: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary environment and facies*, pp. 189-228. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Scruton, P.C., 1953. Deposition of evaporites. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 53:2498-2512.
- Searls, J.P., 1985. Potash. En: Horton, R.C. (Dtor.): *Mineral facts and problems*. Bureau of Mines. *Bulletin*, 675:617-633.
- Serra, O., 1990. Análisis de ambientes sedimentarios mediante perfiles de pozo. Schlumberger, (Ed.) 272 p., Buenos Aires.
- Serra, C., 1991. Arcilla, Limo, Arenisca, Pelita. Una guía para la identificación de perfiles de pozo de depósitos silicoclásticos. Schlumberger, (Ed.) 159 p., Buenos Aires.
- Stewart, F.H., 1963. Marine evaporites. En: *Data of geochemistry*, Sixth Ed., U.S. Geological Survey, Professional Paper, 440-Y:1-52.
- Szatmari, P., Carvalho, R.S. y Simoes, I.A., 1979. A comparison of evaporite facies in the late Paleozoic Amazon and the middle Cretaceous South Atlantic salt basins. *Economic Geology*, 74(2):432-447.
- Uliana, M.A., Dellapé, D.A. y Pando, 1975a. Distribución y génesis de las sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza, República Argentina). 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, *Actas* 1:151-176, Buenos Aires.
- Uliana, M.A., Dellapé, D.A. y Pando, G.A., 1975b. Estratigrafía de las sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, *Actas* 1:177-196, Buenos Aires.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Midmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubbs, J.N. y Hatlelid, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: Payton, C.E. (Ed.): *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists *Memoir*, 26:49-212.
- Vásquez, J. y Gorroño, R., 1980. Límite de la faja plegada en la República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(4):582-585.
- Viñes, R.F., 1989. Interpretación de la estructura de Filo Morado. Primer Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mar del Plata), *Actas*, 2:1107-1125, Buenos Aires.
- Wardlaw, N.C., 1968. Carnallite-sylvite relationships in the Middle Devonian Prairie evaporite formation, Saskatchewan. *Geological Society of American Bulletin*, 79:1273-1294.
- Wardlaw, N.C., 1972. Unusual evaporites with salts of calcium and magnesium chloride in Cretaceous basins of Sergipe, Brazil. *Economic Geology*, 67(2):156-168.
- Weaver, Ch.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of the West-Central Argentine. *Memoirs of the University of Washington*, 1:1-469.
- Yrigoyen, M.R., 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed.) *Primer Simposio de Geología Regional Argentina* pp. 345-364. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Yrigoyen, M.R., 1979. Cordillera Principal. En: *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 1, pp. 651-694. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Recibido: 1º de octubre, 1990

Aceptado: 20 de setiembre, 1992

Configuración y litología del basamento geofísico en el litoral comprendido entre Viedma y San Antonio Oeste, Provincia de Río Negro.

José KOSTADINOFF

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina.

ABSTRACT. Form and lithology of the geophysical basement of the coastal zone between Viedma and San Antonio Oeste, Río Negro Province. Two large anomalies, determined from interpretations of gravimagnetic and seismic measurements, occur in the geophysical basement of a 40 km wide coastal belt between the cities of Viedma and San Antonio Oeste; one is located at O'Connor railway station and the other near Lagunas Dulces. In accordance with the inversal geophysical models, using different densities and magnetic susceptibilities prism, it is concluded that the first of them is due to the presence in the basement of metamorphic rocks with a density of 2.69 g/cm³, and the second is due to low-density granitic rock, similar to that found in an exploratory well at Lagunas Dulces. A further gravimetric anomaly, identified near Caleta de Los Loros, suggests the presence of a palaeovalley over a basement fault.

Introducción

El presente trabajo pretende interpretar el tipo de litología, estructura y configuración del basamento en todo el sector litoral norte de la provincia de Río Negro. Este se caracteriza por estar representado, en un 70%, por acantilados que llegan a un máximo de 111 m. El resto son playas de marea. El accidente más destacable es la extensa llanura de marea denominada Caleta de los Loros. La zona se encuentra casi totalmente cubierta de médanos.

Más hacia el continente, en el ámbito de la meseta patagónica, es posible hallar lagunas producto de bajos sin salida como Lagunas Dulces, de la Invernada, la Vaca, etc. Se prospectó toda el área con una densa red de observaciones gravimétricas. Además se interpretó una línea de observaciones realizadas en el golfo San Matías por el buque oceanográfico "Robert Conrad" del Lamont Doherty Geological Observatory. De esta manera se logró integrar el área de investigación al sector marino.

Los modelos prismáticos de gravedad, de acuerdo a las fórmulas propuestas por Heiland (1951) y los magnetométricos, usando las expresiones de Telford *et al.* (1976), permitieron inferir la profundidad, espesor, densidad y susceptibilidad magnética de las rocas del basamento.

Antecedentes

Los antecedentes más completos son los expuestos por Kaasschieter (1965), siendo éstos resultado de la

exploración petrolera que realizó la compañía Shell en la década del 60. De ese trabajo se obtuvo la profundidad del basamento geofísico, también la identificación puntual de las rocas de acuerdo a las perforaciones de los pozos Lagunas Dulces, O'Connor y La Elvira.

Turner y Baldis (1978) realizaron una interpretación de las megaestructuras de la región y sus relaciones con las provincias geológicas. De acuerdo con estos autores el área estaría comprendida en la denominada fosa del Gualicho. Zambrano (1980) hizo una descripción completa de la columna estratigráfica y su vinculación con la cuenca del Colorado.

Ramos (1984) postuló la existencia de una lineación de plutones graníticos en rumbo este-oeste de edad Pérmica.

Schillizzi *et al.* (1986) realizaron una interpretación geofísica y geológica de la bahía de San Antonio y sus alrededores hallando lineamientos de fracturas en el basamento de la región. Gelós *et al.* (1988) describieron las unidades morfológicas de la costa Norte del golfo San Matías.

Metodología

Las mediciones del campo magnético terrestre se realizaron con un magnetómetro de precesión protónica, siendo la precisión de ± 1 nT. Las variaciones diurnas de este campo potencial fueron corregidas con los magnetogramas de las estaciones geomagnéticas del Observatorio Astronómico de La Plata.

Las observaciones del campo gravitatorio fueron

ejecutadas con un gravímetro Worden y las lecturas tuvieron una precisión de $\pm 0,02$ miligales. Se tomaron como bases gravimétricas las estaciones pendulares de Stroeder y Carmen de Patagones (provincia de Buenos Aires) realizadas por Mateo *et al.* (1976) cuyos valores son 980175 y 980249 miligales respectivamente.

Las estaciones y las cotas de nivelación fueron elegidas a partir de cartas topográficas con escalas 1:50000 y 1:100000 del Instituto Geográfico Militar, siendo el total de puntos medidos 242.

Se utilizó el elipsoide internacional de 1930 a fin de mantener el mismo valor de referencia y posibilitar comparaciones con trabajos anteriores. Las correcciones de aire libre y Bouguer con las que se obtuvieron las respectivas anomalías se consiguieron adoptando un gradiente vertical de 0,3086 mgal/m y una densidad de 2,67 g/cm³.

Los modelos para hallar la profundidad del basamento geofísico y el cálculo de las anomalías de gravedad y magnetismo fueron realizados con una computadora VAX 11/780 del Centro Regional de Investigaciones Básicas y Aplicadas de Bahía Blanca (CRIBABB).

El área que se prospectó y la ubicación del perfil que se modeló se presentan en la Fig. 1.

Resultados

Los mapas de anomalías de Bouguer (Fig. 2a) y del campo magnético terrestre (Fig. 2b) permitieron identificar varias zonas de interés geológico. La interpretación se vio ampliamente facilitada por la existencia de un mapa con las profundidades del basamento sísmico (Kaasschieter 1965). De acuerdo a ese trabajo dicho basamento se profundiza gradualmente desde San Antonio Oeste (-200m) hasta la desembocadura del río Negro (-1200 m). El mapa de anomalías de Bouguer (Fig. 2a) mostró en ese lugar máximos y mínimos lo que permitió suponer cambio en las densidades en las rocas del basamento.

Es notable un mínimo de -28 miligales en los alrededores del pozo Lagunas Dulces y un máximo de +20 miligales centrado en la estación del ferrocarril O'Connor.

La utilización de los modelos inversos prismáticos aplicados en el perfil que cruza el área entre la bahía de San Antonio Oeste y la desembocadura del río Negro (Fig. 1), determinó que existe un intrusivo en el basamento de 36 km de ancho al sur de Lagunas Dulces. En esta región de acuerdo a los mapas isopáquicos de Kaasschieter (1965) el espesor de sedimentos cenozoicos varía entre 200 y 400 m. Estos

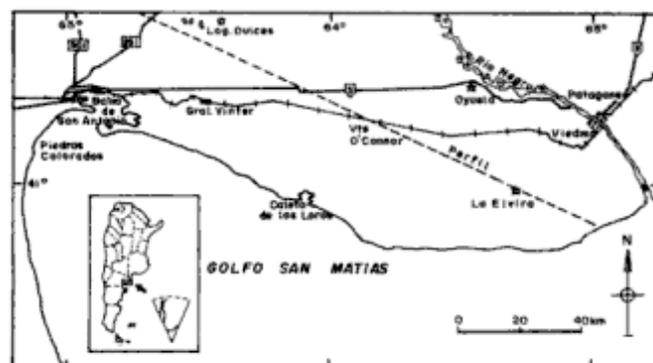


Figura 1: Mapa de ubicación y perfil gravimagnetométrico modelado.

valores permitieron ajustar el modelo y hallar que la densidad del intrusivo es de 2,59 g/cm³ y su dimensión en profundidad llega a los 10,5 km.

La susceptibilidad magnética de esta roca, de acuerdo a las determinaciones de laboratorio es muy baja, 0,000096 uem/g, lo que explicó la anomalía negativa del campo magnético terrestre en el meridiano Lagunas Dulces-estación General Vinter.

Considerando estos parámetros, que son los que determinan las anomalías gravimagnetométricas negativas, se sugiere la presencia de un intrusivo granítico en el basamento; posiblemente sea el mismo que se detectó en el pozo Lagunas Dulces. De acuerdo a Kaasschieter (1965) el mismo sería de edad pérmica. El incremento de gradiente del campo magnético terrestre al este de la estación de ferrocarril General Vinter (Fig. 2b) se interpretó como un contacto entre la roca del intrusivo granítico y la roca de caja. En esa zona se encontró la isolínea gravimétrica de -10 miligales cuyo contorno encierra una superficie de 2500 km², estimándose que esa podría ser la dimensión del intrusivo. Asimismo se halló que éste se ubica en la lineación de los intrusivos propuesta por Ramos (1984) en su hipótesis sobre la aloctonía de la Patagonia.

Una singularidad geofísica destacable es la existencia de un alto gravimétrico, de +48 miligales, entre la bahía de San Antonio y la estación Vicealmirante O'Connor. La sísmica en esta zona indicaba que el basamento se profundiza y, de acuerdo a los cálculos geofísicos, esto generaría una anomalía gravimétrica de -5 miligales. Por lo tanto queda como única explicación proponer un cambio litológico en las rocas suprayacentes a la capa sedimentaria (Figs. 2a y 2c). Magnéticamente se definió como una zona de magnetismo tranquilo dada la baja amplitud y frecuencia de las anomalías (Fig. 2b). Se observó que regionalmente las anomalías magnéticas siguen la tendencia sísmica, o sea que a medida que aumenta la profundidad del basamento disminuye el campo magnético. Se conclu-

yó entonces que en esta región tenemos rocas de alta densidad y baja susceptibilidad magnética. Con el fin de identificar el tipo de roca que genera estas anomalías de campo se calculó un modelo geofísico inverso que justificara las observaciones volcadas en el perfil de la Fig. 3. De esta manera se halló que el máximo gravimétrico de la estación O'Connor sería producido por una roca de densidad $2,69 \text{ g/cm}^3$ con un ancho de este a oeste de 72 km, un espesor de 5 km y una cobertura sedimentaria de 400 a 1000m. El modelo magnético estableció una susceptibilidad magnética

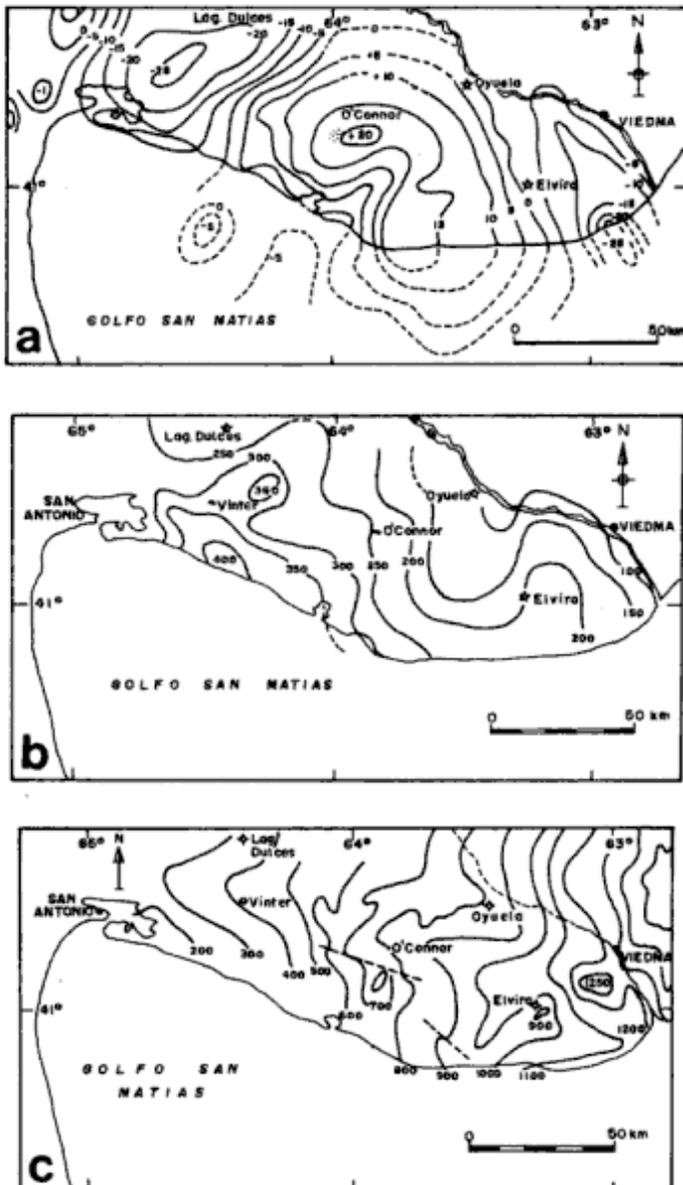


Figura 2: a. Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer. Las isoanómalas están trazadas cada 5 miligales. En el área marina se utilizaron los valores medidos por el buque oceanográfico Robert Conrad en la campaña C-15. b. Mapa del campo magnético total terrestre donde se ha filtrado la regionalidad. Las líneas isoanómalas se han trazado cada 50 nano teslas. c. Mapa de la profundidad de basamento (en metros) según Kaasschieter (1965).

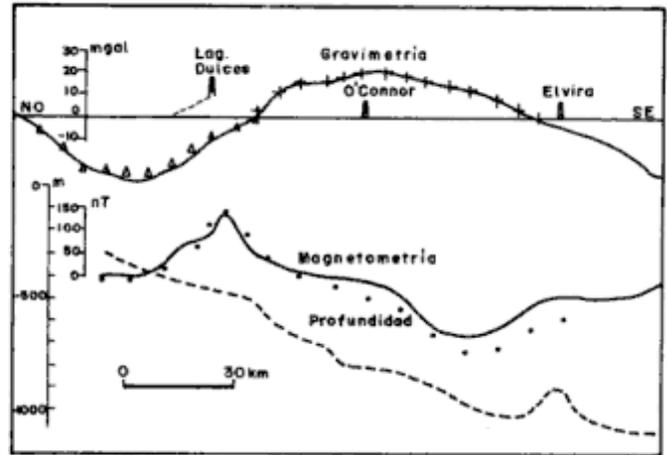


Figura 3: Las líneas continuas son resultado de las mediciones de campo. La línea quebrada indica la profundidad del basamento sísmico. Los valores calculados por modelos geofísicos inversos están representados por:

- ▲▲▲▲▲ para el caso del granito de Laguna Dulces.
- + + + + + para el caso de las metamorfitas centradas en el pozo O'Connor.
- en el caso de los modelos magnéticos.

de $0,00010 \text{ uem/g}$. Una correlación de los parámetros hallados en ambos modelos permitió suponer, de acuerdo a las tablas de Carmichael (1982), que el basamento geofísico estaría formado por rocas metamórficas. Esta roca, que denominaremos O'Connor, se correspondería a la facies de grado medio y bajo que se ha hallado en los pozos Elvira y Oyuela perforados más al este (Fig. 1) y, en la parte marina, el Delfín X1 que se encuentra a 70 km al este de la ciudad de Viedma. Por lo tanto podemos proponer que en la región de la estación O'Connor se mantienen las características litológicas de las rocas basamentales ubicadas en el sur de la cuenca del Colorado: gneises y esquistos.

La única singularidad gravimétrica que se ajusta a la evidencia de los resultados sísmicos es la depresión que se encuentra a 6 km al sur de la estación de ferrocarril anteriormente mencionada (Fig.2). Además existe una importante coincidencia entre esta anomalía y el accidente superficial del litoral atlántico denominado Caleta de los Loros.

Recalculando las observaciones gravimétricas halladas en la campaña oceanográfica del buque Robert Conrad se logró vincular las anomalías de Bouguer a 16 km de la costa con las encontradas en la Caleta de los Loros. Como resultado se observó entonces que, desde la caleta, una anomalía del campo gravitatorio se continúa 25 km hacia el continente, siendo interpretada como una depresión del basamento asociada a una fractura erosionada previa a la sedimentación cenozoica. La existencia de esta fractura ya fue propuesta por Zambrano y Urien (1970) como resultado

de un estudio realizado sobre geología de las cuencas continentales y marinas del sur argentino.

De acuerdo a Gelós *et al.* (1988) explica la evolución de la Caleta de los Loros como un bajo cuya apertura ocurrió durante el Holoceno o la posibilidad que se trate de una depresión que se rellenó con sedimentos marinos en períodos de ingesión y regresión.

Otra interpretación más, presentada en este trabajo como alternativa, sería que durante el Mesozoico se excavó un valle sobre una fractura desde el cual se alimentó con sedimentos a la cuenca de Valdés y Rawson de acuerdo a las ideas de Bianchi (1984).

Posteriormente, durante el Cenozoico tardío, se rellenó con depósitos continentales y marinos. Durante la colmatación de esta geoforma se sucedieron ajustes isostáticos, hundimientos y levantamientos que continuarían en la actualidad.

Este proceso, en menor magnitud, es similar a lo postulado por Introcaso y Ramos (1984) para la cuenca del Salado.

Del mapa del campo magnético terrestre (Fig. 2b), es posible identificar pequeñas anomalías en el meridiano de General Vinter y otra, en el este, sobre el meridiano del pozo Elvira.

Considerando el trabajo de Caminos y Llambías (1984) sobre el basamento cristalino de la provincia de Río Negro se concluyó que existe una gran similitud entre los resultados obtenidos en esta investigación y las rocas del macizo Nordpatagónico. De acuerdo a estos autores el basamento cristalino está compuesto mayoritariamente por rocas metamórficas y migmatitas presilúricas sirviendo éstas como caja de los plutones graníticos del ciclo Gondwánico (Fig. 4).

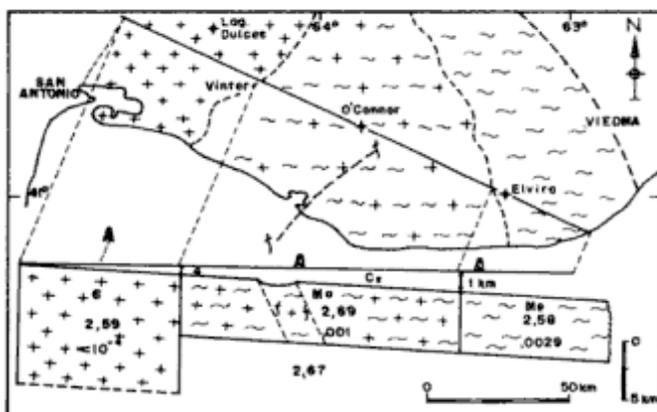


Figura 4: Configuración y litología del basamento de acuerdo a los modelos geofísicos inversos.

- G granito Lagunas Dulces
- Mo esquistos O'Connor
- Me metamorfitas de bajo grado Elvira
- f falla inferida
- - - zona de contacto

El grado de metamorfismo regional es mediano a bajo en el sector nororiental de la provincia de Río Negro. Por lo tanto podemos proponer que las rocas de esta región presentan las siguientes características: rocas graníticas (Lagunas Dulces) han intruído, durante el Pérmico, a metamorfitas de grado medio (esquistos) en la zona oeste de la estación O'Connor. Hacia el este existe una transición a metamorfitas de bajo grado las cuales han sido ubicadas por el pozo Elvira.

Conclusiones

Los granitos encontrados en el pozo Lagunas Dulces se desarrollarían entre la ciudad de San Antonio Oeste y la estación de ferrocarril General Vinter cubriendo un área de 2500 km².

Las rocas metamórficas, inferidas por el cálculo de los modelos gravimagnetométricos en los alrededores de el pozo O'Connor, serían esquistos de gran medio.

De acuerdo a las anomalías magnéticas existe un marcado contacto entre el plutón granítico y los esquistos mencionados anteriormente, mientras que sería gradual entre estos últimos con las metamorfitas encontradas en el pozo Elvira.

La Caleta de los Loros es el resultado de una geoforma más compleja del basamento proponiéndose la existencia de un paleovalle generado por una fractura y que posteriormente ha sido afectada por movimientos isostáticos y eustáticos.

Agradecimientos

A Edgardo Martín Gelós por la discusión del manuscrito. A Roberto Schillizzi y al técnico Carlos Galán del Instituto Argentino de Oceanografía por su colaboración en las observaciones de campo. Esta investigación se realizó con fondos del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, PID N° 392360-8.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bianchi, J.L., 1984. Interpretación tectogenética y paleoambiental de la cuenca de Rawson, plataforma continental argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 47-60. Buenos Aires.
- Caminos, R. y Llambías, E.J., 1984. El basamento cristalino. 9º Congreso Geológico Argentino. Relatorio de la provincia de Río Negro: 37-38. Buenos Aires.
- Carmichael, R., 1982. Handbook of Physical properties of rocks. CRS

- Press Inc., II: 256-257. Florida.
- Gelós, E.M., Spagnuolo, J.O. y Schillizzi, 1988. Las unidades morfológicas de la costa norte del golfo San Matías y su evolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (3): 315-326.
- Heiland, C.A., 1951. *Geophysical Exploration*. Prentice Hall Inc.: 148-153. New York.
- Introcaso, A. y Ramos, V., 1984. La cuenca del Salado un modelo de evolución aulacogénica. 9º Congreso Geológico Argentino 3: 27-46. Buenos Aires.
- Kaasschieter, J.P., 1965. Geología de la cuenca del Colorado. *Acta Geológica Lilloana* 17: 251-269. Tucumán.
- Mateo, J., Levin, E., Cabrera, A.L., de Affolter, G.F. y Mateo, A., 1976. Catálogo general de estaciones gravimétricas. Serie Geodesia 9, Observatorio Astronómico 1-118. La Plata.
- Ramos, V., 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325. Buenos Aires.
- Schillizzi, R.A., Kostadinoff, J. y Labudía, C.H., 1986. Interpretación geofísica y geológica del basamento en el noroeste de la provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (1-2): 1-6.
- Telfors, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. y Keys, D.A., 1976. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, pp.189-190. Londres.
- Turner, J.C. y Baldis, B., 1979. La estructura transcontinental del límite septentrional de la Patagonia. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 225-238. Neuquén.
- Zambrano, J.J., 1980. Comarca de la cuenca cretácica del Colorado. En: *Geología Regional Argentina*, 2: 1033-1070. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Zambrano, J.J. y Urien, C.M., 1970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic Shore. *Journal of Geophysical Research*, 75 (8): 1363-1396.

Recibido: 13 de junio, 1990

Aceptado: 21 de setiembre, 1992

Composición y propiedades de minerales de niobio y tantalio de las pegmatitas graníticas de El Quemado, Provincia de Salta

Miguel Angel GALLISKI¹ e Irene LOMNICZI de UPTON²

¹Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis, Argentina

²Facultad de Ciencias Exactas, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta, Argentina

ABSTRACT. *Composition and physical properties of Nb and Ta minerals from granitic pegmatites of El Quemado, Salta Province.* The occurrence, X-ray crystallography, physical properties and chemical composition of four Ta-Nb minerals from granitic pegmatites in the El Quemado area are described. Disordered ferrocolumbite occurs in beryl-type pegmatites as black crystals of $(\text{Fe}_{0.49}\text{Mn}_{0.39})(\text{Nb}_{0.89}\text{Ta}_{0.09}\text{Ti}_{0.03}\text{W}_{0.02})_2\text{O}_6$. Magnatantalite in brown centimetre-sized crystals $(\text{Fe}_{0.28}\text{Mn}_{0.02})(\text{Nb}_{0.34}\text{Ta}_{0.64}\text{Ti}_{0.02})$ and microlite $(\text{Ca}_{0.5}\text{U}^{\text{IV}}_{0.16}\text{U}^{\text{VI}}_{0.06}\text{Na}_{0.28}\text{K}_{0.01}\text{Fe}_{0.02})_2(\text{Ta}_{0.43}\text{Nb}_{0.54}\text{Al}_{0.14})_2\text{O}_6(\text{O}_{0.2}\text{OH}_{0.74}\text{F}_{0.36})$ in small octahedral crystals, are present in complex, spodumene subtype pegmatites. Ixiolite was found as centimetre-sized nodules of $(\text{Nb}_{0.19}\text{Ta}_{0.48}\text{Ti}_{0.01}\text{Fe}_{0.08}\text{Mn}_{0.23})_4\text{O}_8$ composition. Ta/Nb and Mn/Fe fractionation trends within the pegmatitic field, indicated by chemical analysis of Ta-Nb phases, show a lithium-rich pegmatitic process enhanced by high F activity.

Introducción

El conocimiento mineralógico detallado de especies formadoras de menas tiene una importancia que supera el interés académico y constituye un elemento gravitante en la exploración, explotación y beneficio de minerales. Este hecho es particularmente válido en el caso de la composición química de minerales de niobio y tantalio, porque el valor de las menas se incrementa significativamente con el mayor contenido en el último elemento. A pesar de ello, se carece de información adecuada sobre los minerales de estos metales de alta tecnología que se encuentran en las pegmatitas de El Quemado, Salta, donde constituyen interesantes depósitos de los que fueron extraídos en la década del 40 más de diez toneladas de concentrados. Los análisis de lotes de mineral que figuran en Palacio y Devito (1947), o la composición de dos muestras analizadas por Schwarz (en Angelelli 1950: 60), no alcanzan a compensar este déficit. Para modificar paulatinamente este desconocimiento, la acción iniciada con las descripciones mineralógicas detalladas (Galliski 1983) se continúa ahora con el análisis de muestras puntuales representativas de algunos de los minerales de niobio y tantalio presentes en las pegmatitas. Los resultados alcanzados se completan con una reseña de la paragénesis, propiedades físicas distintivas, datos de rayos X y una revisión crítica de los antecedentes locales sobre el tema.

Las referencias a minerales de niobio y tantalio en la literatura argentina son varias y aparentemente

esporádicas. Stelzner (1873, citado por Ahlfeld y Angelelli 1948) fue el primero en señalar la existencia de columbita en una pegmatita del Cerrito Blanco, próxima a San Roque, Córdoba, presentando un análisis realizado por Siewert. Kittl (1931, en Rigal 1938) describió la tantalita hallada en Zapallar, al sur de Quines, San Luis y analizó varias muestras. Rigal (1938) estudió columbitas y tantalitas de pegmatitas situadas en cañada de Alvarez, Calamuchita, Córdoba, y Chaudet (1939, en Ahlfeld y Angelelli 1948) analizó varias de estas muestras. Ahlfeld y Angelelli (1948) mencionaron la determinación de bismuto-tantalita hecha por Herzemberg sobre muestras procedentes del distrito El Quemado y Sgross (1950) señaló la existencia de niobio y tantalio en wolframita de la mina San Antonio, Catamarca. Más recientemente Mari (1962) realizó unos análisis químicos completos sobre tantalitas y columbitas de la provincia de San Luis. Arcidiácono (1974) presentó análisis parciales de columbita del Cerro Blanco, Tanti, Córdoba y de tantalita de mina La Viquita, San Luis. Ultimamente Cortelezzi y Argañaraz (1981) proporcionaron análisis de tantalita y pirocloro del Salar de Hombre Muerto, Catamarca, mientras que Rossello y Barbosa (1988) lo hicieron con tapiolita aluvial de Cañada Honda, San Luis.

Ubicación y marco geológico de las pegmatitas

Las pegmatitas del distrito El Quemado están si-

tuadas en la Sierra de Cachi, provincia de Salta, entre los 24°40'-25°07' lat. S. y 66°10'-66°30' long. O. El ambiente geológico corresponde a Sierras Pampeanas Septentrionales en tránsito a Cordillera Oriental. El basamento está constituido por una secuencia flyschoides precámbrica a cámbrica inferior, intruida por stocks trondhjemiticos que configuran un arco magmático del Paleozoico Inferior (Galliski *et al.* 1990; Galliski y Miller 1988). Los esquistos grises moteados desarrollados como extensas aureolas alrededor de los plutones, constituyen la expresión más septentrional y somera de un cinturón metamórfico tipo Abukuma del Ciclo Famatiniano.

Las pegmatitas están asociadas con cúpulas graníticas e intruidas en cajas metamórficas o ígneas. Fueron descritas por Galliski (1983) como cuerpos tabulares con relaciones largo/espesor altas, 4-30 m de potencia y emplazamientos forzados o permisivos. Son pegmatitas de elementos raros ricas en tantalio, con contenidos interesantes de litio y bismuto. La estructura interna de los cuerpos está bien desarrollada, con zonas de Cz-Pl-Mo, Cz-Pl-Mi-Mo, Cz-Pl-Esp, Cz-Esp, Cz en diversas asociaciones y unidades de reemplazo sódicas o líticas. Los minerales de tantalio se encuentran preferentemente diseminados en asociaciones de borde de núcleo, en zonas de Cz-Pl-Mo, o en unidades de reemplazo aplíticas (microlita). Las principales pegmatitas y la identificación de su tipo en la clasificación contenida en Cerny (1982 y 1989) son: Tres Tetras, tipo berilo; El Quemado y Santa Elena (labor central y I), tipo complejo, subtipo espodumeno y Aguas Calientes tipo albita-espodumeno.

Metodología analítica

La primera etapa de los análisis químicos consistió en la separación y recuperación cuantitativa del niobio y tantalio en forma de óxidos, por un lado, y por el otro lado la obtención de una solución que contenga a los demás componentes del mineral, libres de la interferencia de los ácidos térreos. Para ello la muestra, molida a malla 300, se disolvió en ácido fluorhídrico concentrado, se agregó ácido sulfúrico, se llevó a humos de trióxido de azufre para eliminar todo el fluorhídrico, luego se diluyó con agua y se llevó a ebullición. Los óxidos hidratados de niobio y tantalio obtenidos de esta manera precipitan en forma de grandes flóculos, relativamente poco contaminados por los otros componentes de la solución. El titanio coprecipita parcialmente en forma de óxido. Los fluoruros poco solubles de uranio (IV), aluminio y calcio también precipitan, los últimos dos en forma parcial.

El análisis cuantitativo de este precipitado mixto y de sus aguas madres constituía la segunda etapa. El contenido en niobio del precipitado se determinó por espectrofotometría con tiocianato. En el caso de minerales con alto contenido en tantalio, para evitar su interferencia, el complejo tiocianico del niobio se extrajo con éter etílico. La interferencia espectral del titanio se descontaba una vez que se conocía la concentración de este elemento en el precipitado mixto, mientras que la del tungsteno se aprovechó para su determinación simultánea. El contenido en tantalio se calculó por diferencia respecto del total del precipitado mixto. De esta manera el porcentaje de óxido de tantalio forzosamente está afectado por la suma de los errores de determinación de los demás elementos presentes en el precipitado resultante de la hidrólisis ácida.

Para la determinación de titanio se usó el método absorciométrico del peroxocomplejo en medio sulfúrico, sumando las fracciones halladas en el precipitado mixto y en sus aguas madres.

Los contenidos en hierro y manganeso se determinaron mediante los conocidos métodos espectrofotométricos usando o-fenantrolina en un caso y la oxidación a permanganato en el otro.

De los diversos métodos espectrofotométricos para la determinación de aluminio, el del 8-hidroxiquinolato extraído en cloroformo dió los mejores resultados. La interferencia espectral del uranio se aprovechó para su determinación simultánea.

El porcentaje de calcio se determinó espectrofotométricamente, usando murexida como complejante, previa eliminación de los cationes pesados de las aguas madres de la hidrólisis ácida, y por espectrometría de absorción atómica mediante agregado patrón.

Se usó negro de eriocromo T para la determinación espectrofotométrica del magnesio en forma similar.

El contenido en sodio y potasio se determinó mediante análisis por fotometría de llama y espectrometría de absorción atómica, respectivamente.

El porcentaje de volátiles totales se determinó por el método gravimétrico de Penfield modificado, y mediante análisis termogravimétrico.

A partir de los resultados experimentales obtenidos sobre réplicas de muestra original y alícuotas de soluciones resultantes se calculó, en cada caso, la media aritmética y la dispersión estándar. Con estos valores se calcularon los límites de confianza usando los valores de *t* de Student correspondientes a un nivel de confianza de 0,975. Este dato se usó para el redondeo de la cifra a informar (ver Tabla 1).

Los diagramas de rayos X fueron realizados con difractoro o cámara de Debye Scherrer según la

Tabla 1: Composición química de minerales pegmatíticos de niobio y tantalio de la República Argentina

	CORDOBA Y SAN LUIS (a)							SAN LUIS (b)								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Nb ₂ O ₅	---	12,60	26,30	60,80	72,00	69,44	35,00	54,43	45,36	36,90	26,67	32,68	31,61	32,53	19,10	14,71
Ta ₂ O ₅	---	72,40	60,00	21,20	8,00	5,36	51,00	25,45	30,00	38,50	51,15	44,62	42,85	49,20	61,05	65,25
TiO ₂	---	---	---	---	---	2,00	---	0,10	0,15	2,42	1,60	0,05	1,10	0,95	1,20	0,72
SnO ₂	---	---	---	---	---	---	---	0,38	0,28	3,63	2,00	2,16	4,14	0,38	0,47	0,14
SiO ₂	---	---	---	---	---	---	---	1,29	4,31	2,18	1,74	2,62	2,58	2,70	3,11	5,46
UO ₂	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
WO ₃	0,29	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃	---	---	---	---	---	---	---	1,88	1,45	0,09	1,07	2,25	1,02	vest	0,25	0,34
Al ₂ O ₃	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
MnO	6,13	2,68	13,60	6,30	6,10	7,62	---	8,45	10,96	9,20	10,26	6,78	5,39	9,03	4,56	10,32
FeO	14,98	11,52	1,08	11,34	13,18	13,68	---	8,60	6,97	6,37	5,56	8,81	11,79	5,56	10,02	3,93
MgO	0,35	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
CaO	1,52	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
CuO	0,34	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
H ₂ O	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
TOTAL	101,34	99,20	100,98	99,64	99,28	98,10	86,00	100,58	99,48	100,06	100,05	100,47	100,48	100,35	99,76	100,87
P.e.	5,62	7,343	7,20	---	---	---	7,23	5,90	5,93	6,05	6,30	6,18	6,20	6,40	6,60	6,85
Nb ₂ O ₅ +Ta ₂ O ₅	77,73	85,00	85,20	82,00	80,00	74,80	86,00	79,88	75,36	75,4	77,82	77,30	74,46	81,73	80,15	79,96
Ta/Ta+Nb	---	85	70	25	10	7	59	32	40	51	65	57	57	60	76	82
Mn/Mn+Fe	29	19	93	36	32	36	---	50	61	59	65	43	31	62	31	72

	CORD.	SAN LUIS (c)				CATAMARCA (d)				SALTA (e)				SALTA (f)			
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	
Nb ₂ O ₅	0,95	57,46	31,70	62,50	25,53	26,09	3,49	3,80	2,15	3,94	25,60	61,50	16	1,6	20	67	
Ta ₂ O ₅	84,80	1,10	41,25	1,00	57,84	57,07	67,79	69,52	76,60	74,19	57,64	15,30	68	67	62	11	
TiO ₂	0,30	1,00	0,50	1,08	---	---	---	---	---	---	---	vest	0,5	---	0,80	1	
SnO ₂	0,05	0,19	2,87	0,13	---	---	---	---	---	---	0,12	0,21	---	---	---	---	
SiO ₂	0,05	2,58	2,70	3,11	5,46	0,05	---	---	---	---	1,15	1,36	---	---	---	---	
UO ₂	---	---	---	---	---	---	10,34	9,15	1,66	3,98	---	---	0,04	5,6	---	<0,1	
UO ₃	---	0,36	0,08	0,83	---	---	---	---	---	---	---	---	---	6	---	---	
WO ₃	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	2,1	
Fe ₂ O ₃	vest	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Al ₂ O ₃	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,19	2	0,27	0,4	
MnO	12,68	5,37	5,39	5,55	13,77	14,99	0,15	0,11	---	---	2,81	7,07	10,5	---	9,7	7,9	
FeO	0,16	8,39	4,97	9,9	2,45	1,01	0,35	0,19	0,05	---	12,56	14,27	3,76	0,4	6,0	9,9	
MgO	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,2	---	---	---	
CaO	---	---	---	---	---	---	6,92	7,45	9,69	9,27	---	---	0,06	12	1,2	0,2	
Na ₂ O	---	---	---	---	---	---	6,03	6,19	8,05	6,44	---	---	0,091	3,18	---	0,124	
K ₂ O	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,04	0,20	---	0,072	
H ₂ O (volát.)	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	2	---	---	
TOTAL	98,99	73,87	86,76	81,05	99,29	99,16	95,07	96,41	98,2	97,82	99,88	99,71	99	100	100	100	
P.e.	7,92	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	7,47	6,65	7,123	5,812	
Nb ₂ O ₅ +Ta ₂ O ₅	94,75	58,56	72,95	63,50	83,37	83,16	71,28	73,32	78,75	78,13	83,24	76,80	84,30	68,70	82,00	78,48	
Ta/Ta+Nb	89	1	56	1	69	69	95	95	97	95	69	20	81	97	76	15	
Mn/Mn+Fe	99	39	52	36	85	94	30	37	---	---	18	33	74	---	62	44	

Referencias: Análisis tomados de: (a) Rigal (1938); (b) Mari (1962); (c) Arcidiácono (1974); (d) Cortelezzi y Argañaraz (1981); (e) Angelelli (1950) y (f) este trabajo. Analistas 1=Siewert; 2=Kittl; 3 a 7=Chaudet; 8 a 17=Mari; 18 a 20=Staugaitis; 21 a 26=Girau y Picot; 27 y 28=Schwarz; 29 a 32=Upton. Procedencia del mineral. CORDOBA: 1=San Roque; 5=Cañada de Alvarez; 6, 18 y 20=Mina El Criollo, Tanti; 7=Comechingones. SAN LUIS: 2 y 4=Quines; 3=Depto.San Martín; 8=El Trapiche; 9=Mina Las Cuevas; 10=Mina Nueva Argentina; 11=Mina Huemul; 12 y 19=Mina La Viquita; 13=Mina Potrerillo; 14=Paso del Rey; 15=La Toma; 16 y 17=La Totorá. CATAMARCA: 21 a 26=Guaichar-Salar de Hombre Muerto. SALTA: 27 A 32=El Quemado; 29=Mina El Peñon; 30=Mina El Quemado; 31=Mina Santa Elena; 32=Mina Tres Tetas. Microlitas=23-26 y 30; ixiolita=29; el resto=grupo columbita-tantalita.

Tabla 2: Diagramas de rayos X

Ferrocolumbita
G-109 Tres Tetas
D.S. 114,6
 $\lambda = 1,5405 \text{ \AA}$

$d_{\text{obs}} \text{ \AA}$	$d_{\text{calc}} \text{ \AA}$	I/I0	h k l
7,05	7,09	20	2 0 0
5,30	5,31	5	1 1 0
3,643	3,645	40	3 1 0
3,560	3,545	5	4 0 0
2,954	2,965	100	3 1 1
2,856	2,864	20	0 2 0
2,536	2,547	15	0 0 2
2,488	2,496	30	0 2 1
2,367	2,363	25	6 0 0
2,265	2,227	5	4 2 0
2,230	2,242	5	3 0 2
2,201	2,207	20	3 2 1
2,084	2,088	30	3 1 2
2,043	2,041	4	4 2 1
1,897	1,903	20	0 2 2
1,826	1,822	25	6 2 0
1,791	1,799	4	512,711
1,768	1,770	40	3 3 0
1,734	1,732	40	6 0 2
1,718	1,716	60	6 2 1
1,679	1,672	20	3 3 1
1,537	1,539	50	3 1 3
1,482	1,482	20	6 2 2
1,467	1,461	50	0 2 3
1,456	1,455	40	9 1 1

Manganotantalita
G-81 Santa Elena
Difractómetro
 $\lambda = 1,5405 \text{ \AA}$

$d_{\text{obs}} \text{ \AA}$	$d_{\text{calc}} \text{ \AA}$	I/I0	h k l
7,25	7,18	75	2 0 0
5,38	5,34	25	1 1 0
3,69	3,68	90	3 1 0
3,60	3,59	65	4 0 0
2,98	2,983	100	3 1 1
2,88	2,875	65	0 2 0
2,543	2,546	25	0 0 2
2,501	2,504	60	0 2 1
2,392	2,395	60	6 0 0
2,246	2,245	5	4 2 0
2,094	2,094	30	3 1 2
2,054	2,053	10	4 2 1
1,906	1,906	25	0 2 2
1,841	1,840	40	6 2 0
1,806	1,809	10	512,711
1,781	1,779	70	3 3 0
1,749	1,744	60	6 0 2
1,731	1,730	80	6 2 1
1,542	1,541	35	3 1 3
1,491	1,491	10	6 2 2
1,471	1,473	40	9 1 1
1,458	1,458	40	3 3 2

Ixiolita
G-43 El Peñón
D.S. 114,6
 $\lambda = 1,5405 \text{ \AA}$

$d_{\text{obs}} \text{ \AA}$	$d_{\text{calc}} \text{ \AA}$	I/I0	h k l
3,65	3,65	40	1 1 0
2,985	2,978	100	1 1 1
2,868	2,864	1	0 2 0
2,571	2,567	17	0 0 2
2,504	2,501	15	0 2 1
2,381	2,375	7	2 0 0
2,102	2,101	10	1 1 2
1,908	1,912	30	0 2 2
1,831	1,828	7	2 2 0
1,773	1,772	35	1 3 0
1,743	1,743	35	2 0 2
1,724	1,722	45	2 2 1
1,551	1,550	20	1 1 3
1,489	1,489	28	2 2 2
1,462	1,462	50	3 1 1
1,378	1,379	10	0 4 1

Microlita
G-83 El Quemado
Difractómetro
 $\lambda = 1,5405 \text{ \AA}$

$d_{\text{obs}} \text{ \AA}$	$d_{\text{calc}} \text{ \AA}$	I/I0	h k l
6,03	6	60	1 1 1
3,15	3,13	65	3 1 1
3,01	3,00	100	2 2 2
2,60	2,60	70	4 0 0
2,38	2,38	10	3 3 1
2,00	2,00	45	3 3 3
1,842	1,84	80	4 4 0
1,759	1,759	20	5 3 1
1,587	1,587	10	5 3 3
1,571	1,569	90	6 2 2
1,502	1,502	30	4 4 4
1,457	1,457	10	5 5 1
1,356	1,355	15	5 5 3
1,302	1,301	40	8 0 0
1,196	1,201	50	5 5 5
1,165	1,163	20	8 4 0

disponibilidad de equipamiento, con anticátodo de Cu y filtro de Ni. Se indexaron por comparación con los valores consignados por Grice *et al.* (1972) para columbita-tantalita (la ferrocolumbita), tantalita (la manganotantalita) y pseudoixiolita (la ixiolita); el diagrama de microlita se indexó en base a la ficha 3-1139 (Joint Committee for Powder Diffraction Standards 1974) (Tabla 2). Esos valores fueron utilizados para calcular los parámetros reticulares de los minerales con el programa de Appleman y Evans (1973) en la modificación para microcomputadoras realizada por Benoit (1987).

Ferrocolumbita

La columbita se presenta en las pegmatitas de El Quemado en cristales centimétricos o más comúnmente milimétricos, tabulares, subhedrales a euhedrales, con desarrollo de sus formas cristalográficas más comunes: {010}, {100}, {110}, {130}, {011}, {111} en distintas combinaciones. Suele encontrarse en las zonas intermedias, especialmente en la asociación de borde de núcleo, incluida en plagioclasa, microclino o fosfatos primarios. Los cristales eluviales son prismáticos o tabulares gruesos y tienen frecuentes estrías verticales. Uno de ellos de 2 x 1,5 x 0,8 cm de tamaño y de varios gramos de peso encontrado en el eluvión de la mina Tres Tetas, fue elegido para el análisis químico debido a su estado fresco y a que se lo considera representativo de los términos de composición media encontrados en columbita de las pegmatitas visitadas. Cristales como éstos son siempre de color negro, frágiles y tienen brillo metálico a submetálico. El estudiado tiene un peso específico de 5,812 y los parámetros de su celda elemental, calculados a partir del diagrama de polvo, son $a = 14,180$ (18)Å, $b = 5,728$ (8)Å, $c = 5,095$ (6)Å; $V = 413,95$ (68)Å³.

Los resultados del análisis químico están tabulados en la tabla 1 (Nro. 32) y la fórmula estructural calculada es: $(\text{Fe}_{0,49}\text{Mn}_{0,39})(\text{Nb}_{0,89}\text{Ta}_{0,09}\text{Ti}_{0,03}\text{W}_{0,02})_2\text{O}_6$.

Manganotantalita

La tantalita, determinada en base a su difractograma y peso específico, fue encontrada en las pegmatitas complejas llamadas El Quemado, Santa Elena y El Peñón. Se asocia con plagioclasa, cuarzo y moscovita de zonas intermedias y se diferencia macroscópicamente de columbita por su hábito tabular grueso, el color castaño con tonalidad que varía de oscura a rojiza y su mayor peso específico medio. Se analizó un cristal centimétrico incluido casualmente en monte-

brasita, hallado en la escombrera de la mina Santa Elena, porque se infirió que era el más rico en tantalio. Como el cristal estaba ligeramente zonado, se seleccionó material de la parte central, un poco más oscura. El P.e. medido es 7,123 y los parámetros de su celda elemental son: $a = 14,373$ (13)Å, $b = 5,750$ (5)Å, $c = 5,093$ (6)Å, $V = 421,01$ (56)Å³.

La composición química se encuentra tabulada en la Tabla 1 (Nro. 31) y la fórmula estructural del mineral es: $(\text{Fe}_{0,38}\text{Mn}_{0,62})(\text{Nb}_{0,34}\text{Ta}_{0,64}\text{Ti}_{0,02})_2\text{O}_6$.

Ixiolita

La ixiolita, tal como fue definida por Nickel *et al.* (1963), es un óxido complejo de fórmula $(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Sn}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ti})_4\text{O}_8$ y simetría rómbica, con estructura de columbita-tantalita desordenada. Cuando es calentada en aire se convierte en una fase con estructura de wodginita. "Pseudoixiolita" fue el nombre dado en el mismo trabajo a un mineral isoestructural con ixiolita pero que al ser calentado adquiere una estructura de columbita-tantalita ordenada, con la que también coincide en quimismo. El término fue utilizado en la literatura pero no ha sido aprobado por la Asociación Internacional de Mineralogía. Esta entidad, en cambio (Nickel y Mandarino 1987), aprobó la iniciativa de Grice *et al.* (1976) quienes en una investigación sobre la estructura cristalina de tantalita, ixiolita y wodginita de Tanco, Manitoba, Canadá, decidieron utilizar el nombre de ixiolita para abarcar la "pseudoixiolita" estudiada por ellos. En consecuencia corresponde llamar genéricamente ixiolita a los minerales de composición M_4O_8 donde M = Nb, Ta, Mn, Fe, y cantidades menores de elementos como Sn, Fe⁺³, Sc, Ti, W, U, Zn, ETR, Zr, Ca, o Mg, de grupo espacial P_{bcn} con estructura desordenada y celda con b y c iguales a tantalita y $a \approx 1/3$ de a , de tantalita.

Se analizó el mineral identificado previamente como ixiolita (Galliski 1983) en base a diagramas de rayos X de polvo realizados sobre material natural, y calentado a 800°C durante 2 horas. El diagrama de mineral original coincide muy bien con el de ixiolita. El difractograma del mineral calentado muestra además de las líneas de ixiolita los siguientes cambios: aparece un pico a 5,37Å que corresponde a columbita y picos a 4,77; 2,366; 2,252; 2,225 y 2,05Å que coinciden con líneas equivalentes del diagrama de wodginita (ficha 15-795 JCPDS, 1974).

Los parámetros de la celda elemental para un grupo espacial P_{bcn} son: $a = 4,750$ (3)Å; $b = 5,729$ (4)Å y $c = 5,135$ (4)Å; $V = 139,78$ (13)Å³, mientras que en el mineral calentado son: $a = 4,768$ (8)Å, $b = 5,760$ (10)Å; $c = 5,098$ (10)Å; $V = 140,05$ (34)Å³.

La composición química del mineral muestra (Tabla 1, Nro. 29), además de los cuatro metales esenciales, elementos minoritarios cuyos óxidos alcanzan a sumar 1,12%, entre los cuales se encuentran: Ti, U, Al, Mg, Ca, Na y K. La fórmula estructural calculada sobre la base de ocho oxígenos es: $(\text{Nb}_{0,19}\text{Ta}_{0,48}\text{Ti}_{0,01}\text{Fe}_{0,08}\text{Mn}_{0,23})_4\text{O}_8$.

El mineral se presenta en nódulos de 2-3 cm de diámetro en la zona intermedia de la pegmatita El Peñón, asociado con moscovita, albita y cuarzo. Es de color negro y tiene lustre submetálico a adamantino con cierta traslucencia rojiza en los bordes de esquirlas muy delgadas.

Discusión

En la Fig. 1 están representados gráficamente los datos de la Tabla 1, que corresponden a los obtenidos en este trabajo y a casi todos los conocidos para distintos yacimientos del país, en el cuadrilátero composicional del grupo columbita-tantalita, con los respectivos campos de inmiscibilidad, tapiolita, ixiolita y wodginita como referencia.

Las muestras estudiadas caen en los dominios de ferrocolumbita, manganotantalita e ixiolita. La ixiolita tiene un mayor contenido de tantalio que manganotantalita y las dos muestras del mismo distrito analizadas por Schwarz (en Angelelli 1950) corresponden a ferrocolumbita y ferrotantalita.

La manganotantalita de Santa Elena tiene pequeñas cantidades de Ti y Ca, mientras que la ferrocolumbita contiene U, W, Al, Ca, Na, y K, e ixiolita Ti, U, Al, Mg, Ca, Na, y K. No se sabe con certeza si estos valores crecientes se deben a la presencia de algunas impurezas mecánicas a nivel microscópico -que, en menor proporción, podrían exis-

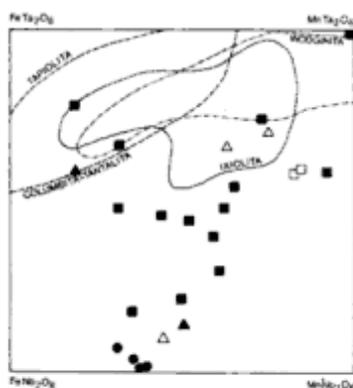


Figura 1: Cuadrilátero composicional -en proporciones atómicas- del grupo columbita, con los dominios de: tapiolita, ixiolita y wodginita superpuestos, y la zona de inmiscibilidad entre tapiolita y columbita. Los puntos volcados en el gráfico corresponden a los análisis de la Tabla 1 según los siguientes símbolos: Δ = Salta, este trabajo; \blacktriangle = Salta, Schwarz; \square = Catamarca; \blacksquare = San Luis; \bullet = Córdoba.

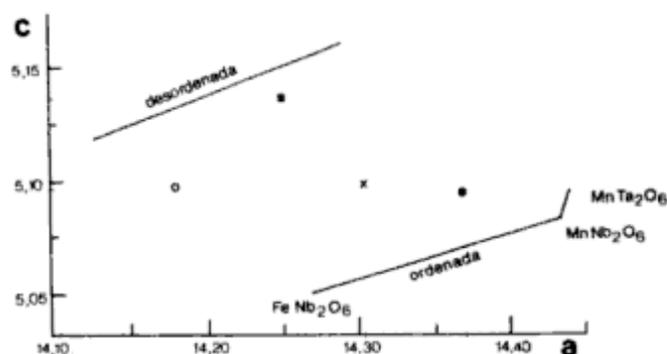


Figura 2: Diagrama de las dimensiones c/a (según Cherny y Ercit 1989) de las celdas de unidad de columbitas e ixiolita del distrito El Quemado. \bullet = manganotantalita, \circ = ferrocolumbita, \blacksquare = ixiolita, \triangle = ixiolita calentada.

tir- o a una mayor tolerancia de las estructuras de los minerales para aceptar una población más alta o diversa de cationes. Al respecto, Komkov (1970, citado por Cherny y Ercit 1989) encontró que la relación a/c de la celda unidad de columbitas era un indicador apropiado del grado de orden-desorden. Basándose en esto Cherny y Turnock (1971) introdujeron el diagrama c vs. a que en su expresión actual (Cherny y Ercit 1989) se puede observar en la Fig. 2, con los puntos correspondientes a las muestras de El Quemado. Se observa que la manganotantalita de Santa Elena tiene una estructura ordenada, mientras que la ferrocolumbita tiene un alto grado de desorden. Este indicador justifica la inclusión de todos los elementos de los análisis en la fórmula de estos minerales, aunque con una distribución arbitraria de los cationes en los sitios A y B, especialmente de ferrocolumbita, debido a que para conocer su posición correcta habría que resolver su estructura.

La ixiolita, tratada como rómbica y volcada en el mismo diagrama con el artificio de multiplicar su dimensión a por 3, cae en el borde totalmente desordenado del diagrama. Después del calentamiento pasa a una forma significativamente más ordenada. Esta última, tiene un difractograma con líneas accesorias de tantalita y wodginita, lo cual se interpreta como debido a la coexistencia de ambas fases. En coincidencia, Cherny y Ercit (1989) consideran, siguiendo a Guinsburg *et al.* (1969, citado por ellos), que las relaciones no estequiométricas y el apreciable número de cationes encontrados en las especies naturales del grupo de la ixiolita, probablemente generen productos de calentamiento polifásicos, en vez de un sólo componente ordenado.

Descontando la influencia que en el grado de orden-desorden de columbitas e ixiolitas tiene la presencia de cationes complementarios, que es la posible causa más obvia de desorden estructural, el grado creciente de ordenamiento de los minerales estudiados es co-

relativo con el tamaño de las pegmatitas que los contienen. Este indicio sugiere, de acuerdo a las conclusiones de Cerny *et al.* (1986), que los regímenes térmicos de enfriamiento post-cristalización de las pegmatitas tienen gran influencia en el grado de ordenamiento de las estructuras de esos minerales y producen fases más ordenadas cuando más dilatados son.

Las relaciones $Ta/(Ta+Nb)$ vs $Mn/(Mn+Fe)$ de los minerales de Nb-Ta son un buen indicador de los procesos de fraccionamiento pegmatítico que permiten definir las tendencias evolutivas en cuerpos aislados, en grupos cogenéticos o en distritos mayores. La tendencia "normal" es hacia un aumento paulatino en $Ta/(Ta+Nb)$ a medida que progresa la diferenciación, con un fraccionamiento Mn/Fe más variable y menos comprendido (Cerny *et al.* 1986). El gráfico que muestra estas relaciones para los análisis de la Tabla 1 (Fig. 3) permite apreciar que las muestras del distrito El Quemado definen una tendencia hacia el aumento de ambas relaciones, con un enriquecimiento en Mn típico de pegmatitas con alta actividad de F y ricas en Li como algunos depósitos de Black Hills señalados por Cerny *et al.* (1986), que también muestran, como la pegmatita Santa Elena, desarrollo de lepidolita como indicador mineralógico de ambas características geoquímicas.

Respecto a las columbitas-tantalitas de Córdoba se observa que en general son ricas tanto en Nb como en Fe e indican pegmatitas más primitivas de tipo berilo y posiblemente de diferente filiación geoquímica. Las

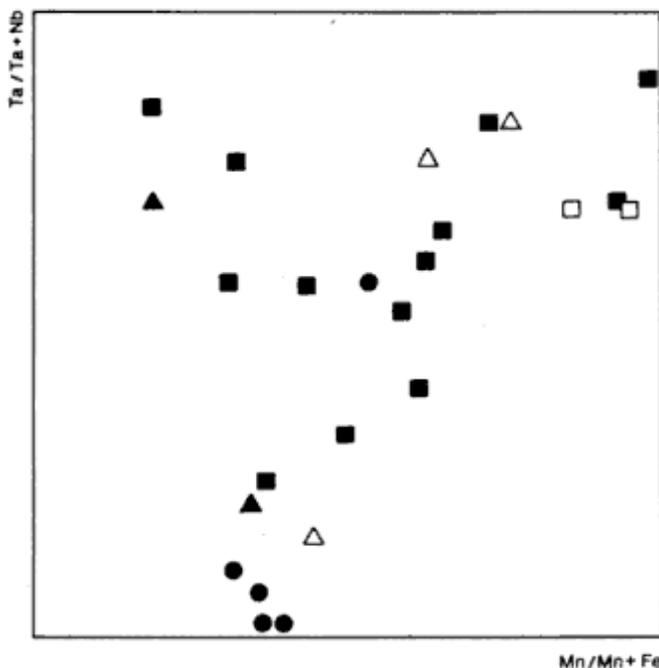


Figura 3: Relaciones $Ta/(Ta+Nb)$ vs $Mn/(Mn+Fe)$ de columbitas de distritos pegmatíticos argentinos. Simbología igual que en la Fig. 1.

de San Luis en cambio, abarcan un amplio espectro pero en general predominan los contenidos ricos en Ta y Mn, lo cual puede interpretarse como un indicio, subrayado por la coincidencia geográfica con pegmatitas litíferas, de un fraccionamiento más acentuado en la evolución de sus distritos pegmatíticos y de la filiación geoquímica de tipo LCT (litio, cesio, tantalio), similar a la del distrito El Quemado.

Microlita

Este mineral fue originariamente identificado a nivel de subgrupo en las pegmatitas El Peñón, La Elvirita, Santa Elena y El Quemado. Siempre se presenta en cristales milimétricos que se asocian con algunos de los siguientes minerales en las distintas yacencias: tapiolita, bismutinita, columbita, moscovita, plagioclasa, cuarzo o turmalina. Los individuos estudiados son invariablemente oscuros, de colores pardos a negros, frágiles y tienen tendencia al idiomorfismo. Todos son ligeramente radioactivos y están isotropizados metamórficamente, por lo cual para obtener diagramas de polvo de rayos X hubo que recristalizarlos calentando el polvo a 700°C durante una hora.

Para el análisis químico se seleccionó el material de mayor calidad y abundancia, que corresponde al de la pegmatita El Quemado. En este cuerpo la microlita se presenta en cristales idiomorfos de unos 0,5 cm de diámetro, con octaedros facetados por dodecaedros rómbicos como únicas formas cristalográficas. Los cristales se encuentran profusamente diseminados en moscovita de grano fino de una unidad de reemplazo apenas aflorante, que también contiene escasa plagioclasa y cuarzo. El mineral es de color negro, tiene brillo píceo y un peso específico de 6,65. Al microscopio es transparente en los bordes acunados de esquirlas muy delgadas, con color castaño en tonos verdosos e isótropo con $n = 2,045(5)$. La Tabla 2 tiene el diagrama de polvo de rayos X a partir del cual se calculó una celda unidad con $a = 10,408(11)\text{\AA}$, $V = 1127,75(3,63)\text{\AA}^3$. El análisis químico de esta microlita figura en la Tabla 1 (Nro. 30).

Discusión

La clasificación de los óxidos de Nb, Ta y Ti cúbicos de grupo espacial $Fd\bar{3}m$ pertenecientes al grupo del pirocloro recomendada por la Asociación Mineralógica Internacional (Hogarth 1977), establece la fórmula general $A_{2-m}B_2O_6(O,OH,F)_{1-n} \cdot pH_2O$. En base a las proporciones atómicas de los átomos B, la sistemática

discrimina entre los subgrupos de pirocloro ($Nb+Ta > 2Ti$ y $Nb > Ta$), microlita ($Nb+Ta > 2Ti$ y $Ta > Nb$) y betafita ($2Ti > Nb+Ta$). Los iones predominantes en el sitio A: K, Sn, Ba, ETR, Pb, Bi, U, etc. definen a su vez las diferentes especies dentro de cada subgrupo.

El análisis químico del mineral de El Quemado muestra que U es el ión predominante después de Ca y Na pero sin alcanzar a exceder el 20% de iones A, por lo cual la especie debe designarse como microlita de acuerdo a la nomenclatura aprobada.

Originalmente se sospechó que la presencia de Al era causada por una impureza, pero dado que su presencia se confirmó mediante un análisis cualitativo con microsonda electrónica, se decidió incorporarlo a la fórmula, provisionalmente, como ión de tipo B, teniendo en cuenta que su radio iónico está más próximo a Ta y Nb que a los iones que ocupan el sitio A. De esta manera la fórmula estructural calculada es: $(Ca_{0,6} U^{IV}_{0,06} U^{VI}_{0,05} Na_{0,28} K_{0,01} Fe_{0,02})_2 (Ta_{0,83} Nb_{0,04} Al_{0,14})_2 O_6 (O_{0,2} OH_{0,78} F_{0,36})$.

En la Fig. 4 se encuentra proyectado el quimismo de este mineral en el triángulo que representa la composición del grupo, donde queda comprendido en el campo de microlita. También se encuentran proyectados los cuatro análisis del mineral (ver Tabla 1) que Cortelezzi y Argañaraz (1981) clasificaron como "pirocloro uranífero" y se puede observar que caen muy próximos al nuestro. En consecuencia la especie estudiada por ellos debe ser reclasificada como microlita. Además de estas dos yacencias, el mineral ha sido encontrado en la pegmatita Pancho, San Luis (Vistalli 1973, citado por Rossello y Barbosa 1988), en la pegmatita La Juana, San Javier, Córdoba por Gay *et al.* (1990) y en la pegmatita Las Tapias, Córdoba (Galliski, datos no publicados).

Un estudio comparativo del quimismo de microlitas de estos distintos yacimientos excede las posibilidades analíticas convencionales disponibles y debería recurrirse a una microsonda electrónica, especialmente si se tienen en cuenta las variaciones composicionales que afectan al mineral aún en un mismo yacimiento y las frecuentes zonaciones (Lumpkin *et al.* 1986).

Conclusiones

El análisis previo permite señalar la presencia de manganotantalita ordenada, ferrocolumbita desordenada, ixiolita y microlita en las pegmatitas de elementos raros de El Quemado.

Se establece además que la tendencia de fraccionamiento creciente de Ta/Nb y Mn/Fe es la correspondiente a un distrito de pegmatitas ricas en

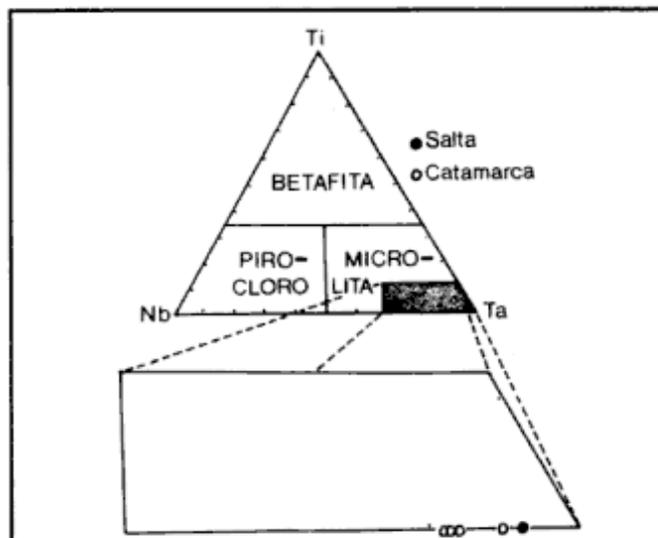


Figura 4: Triángulo de clasificación del grupo del pirocloro, con los análisis de microlitas de Salta y Catamarca.

Li, en cuya evolución ha habido alta actividad de F.

La comparación con datos de minerales de Nb-Ta de otros distritos pegmatíticos de las Sierras Pampeanas demuestra que en La Argentina existen las cuatro especies del grupo de la columbita que son: manganotantalita, ferrotantalita, manganocolumbita y ferrocolumbita, con predominancia de la primera y la última. La información conocida permite señalar, como indicador de interés metalogénico y económico, altas relaciones Ta/Nb para los yacimientos de San Luis y Salta.

Agradecimientos

Agradecemos la valiosa colaboración de Analía Boemo y de Haydée Musso en la realización de los análisis químicos y de Eduardo Mari en la provisión de separatas de sus trabajos sobre el tema. A Orquídea Morello se agradece la provisión del diagrama de rayos X de ferrocolumbita. Los fondos para realizar este estudio fueron provistos por el CONICET a través del PID Nro. 3034900/88.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahlfeld, F. y Angelelli, V., 1948. Las Especies Minerales de la República Argentina. Universidad Nacional de Tucumán, Instituto de Geología y Minería de Jujuy, Publicación 458: 304.
- Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina, Yacimientos Metalíferos. Revista del Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales B. Rivadavia. Ciencias Geológicas, 2: 542.
- Appleman, D. E. y Evans, H. T. jr. 1973. Job 9214: Indexing and least-squares refinement of powder diffraction data. U. S. Geological

- Survey, Computer Contribution 20, U. S. National Technical Information Service, Document PB2-16188.
- Arcidiácono, E. C., 1974. Contribución al conocimiento de columbitas-tantalitas de las provincias de Córdoba y San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (2): 171-184.
- Benoit, P.H., 1987. Adaptation to microcomputer of the Appleman-Evans program for indexing and least-squares refinement of powder-diffraction data for unit-cell dimensions. *American Mineralogist*, 72: 1018-1019.
- Cerny, P., 1982. Anatomy and classification of granitic pegmatites. En: Cerny, P. (Ed.): *Granitic pegmatites in science and industry, Short Course Handbook V. 8 Ch. 1*: 1-39.
- Cerny, P., 1989. Characteristics of Pegmatite Deposits of Tantalum. En: Moller, P., Cerny, P. y Saupé, F. (Eds.): *Lanthanides, Tantalum and Niobium, Special Publication 7, Society of Geology, Applied Mineral Deposits*: 195-239. Springer Verlag.
- Cerny, P., y Ercit, T.S., 1989. Mineralogy of Niobium and Tantalum: Crystal Chemical Relationships, Paragenetic Aspects and Their Economic Implications. En: Moller, P., Cerny, P. y Saupé, F. (Eds.): *Lanthanides, Tantalum and Niobium, Special Publication, 7 Society of Geology, Applied Mineral Deposits*: 27-79. Springer Verlag.
- Cerny, P., y Turnock, A.C., 1971. Niobium-tantalum minerals from granitic pegmatites at Greer Lake, south-eastern Manitoba. *Canadian Mineralogist* 10: 755-772.
- Cerny, P., Goad, B.E., Hawthorne, F.C. y Chapman, R., 1986. Fractionation trends of the Nb- and Ta-bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, southeastern Manitoba. *American Mineralogist*, 71: 501-517.
- Cortelezzi, C. y Argañaraz, R., 1981. Estudio de los minerales de tantalio-niobio del Salar del Hombre Muerto, Provincia de Catamarca. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 293-302.
- Galliski, M. A., 1983. Distrito Minero El Quemado, Dptos. La Poma y Cachi, Provincia de Salta, II: Geología de sus pegmatitas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 340-380.
- Galliski, M.A. y Miller, C.F., 1988. Petrogénesis de las trondhjemitas de Cachi: Condicionamientos impuestos por elementos de tierras raras e implicancias tectónicas. Reunión Geotranssectas de América del Sur. Actas: 58-62. Ed. Dpto. Apoyo Pedagógico Facultad de Agronomía. Uruguay.
- Galliski, M.A., Toselli, A. y Saavedra, J., 1990. Petrology and Geochemistry of Cachi high-alumina trondhjemites. *Geological Society of America, Special Paper*, 241: 91-99.
- Gay, H. D., Sfragulla, J. y Bercchio, R., 1990. Micas litíferas, microlita y elbafta en los afloramientos pegmatíticos "La Juana", Departamento San Javier, Córdoba, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 418-421.
- Grice, J. D., Cerny, P. y Ferguson, R. B., 1972. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. II. Wodginite, Tantalite, Pseudo-Ixiolite and related minerals. *Canadian Mineralogist*, 11: 609-642.
- Grice, J. D., Ferguson, R. B., y Hawthorne, F. C., 1976. The crystal structures of Tantalite, Ixiolite, and Wodginite from Bernic Lake, Manitoba, I. Tantalite and Ixiolite. *Canadian Mineralogist* 14: 540-549.
- Hogarth, D. D., 1977. Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *American Mineralogist*, 62: 403-410.
- Lumpkin, G. R., Chakoumakos, B. C. y Ewing, R. C., 1986. Mineralogy and radiation effects of microlite from the Harding pegmatite, Taos County, New Mexico. *American Mineralogist*, 71: 569-588.
- Mari, E. A., 1962. Análisis y composición de tantalitas-columbitas de la provincia de San Luis. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, 173: 23-36.
- Nickel, E. H., Rowland, J.F. y Mcadam, R.C., 1963. Ixiolite-a columbite substructure. *American Mineralogist*, 48: 961-979.
- Nickel, E. H., y Mandarino, J. A. 1987. Procedures involving the IMA commission on new minerals and mineral names and guidelines on mineral nomenclature. *American Mineralogist*, 72: 1031-1042.
- Palacio, A. H. y Devito, H.A., 1947. Las pegmatitas portadoras de minerales de Bismuto, Columbio y Tantalio de la zona de El Quemado, Provincia de Salta. Dirección General de Fabricaciones Militares, Informe 47. Cap. IV: 112-125, Buenos Aires.
- Rigal, R., 1938. Las minas de columbita y tantalita y el descubrimiento de minerales de uranio radiactivos en la Cañada de Alvarez, Dep. Calamuchita. Córdoba. Dirección de Minería y Geología, Boletín 45: 1-32.
- Rossello, E. y Barbosa, C., 1988. Tantalatos y otros minerales detríticos con interés económico en el aluvión aurífero de Cañada Honda, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (3): 296-303.
- Sgrosso, P., 1950. Nota sobre la presencia de columbio y tantalio en los minerales de wolfram de la mina San Antonio, prov. de Catamarca. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Serie Técnica y Didáctica. 5: 1-11.

Recibido: 2 de marzo, 1992

Aceptado: 29 de setiembre, 1992

Geoquímica y marco tectónico de los granitoides en el Bajo de La Leona (Formación La Leona), Provincia de Santa Cruz

Marta C. GODEAS

Secretaría de Minería, Av. Julio A. Roca 651, 10º piso, 1067 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *Geochemistry and tectonic setting of the granitoids from Bajo de La Leona (La Leona Formation), Santa Cruz Province.* La Leona Formation (Middle to Upper Triassic) crops out in Bajo de La Leona, Santa Cruz Province. It is composed of granodioritic and granitic plutonic rocks intruding La Golondrina Formation (Lower Permian) of fine-grained, thermally metamorphosed sedimentary rocks. The Triassic plutonic rocks are part of a Gondwana magmatic arc. Chemical analysis of major elements reveals that these rocks have mixed characteristics between those of orogenic and non-orogenic environments. The high K_2O content suggests that the subduction zone was far from the arc and that there was important crustal participation in the formation of these igneous rocks. The rocks are compared to those resulting from Neopaleozoic magmatic activity in the Cordillera Frontal of San Juan Province.

Introducción

El objetivo del presente trabajo es caracterizar desde el punto de vista geoquímico y ubicar dentro del contexto geotectónico a las rocas plutónicas de la Formación La Leona, aflorantes en el Bajo de La Leona en la provincia de Santa Cruz. La comarca en estudio pertenece a la provincia geológica del Nesocratón del Deseado, y está ubicada en el departamento Deseado a unos 325 km al sudoeste de Comodoro Rivadavia, provincia de Chubut (Fig. 1, Stipanovic *et al.* 1971).

Las rocas más antiguas que afloran en la zona corresponden a la Formación La Golondrina, constituida por sedimentitas (arenitas, conglomerados y pelitas) portadoras de flora de *Glossopteris*; su edad pérmica inferior fue determinada por Archangelsky (1958 a y b) en base a los estudios de la flora mencionada.

La Formación La Leona (Arrondo 1972) intruye a la Formación La Golondrina produciendo una aureola metamórfica de contacto. Su edad triásica media a superior fue determinada por Stipanovic *et al.* (1971). Se trata de un cuerpo individual de dimensiones batolíticas de composición granodiorítica, intruido por stocks leucograníticos y diques de leucogranito fino (aplitas). La granodiorita posee algunas variaciones composicionales locales a monzodioritas (con o sin cuarzo), y muy escasas a tonalitas y dioritas. También intruyen a la granodiorita diques de andesita, atribuidos por Panza (1984) a la Formación Bajo Pobre, de edad jurásica y anteriores a la Formación Chon Aike. En el extremo noreste del Bajo de La Leona aparece también un pequeño stock andesítico;

el estudio al microscopio revela que el mismo parece estar metamorfozido. El emplazamiento del stock andesítico probablemente es anterior a la Formación La Leona, asignándosele a esta última el evento térmico que lo modificó.

Siguen en orden decreciente de edad las rocas de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura; Stipanovic 1957). Litológicamente está representada por tobas e ignimbritas riolíticas; asimismo se hallan diques de pórfiros dacíticos y riódacíticos que intruyen a la Formación La Leona. La Formación Chon Aike fue datada por Cazeneuve (1965), quien obtuvo una edad jurásica media.

Posterior a la Formación Chon Aike se encuentran tobas finas y brechosas que fueron atribuidas por Di Persia (1955) a la Formación Río Chico de edad paleocena.

Se cita para la comarca en estudio la presencia de la Formación Patagonia, como un delgado banco de tobas finas portadoras de *Ostrea* sp. (R. Viera 1978, comunicación personal). Su edad corresponde al Terciario inferior a medio y se apoya sobre la Formación Río Chico en aparente concordancia.

Culmina la sucesión en el Cuaternario, con basaltos y Rodados Patagónicos.

En la Fig. 2 se observa la geología simplificada del Bajo de La Leona, como así también la distribución de las rocas analizadas. Con el fin de simplificar, en esta figura las dos unidades terciarias se han reunido bajo la denominación "Terciario indiferenciado". Para profundizar los detalles de la geología se remite al lector al estudio realizado por Godeas (1985).

Los afloramientos de la Formación La Leona conti-

núan más al norte del Bajo en Estancia La Juanita, también dentro de la provincia de Santa Cruz. El sector mencionado en último término fue estudiado por Chebli *et al.* (1975) y considerado por Godeas (1985) como integrante del mismo episodio magmático que dio origen a las plutonitas del Bajo de La Leona.

La litología en ambas localidades tiene coincidencias parciales. En el Bajo de La Leona las rocas más básicas (andesitas) fueron atribuidas a la Formación Bajo Pobre (Panza 1984). En Estancia La Juanita se han detectado, además de afloramientos importantes de rocas con todas las variantes composicionales entre adamelitas y dioritas, algunos cuerpos satelitarios de diabasa (Chebli *et al.* 1975) que los intruyen; los únicos granitos presentes se reducen a diques aplíticos y micropegmatíticos.

Se carece de análisis químicos del sector Estancia La Juanita; por lo tanto, el quimismo aquí representado constituye sólo una caracterización parcial de los términos más ácidos de la Formación La Leona.

En Estancia La Juanita Chebli *et al.* (1975) y Halpern *et al.* (1972) determinaron una edad triásica media a superior para las plutonitas de la Formación La Leona. Los autores nombrados en segundo término incluyen el área dentro de lo que denominan provincia geocronológica de 200 a 500 Ma.

En este trabajo se intenta definir el quimismo de la Formación La Leona en base a las determinaciones de los elementos mayoritarios, y utilizar los datos para ubicarla dentro del contexto geotectónico. Se infieren diversos rasgos de la evolución magmática mediante cálculos de normas y confección de diversos diagramas, entre ellos los de variación. Se realiza además una comparación del magmatismo del Bajo de La Leona con el magmatismo neopaleozoico de Colangüil (Sato *et al.* 1990), ambos de características geológicas en parte similares.

Los análisis químicos, un total de catorce muestras, fueron llevados a cabo en el Laboratorio Químico de la Dirección Nacional de Minería y Geología (Tibaldi 1980) y en el Laboratorio de Química Geológica (LAQUIGE) del Centro de Investigación en Recursos Geológicos (Keller y Viglini 1989).

En el laboratorio de la DNMG las técnicas analíticas utilizadas fueron: SiO_2 , Al_2O_3 : gravimetría; CaO , MgO : complexometría; Fe_2O_3 : volumetría/absorción atómica; FeO : volumetría; Na_2O , K_2O : espectrometría de emisión; TiO_2 : fotocolorimetría; MnO : absorción atómica; P_2O_5 : colorimetría; H_2O^+ , H_2O^- : gravimetría. Con respecto al LAQUIGE, las técnicas fueron: SiO_2 : gravimetría y colorimetría del filtrado; Al_2O_3 , MnO , CaO , MgO : absorción atómica; Na_2O , K_2O : fotometría de llama; Fe_2O_3 total, P_2O_5 , TiO_2 : colorimetría; FeO : volumetría; H_2O^+ : gravimetría.

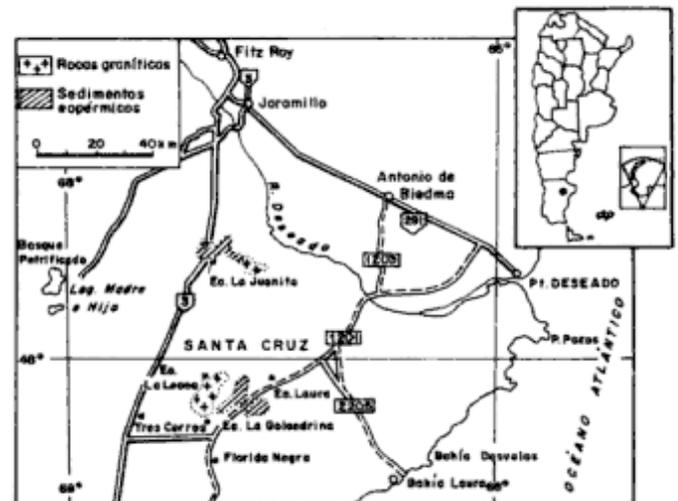


Figura 1: Mapa de ubicación del Bajo de La Leona. Según Stipanovic *et al.* (1971)

Geoquímica

En la Tabla 1 figuran los resultados de los análisis químicos y las normas CIPW de las muestras estudiadas. Estas constituyen una asociación calcoalcalina típica; los contenidos de SiO_2 (entre 63 y 76%) indican que se trata de una serie magmática con términos muy silíceos.

En la Fig. 3 la calcoalcalinidad queda delineada en el diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971); el mismo muestra la distribución de las rocas granodioríticas y graníticas dentro del campo calcoalcalino. Se observa que la curva tiene un recorrido corto, indicando una proporción baja en el contenido de magnesio y hierro. Los granitos tienden a aproximarse al vértice A, es decir a términos enriquecidos en álcalis.

En la Tabla 1 se consignan los índices de color normativos, que varían entre 20,92 y 1,85; los índices altos y bajos se corresponden con porcentajes de SiO_2 bajos y altos respectivamente. Existe una coincidencia general con los índices de color modales.

La saturación en alúmina según el diagrama de Shand (1927) ha sido representada en la Fig. 4a. La distribución de las muestras manifiesta una carencia de linealidad, lo cual indica que las rocas integrantes de la serie no son comagmáticas en sentido estricto.

Las granodioritas y monzodioritas cuarzosas son metaluminosas, excepto la muestra N° 239 que es débilmente peraluminosa (C normativo 0,20%); esta roca tiene el menor índice de color normativo de las cuatro muestras analizadas, y al microscopio la textura tiene tendencia porfírica con pasta gruesa. Estas rocas poseen biotita y hornblenda como minerales máficos, con un ligero predominio de la primera sobre la última.

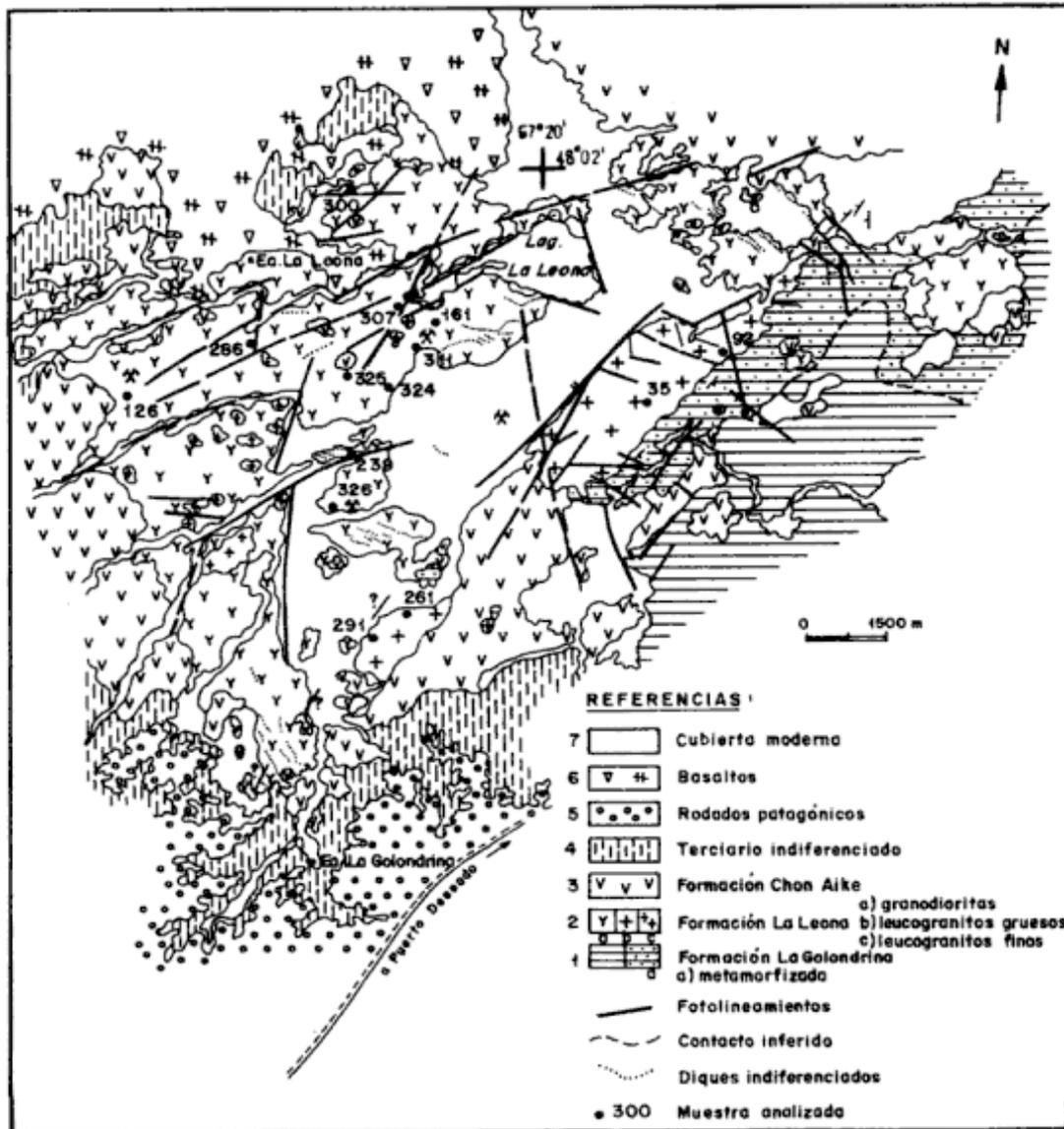


Figura 2: Geología simplificada del área Bajo de La Leona.

Con respecto a los stocks de leucogranito grueso, se puede observar que representan a dos cuerpos diferentes: uno peraluminoso (Nº 35 y 92) y otro peralcalino (Nº 261 y 291). La peraluminosidad está evidenciada por sericitización de la plagioclasa, y en el caso de la muestra Nº 92 además por la presencia de muscovita.

Las dos muestras restantes de leucogranito grueso están ubicadas en un cuerpo más al sur que el anterior. Si se las compara con las muestras Nº 35 y 92, se observan las siguientes diferencias: menor proporción de albita normativa, menor índice de Shand, mayor índice agpaítico y presencia de acmita en la norma (que se corresponde con el valor del índice agpaítico); asimismo poseen mayor tinción limonítica y grano algo más fino que el cuerpo situado más al norte.

Los stocks de leucogranito fino tienen menor pro-

porción de albita normativa y mayor de ortosa normativa que los stocks de leucogranito grueso, característica esta última que coincide con la moda. Son metaluminosos, con índices agpaíticos normales. Una muestra (Nº 326) exhibe peralcalinidad dada por un índice agpaítico mayor que 1 y la presencia de acmita normativa (5,54%) y metasilicato de sodio normativo (1,83%); se destaca en la observación microscópica la ausencia de minerales alcalinos (como por ejemplo anfíboles y piroxenos sódicos) y la presencia de titanita pleocroica.

Con respecto a los diques de leucogranito fino (aplitas), son todos ligeramente peraluminosos con corindón normativo (entre 0,10 y 0,82%). Los índices de Shand son mayores que 1, en coincidencia con la presencia de corindón, mientras que los índices agpaíticos son todos normales. Al microscopio se destaca

Tabla 1: Análisis químicos y normas CIPW

	GRANODIORITA				STOCKS DE LEUCOGRANITO						DIQUES LEUCOGRANITO FINO			
					GRUESO				FINO					
	239	300*	161+	325+	35	92*	261	291	311	324	326	126	286*	307*
SiO ₂	68,10	64,39	63,22	65,00	73,75	74,16	73,95	73,30	71,54	74,07	76,35	72,97	75,40	75,52
TiO ₂	0,30	0,48	0,50	0,45	vest	0,01	0,10	no rev	0,10	vest	vest	no rev	0,05	0,02
Al ₂ O ₃	14,00	16,75	12,80	13,80	13,90	14,79	10,65	11,75	13,15	12,25	10,05	13,05	12,83	12,98
Fe ₂ O ₃	3,85	1,03	5,61	4,26	1,45	--	3,69	2,49	2,49	1,85	1,85	2,41	0,21	--
FeO	0,86	2,42	2,87	2,29	0,86	0,71	1,00	1,00	1,00	0,86	0,86	0,71	1,10	0,82
MnO	0,01	0,05	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	2,64	2,24	3,52	2,64	0,66	0,12	0,65	0,66	0,64	0,64	1,10	0,65	0,35	0,17
CaO	1,85	4,36	3,08	3,70	vest	0,77	0,30	vest	1,54	0,61	vest	vest	1,12	1,00
Na ₂ O	3,70	4,06	3,43	3,73	4,00	4,62	4,60	4,32	3,15	3,16	4,80	2,65	2,78	2,32
K ₂ O	4,05	3,06	4,00	3,64	4,76	4,01	3,90	5,10	5,20	5,65	4,50	7,25	5,65	6,43
P ₂ O ₅	0,10	0,14	0,15	0,20	0,20	0,22	0,20	no rev	0,15	0,30	0,30	0,10	0,08	0,13
H ₂ O+	0,15	0,76	0,07	0,02	0,20	0,46	0,23	0,10	0,23	0,17	--	0,15	0,50	0,48
H ₂ O-	0,50		0,86	0,38	0,50		0,87	1,45	0,97	0,56	0,34	0,33		
Total	100,11	100,74	100,13	100,13	100,29	99,88	100,15	100,18	100,17	100,13	100,16	100,28	100,08	99,88
ap						0,68				0,68				
il	0,61	0,91	0,91	0,91										
or	23,94	17,81	23,94	21,71	28,39	23,94	23,38	30,62	31,18	33,40	26,72	42,87	33,40	38,41
ab	31,47	34,62	29,37	31,47	34,09	39,34	33,04	32,52	26,75	26,75	26,75	22,55	23,60	19,93
ac							5,54	4,16			5,54			
ns											1,83			
an	9,16	18,32	7,77	10,27		2,22			6,38	1,11			5,55	5,00
C	0,20				2,14	2,04				0,61		0,82	0,10	0,31
mt	1,85	1,39	7,87	6,02	2,08		2,55	1,62	3,24	2,78		2,32		
hm	2,56		0,16	0,16					0,32			0,80		
di		fe0,79					fe0,40							
		en0,60	en2,71	en2,91			en0,20		en0,50					
		wo1,39	wo3,14	wo3,37			wo0,58		wo0,58					
hy	en6,63	fe2,11	en6,13	en3,72	fe2,11	fe1,32	en1,41	fe0,92	en1,10	en1,61	fe1,58	en1,61	fe1,98	fe1,45
	en5,02				en0,30	en0,30		en1,71			en2,71		en0,90	en0,40
Q	23,13	15,74	17,79	19,35	31,07	30,29	32,45	28,54	29,62	33,05	34,67	28,90	34,01	30,71
I.C.N	11,65	12,21	20,92	17,09	4,49	2,30	5,14	4,25	5,74	5,07	4,29	4,73	2,88	1,85
I.A	0,75	0,60	0,78	0,73	0,85	0,81	1,11	1,08	0,82	0,92	1,27	0,94	0,83	0,84
I.S.	1,01	0,93	0,82	0,82	1,18	1,11	0,86	0,93	0,96	0,99	0,79	1,07	1,01	1,02
I.D.	78,54	68,17	71,10	72,53	93,55	93,57	88,87	91,68	87,55	93,02	88,14	94,32	91,01	89,05

* Analizada en LAQUIGE; el resto en DNMG

+: Variación composicional a monzodiorita cuarzosa

vest: vestigios

no rev: no revela

I.C.N.: índice de color normativo

I.A.: índice agpático

I.S.: índice de Shand

I.D.: índice de diferenciación

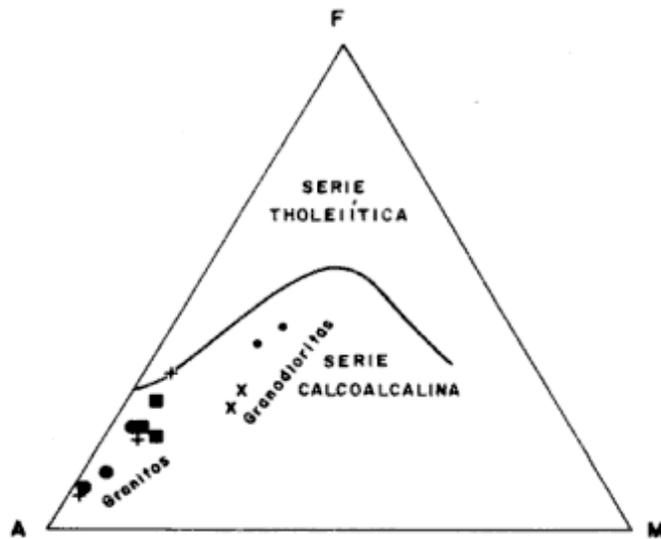


Figura 3: Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971). Símbolos: x: granodioritas; •: monzodioritas cuarzosas; +: stocks leucogranito grueso; •: diques leucogranito fino; ■: stocks leucogranito fino.

la presencia de allanita, cuyo significado petrológico indica que estos diques ácidos estarían ubicados en la cúpula de la cámara magmática.

En la Fig. 4b se compara el contenido de K_2O (%) con el de Na_2O (%) (Lemaitre *et al.* 1982), advirtiéndose que todas las rocas caen dentro de los campos potásico y suavemente potásico. El carácter potásico domina sobre el sódico.

El índice de diferenciación de Thornton y Tuttle (1960) varía en general entre 68,17 y 94,32. Los índices correspondientes a las granodioritas y monzodioritas cuarzosas son los más bajos; fluctúan entre 68,17 y 78,54 y pertenecen a las rocas menos diferen-

ciadas de la secuencia. Los granitos poseen índices entre 87,55 y 94,32, que representan a las rocas más diferenciadas. En la Fig. 4c se representa el contenido de SiO_2 (%) versus índice de diferenciación, que se relacionan positivamente confirmando lo ya expuesto.

Las características químicas de la Formación La Leona en el bajo del mismo nombre se sintetizan en la Tabla 2.

Tabla 2: Síntesis de las características químicas de la Formación La Leona

	--- menor edad --- →		
granodioritas + monzodioritas cuarzosas	stocks de leucogranito grueso	stocks de leucogranito fino	diques de leucogranito fino
metaluminosas (+ peraluminosas)	peraluminosas (+ peralcalinas)	metaluminosas (+ peralcalinas)	peraluminosas
IA 0,60-0,78	0,81-1,11	0,82-1,27	0,83-0,94
ID 68,17-78,54	88,87-93,57	87,55-93,02	89,05-94,32

De la evaluación general del diagrama AFM e índices de Shand surge que: a) la evolución magmática está dada en varios pulsos no comagmáticos entre sí en sentido estricto, los cuales comienzan con una composición granodiorítica-monzodiorítica cuarzosa y culminan con leucogranitos que representan la fase final; b) el magma es calcoalcalino, y además con aluminosidad transicional meta-peraluminosa, con suave tendencia peralcalina en algunas de las rocas más diferenciadas.

En la Fig. 5 se presentan los diagramas de Harker de las muestras analizadas de la Formación La Leo-

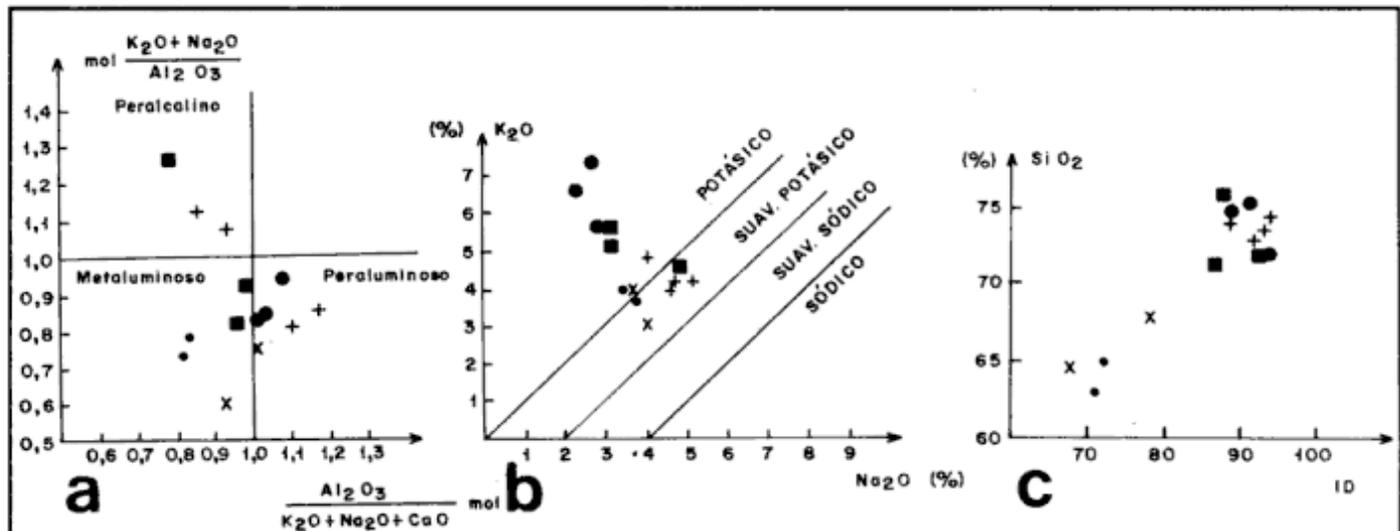


Figura 4: a. Índices de Shand (1927). b. Diagrama K_2O (%) versus Na_2O (%) (Lemaitre *et al.* 1982). c. Diagrama SiO_2 (%) versus índice de diferenciación de Thornton y Tuttle (1960). Símbolos como en figura 3.

na. Se incluye también una comparación con el batolito de Colangüil, provincia de San Juan (Sato *et al.* 1990; análisis químicos promedio; granodioritas, granitos y diques silíceos).

Para la Formación La Leona se pone en evidencia una marcada dispersión de los puntos graficados. Entre 68 y 71,5% de SiO_2 se observa un hueco, definiéndose con esta distribución un campo granodiorítico en sentido amplio y diferenciados hacia composición granítica. En cambio, para el batolito de Colangüil se observa una tendencia de los puntos a ordenarse en forma lineal, respondiendo así al origen de arco magmático sobre subducción asignado por Sato *et al.* (1990); existe también un hueco entre los contenidos de SiO_2 de 67 y 73% (Fig. 5). Asimismo, de la comparación mencionada surge que la Formación La Leona tiene: menor CaO , Al_2O_3 y TiO_2 ; mayor MgO , K_2O , Na_2O , álcalis totales, FeO total y P_2O_5 . Se observa coincidencia parcial en la ubicación de muestras de la Formación La Leona y del batolito de Colangüil.

Análisis del magmatismo y condiciones tectónicas

La evaluación de las características químicas de la Formación La Leona indica que la misma tiene rasgos mixtos entre granitoides orogénicos (calcoal-calinidad) y no orogénicos (diagramas de Al_2O_3 , SiO_2 , Na_2O , K_2O , FeO y Fe_2O_3 versus índice de diferenciación con puntos dispersos -el único de ellos que figura en este trabajo es el de SiO_2 versus índice de diferenciación-; riqueza en álcalis, con peralcalinidad esporádica; Al_2O_3 y MgO bajos; CaO muy bajo; Na_2O , K_2O , FeO total y TiO_2 relativamente altos), siguiendo la clasificación de Martin y Piwinski (1976). Si bien la Formación La Leona tiene más características de granitoides no orogénicos, carece de bimodalidad y de suficiente alcalinidad como para ubicarla dentro de ese contexto.

Las rocas plutónicas consideradas en esta contribución fueron incluidas por Rapela y Llambías (1985, fig. 8 de estos autores) dentro de la Provincia Magmática Cuyano-Norpatagónica, y tienen además edad, litología y quimismo similares a los del magmatismo gondwánico de los complejos La Esperanza y Dos Lomas del Macizo Norpatagónico estudiado por

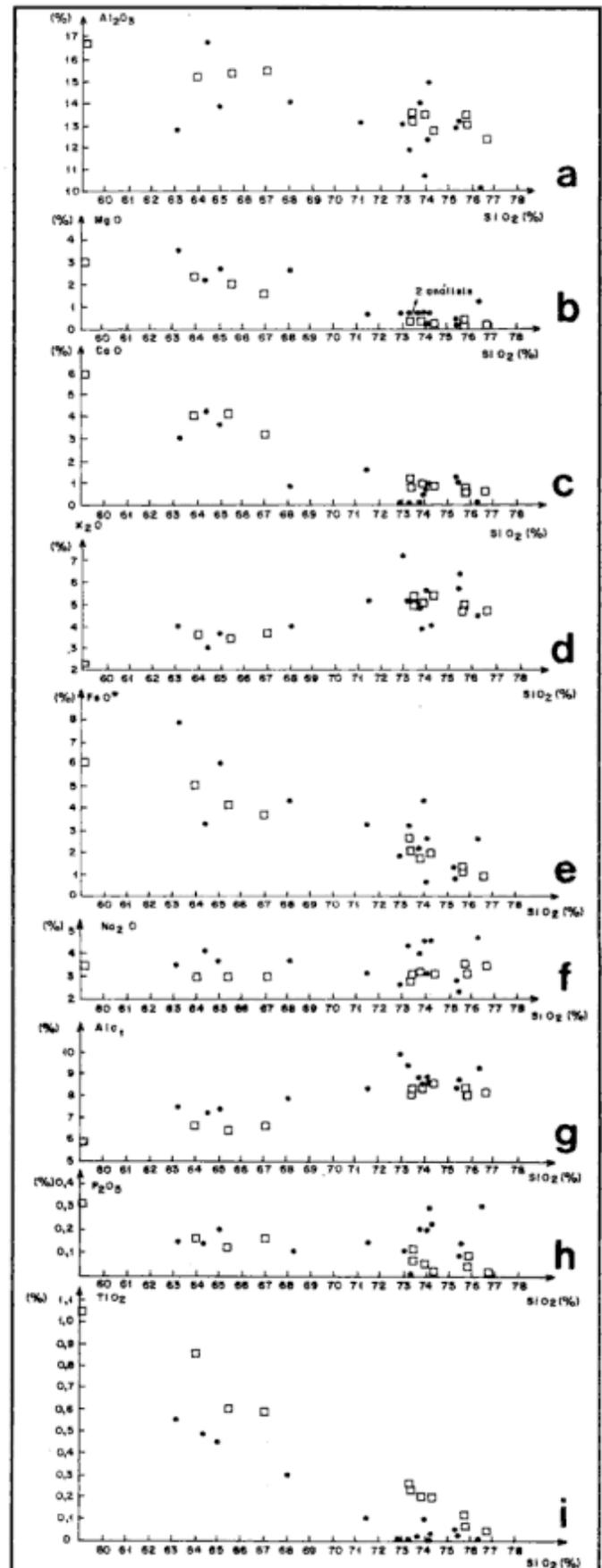


Figura 5: Diagrama de variación de óxidos (%) versus SiO_2 (%). Símbolos: ●: Bajo de La Leona, provincia de Santa Cruz; □: Colangüil, provincia de San Juan (análisis químicos promedio; granodioritas, granitos, diques silíceos; Sato *et al.* 1990)

Llambías *et al.* (1984), aunque en estos últimos el modelo geotectónico es diferente. Más tarde, en un extenso análisis de la evolución magmática de la parte norte de Patagonia y en base a edades similares, Rapela y Kay (1988, fig. 2b de estos autores) sugieren que los granitoides estudiados en el presente trabajo forman parte del Batolito de la Patagonia Central de edad triásico-jurásica. Rapela y Llambías (1985) definen dos ciclos para el Macizo Norpatagónico; hacia el final del segundo ciclo se emplazan ignimbritas riolíticas. En el caso del magmatismo estudiado en este trabajo, las ignimbritas riolíticas están representadas por la Formación Chon Aike (Jurásico); ellas se asocian a la deformación extensional que comenzó en el Triásico superior, tal como lo señalan Uliana *et al.* (1985). Posteriormente, Uliana *et al.* (1989) describen a las plutonitas del Bajo de La Leona-Estancia La Juanita como un stock granítico de 200 Ma que puede representar las raíces de la suite extrusiva ignimbrítica jurásica, actualmente expuestas debido a la acción de una erosión bastante acentuada; estos autores señalan que la extensión mesozoica es un hecho local que responde a cambios en el régimen tectónico que produjo la separación y deriva de Sudamérica de África.

En Patagonia, Ramos (1983) define un arco magmático gondwánico, en el cual incluye a las rocas ígneas del Nesocratón del Deseado; según este autor este arco migraría hacia el sector oriental a partir del eje de la Cordillera, en forma concomitante con el desarrollo de la subducción. El carácter calcoalcalino de las rocas de la Formación La Leona apoya el esquema definido por Ramos (1983). Sólo en los arcos magmáticos es posible hallar rocas calcoalcalinas en forma primaria. El alto contenido de K_2O indica que este arco magmático estaba bastante alejado de la zona de subducción, apoyando la explicación de características mixtas entre granitoides orogénicos y no orogénicos, ya expuesta con anterioridad. En la Fig. 6 se muestra la ubicación de las plutonitas estudiadas en este trabajo, según Ramos (1983).

Las formaciones La Leona y Chon Aike fueron consideradas por Kay *et al.* (1989) como parte de una provincia gondwánica granito-riolítica ubicada en los márgenes externos de un supercontinente; estos autores señalan que estas riolitas parecen estar relacionadas con regímenes tectónicos extensionales infrayacidos por un manto relativamente caliente que hizo que el basalto subplacado fundiera la corteza preexistente. En el presente trabajo se sugiere la posibilidad que los diques andesíticos del Bajo de La Leona (Formación Bajo Pobre; Panza, 1984) y los cuerpos de diorita y diabasa de Estancia La Juanita (Chebli *et al.* 1975), todos ellos intrusivos en la Formación La Leona, sean parte de un proceso de

subplacado incipiente. Asimismo, estas rocas andesíticas, junto con los diques de leucogranito fino (aplititas), podrían representar una interrelación de magmas con composiciones contrastadas, tal como lo determinan Sato *et al.* (1990) para el batolito de Colangüil. Además estas rocas podrían considerarse como una manifestación de bimodalidad incipiente.

La hipótesis de Ramos (1983) fue también apoyada por Palma (1989), quien divide al ciclo magmático gondwánico (Devónico inferior-Triásico superior) en dos subciclos: inferior y superior. Este autor incluye a las plutonitas de la Formación La Leona en el subciclo superior y las interpreta como eventos magmáticos correspondientes a la etapa de mayor expansión del arco gondwánico en las postrimerías del ciclo.

Las plutonitas de la Formación La Leona son comparables con las del batolito de Colangüil por poseer similitud litológica y presencia de enjambres de diques. Llambías y Sato (1991) deducen que las características del batolito de Colangüil no son propias de un marco tectónico definido, aunque las granodioritas tienen rasgos de arco magmático; comparan además a este batolito con los complejos ígneos del Macizo Norpatagónico (estos últimos estudiados por Llambías *et al.* 1984, Rapela y Llambías 1985, Rapela y Caminos 1987), y encuadran a ambas asociaciones dentro de un marco tectónico similar.

Finalmente se destaca que la Formación La Leona es portadora de mineralización de Cu-Mo-Au-Ag. Su depositación se relaciona con la actividad póstuma del arco magmático gondwánico (Ramos 1983, Godeas 1985, Giacosa *et al.* 1988).

Consideraciones finales

En el Bajo de La Leona, la Formación La Leona está caracterizada por un conjunto de plutonitas calco-

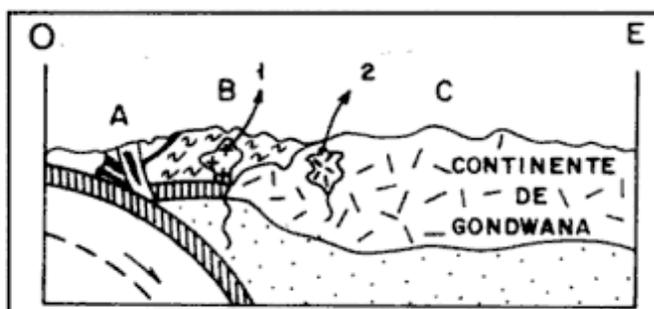


Figura 6: Corte tectónico esquemático durante el Neopaleozoico, según Ramos (1983). A: Terrenos exóticos acrecionados en el Neopaleozoico tardío. B: Cuña de acreción sedimentaria durante el Devónico a Carbónico. C: Plataforma precámbrica-eopaleozoica basal. 1: intrusivo pérmico. 2: intrusivo triásico.

alcalinas silíceas, con alto contenido de potasio, constituido por facies granodioríticas (las más antiguas, metaluminosas) y graníticas (las más jóvenes; metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas). La presencia de rocas con menor contenido de SiO_2 se reduce a escasas variaciones composicionales locales de las facies granodioríticas.

La evolución magmática sugiere que las plutonitas se emplazaron como una sucesión de pulsos magmáticos cada vez más ácidos, no comagmáticos en sentido estricto. En el Nesocratón del Deseado, según Uliana *et al.* (1989) este evento magmático finaliza con la efusión de ignimbritas ácidas de gran extensión areal y volumen (Formación Chon Aike), que se relaciona con la extensión cortical que comenzó en el Triásico y culminó en el Cretácico superior.

La peralcalinidad que muestran algunas de las facies graníticas podría estar indicando el inicio de la extensión cortical mencionada.

La relación inicial $\text{Sr}87/\text{Sr}86=0,707$, calculada para la Formación La Leona por Stipanovic *et al.* (1971) para el Bajo de La Leona y por Halpern *et al.* (1972) para Estancia La Juanita, sugiere que se trata de plutonitas ensiálicas. El alto contenido de K_2O indica que hubo importante participación de corteza en la formación de las rocas en consideración.

El magmatismo estudiado en este trabajo tiene características mixtas entre las de ambiente orogénico (calcoalcinidad) y no orogénico (diagramas de Al_2O_3 , SiO_2 , Na_2O , K_2O , FeO y Fe_2O_3 versus índice de diferenciación con distribución dispersa de los puntos; riqueza en álcalis con peralcalinidad esporádica; Al_2O_3 y MgO bajos; CaO muy bajo; Na_2O , K_2O , FeO total y TiO_2 relativamente altos).

La calcoalcinidad de las plutonitas de la Formación La Leona apoya la consideración de Ramos (1983) de que forman parte de un arco magmático; a su vez, el alto contenido de K_2O de las mismas indica que el arco se encontraba lejos de la zona de subducción. Posterior al emplazamiento de las plutonitas el ambiente tuvo escasos movimientos, lo cual habría favorecido la evolución de estas últimas.

Los diques andesíticos y los cuerpos de diorita y diabasa podrían estar relacionados con un subplacado incipiente.

Agradecimientos

La autora agradece a Ana María Sato y a Víctor Ramos las valiosas sugerencias aportadas. Las correcciones realizadas por un revisor anónimo contribuyeron a mejorar el trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Archangelsky, S., 1958 a. Estudio geológico y paleontológico del Bajo de La Leona (Santa Cruz). *Acta Geologica Lilloana*, 2:5-133.
- Archangelsky, S., 1958 b. "*Eremopteris golondrinensis*": Nueva especie de la Serie La Golondrina, Bajo de La Leona. Santa Cruz. *Acta Geologica Lilloana*, 2:285-289.
- Arrondo, O.G., 1972. Estudio geológico y paleontológico en la zona de Estancia La Juanita y alrededores. Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie)*. Paleontología, 43, (7):1-94.
- Cazeneuve, H., 1965. Datación de una toba de la Formación Chon Aike (Jurásico de Santa Cruz, Patagonia) por el método de potasio-argón. *Ameghiniana*, 4(5):156-158.
- Chebli, G.A., Gebhard, J. y Menzel, M., 1975. Estratigrafía y magmatismo en la zona de Estancia La Juanita y alrededores (departamento Deseado, provincia de Santa Cruz). 6º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1:357-373.
- Di Persia, C., 1955. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte del Territorio de Santa Cruz al sud del río Deseado. Segunda Campaña. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 43 p. (inédito).
- Giacosa, R.E., Márquez, M.J. y Pezzuchi, H.D., 1988. Actualización metalogénica de la región patagónica al sur del paralelo de 42°00' sur, República Argentina. 3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas, 3:A1-A20.
- Godeas, M.C., 1985. Geología en el Bajo de La Leona y su mineralización asociada. Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(3-4):262-277.
- Halpern, M., Umpierre Urquhart, M. y Linares, E., 1972. Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America as related to Gondwana and Andean geologic provinces. Proyecto Internacional del Manto Superior. Conferencia sobre problemas de la Tierra sólida, Simposio sobre los resultados de investigaciones del Manto Superior con énfasis en América Latina, Actas, 2:345-356.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal Earth Sciences*, 8:523-548.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North América? *Geology*, 17:324-328.
- Keller, M. y Viglino, A., 1989. Análisis químicos de cuatro muestras procedentes del Bajo de La Leona (prov. de Santa Cruz). Informe Laboratorio de Química Geológica, 1 p. (inédito).
- Lemaitre, R.W., Bellieni, G., Le Bas, M., Schmid, R., Streckeisen, A., Zanettini, E., Piccirillo, E.M. y Justin Vincent, E., 1982. A proposal for a definitive chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. IUGS. Subcomisión sistemática rocas ígneas. *Circular 36, N° 100*, Cambridge (inédito).
- Llambías, E.J. y Sato, A.M., 199. El batolito de Colangüil (29-31° S), Cordillera Frontal de Argentina; estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 17(1): 89-108.
- Llambías, E.J., Caminos, R. y Rapela, C.W., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del Ciclo Eruptivo Gondwánico. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Capítulo I, (4): 85-117.
- Martin, R.F. y Piwinski, A.J., 1974. The contrasting origin of orogenic and non-orogenic granitoid rocks. *Proceedings Symposium Andean Antarctic Volcanology Problems (Santiago)*, 482-496.
- Palma, M.A., 1989. Los eventos geológicos del Macizo del Deseado durante la evolución tectónica del Continente Austral. Reunión

- Geotranssectas de América del Sur, Actas 97-101.
- Panza, J.L., 1984. Descripción Geológica de las hojas 54 f "Bajo de La Leona" y 54 g "Bahía Laura". Provincia de Santa Cruz. Informe Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, 63 p. (inédito).
- Ramos, V.A., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. 2º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas, 1:107-124.
- Rapela, C.W. y Caminos, R., 1987. Geochemical characteristics of the Upper Paleozoic magmatism in the eastern sector of Northpatagonian Massif. *Revista Brasileira Geociencias*, 17(4):535-542.
- Rapela, C.W. y Kay, S.M., 1988. Late Paleozoic to recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes*, 11(3):175-182.
- Rapela, C.W. y Llambías, E.J., 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(1-2):4-25.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Shaw, S. y Castro, C.E., 1990. El batolito de Colangüil: modelo del magmatismo neopaleozoico de la provincia de San Juan. 11º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 100-122.
- Shand, S.J., 1927. *Eruptive rocks* (1st. Ed.). J. Wiley and Sons New York.
- Stipanovic, P.N., 1957. El Sistema Triásico en Argentina. 20º Congreso Geológico Internacional, Secc. 2, 73-112. México.
- Stipanovic, P.N., Toubes, R.O., Spikermann, J.P. y Halpern, M., 1971. Sobre la composición y edad de algunas plutonitas del nordeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia, (Rep. Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26 (4):459-467.
- Thornton, C.P. y Tuttle, O.F., 1960. Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. *American Journal of Sciences*, 258:664-684.
- Tibaldi, S., 1980. Análisis químicos de once muestras procedentes del Bajo de La Leona (prov. de Santa Cruz). Laboratorio Químico, Informe Dirección Nacional de Minería y Geología, 1 p. (inédito).
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. y Gust, D.A., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásica en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (3-4):231-253.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En Tankard, A.J. y Balkwill, H.K. (Eds.): *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. American Association Petroleum Geologists, Memoir, 46:599-614.

Recibido: 10 de febrero, 1992

Aceptado: 15 de octubre, 1992

Geología del Cuaternario del valle del río Malleo, Provincia de Neuquén.

Comentario

Rabassa *et al.* (1990) mencionan a Flint *et al.* (1964-1969) y establecen correlaciones entre los drifts allí diferenciados y los mapeos en la cuenca del Río Malleo.

Los conceptos de drifts utilizados no concuerdan, de manera que creemos resulta arriesgado establecer correlaciones manejando conceptos de distinto significado.

Los objetivos y escalas de ambos trabajos fueron diferentes y el mapeo también.

Hasta Flint *et al.* (1964) los trabajos sobre el tema en Argentina eran: Caldenius (1932), Auer (1946, 1956, 1959), Groeber (1952) y Polanski (1953, 1954, 1957, 1963, 1964) entre otros, postulándose en los de Auer y Groeber el englazamiento total de la Patagonia.

La experiencia llevó a proponer la realización del trabajo de 1964 al suscripto.

Los objetivos se indican en la Introducción y fueron:

- 1) Mapear el drift glacial en la zona marginal oriental de la glaciación pleistocénica de Los Andes.
- 2) Subdividir el drift estratigráficamente.
- 3) Desarrollar criterios para dar edades relativas a las unidades y si fuera posible, encontrar elementos de juicio para fijar edades absolutas. Allí manifestamos que los dos primeros objetivos fueron alcanzados, mientras que el tercero sólo pudo realizarse en parte. También expresamos que serían necesarios estudios de más detalle para que estos elementos fueran mejor conocidos. La escala de trabajo fue aproximadamente 1:500.000, única forma de cubrir un área de casi 250 km de extensión norte-sur en 45 a 50 días efectivos, siendo el único material disponible mapas topográficos basados en relevamientos expeditivos, la mayoría en escala 1:100.000 y 1:200.000, algunos, como se dice en el texto, con marcadas deficiencias, en una región donde hace treinta años había sólo unas contadas huellas más que verdaderos caminos aunque fueran de tierra.

Del resto, y ahora sí me refiero al trabajo que acaba de publicar la Revista de la Asociación Geológica Argentina, no abro juicio. Es evidente que de haberse diferenciado tres drifts en 1964 en aquellas condiciones a haber diferenciado cuatro en 1991 con fotos a escala 1:20.000 y 1:40.000, con mapas en escala 1:50.000 y 1:100.000 y haciendo un mapeo detallado, el progreso es notable, sobre todo al incluir determinaciones isotópicas y magnetoestratigráficas que no se aplicaban con los detalles que hoy se los utilizan.

Comento esto porque los firmantes, en especial los extranjeros, conocen que el Dr. R.F. Flint sabía lo suficiente de geología glacial como para no tener que recibir los comentarios y razonamientos que se manifiestan en el trabajo involucrado cuando dicen:

“es difícil justificar la extensión de un mismo conjunto de nombres estratigráficos a distancias tan grandes, cuando se trabaja con unidades glaciogénicas” como si la geología glacial de EE.UU. o del resto del mundo anterior a 1982, hubiera perdido significado. Por otra parte ni a Flint que trabajó en la década del setenta en Chile ni a Fidalgo que lo hiciera en Santa Cruz en 1965, se les ocurrió trasladar las unidades diferenciadas en Bariloche a aquellas otras regiones, situada la primera a menos de 500 km de nuestro país. Las razones en nuestro trabajo fueron otras, que es obvio detallar, para quienes conocen la bibliografía de aquella época sobre el tema.

Auer, V., 1946. The Pleistocene and post-glacial period in Fuego-Patagonia. Sitz. Ber. Finnish Sci. Acad.

Auer, V., 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part. I. The Ice and Interglacial ages. Ann. Acad. Sci. Fennicae, A. III, 45.

Auer, V., 1959. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part. III. Shoreline Displacements. Ann. Acad. Sci. Fennicae, A. III, 60.

Auer, V., 1970. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part V: Quaternary Problems of Southern South America. Ann. Acad. Sci. Fennicae, A III, 100.

Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones Cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. Publicación N° 95. Dir. Gen. de Minas y Geología. Ministerio de Agricultura de la Nación 144 p.

Flint, R.F. y Fidalgo, F., 1964. Glacial Geology of the East Flank of the Argentine Andes between Latitude 39° 10' S and Latitude 41° 20' S. Geological Society of America Bulletin, 75: 335-352.

Flint, R.F. y Fidalgo, F., 1969. Glacial drift in the Eastern Argentine Andes between Latitude 41° 10' S and Latitude 43° 10' S. Geological Society of America Bulletin, 80: 1043-1052.

Groeber, P., 1952. Glacial Tardío y Postglacial en Patagonia. Museo Municipal y Tradicional de Mar del Plata. V1 entr. 1: 79-103.

Polanski, J., 1953. Supuestos englazamientos en la llanura pedemontana de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 8 (4) : 195-213.

Polanski, J., 1954. Contribución al conocimiento y a la sistemática del englazamiento actual de la alta Cordillera de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9 (4): 232-245.

Polanski, J., 1957. Sobre algunos métodos paleogeográficos de la investigación del Cuaternario pedemontano de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 12 (4): 211-232.

Polanski, J., 1961. Cenoglomerado del Quemado (Pcia. de Mendoza) Revista de la Asociación Geológica Argentina, 15 (3-4): 157-179.

Polanski, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los Ríos Diamante y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 17 (3-4): 127-349.

Polanski, J., 1965. The maximum glaciation in the Argentine Cordillera. The Geological Society of America Special Paper 84 VII

Congress INQUA. Boulder. Colorado.

Rabassa, J., Evenson E.B., Clinch J.M., Schlieder G., Zeitler P., Stephens G.C., 1990 Geología del Cuaternario del valle del Río Malleo, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (1-2): 55-69.

Francisco Fidalgo

Facultad de Ciencias Naturales y Museo,
Universidad Nacional de La Plata.

Recibido: 11 de noviembre, 1991

Réplica

El Dr. Francisco Fidalgo (Fidalgo 1993) ha tenido la deferencia de referirse a nuestro trabajo sobre la Geología Cuaternaria del Valle del Río Malleo (Rabassa *et al.* 1990a). Los colegas co-firmantes de dicho trabajo, Edward B. Evenson, J. Michael Clinch, Gunnar Schlieder, Peter Zeitler y George C. Stephens me han solicitado responda en su nombre al mencionado Comentario (E. B. Evenson, 1992, comunicación escrita).

En primer lugar, deseamos expresar que nos ha complacido que el Dr. Fidalgo, ampliamente reconocido por sus conocimientos en el tema y por la minuciosidad analítica de sus estudios, no haya encontrado deficiencias conceptuales o estructurales en nuestra contribución, sino que se haya referido esencialmente a diferencias metodológicas y nomenclaturales entre nuestro trabajo y el suyo propio de casi tres décadas atrás (Flint y Fidalgo 1964). Estas diferencias fueron, por otra parte, puntualizadas oportunamente en el trabajo de referencia (Rabassa *et al.* 1990 a: 56-60).

Parecería, a juzgar por las expresiones vertidas por el Dr. Fidalgo en su Comentario, que este autor considera que nuestras apreciaciones de la metodología empleada podrían haber afectado la memoria del Dr. Richard Foster Flint. Nada más alejado de nuestras intenciones, pues reconocemos unánimemente al Dr. Flint como el gran impulsor de la Geología del Cuaternario, en su concepción moderna, en América del Norte y el mundo, en la segunda mitad de nuestro siglo. Por otra parte, los indudables méritos de los trabajos de Flint y Fidalgo (1964-1969) en Patagonia Septentrional, se verifican naturalmente por la vigencia que han mantenido a través del tiempo, lo cual convierte a estas contribuciones en verdaderos clásicos de nuestra literatura geológica.

Nuestro interés, en el trabajo de referencia, fue sólo

explicar las pautas metodológicas utilizadas, implementadas sobre la base de las experiencias más recientes entonces en Geología Glacial, como por ejemplo, Evenson *et al.* (1982), y fundamentalmente, después de la publicación de la nueva versión del Código Estratigráfico Norteamericano (NACSN 1983). Tomamos de allí las "unidades aloestratigráficas", definidas como cuerpos mono- o plurilitológicos que se determinan por sus discontinuidades supra e infra-limitantes. Así, los "drifts glaciares" reconocidos en nuestro trabajo son unidades aloestratigráficas, más precisamente aloformaciones.

Estas unidades fueron identificadas en las cuencas fluviales de mayor extensión, como la del Río Malleo, a lo largo de la Cordillera Norpatagónica entre Lago Aluminé y Lago Nahuel Huapi, utilizando para ello nombres locales (Rabassa *et al.* 1990a; Schlieder *et al.* 1988; Schlieder, inédito). Criterios metodológicos similares se han aplicado en Tierra del Fuego (Meglioli *et al.* 1990; Meglioli, inédito; Rabassa *et al.* 1990b; Rabassa y Clapperton 1990). La combinación de unidades aloestratigráficas con nombres locales permite la identificación de secuencias locales que se correlacionan luego con la secuencia estratigráfica regional. Así, estudios posteriores pueden mejorar la correlación, sin dejar por ello de lado los nombres estratigráficos ya establecidos.

Disentimos con el Dr. Fidalgo cuando dice que: "Los conceptos de drifts utilizados no concuerdan de manera que creemos resulta arriesgado establecer correlaciones manejando conceptos de distinto significado". Si bien cuando R. F. Flint y F. Fidalgo escribieron sus trabajos no se habían definido aún las unidades aloestratigráficas, creemos que es posible correlacionar los "drifts" allí propuestos, tomados como secuencia estratigráfica regional base, con nuestras propias unidades, pues ambos conjuntos reconocen implícitamente conceptos muy similares, cuando no idénticos.

Entendemos que las diferencias que surgen de la correlación realizada por Rabassa *et al.* (1990a) están originadas en dos aspectos:

(a) la escala de trabajo escogida por Flint y Fidalgo (1964), 1:500.000, por las atendibles razones que menciona el Dr. Fidalgo en su Comentario, y

(b) la elección del sector al este del Lago Nahuel Huapi (Provincia de Río Negro), como área tipo para establecer la secuencia estratigráfica glacial (Flint y Fidalgo 1964).

En el primero de estos aspectos, es obvio que el desarrollo de los estudios de campo y gabinete a escalas mayores a 1:500.000 nos ha permitido una mejor definición de las unidades reconocidas. Sin embargo, discrepamos con el Dr. Fidalgo cuando dice que

"el único material disponible (fueron) mapas topográficos basados en relevamientos expeditivos, la mayoría en escala 1:100.000 y 1:200.000, algunos como se dice en el texto con marcadas deficiencias..." (Fidalgo 1993:343). Esta afirmación del Dr. Fidalgo se refiere seguramente a las cartas topográficas de la Dirección de Minas y Geología de la Nación, pero se contradice con la existencia de cartas topográficas para la región estudiada por Flint y Fidalgo (1964), elaboradas por el Instituto Geográfico Militar, a escala 1:50.000, en base a relevamientos estereofotogramétricos aéreos y terrestres, realizados entre 1942 y 1945, y publicadas durante esa década (véase los catálogos del IGM). Por lo tanto, existían en 1963, cuando los doctores Flint y Fidalgo iniciaron sus estudios, cartas topográficas y fotografías aéreas en escala 1:50.000 o similares para la mayor parte de los Andes Patagónicos Septentrionales. Surge de ello que Flint y Fidalgo (1964) realizaron sus estudios en la forma en que lo hicieron en base a una respetable decisión metodológica, pero no, como ha sido expresado, por carencia o indisponibilidad de materiales topográficos o aerofotográficos adecuados.

En lo que respecta a la elección del área tipo, respetuosamente opinamos que si se hubiese escogido el valle superior del Río Limay (Provincias de Río Negro y Neuquén), la secuencia habría podido ser definida con mayor claridad y aplicabilidad regional. Así, nuestros estudios en dicho valle (Evenson y Rabassa, en preparación; Rabassa y Clapperton, 1990: 168) han permitido establecer una secuencia estratigráfica más completa, integrada por los drifts Pichileufú, La Fragua, Anfiteatro y Nahuel Huapi, en orden de edad decreciente. Esto ya había sido observado anteriormente por González Díaz y Malagnino (1984: 58-59; 108-109), quienes mencionan hasta cinco "sistemas morénicos", si bien estos autores no propusieron unidades estratigráficas formales. En nuestra secuencia, se establecen algunos aspectos que consideramos de importancia, y que se resumen a continuación:

(1) Drift Pichileufú: se mantiene la vigencia de este término estratigráfico, reconociendo su complejidad ya que podría estar integrado por depósitos de más de una glaciación. Se considera que este drift es muy antiguo, probablemente del Pleistoceno temprano o aún, en parte, del Plioceno tardío. De todas maneras, esta unidad precede al gran evento de profundización de las redes de drenaje de la región.

(2) Evento de profundización de las redes de drenaje: este episodio erosivo ("Canyon-cutting Event") tuvo lugar en el Pleistoceno medio, en tiempos que predatan al equivalente a la Glaciación Illinois de América del Norte. La significativa exondación de

las líneas de drenaje principales provocó que las glaciaciones posteriores vieran encauzados sus cuerpos de hielo, y por ende sus depósitos, como poderosos glaciares de valle de descarga del manto de hielo de montaña. Por el contrario, los glaciares anteriores habrían sido lóbulos pedemontanos de mayor extensión areal pero, quizás, de menor espesor.

(3) Drift El Cóndor: se recomienda su reemplazo por dos nuevas unidades aloestratigráficas, las que han sido denominadas Drift La Fragua y Drift Anfiteatro, correspondientes a dos glaciaciones distintas. Esta propuesta está fundamentada en criterios morfológicos, de meteorización relativa y de elevación de las respectivas terrazas glacifluviales sobre el nivel del curso actual del Río Limay. La edad de ambas glaciaciones es considerada pre-Glaciación Wisconsin de América del Norte (i.e., > 120.000 años). El Drift Anfiteatro corresponde probablemente al Estadío Isotópico 6, entre 120.000 y 200.000 años atrás (δ Oxígeno 18; Williams *et al.* 1988).

(4) Drift Nahuel Huapi: se conserva esta denominación, reconociéndose su correlación con la Glaciación Llanquihue, del sector lacustre chileno (Rabassa y Clapperton, 1990), siendo de edad equivalente a la Glaciación Wisconsin de América del Norte (Pleistoceno tardío, 100.000-10.000 años A.P., Estadíos Isotópicos 2, 3 y 4; Williams *et al.* 1988).

Un modelo de, por lo menos, cuatro glaciaciones principales, con un número variable de estadales en cada una de ellas, parece ser el más adecuado, a la luz de nuestros conocimientos actuales de la estratigrafía glacial de los Andes Patagónicos Septentrionales. Estas glaciaciones se extendieron a lo largo de todo el Pleistoceno y quizás aún, el Plioceno tardío.

Este modelo podrá ser parcialmente diferente al modelo clásico de Flint y Fidalgo (1964, 1969), pero ello no cuestiona ni invalida la enorme significación científica y epistemológica de dichos trabajos. Es, tan sólo, un pequeño aporte que sin duda será pronto superado por quienes continúen el estudio de este sector de la Cordillera Andina.

- Evenson, E.B., Cotter, J.F. y Clinch, J.M., 1982. Glaciation of the Pioneer Mountains: a proposed model for Idaho. En: *Cenozoic Geology of Idaho*, Bonnicksen, B. y Breckenridge, R.M., (Eds.). Idaho Bureau of Mines and Geology, Bull., 26: 653-665.
- Fidalgo, F. 1993. Geología del Cuaternario del Valle del Río Malleo, Provincia del Neuquén, por J. Rabassa *et al.* Comentario. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(3):343-344.
- Flint, R.F. y Fidalgo, F., 1964. Glacial geology of the flank of the Argentine Andes between lat. 39°10'S and lat. 41°12'0'S. *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, 75 (4): 335-352.
- Flint, R.F. y Fidalgo F. 1969. Glacial drift in the Eastern Argentine Andes between latitude 41°10'S and latitude 43°10'S. *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, 80:1043-1052.
- González Díaz, E.F. y Malagnino, E., 1984. Geomorfología de la

- Provincia de Río Negro. IX Congr. Geol. Arg. (volumen especial), 159pp.
- Meglioli, A.; inédito. Glacial geology and chronology of the Magellan Straits and Northern Tierra del Fuego area, Argentina and Chile. Tesis Doctoral. Lehigh University, Bethlehem, Pennsylvania, USA. (Inédita).
- Meglioli, A., Evenson, E.B., Zeitler, P. y Rabassa, J., 1990. Cronología relativa y absoluta de los depósitos glaciares de Tierra del Fuego, Argentina y Chile. X Congr. Geol. Arg., Actas, II: 457-460.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. 1983. North American Stratigraphic Code. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 67 (5): 841-875.
- Rabassa, J. y Clapperton, C.M. 1990. Quaternary Glaciations of the Southern Andes. Quaternary Sciences Reviews, 9: 153-174.
- Rabassa, J., Evenson, E.B., Clinch, J.M., Schlieder, G., Zeitler, P. y Stephens, G.C., 1990a. Geología del Cuaternario del valle del Río Malleo, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (1-2): 55-68.
- Rabassa, J., Serrat, D., Heusser, C.J., Martí Bono, C. y Coronato, A., 1990b. El Tardiglacial en el Canal Beagle, Tierra del Fuego, Argentina y Chile. X Congr. Geol. Arg., Actas, I: 290-294.
- Schlieder, G.; inédito. Glacial geology and chronology of the East Flank of the Patagonian Andes, between Latitude 39° and 41° South. Tesis Doctoral. Lehigh University, Bethlehem, Pennsylvania, USA. (Inédita).
- Schlieder, G.; Evenson, E.B., Zeitler, P., Stephens, G. y Rabassa, J., 1988. K/Ar ages and evidence for at least four Plio-Pleistocene glaciations in the Northern Patagonian Andes, between lat. 39°S and 41°S. Geol. Soc. Amer., Fall Meeting, Abstracts with Programs.
- Williams, D.F., Thunell, R.C., Tappa, E., Río, D. y Raffi, I., 1988. Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 64: 221-240.

Jorge Rabassa
CADIC, Ushuaia

Recibido: 5 de marzo, 1993.

Evolución en el Cuaternario del sector de costa y plataforma submarina entre Río Coig, Santa Cruz, y Punta María, Tierra del Fuego.

Comentario

Codignotto (1990:12) descartó como errónea -sin ofrecer argumento alguno para su veredicto- la conclusión de Bujalesky *et al.* (1987) de que la deriva litoral en el flanco occidental de la península El Páramo es hacia el norte. (Los principales responsables del trabajo en El Páramo y, por ende, de posibles errores u omisiones, fueron Bujalesky y González Bonorino; por ese motivo se excluye a los otros coautores de esta discusión). Dicha conclusión estuvo basada en el seguimiento de rodados pintados, mediciones de imbricación y morfología de los cordones (Bujalesky *et al.* 1987, Vilas *et al.* 1987, Isla *et al.* 1988, Bujalesky 1990, Isla *et al.* 1990, Bujalesky y

González Bonorino 1991). Codignotto deberá presentar argumentos sólidos en apoyo de su posición.

En el mismo párrafo, Codignotto calificó la figura en Bujalesky *et al.* que esquematiza la morfología de El Páramo como "similar" pero "incompleta", por comparación con figuras en Codignotto (1976, tesis; 1979, informe interno), trabajos inéditos que según él debiéramos haber citado. Este comentario involucra dos asuntos. En primer lugar, nuestra figura está completa porque así la quisimos, y si se parece a figuras de Codignotto seguramente es porque todos usamos fotografías aéreas de dominio público. En segundo lugar, pero más grave, es que la exigencia de citas a Codignotto (1976; 1979) da idea de que esos trabajos inéditos presentan restituciones morfológicas detalladas de El Páramo. Esto es falso. En ambos trabajos la morfología de El Páramo está apenas esbozada en escalas del orden de 1:100.000 a 1:200.000, y la restitución es mucho menos elaborada que en Codignotto (1990, fig. 5).

Los comentarios de Codignotto ponen en la palestra la cuestión de las referencias a trabajos inéditos, es decir aquéllos de los que se produce un ejemplar o unos pocos ejemplares, como es el caso de las tesis y de los informes internos. Nosotros citamos a Codignotto y Malumián (1981), y no a Codignotto (1976; 1979), por cuatro motivos: a) es el texto más reciente de los tres; b) está publicado; c) en la Introducción explícita que contiene el informe de las hojas geológicas inéditas; y d) describe la geología de la misma región que la tesis. En un tono más general, la opinión de GGB es que por regla los trabajos inéditos no deben ser citados porque es información difícilmente accesible para el lector; posibles excepciones a esa regla son que la información inédita sea importante para el desarrollo de nuestro argumento, en cuyo caso debe presentarse un resumen del contenido de ese trabajo, o que el trabajo inédito sea citado como fuente de información adicional; pero en ningún caso es admisible sustentar una argumentación con trabajos inéditos.

Dejando el tema de las citas bibliográficas deseamos hacer dos comentarios finales. Primero, Codignotto (1990) atribuyó la creación de grava sobre el flanco occidental de El Páramo a la "difracción" del oleaje del Atlántico. La difracción poco, si algo, contribuye a mover la grava, quizás Codignotto quiso referirse a la refracción, que sí es un proceso efectivo. De todos modos el transporte en la punta de El Páramo es bastante más complejo (Bujalesky y González Bonorino 1991). Segundo, Codignotto (1990) omitió citar a Uribe y Zamora (1981), quienes publicaron un detallado estudio morfológico y sedimentológico sobre la punta Dungeness.

- Bujalesky, G.G., 1990. Morfología y dinámica de la sedimentación costera en la península El Páramo, bahía San Sebastián, Isla Grande de la Tierra del Fuego. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, 240 p., La Plata (inédito).
- Bujalesky, G.G. y González Bonorino, G., 1991. Gravel spit stabilized by unusual (?) high-energy wave climate in bay side, Tierra del Fuego, southernmost Argentina. Simposio sobre Development and stability of coarse clastic beaches, Coastal Sediments 1991, Seattle.
- Bujalesky, G., González Bonorino, G., Arche, A., Isla, F. y Vilas, F., 1987. La espiga Península Páramo. Isla Grande de la Tierra del Fuego, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1:115-1117, Tucumán.
- Codignotto, J.O., 1976. Geología y rasgos geomorfológicos de la Patagonia extraandina entre el río Chico de Gallegos (Santa Cruz) y la bahía de San Sebastián (Tierra del Fuego). Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 76 p., Buenos Aires (inédito).
- Codignotto, J.O., 1979. Hojas geológicas 63a Cullen, 64a Bahía de San Sebastián y 65b Río Grande. Servicio Geológico Nacional, 71 p., Buenos Aires. Informe (inédito).
- Codignotto, J.O., 1990. Evolución en el Cuaternario del sector de costa y plataforma submarina entre Río Coig, Santa Cruz y punta María, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45: 9-16.
- Codignotto, J.O. y Malumián, N., 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54 de la isla Grande de la Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36 (1): 44-88.
- Isla, F., Vilas, F., Bujalesky, G., Ferrero, M., González Bonorino, G. y Arche, A., 1988. Gravel drift, storm and wind effects over the macrotidal San Sebastián Bay, Tierra del Fuego, Argentina. American Geophysical Union Chapman Conference Sediment transport processes in estuaries, Bahía Blanca, p. 11.
- Isla, F., Vilas, F., Bujalesky, G., Ferrero, M., González Bonorino, G. y Arche, A., 1991. Gravel drift, storm and wind effects over the macrotidal San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. Marine Geology, 97:211-224.
- Uribe, P. y Zamora, E., 1981. Origen y geomorfología de la punta Dungeness, Patagonia. Instituto Patagonia, Anales, 12: 143-158, Punta Arenas.
- Vilas, F., Arche, A., González Bonorino, G., Isla, F. y Ferrero, M., 1987. Sedimentación intermareal en la Bahía de San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. Acta Geológica Hispánica, 22:253-260, Madrid.

G. González Bonorino
Dirección Nacional de Minería
Av. Julio A. Roca 651, 10 piso
1067 Capital Federal

G.G. Bujalesky
CADIC
Casilla 92
3410 Ushuaia

Recibido: 5 de diciembre, 1991

Réplica

1) Respecto del erróneo concepto de GGB sobre el movimiento de las partículas en Punta de Arenas (no Páramo, como cita GGB), cabe señalar lo siguiente:

a) Las lagunas migratorias de la bahía de San Sebastián (véase Hoja Geológica San Sebastián), prueban la existencia de vientos unidireccionales muy fuertes, que producirán inexorablemente oleajes fortísimos sobre el flanco oeste de la espiga; consecuentemente, sobre la punta se producirá difracción.

b) Las fotos aéreas prueban lo antedicho ya que se observan crestas de playa del oeste que al incurvarse se encuentran con las que se incurvan del este produciendo una discontinuidad (micro) morfológica, que tiene el aspecto del sector de ensamble de dos peines contrapuestos, indicando una discontinuidad hidrodinámica que no puede ser negada.

c) Las fotos del Servicio de Hidrografía Naval, C9 061-II/70 y C7 002 y 001-II/70 entre otras, muestran plumas de sedimentos finos que corren en el sentido señalado por JOC.

d) Es decir que tanto los finos como los gruesos se mueven hacia el SSE en el borde oeste austral de la espiga.

2) En términos estrictos los fenómenos de refracción-difracción son sólo uno (refracción en general). La diferenciación es de orden didáctico ya que resulta sumamente complejo detallar la trayectoria de una partícula en el espacio tiempo. Por ello la discusión sobre el tema es inconducente.

3) Queda demostrado que los trabajos de JOC han sido realizados antes.

Jorge O. Codignotto
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
Universidad de Buenos Aires

Recibido: 15 de marzo, 1993

"Nonmetalliferous Stratabound Ore Fields". Milka K. de Brodtkorb (Ed.) Van Nostrand Reinhold, 332 pag., (1989), New York. (US\$ 60)

Desde hace pocos años y con el auspicio de la conocida editorial neoyorkina, la serie de libros que orienta Wilfred Walker bajo el acápito *Evolution of Ore Fields* convoca aquellas contribuciones que nos muestran los yacimientos minerales bajo una perspectiva regional, con sus conexiones interdisciplinarias iluminando los procesos metalogénicos y su historia geológica. Ya cuenta con títulos como "Ore fields and continental weathering" J.C. Samama (1986); "Siliceous sedimentary rock-hosted ores and petroleum" J.R. Hein (1987); o "Evolution of Chromium ore fields" C.W. Stowe (1988). El siguiente tomo de la serie nos brinda una visión panorámica de varios distritos mineros que albergan a los yacimientos no metalíferos, estratiformes o estratoligados, de baritina, celestina, magnesita y fluorita con mayor relieve en el mundo, y nos permite conocer una faceta más de la fecunda actividad profesional a que nos tiene acostumbrados su responsable editora argentina Dra. Milka K. de Brodtkorb.

Atinada selección temática y de autores emerge de un índice de 14 capítulos ordenados desde tópicos básicos de geoquímica y mineralogénesis hacia aquellos de mayor síntesis conceptual geológica, sin abandonar por ello la unidad obligada que impone el tema central. Muy útiles resultan los conceptos de geoquímica y geología isotópica que desarrolla M. Barbieri en los dos primeros capítulos "Strontium isotopes as natural tracers in minerogenetic processes" y "Geochemistry of barium". Sigue una amplia revisión de las yacencias mundiales de celestina por M.K. de Brodtkorb en "Celestite: worldwide classical ore field", con énfasis particular en las litofacies evaporíticas especializadas de México, España, Canadá, Inglaterra, Alemania, Irán y Argelia.

Los capítulos cuatro al undécimo inclusive, reúnen varios importantes distritos de baritina repartidos en cuatro continentes. Las yacencias sudamericanas son descriptas por M.K. de Brodtkorb, I.B.A. Schalamuk, S. Ametrano y J.P. Cassedanne en "Barite and Celestite stratabound ore fields in Argentina", "Brazilian stratabound barite ore fields" y "Barite nodules and concretions". Se consideran los depósitos mesozoicos de Mendoza y Neuquén, con especial dedicación a sus aspectos genéticos, donde la isotopía del estroncio sugiere un origen sedimentario sin-diagenético. En Brasil las reservas de baritina se estiman en 50 x 106 t localizadas preferentemente en los estados de Bahía y Minas Gerais. La descripción de

los yacimientos en América del Norte compete a S.H.B. Clarke, F.G. Poole, R.A. Zimmermann y G.C. Amstutz con "Stratabound barite ore fields in North America (excluding Arkansas)" y "Barite deposits of Arkansas". Los depósitos norteamericanos se dividen en cuatro tipos genéticos, de los cuales las mayores reservas actuales pertenecen a las plataformas carbonáticas paleozoicas asociadas también con los yacimientos metalíferos de Pb-Zn conocidos como MVT. En Europa, las descripciones corresponden a Y.A. Fuchs, G. Adalino, S. Tocco y M. Violo con "Stratiform barite ore fields in western Europe" y "Stratabound and karstic deposits of barite in Sardinia". Se mencionan las yacencias de Alemania, Francia, Bélgica, Irlanda, Escocia e Italia. Un capítulo se dedica a la baritina de Cerdeña, tanto en razón de los detallados estudios disponibles como por la circunstancia de representar el 70% del mercado italiano para este mineral. Las referencias asiáticas se circunscriben al Japón con la contribución de K. Marumo en "The barite ore fields of Kuroko-type of Japan". Las yacencias se agrupan en cuatro subtipos genéticos cuidadosamente detallados. Por su volumen se destaca el distrito de Hokuroku, el mayor productor de baritina del Japón.

El tratamiento de los depósitos de magnesita y fluorita en este contexto es mérito de W. Wetzenstein y H. Magliola-Mundet con "Magnesite" y "Some stratabound-stratiform fluorite ore fields". Se consideran los aspectos prácticos que hacen al uso y la distribución de la magnesita en el mundo. La filiación genética, siempre asociada con procesos metasomáticos, sea del CO₂ o del Mg, permite agrupar sus yacimientos en cuatro unidades geológicamente contrastadas. Los depósitos de fluorita se han seleccionado por el ambiente sedimentario de su emplazamiento. Se describen clásicas yacencias en Italia, Estados Unidos de Norteamérica, Francia, México y África.

Con el último capítulo "Celestite, barite, magnetite and fluorspar: stratabound settings through time and space", V.A. Ramos y M.K. de Brodtkorb abordan un camino ciertamente espinoso e inusual por lo poco transitado, en el cual se intenta un marco mineralogénico definido para estas especies a través de la columna estratigráfica. Nos dejan un enfoque original para futuras investigaciones, en donde la matriz tecto-magmática de las cuencas se insinúa como un factor insoslayable en la distribución de las mineralizaciones. El *clarke* alto y la abundancia geoquímica relativa de las asociaciones minerales hacen que sus controles tectónicos o paleogeográficos sean, en la mayoría de los casos, independientes del tiempo.

En suma, estamos ante un libro muy recomendable para colegas con diferentes intereses y variado desem-

peño profesional. No sólo aquellos vinculados con la minería o la geología económica, sino también sedimentólogos, geoquímicos, geólogos regionalistas y estructurales pueden obtener información actualizada. Una esmerada impresión, excelentes ilustraciones, cuidada tipografía y una encuadernación de alta calidad concurren en esta obra de una manera que nos permite vaticinar su perdurable vigencia.

Ricardo J. Sureda

Universidad Nacional de Salta

Geoquímica Aplicada, Frederic R. Siegel, Secretaría General de la Organización de los Estados Americanos. Washington D.C. 1992.

Esta publicación constituye la monografía nº 35 de la serie que el Departamento de Asuntos Científicos y Tecnológicos de la Secretaría General de la Organización de los Estados Americanos ha venido editando con tanto éxito.

La colección de estas monografías científicas consta de cuatro series, escritas en español y portugués, orientadas a temas de física, química, biología y matemática y han sido destinadas a profesores y alumnos de ciencias de los primeros años de estudio universitario.

Como bien lo señala el Dr. Siegel en el prefacio, el propósito fundamental de la obra es el de "examinar" aspectos salientes de la geoquímica aplicada, considerando temas como los relativos a "requerimientos humanos de recursos minerales" y problemas concernientes al medio ambiente y su conexión con la "calidad de vida humana en la Tierra".

La monografía comprende un prefacio, diez capítulos y una bibliografía, con un total de 166 páginas. Los temas que el autor desarrolla en su libro son correlativamente, los siguientes: 1) Fundamentos geoquímicos, teóricos y prácticos. 2) Muestras de la

geoquímica aplicada. 3) Exploración biogeoquímica. 4) Métodos de análisis de los elementos traza. 5) Evaluación estadística de los datos geoquímicos. 6) Modelos conceptuales de dispersión geoquímica y sus relaciones con dispersiones observadas. 7) La prospección geoquímica en la búsqueda de petróleo y gas natural. 8) Exploración geoquímica en el ambiente oceánico. 9) La geoquímica, la salud y la contaminación ambiental, y finalmente, 10) La geoquímica aplicada al futuro.

La obra está muy bien presentada, especialmente los capítulos 1, 2, 3, 6, 7, 8, 9 y 10 muestran un desarrollo ordenado, didáctico y sumamente interesante. Toda la monografía incluye mucha información con abundante bibliografía, aunque no todas las citas presentadas en el texto figuran en la lista de obras incluidas en el capítulo correspondiente.

Es importante destacar que algunos tópicos tales como espectrometría de emisión con plasma de argón (Capítulo 4) y superficies de tendencias y análisis multivariados (Capítulo 5), son presentados de manera algo confusa. De este modo, la calidad de la obra se ve en parte afectada por la existencia de temas en los que la redacción hace difícilmente comprensible la idea que el autor intenta transmitir. Quizá se ha querido presentar una cantidad de información demasiado voluminosa para la extensión del libro, por lo que el Dr. Siegel se ha visto obligado a aplicar una redacción demasiado sintética en algunos de los temas.

Finalmente, y sin desmedro de la calidad de la obra, se observa la existencia de algunos errores menores, especialmente presentes en formulaciones matemáticas, por ejemplo, las que conciernen al potencial redox (Eh) del hidrógeno y del oxígeno (pag.15) y las que expresan la distribución normal de frecuencias (pag.73) y la desviación típica (pag.75).

J.C. Merodio
Centro de Investigaciones Geológicas
1900 La Plata

IGCP/Globals Annual Meeting (Madrid, Junio 1992) y Simposio Sedimentación Lacustre (Salamanca, Junio 1992)

Durante el mes de Junio de este año, España fue el marco de una serie de eventos vinculados al proyecto 324 de la IGCP "Global Paleoenvironmental archives in Lacustrine systems". Las actividades comenzaron con una excelente excursión a la Cuenca de Madrid (Mioceno) que tuvo lugar los días 17 y 18 de Junio. Posteriormente, a lo largo de dos días, se desarrolló la Reunión Anual del Grupo de Trabajo en la ciudad de Madrid. El tema central lo constituyeron las señales geoquímicas en secuencias lacustres, presentándose un total de 23 contribuciones. Michael Talbot brindó una conferencia especial sobre las aplicaciones en paleolimnología del análisis isotópico del carbono y nitrógeno. Las actividades de Madrid fueron coordinadas por el grupo de trabajo local, dirigido por José P. Calvo. Finalmente, como parte de las actividades del VIII Congreso Latinoamericano de Geología y III Congreso Geológico de España, tuvo lugar en Salamanca durante el 22 y 23 de Junio el Simposio sobre Sedimentación Lacustre. El mismo estuvo coordinado por los líderes del proyecto Luis Cabrera y Pedro Anadón. Se presentaron 16 contribuciones, las cuales fueron publicadas en las actas del congreso.

Las reuniones contaron con la participación de especialistas de Alemania, Argentina, Canadá, Chile, Dinamarca, EE.UU., España Francia, Grecia, Hungría, Inglaterra, Irlanda, Italia, Noruega y Polonia. Tanto la excursión de campo, como las sesiones en Madrid y Salamanca, estuvieron organizadas impecablemente y actuaron como un marco inmejorable para el debates de ideas relacionadas con la dinámica sedimentaria de los sistemas lacustres. El clima de trabajo fue realmente excelente y todos los participantes disfrutamos de la insuperable hospitalidad de los organizadores. Las actividades del proyecto proseguirán con intensidad durante los próximos años y sería importante contar con una mayor participación sudamericana. La existencia de diversos grupos de trabajo en sedimentación lacustre en Argentina proporciona una base singular con vistas a ese objetivo.

Luis Alberto Buatois
Facultad de Ciencias Naturales
Universidad de Tucumán

29th International Geological Congress (IGC) (Kyoto, Japón, Agosto 23-Septiembre 4 de 1992)

El 29º Congreso Geológico Internacional se desarrolló entre el 23 de agosto y el 4 de septiembre de 1992 en Kyoto, una de las ciudades más antiguas del Japón y capital de ese país entre los años 794 y 1868.

Las sesiones, que fueron inauguradas por el Príncipe Naruhito, contaron con la participación de aproximadamente 5000 geólogos representando a 85 países, 10 de ellos de la Argentina.

En su transcurso se realizaron reuniones de los diferentes comités de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) y del Programa Internacional de Correlación Geológica (IGCP), 9 talleres y 4 cursos cortos sobre temas de actualidad.

Los viajes de campo estuvieron destinados a examinar la evolución de arcos insulares y la geología correspondiente a límites de placas. Los viajes de campo totalizaron 57, de los cuales 17 se realizaron antes del Congreso, 21 durante y 19 con posterioridad al mismo.

El programa científico incluyó tres simposios especiales (Historia de la Tierra con énfasis en la evolución de arcos; Estudios de avanzada en relación con la supervivencia humana, Aspectos destacados y progresos de los proyectos geocientíficos internacionales), 14 simposios vinculados a las temáticas de los simposios especiales, 43 simposios multidisciplinarios y un simposio general que comprendió sesiones sobre diferentes subdisciplinas de la Geología (Estratigrafía: 13 sesiones; Sedimentología: 9; Paleontología: 6; Geología marina: 6; Cuaternario: 7; Geología estructural y Geotectónica: 13; Vulcanología: 7; Petrología Ignea: 9; Petrología Metamórfica: 5; Geoquímica: 5; Geocronología: 3; Ciencias planetarias: 7; Geofísica: 3; Mineralogía: 7; Arcillas: 3; Recursos minerales: 12; Hidrocarburos: 9; Estudios geotérmicos: 5; Geología aplicada a la Ingeniería: 7; Geología Ambiental e Hidrogeología: 9; Riesgos naturales: 6; Geomatemáticas y Geoinformática: 6; Sensores remotos: 4; Educación geológica: 3; Historia de las Geociencias: 3. En total se presentaron aproximadamente 5600 trabajos en sesiones orales o de posters.

En las reuniones administrativas del Congreso se resolvió que la 30ª sesión del Congreso tenga lugar en 1996, en Peking, China. Se recibieron además las propuestas de Brasil y Sudáfrica para organizar la 31ª sesión que deberán realizarse en el año 2000. Para las sesiones 32 y 33, correspondientes a los años 2004 y 2008, hicieron presentaciones Austria, para la primera y el reino Unido para la última.

Entre las diferentes resoluciones adoptadas por los

órganos directivos de la IUGS se decidió crear la "Commission on the Management and application of Geoscience Information" (COGEOINFO, que agrupa a las anteriores COGEODATA y COGEODOC) y la "Commission on Geological Sciences for Environmental Planning" (COGEOENVIRONMENT). Además se eligieron nuevas autoridades, resultando designados para el Comité Ejecutivo: Presidente, W.S. Fyfe (Canadá); Secretario General, R. Brett (U.S.A.); Tesorero, M. Schmidt-Thome (Alemania); Vicepresidentes, A.C. Boriani (Italia), F. Herve (Chile), G.O. Kesse (Ghana), Liu Dunyi (China), J.F. Lovering (Australia), N. Petit-Maire (Francia), S. Uyeda (Japón) y V.A. Zharikov (Rusia).

Durante el Congreso también renovó sus autoridades la International Paleontological Association. Las autoridades designadas para el período 1992-1996 son: Presidente: Chang Meemann (China); vicepresidentes: D.L. Kaljo (Estonia), R.A. Cooper (N. Zelanda),

A.C. Riccardi (Argentina), M. Randriamanatera (Madagascar), P. Taquet (Francia); Secretario general: D.L. Bruton (Noruega); Tesorero: R.L. Kaesler (U.S.A.); Miembros: S. Bengtson (Suecia), B. Runnegar (U.S.A.); Ex-Presidente: A. Hallam (Reino Unido); Ex-Secretario: M. Kato (Japón).

Las sesiones tuvieron lugar en el "Kyoto International Conference Hall", ubicado en un pintoresco lugar en el norte de la ciudad de Kyoto, y se caracterizaron por su excelente organización. La tradicional hospitalidad japonesa estuvo permanentemente presente, dentro y fuera del Congreso.

A.C. Riccardi
Museo de Ciencias Naturales La Plata
1900 La Plata, Argentina

Este tomo de la Revista de la
Asociación Geológica Argentina
ha sido posible gracias al
apoyo financiero del
**Consejo Nacional de
Investigaciones Científicas
y Técnicas (CONICET),**
el que no se hace responsable del contenido de los artículos publicados.

Se agradece también
el apoyo financiero de los siguientes
Socios Benefactores

**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.**

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

Se terminó de imprimir el 30 de abril 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-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. y Smith, D.G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados

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.

Rev.Asoc.Geol.Argent.

Tomo 47, N° 3

CONTENIDO

Homenaje al Profesor Doctor Pedro Nicolás Stipanovic Resúmenes de Comunicaciones	257
Varela, R. y Dalla Salda, L. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra Pie de Palo, San Juan. <i>Rb-Sr geochronology of metamorphites and granitoids from Sierra Pie de Palo, San Juan.</i>	271
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. <i>Composition, provenance and tectonic setting of Lower Jurassic Nestares Formation, southeastern Neuquén Basin.</i>	277
González Bonorino, G. Simulación de sedimentación silicoclástica en plataformas bajo tasas de sedimentación, eustasia y subsidencia variables. <i>Simulation of siliciclastic sedimentation in platforms with variable sedimentation rates, eustasy and subsidence.</i>	287
Martínez, G.A. Paleoambiente de la Formación Salamanca en la Pampa María Santísima, Departamento Sarmiento, Provincia de Chubut. <i>Palaeoenvironment of Salamanca Formation in Pampa María Santísima, Sarmiento Department, Chubut Province.</i>	293
Gabriele, N.A. Sales de potasio de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), Provincias de Mendoza y Neuquén. <i>Potassium salts in the Huitrín Formation (Early Cretaceous), Mendoza and Neuquén Provinces.</i>	305
Kostadinoff, J. Configuración y litología del basamento geofísico en el litoral comprendido entre Viedma y San Antonio Oeste, Provincia de Río Negro. <i>Form and lithology of the geophysical basement of the coastal zone between Viedma and San Antonio Oeste, Río Negro Province.</i>	317
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. <i>Composition and physical properties of Nb and Ta minerals from granitic pegmatites of El Quemado, Salta Province.</i>	323
Godeas, M.C. Geoquímica y marco tectónico de los granitoides en el Bajo de La Leona (Formación La Leona), Provincia de Santa Cruz. <i>Geochemistry and tectonic setting of the granitoids from Bajo de La Leona (La Leona Formation), Santa Cruz Province.</i>	333
Discusiones	343
Comentarios bibliográficos	348
Comentarios de actualidad	350

**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina
deberá ser dirigida a:
Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina**