

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXIV - N° 1
Enero - Marzo
Buenos Aires 1979

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXIV - N° 1
Enero - Marzo
Buenos Aires 1979

NUEVO ESQUEMA ESTRATIGRAFICO DE LA FORMACION PATAGONIA

JUAN CARLOS RIGGI

Resumen

En este estudio se realiza la correlación de la Formación Patagonia expuesta entre el río Santa Cruz y el sector sur del golfo de San Jorge, con los sedimentos de la región atlántica de las provincias de Chubut y Río Negro. Considerando las características litológicas de los dos Miembros de esta entidad, es posible establecer que dichos depósitos, incluyendo los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*", pertenecen al Miembro Monte León (superior). Asimismo, se comprueba que la Formación Patagonia se extiende hacia el sur del territorio patagónico, donde en el subsuelo de Santa Cruz y en el sector norte de Tierra del Fuego, se registran claramente los límites del Miembro referido.

Introducción

En este trabajo se correlacionan los depósitos marinos de la Formación Patagonia expuesta en la zona atlántica del Chubut y Río Negro, empleando para ello los resultados del estudio del autor (Riggs, 1978) correspondiente a una serie de perfiles levantados entre la desembocadura del río Santa Cruz y el sector sur del golfo San Jorge, que son Monte Entrance, Bajo San Julián, Meseta Chica, Cabo Curioso, El Pajonal y Bahía Mazarredo, indicados también en el mapa adjunto. Mediante el detallado análisis litológico de los mismos (tres de ellos pertenecen a localidades tipo), fue establecida la importancia de los materiales piroclásticos asociados a sílice biogénica, como eficientes indicadores estratigráficos (Petrijohn *et al.*, 1972) que permitieron diferenciar dos miembros en la Formación Patagonia. El inferior, Miembro San Julián, se encuentra compuesto por sedimentitas epiclásticas, químicas y bioquímicas (areniscas, arcilitas, calizas y biolilitas). En el superior, Miembro Monte León, a los mencionados tipos litológicos se agrega un sig-

Abstract

In this paper we follow up the correlation of the Patagonia Formation that outcrops between Santa Cruz river and the southern sector of the Gulf of San Jorge, with the sediments of the Atlantic region of Chubut and Río Negro provinces. Considering the lithological characteristics of the two Members of this unit, it may be established that these deposits and the "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" belong to the (upper) Monte León Member. Furthermore, it is evident that the Patagonia Formation reaches the southern part of the patagonian territory, as in the subsurface of Santa Cruz and the northern sector of Tierra del Fuego there are clear registers of the Member mentioned.

nificativo aporte piroclástico formando sedimentos de mezcla, que favorecieron las condiciones para el desarrollo de una apreciable población de organismos de esqueleto silíceo, conservados como restos de diatomeas, espículas de esponjas y escasos silico-flagelados.

Es de señalar que el "Miembro Monte Observación" de Di Paola y Marchese (1973) o sea el "Superpatagoniense" de otros investigadores, se excluye como subunidad de la Formación Patagonia, dado que su litología no difiere de la del Miembro Monte León.

Las particularidades composicionales que permitieron establecer la diferenciación de ambos Miembros, expuestos en la comarca citada, fueron también utilizadas, más hacia el norte, para analizar la sección del cerro Chenque estudiada por Ameghino (1906), Windhausen (1924), Frengüelli (1929) y Feruglio (1949).

Hacia el sur y en la zona costera de Santa Cruz, estos Miembros fueron correlacionados por el autor con los depósitos mari-

This One



5LNN-T67-GYEU protegido por derechos de autor

nos del subsuelo de Puerto Coyle (Malumián *et al.*, 1971) y de Cabo Buen Tiempo (estudio del autor en ejecución), como asimismo con los de las localidades de Pampa Rincón y de Cabeza de León en Tierra del Fuego. En estas dos últimas localidades también se comprobó la presencia de secciones correlacionables con el Miembro San Julián (Riggi, *op. cit.*).

En el trabajo mencionado en último término, se estableció que todas las sedimentitas de la Formación Patagonia con un contenido piroclástico y de sílice biogénica, deben ser consideradas como Miembro Monte León. Con esta premisa y en virtud de que dicha unidad formacional se extiende regionalmente hacia el norte patagónico, resulta oportuno analizar la litología y componentes mineralógicos que varios autores dieron a conocer de sus afloramientos a partir de Comodoro Rivadavia.

Los resultados logrados en esta región, conjuntamente con aquéllos establecidos en estudios del autor, permiten replantear los esquemas estratigráficos conocidos hasta el presente, utilizando un conjunto de criterios que conducen al ordenamiento de la estratigrafía de este Terciario marino desarrollado a lo largo del borde oriental de la Patagonia y Tierra del Fuego.

Síntesis litológica del "Patagoniense" del Chubut y Río Negro, a partir de Comodoro Rivadavia

Recientemente, Giménez (1977) y Expósito (1977), en sendos estudios estratigráficos denominaron "Sedimentitas marinas del cerro Chenque (Formación innominada)" y "Sedimentitas marinas de Astra (o Formación Patagonia)", respectivamente, a depósitos del "Patagoniense" describiendo en detalle la litología de distintas secciones. En la totalidad de las mismas, levantadas en los cerros Chenque, Cabeza de Papagayo, del 55 y La Laguna, comprobaron una importante participación *piroclástica* en el 64 % de las muestras, integradas principalmente por areniscas, fangolitas y calizas, llegando en algunos casos a ser tan significativas que la roca pasa a ser una piroclastita. Además, señalaron la presencia de *estructuras orgánicas silíceas* y *espículas de esponjas* asociadas con los citados elementos volcánicos.

Camacho y Fernández (1956), al consi-

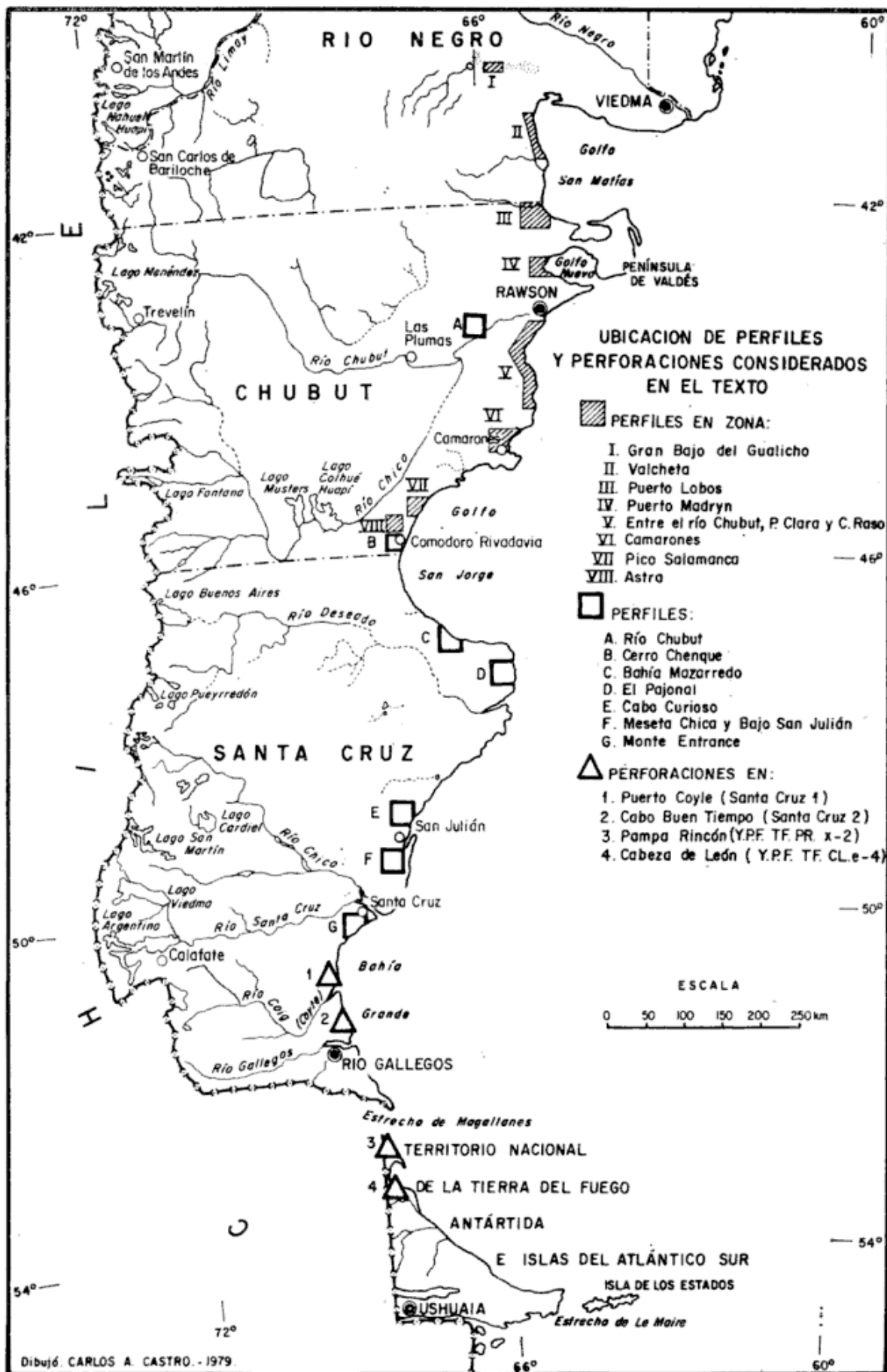
derar el significado del Grupo *Venericardia* (*Venericor*) *planicosta* contenido en el "Patagoniense Basal", describieron varios perfiles ubicados entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del río Chubut. En las localidades Pico Salamanca, Dos Pozos, Cañadón Isla Escondida y Estancia Toloso, establecieron la participación de *sedimentos tobáceos-arenosos*, *arenoso cineríticos* y *cineritas* con una fauna de moluscos en la que se encuentra ejemplares de *Venericardia* (*Venericor*). Manifestaron también que el subgénero *Venericor* ha sido reconocido aún más hacia el norte, hasta San Antonio Oeste.

Camacho (1974) describió a los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" cuya litología comprende a *margas tobáceas* seguidas por areniscas, arcilitas y calizas, que contienen una abundante *flora diatomífera*.

El mismo autor (1973) denominó Formación Camarones a las sedimentitas terciarias marinas, identificadas en la bibliografía de la región homónima como "Patagoniano" o "Patagoniense", en cuya litología, compuesta por arcilitas y areniscas, se ha comprobado un importante aporte *piroclástico*.

Algo más al norte, en afloramientos próximos a la línea costera, entre Cabo Raso y Punta Clara, Franchi (1976) comprobó la presencia de asociaciones de *tobas cineríticas*, *areniscas tobáceas* y areniscas, localizadas en los cañadones Salado, del Andalúz, de los Guanacos y en la estancia Cabo Raso.

En la franja costera extendida aproximadamente entre Punta Clara y el río Chubut, Franchi (1977) en los alrededores de la estancia La Perla estudió una serie de afloramientos en los cuales se destacan *tobas*, *tobas arenosas* y *areniscas tobáceas*. Asimismo a unos tres kilómetros de la desembocadura del cañadón Dos Pozos, *tobas* que subyacen a un banco coquinoide con ejemplares atribuidos a *Venericardia* (*Venericor*) sp. y al norte del puesto La Rosada y en la estancia La Vasconia, *tobas* y areniscas intercaladas. En Isla Escondida (Punta Lobos), integrando una de las secciones mejor expuesta y de mayor potencia, reconoció *tobas*, *tobas cineríticas*, *tobas arenosas*, *areniscas tobáceas*, *tufitas* y areniscas, con *espículas de esponjas* y *diatomeas* (Spiegelman y Busteros, 1977), y en las inmediaciones de la estancia Tolosa, *tobas*, *tobas arenosas*, *areniscas tobáceas* y *limolitas tobáceas*. Este autor incluyó a todos los afloramientos sucintamente descritos, como integrantes de la Formación Patagonia, unidad que al apoyarse sobre las Formaciones



Marifil, Río Chico y Sarmiento, revela su carácter transgresivo. Está cubierta por un paquete de sedimentitas, que Franchi (*op. cit.*), identificó como Formación Isla Escondida, y Haller (1977) como Formación Puerto Madryn.

Haller (*op. cit.*) dividió la Formación Patagonia, expuesta en los alrededores de Puerto Madryn, en dos subunidades a las que denominó Miembro Sierra Chata (inferior) y Miembro Asrnus (superior). El Miembro Sierra Chata se apoya sobre las vulcanitas de la Formación Marifil y está integrado por arcillitas y areniscas coronadas por calizas fosilíferas. Es importante advertir a los efectos de su correlación, que las calizas muestran un predominio de componentes aloquímicos, constituidos por restos de briozoarios, espinas de equinodermos, algas, foraminíferos y conchillas, a los que se suman escasos terrígenos de naturaleza principalmente cuarzosa; el elemento ortoquímico es la calcita que varía texturalmente de esparítica a micrítica. Su edad es considerada eocena. De lo expuesto resulta oportuno remarcar la ausencia de elementos piroclásticos en este conjunto litológico.

En el Miembro Asrnus intervienen areniscas, limos y *tobas*, siendo sus áreas representativas Barrancas Blancas y el Bajo Simpson, localidades próximas a la costa, como también la Laguna de las Flechas situada algunos kilómetros al oeste. Asociados a las *tobas* se han hallado numerosos restos de *diatomeas* y *espículas de esponjas*. Sobre este Miembro y en una relación paraconcordante, se distingue un conjunto de sedimentitas que dicho autor denominó Formación Puerto Madryn.

Algo más al norte, en la comarca de Puerto Lobos, Cortés (1979) distinguió el conjunto de depósitos marinos que Haller (*op. cit.*) identificara como Miembro Asrnus, dándole categoría de Formación pero manteniendo el mismo nombre. En las cercanías de la tapera Esperanza, estancia Green, Cueva de los Leones y en la ruta nacional N° 3, al sur de Arroyo Verde, describió las secciones mejor expuestas, integradas principalmente por areniscas, fangolitas, *areniscas tobáceas*, *tufitas pumíceas* y *tufitas*.

Núñez, *et al.* (1975) al referirse a las sedimentitas marinas de la Formación Patagonia, que afloran en la región oriental del macizo de Somuncurá, sobre la costa atlántica de la zona Cona Niyen, Valcheta y laguna Tres Picos, señaló la presencia de conglomerados, *tobas cineríticas*, arcillas,

areniscas y calizas que contienen ejemplares de *Venericardia* ("*Venericor*") sp.

Sepúlveda (1978) describió varios perfiles en depósitos del noroeste de San Antonio, que agrupó bajo la denominación de Formación Gran Bajo del Gualicho y cuyos componentes litológicos más destacados son *areniscas tobáceas*, *arenitas tufáceas* y *arenitas tobáceas* portadoras de una asociación faunística con *Venericardia* ("*Venericor*") sp. Correlacionó estas sedimentitas con los depósitos de litología y fauna similares a las que afloran en la costa atlántica entre San Antonio Oeste y Arroyo Verde, y en aislados asomos del borde de la meseta de Somuncurá.

En el cuadro I figuran los autores, las denominaciones asignadas a estos depósitos y sus correspondientes localidades.

Análisis estratigráfico

Establecida la diferente litología de los Miembros San Julián y Monte León (Riggs, 1978), aún quedan por resolver los aspectos que hacen a su distribución regional y a las dificultades que hasta el presente han imposibilitado correlacionar los afloramientos ubicados en el ámbito de la provincia de Santa Cruz, con los que se extienden desde Comodoro Rivadavia hasta el sector costero de la provincia de Río Negro.

De la litología de perfiles estudiados en las localidades referidas precedentemente se infiere que, en la totalidad de los depósitos aflorantes, al menos, desde Comodoro Rivadavia hacia el norte patagónico, interviene una considerable participación piroclástica y de sílice biogenética (*diatomeas* y *espículas de esponjas*), asociada frecuentemente con "*Venericor*". La indicada asociación ha sido comprobada por el autor mediante observación microscópica del material sedimentario de relleno de algunos ejemplares, recogidos por Rossi de García y Levy en secciones levantadas en Pico Salamanca, Ea. La Perla, Dos Pozos e Isla Escondida, del Chubut. Esta característica composicional induce a correlacionar a los depósitos citados con los del Miembro Monte León.

Es evidente que este nuevo y simple esquema lleva implícita una rectificación de anteriores interpretaciones estratigráficas, especialmente de aquellas fundamentadas en el hallazgo del mencionado molusco. Dicha rectificación consiste en que los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" que, según

CUADRO I

Autores	Denominaciones	Localidades
Giménez (1977)	Sedimentitas marinas del cerro Chenque (Formación inominada)	Comodoro Rivadavia (Chubut)
Expósito (1977)	Sedimentitas marinas de Astra o Formación Patagonia	Astra (Chubut)
Camacho y Fernández (1956)	Patagoyense Basal	Entre Comodoro Rivadavia y río Chubut (Chubut)
Camacho (1974)	Estratos con <i>Monophoraster</i> y <i>Venericor</i>	Desde Comodoro Rivadavia hacia el norte patagónico (Chubut y Río Negro)
Camacho (1979)	Formación Camarones	Camarones (Chubut)
Franchi (1976)	Formación Patagonia	Bahía Vera, Hoja 46 g (Chubut)
Franchi (1977)	Formación Patagonia	Monte Triste, Hoja 45 g (Chubut)
Haller (1977)	Formación Patagonia	Puerto Madryn, Hoja 43 h (Chubut)
Cortés (1979)	Formación Asrnus	Puerto Lobos, Hoja 42 h (Chubut)
Núñez <i>et al.</i> (1975)	Formación Patagonia	Zona atlántica de Cona Niyen, Valche:ta y laguna Tres Picos (Río Negro)
Sepúlveda (1978)	Formación Gran Bajo del Gualicho	Gran Bajo del Gualicho, al noroeste de San Antonio Oeste (Río Negro)

Camacho (1974) cubren a los "Estratos con *Neoceramus*" e infrayacen a las "Sedimentitas con restos de pingüinos, etc. (Formaciones aún innominadas)", representando las relaciones bioestratigráficas del Terciario marino en el Golfo de San Jorge y norte de la Patagonia, deberían pasar a formar parte del Miembro Monte León en virtud de su contenido piroclástico.

La propuesta incorporación crea, en principio, un interrogante estratigráfico, dadas las edades asignadas a ambas unidades. En consecuencia, para aclarar los conceptos bioestratigráficos empleados por algunos autores resulta conveniente mencionar el contenido paleontológico de las mismas y el significado temporal atribuido.

Los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" son considerados del Eoceno por la presencia de ejemplares referidos al subgénero *Venericor* [*Venericardia* (*Venericor*) *austroplata* G. y B., *Venericardia* (*Venericor*) *abassolensis* Camacho y *Venericardia* (*Venericor*) *crassicosta* Borchert], cuya evolución y distribución mundial ha tenido lugar durante esa época (Camacho, *op. cit.*). Sin embargo, en opinión de Feruglio (1954) los ejemplares de "*Venericor*" hallados en la estancia Busnadiago (ex Abasolo) corresponden a *Megacardita*, forma actualmente reconocida como un género que aparece con seguridad en el Oligoceno.

En lo concerniente al Miembro Monte León, Bertels (1970) estableció en las localidades tipo (Gran Bajo de San Julián, Monte León, Monte Entrance y la desembocadura del río Santa Cruz) tres zonas bioestratigráficas de foraminíferos planctónicos (*Globigerina ampliapertura* - *Globigerina cipoensis*, *Globorotalia opima* - *Globigerina angulisuturalis*) que le permiten ubicar su "Formación Monte León" (e inclusive la "Formación San Julián") en el Oligoceno superior, más precisamente en la edad del Piso Chattiano europeo. Con respecto al significado de *Globigerina ampliapertura*, cabe aclarar que Berggren y Van Couvering (1974) también ubican esta forma en la época indicada, aunque en los límites del Oligoceno medio.

Anteriormente, Becker (1964) había citado a ejemplares de *Globigerina bulloides* entre los foraminíferos planctónicos hallados en los terrenos con participación piroclástica (Miembro Monte León) de las localidades de Las Cuevas y Monte Entrance de Santa Cruz, fijando el límite inferior en el Mioceno medio.

Malumián (1977) en un estudio micropaleontológico realizado sobre muestras procedentes de los Miembros San Julián y Monte León, expuestos en la zona costera entre la desembocadura del río Santa Cruz y Bahía Mazarredo (Golfo San Jorge), opinó que la presencia de *Buccella* en ambas unidades, limita al Oligoceno la edad máxima de los Miembros San Julián y Monte León, y que *Cribrorotalia* está bien representado en las distintas secciones, cuya especie *hornibrooki*, forma *typica*, ha sido registrada en asociación con organismos planctónicos del Oligoceno de la Cuenca del Colorado.

Con la finalidad de avalar el esquema estratigráfico aquí propuesto, corresponde analizar a continuación los argumentos litológicos y petrográficos disponibles.

En primer término, es oportuno plantear la opinión de algunos autores que consideran posible que los diversos afloramientos de origen marino y distribuidos en la zona atlántica del Chubut y Río Negro, entre los que se menciona al de Arroyo Verde (Sierra Grande), pertenezcan a los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*".

Al respecto es de advertir que el autor estudió depósitos similares en las proximidades de Florentino Ameghino (trabajo en elaboración), estableciendo por sus particularidades petrográficas que las sedimentitas de las localidades citadas pertenecen a la unidad identificada como Formación Arroyo Verde (Malvicini y Llambías, 1974). Entre su contenido fosilífero se destacan ejemplares de *Campanile* aff. *benecki* (Rossi de García y Levy, 1978) gasterópodo determinativo del Luteciano (Eoceno medio) de la cuenca de París, donde se halla limitado por dos zonas de numulites (Boussac, 1911). La Formación Arroyo Verde está constituida por sedimentitas con componentes totalmente distintos a los descriptos para los depósitos que contienen "*Venericor*", destacándose que la litología de dicha unidad (biomicritas finamente conglomerádicas en la base, con elementos aloquímicos como pelecípodos, gasterópodos, restos de briozoarios, equinodermos, algas, foraminíferos, etcétera, unidos por una matriz carbonática) *carece por completo de materiales piroclásticos*.

Por otra parte, la Formación Arroyo Verde muestra peculiaridades petrográficas de manifiesta identidad con aquéllas establecidas para las calizas del "Miembro Sierra Chata", que Haller (1977) incluyó en la

Formación Patagonia y que parecería inclinado a equipararlo con la "Formación San Julián" de Bertels (1970), considerando sólo la litología general. No obstante, el mismo autor reconoce que los estratos del referido "Miembro" muestran ciertas semejanzas litológicas con las "capas del Paleoceno", expuestas en la costa del río Chubut en las inmediaciones de la estancia Armanino.

Retomando los aspectos que contribuyen a diferenciar la Formación Arroyo Verde de los depósitos con "*Venericor*", es de destacar que se cuenta con otro argumento mineralógico, descontando, por supuesto, la ausencia de partículas piroclásticas mencionada en líneas precedentes.

Las calizas de la primera unidad, formadas esencialmente por elementos aloquímicos, presentan una asociación de componentes terrígenos (arenosos) cualitativamente pobre, constituida por cuarzo, líticos volcánicos de naturaleza ácida y tobas asociadas, con feldespatos alcalinos y plagioclasa en porcentajes muy bajos. Además, es de señalar la presencia de cuarzo en granos bien redondeados y pulidos como un rasgo textural de valor estratigráfico y regional, solamente registrado por el autor en la base del Eoceno y que se repite en distintas localidades de Patagonia. Los depósitos con "*Venericor*", en cambio, como asimismo la Formación Patagonia, tienen normalmente una mayor diversidad mineralógica que incluye clastos líticos de rocas volcánicas mesosilíceas, plagioclasas zonales con predominio de andesina, hornblenda, hipersteno, augita, escaso cuarzo, magnetita, zircón, epidoto, apatita, clorita, topacio, oxihornblenda y turmalina.

Cabe destacar que los rasgos petrográficos descritos para la Formación Arroyo Verde coinciden con aquéllos señalados por Spiegelman (1979) para la misma unidad expuesta en la región de Puerto Lobos (Chubut) y cuyo levantamiento geológico fuera realizado por Cortés (1979).

Las marcadas diferencias de estas dos asociaciones mineralógicas indican, obviamente, procedencias de rocas madre también distintas. Agregado a dicha circunstancia, el hecho de que tales asociaciones mantienen su individualidad regionalmente, resulta indudable, en consecuencia, que la Formación Arroyo Verde y los depósitos con "*Venericor*" no pueden considerarse como una sola unidad litoestratigráfica.

En este punto del análisis es importante

señalar que la segunda asociación, resulta prácticamente idéntica a la registrada en el Terciario marino de Comodoro Rivadavia (Giménez, 1977), Astra (Expósito, 1977), entre Cabo Raso y el río Chubut (Spiegelman y Busteros, 1977), en los Miembros San Julián y Monte León expuestos entre la desembocadura del río Santa Cruz y el sector sur del Golfo San Jorge (Riggi, 1978), en el subsuelo de Puerto Coyle (Riggi, en Malumíán *et al.*, 1971) y Cabo Buen Tiempo (estudio en elaboración del autor), ambos en Santa Cruz, como asimismo en el subsuelo de Pampa Rincón y Cabeza de León de Tierra del Fuego (datos inéditos del autor).

Por la clara significación genética de sus componentes, esta asociación epiclástica proviene de rocas substancialmente extrusivas y sin duda ellas integran los terrenos del complejo mesosilíceo reconocido con la denominación genérica de "Serie Andesítica". El valor estratigráfico de este complejo reside en que ha sido ubicado por distintos autores en el ciclo eruptivo del Eoceno, aunque en opinión de Cazau (1972), Digregorio (1972) e Yrigoyen (1972) es posible que haya alcanzado al Oligoceno. González Díaz (1979) en un estudio realizado en el área del lago Nahuel Huapi, estableció mediante dataciones radimétricas (K/Ar) de rocas mesosilíceas, que el episodio volcánico equivalente a la ex "Serie Andesítica" comenzaría en el Eoceno inferior, alcanzando su mayor intensidad durante el Eoceno medio y superior. En consecuencia, es razonable admitir que estos depósitos marinos, con exclusión de aquéllos de la Formación Arroyo Verde, no deben ser considerados más antiguos que el Oligoceno.

La ausencia de aporte piroclástico en uno de los depósitos que formarían parte de unidades hipotéticamente equiparables y próximas entre sí, no puede ser explicado simplemente por facies, dado que la dispersión aérea de cenizas volcánicas es reconocida como un fenómeno de dimensión regional considerable. Ello queda demostrado por la circunstancia de que en las zonas costeras cercanas a Arroyo Verde y Florentino Ameghino, donde aflora la Formación Arroyo Verde, se encuentran sedimentitas piroclásticas portadoras de ejemplares de "*Venericor*", correspondientes a la Formación Patagonia (Núñez, *et al.*, 1975; Franchi, 1977).

Resumiendo, con los elementos de juicio expuestos se establece que los "Estratos con

Monophoraster y *Venericor*" no son correlacionables con la Formación Arroyo Verde, mientras que la participación de elementos piroclásticos en los nombrados Estratos permite considerarlos formando parte del Miembro Monte León.

No obstante lo expuesto, la exclusiva presencia de cenizas en ambos casos no constituye un argumento concluyente de correlación, pues su participación podría provenir de ciclos volcánicos temporalmente distintos. Resulta oportuno, entonces, recurrir a otras pruebas para confirmar la sostenida correlación. Para esta finalidad son apropiadas las observaciones litoestratigráficas que el autor realizara sobre los terrenos correspondientes al subsuelo de Puerto Coyle y Cabo Buen Tiempo de Santa Cruz, como asimismo de Pampa Rincón y Cabeza de León del sector norte fueguino.

En Puerto Coyle el autor (Malumián *et al.*, 1971) sobre una sucesión de sedimentitas marinas que alcanza a 677 m de espesor, ha comprobado que la participación piroclástica, asociada a una abundante flora de diatomeas y restos de espículas de esponjas, comienza a aparecer gradualmente, de abajo hacia arriba, a los 441 metros continuando ininterrumpidamente hasta los primeros metros del sondeo. Gran parte de este tramo fue correlacionado por Malumián *et al.* (*op. cit.*) con el "Patagoniense *sensu lato*", abarcando parcialmente el Oligoceno y el Mioceno inferior, donde se registra una asociación de foraminíferos representados por *Nonionella atlantica*, *Buccella frigida*, *Nonion affine* y *Glandulina* sp. Por debajo de la profundidad referida en segundo término, los depósitos sedimentarios no contienen trizas vítreas. Además, es de señalar que en la parte correspondiente a la base del Eoceno aparecen calizas fosilíferas con glauconita y granos de cuarzo bien redondeados y pulidos, característica esta última común a las sedimentitas de la Formación Arroyo Verde y que no se repite a lo largo de toda la columna estratigráfica terciaria.

Algo más al sur, en Cabo Buen Tiempo, el autor comprobó (trabajo en elaboración) con ligeras variantes, la repetición de las particularidades estratigráficas indicadas para la localidad anterior. En este caso, los depósitos terciarios tienen 800 m de espesor, correspondiendo los primeros 100 m a sedimentitas continentales (Formación Santa Cruz), mientras que los 700 m restantes a sedimentitas marinas. La participación piroclástica y de abundante sílice biogéneti-

ca se hace presente entre los 100 y 450 m, tramo superior de la columna considerado del Oligoceno por su contenido de *Buccella frigida*, *Nonionella auris*, *Nonionella mioce-nica* y *Cribrorotalia beckeriae*. (Masiuk, 1975). Por otra parte, es importante destacar que la parte inferior y especialmente en el tramo entre los 630 y 800 m carece de trizas vítreas, y fue datado como Eoceno (Masiuk, *op. cit.*) por la presencia de *Globocassidulina crassa*, *Globocassidulina subglobosa*, *Anomalinoidea macraglabra* y *Alabamina atlantisae*. Asimismo, aparecen nuevamente depósitos fosilíferos y glauconíticos con granos de cuarzo bien redondeados y pulidos, como rasgo que solamente se presenta en la base del Eoceno. Con relación a este aspecto textural del cuarzo, resulta obvia su importancia como elemento potencial de correlación de sedimentos depositados en los comienzos de dicha época.

Este esquema litoestratigráfico también se comprueba en el ámbito fueguino, donde el aporte, aunque muy disminuido, de cenizas volcánicas asociadas con diatomeas ha sido registrado por Raggi (1978) hasta los 450 y 500 m (valores rectificadas) de profundidad, en el subsuelo de Pampa Rincón y Cabeza de León, en terrenos del Terciario marino que alcanzan espesores de 910 y 1.300 m, respectivamente.

El análisis de las muestras de los cuatro sondeos ha permitido comprobar la presencia de materiales piroclásticos que confirman una etapa volcánica explosiva circunscrita a la mitad superior de la sucesión sedimentaria terciaria, datada como oligocena en los dos primeros, circunstancia que facilita una ajustada correlación entre los mismos.

Finalmente, contribuyen a sustentar la incorporación de los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" y de aquellos depósitos con "*Venericor*" extendidos hacia el norte patagónico, al Miembro Monte León, los siguientes argumentos de índole paleontológica.

Rossi de García y Levy sostienen (comunicación oral) que los ejemplares de *Venericardia* recogidos personalmente en la franja costera entre Pico Salamanca y el río Chubut, como también aquéllos hallados durante los levantamientos geológicos realizados en este lustro por el Servicio Geológico Nacional, en la zona atlántica del Chubut y Río Negro, no corresponden al subgénero *Venericor* por detalles morfológicos de la charnela. Asimismo agregan que el

atribuido subgénero "*Venericor*" se encuentra asociado con ejemplares de *Turritella* en la Formación Patagonia de Franchi (1977) y Formación Bajo del Gualicho de Sepúlveda (1978), forma ésta asignada al Oligoceno (Moore, 1964).

El último argumento está fundamentado en el hallazgo de *Cribrorotalia hornibrooki* (Malumián, en Apéndice, Giménez, 1977) en muestras del nivel 1, del cerro Chenque, ubicado por debajo de los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" y del género *Bucella*, que indican una edad no mayor al Oligoceno (cf. Malumián y Masiuk, 1971, 1973).

Conclusiones

En éste, como en estudios anteriores del autor, fueron aplicados criterios fundamentalmente litológicos, petrográficos y mineralógicos, obteniéndose un conocimiento regional que permite proponer un nuevo y simple esquema estratigráfico en la interpretación de la Formación Patagonia, sintetizado en los siguientes puntos:

1. Los depósitos conocidos bajo la denominación de "Patagoniense" o "Patagoniano", forman parte de una sola entidad litoestratigráfica identificada como Formación Patagonia, dividida en sus Miembros San Julián (inferior) y Monte León (superior). Se excluye el "Miembro Monte Observación" de Di Paola y Marchese (1973), que corresponde al "Superpatagoniense" de otros autores, por considerar que no existen diferencias litológicas con el Miembro Monte León de las localidades tipo.
2. La Formación Arroyo Verde, que aflora en Arroyo Verde (localidad tipo), Florentino Ameghino y Puerto Madryn, entre otros lugares, no es correlacionable con los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*".
3. El "Miembro Sierra Chata" que Haller (1977) incluyó en la Formación Patagonia, es Formación Arroyo Verde.
4. Los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" carecen de validez como unidad o unidades formacionales y deben ser considerados Miembro Monte León.
5. Los "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" y la Formación Patagonia contienen una común asociación mineralógica epiclástica que proviene principalmente del complejo efusivo del Eoceno identificado como "Serie Andesítica".
6. Las distintas unidades y correspondientes jerarquías litoestratigráficas que a continuación se transcriben, asignadas por los diferentes autores a los depósitos del "Patagoniense", que afloran en la franja atlántica de las provincias del Chubut y Río Negro, deben ser consideradas como Miembro Monte León. Son ellas: "Sedimentitas marinas de Astra" o "Formación Patagonia" (Expósito, 1977), "Sedimentitas marinas del cerro Chenque" —Formación innominada— (Giménez, 1977), "Patagoniense Basal" (Camacho y Fernández, 1956), "Estratos con *Monophoraster* y *Venericor*" (Camacho, 1974), "Formación Camarones" (Camacho, 1978), "Formación Patagonia" (Franchi, 1976, 1977), "Miembro Asrnus" (Haller, 1977), "Formación Asrnus" (Cortés, 1979), "Formación Patagonia" (Núñez *et al.*, 1975) y "Formación Gran Bajo del Gualicho" (Sepúlveda, 1978).
7. En la distribución regional de la Formación Patagonia en superficie, se destaca que el Miembro San Julián se encuentra circunscripto al área del Bajo de San Julián y Cabo Curioso de Santa Cruz, mientras que el Miembro Monte León muestra un extenso desarrollo desde Santa Cruz (río homónimo) hasta la provincia de Río Negro.
En el subsuelo y hacia el sur patagónico, el Miembro Monte León se correlaciona con los tramos piroclásticos registrados en Puerto Coyle, correspondiente al "Patagoniense s. l." que alcanza a los 441 m de profundidad y en Cabo Buen Tiempo entre los 100 y 450 m de profundidad (ambos sondeos ubicados en Santa Cruz) y con los primeros 500 m de Pampa Rincón y Cabeza de León, en Tierra del Fuego. Hacia abajo del Miembro Monte León continúa el Miembro San Julián, no siendo posible precisar hasta el momento la profundidad a la que se encuentra su base.

8. La Formación Patagonia no sería más antigua que el Oligoceno.
9. La ubicación estratigráfica y la edad asignada al Miembro Monte León y a los depósitos correlacionados en el subsuelo patagónico, permite establecer que la etapa volcánica responsable del aporte piroclástico corresponde a una de las fases del Ciclo Andino desarrollada, en términos generales, en el Oligoceno y Mioceno.
10. De la distribución regional de los Miembros San Julián y Monte León se infiere que la Formación Patago-

nia es el resultado de un episodio transgresivo que avanzó principalmente de sur a norte, alcanzando en la franja atlántica patagónica, desde Tierra del Fuego hasta la mitad septentrional de la provincia de Río Negro.

Agradecimientos

El autor expresa su agradecimiento a los doctores E. de Alba y F. Fidalgo por la lectura crítica del manuscrito, y al señor R. Fernández Pereira por su valiosa colaboración en la corrección del manuscrito.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ameghino, F., 1906. *Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie*. An. Mus., Nac. Bs. As. (3) VIII, Buenos Aires.
- Becker, D., 1964. *Micropaleontología del superpatagónico de las localidades Las Cuevas y Monte Entrance (Prov. de Santa Cruz)*. Ameghiniana, III (10): 319-351, Buenos Aires.
- Bertels, A., 1970. *Sobre el "Piso Patagónico" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral*. República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (4): 495-501, Buenos Aires.
- Boussac, J., 1911. *Etudes paléontologiques sur le nummulitique alpin*. Mémoires Carte Géol. France, Paris.
- Camacho, H. H., 1974. *Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia*. Anal. Acad. Cien. Exac. Fis. y Nat., 26, Buenos Aires.
- 1979. *Descripción geológica de las Hojas 47 h y 48 g (Bahía Camarones), provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol. N° 153, Buenos Aires.
- Camacho, H. H. y J. Fernández, 1956. *La transgresión patagónica en la costa atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del río Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XI (1): 23-45, Buenos Aires.
- Cazau, L., 1972. *Cuenca del Niriuhau-Norquinco-Cushamen*. En *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- Cortés, J. M., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 42 h (Puerto Lobos), Prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac. (inédito), Buenos Aires.
- Digregorio, J. H., 1972. *Neuquén*. En *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- Dí Paola, E. C. y H. G. Marchese, 1973. *Litoestratigrafías de la Formación Patagonia en el área tipo (Bajo de San Julián). Desembocadura del río Santa Cruz, Prov. de Santa Cruz, República Argentina*. Actas V Cong. Geol. Arg., III: 207-222, Buenos Aires.
- Expósito, E. S., 1977. *Estratigrafía del Terciario marino de Astra, Prov. del Chubut, República Argentina*. Fac. Cienc. Exac. y Nat. Univ. de Buenos Aires. Trabajo de Licenciatura (inédito).
- Feruglio, E., 1949. *Descripción Geológica de la Patagonia*. YPF. I-III, Buenos Aires.
- 1954. *Alcune nuove Forme di Brachiopodi e Molluschi del Terciario e Cretaceo Superiore della Patagonia*. Pub. Inst. Geol. Univ. Torino, fasc. II, Turin.
- Franchi, M. R., 1976. *Descripción geológica de la Hoja 46 g (Bahía Vera), prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac. (inédito), Buenos Aires.
- 1977. *Descripción geológica de la Hoja 45 g (Monte Triste), prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac. (inédito), Buenos Aires.
- Frenguelli, J., 1929. *Apuntes de geología patagónica. Descripción de algunos perfiles de la zona petrolífera de Comodoro Rivadavia*. Bol. Inform. Petrol. VI: 575-606, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1979. *La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y este del lago Nahuel Huapi*. Asoc. Geol. Arg., Rev. (en prensa).
- Giménez, M. L., 1977. *Perfil geológico del cerro Chenque: Su litología y paleontología. Comodoro Rivadavia, Prov. del Chubut*. Fac. Cienc. Exac. y Nat., Univ. Buenos Aires. Trabajo de Licenciatura (inédito).
- Haller, M. J. F., 1977. *Descripción geológica de la Hoja 43 h (Puerto Madryn), Prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac. (inédito), Buenos Aires.

- Malumián, N., 1977. *Informe micropaleontológico sobre muestras de la Formación Patagonia*. Plan Fosforita. Serv. Geol. Nac. (inédito).
- Malumián, N., V. Masiuk y J. C. Riggi, 1971. *Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC. 1, prov. de Santa Cruz, República Argentina. Su importancia y correlaciones*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (2): 175-208, Buenos Aires.
- Malumián, N. y V. Masiuk, 1971. *El género Cribrorotalia Hornibrook, 1961 (Familia Elphidiidae) en la Argentina*. Rev. Española de Micropaleontología 3 (3): 293-300.
- 1973. *Asociaciones foraminíferológicas de la República Argentina*. Actas V Congr. Geol. Arg., Córdoba, III: 433-453, Buenos Aires.
- Malvicini, L. y E. J. Llambías, 1974. *Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde. Prov. del Chubut, República Argentina*. Actas V Congr. Geol. Arg., II: 185-202, Buenos Aires.
- Masiuk, V., 1975. *Estudio micropaleontológico del pozo SC. 2*. Informe parcial inédito incluido en el legajo del pozo SC. 2, YPF, Buenos Aires.
- Moore, R. C., 1964. *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part I*. p. 317.
- Núñez, E., E. W. de Bachmann, I. Ravazzoli, A. Britos, M. Franchi, A. Lizuain y E. Sepúlveda, 1975. *Rasgos geológicos del sector oriental del macizo Somuncurá, prov. de Río Negro, República Argentina*. II Congr. Ib. Am. de Geol. Econ., IV: 247-266, Buenos Aires.
- Pettijohn, F. J., P. E. Potter y R. Siever, 1972. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Rossi de García, E. y R. Levy, 1978. *La fauna eocena de Arroyo Verde (prov. del Chubut, Argentina)*. Ameghiniana (en prensa).
- Riggi, J. C., 1978. *La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogénica en la estratigrafía de la Formación Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (2), Buenos Aires.
- Russo, A. y M. A. Flores, 1972. *Patagonia austral extra-andina*. En *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- Sepúlveda, E. G., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 38 i (Gran Bajo del Gualicho)*. Prov. de Río Negro. Serv. Geol. Nac. (inédito), Buenos Aires.
- Spiegelman, A., 1979. *Estudio petrográfico de la Hoja 42 h (Puerto Lobos), prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac. (inédito), Buenos Aires.
- Spiegelman, A. y A. Busteros, 1977. *Caracterización estratigráfica de las sedimentitas terciarias en las localidades de Barrancas Blancas (Puerto Madryn), Bahía Cracker e Isla Escondida (Punta Lobos), prov. del Chubut, República Argentina*. Actas VII Congr. Geol. Arg. 2, Buenos Aires.
- Windhausen, A., 1924. *Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge*. Informe sobre reconocimientos efectuados en los años 1919-23. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXVII, Córdoba.
- Yrigoyen, M. R., 1972. *Cordillera Principal*. En *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., Córdoba.

Recibido: marzo 16, 1978.

JUAN CARLOS RIGGI
(Consejo Nac. de Invest. Científicas y Técnicas)
Servicio Geológico Nacional
Avda. Santa Fe 1548, 2º P
1060 Buenos Aires.

CARACTERES GRANULOMETRICOS DE ARENAS DE PLAYA FRONTAL, PLAYA DISTAL Y MEDANO DEL LITORAL BONAERENSE

LUIS A. SPALLETTI y MARIO M. MAZZONI

Resumen

Se analizan las distribuciones granulométricas entre las localidades de Punta Hermengo y Punta Rasa, del Cabo San Antonio, en la provincia de Buenos Aires.

En particular, se han estudiado con detalle histogramas, distribuciones acumulativas y coeficientes estadísticos. Los histogramas, en general, están constituidos por dos o tres columnas y en casi todas las arenas son de tipo unimodal. La moda —casi siempre muy marcada o marcada— se emplaza en el grado arena fina, raramente en mediana y muy fina, y aumenta su contenido porcentual hacia el norte. En cuanto a las distribuciones acumulativas, se han reconocido quince tipos, cuya configuración más común consta de tres segmentos, asignados a los mecanismos de tracción, saltación y suspensión. Predomina netamente el transporte por saltación, ya que los restantes no exceden el 2 % en peso de las distribuciones y aún pueden faltar.

La media de la mayoría de las arenas estudiadas cae en el grado fino; el promedio de media más grueso corresponde a playa frontal y el opuesto a médano. Lo mismo deja evidenciado, con algunas variantes, el análisis de la mediana y el percentil 1. Estos dos parámetros señalan, al igual que la media, aumento granulométrico hacia el sur. En cuanto a variancia y desviación standard se detecta mejor selección en las arenas de médano, e invariable decrecimiento de los valores en dirección al norte. Las distribuciones en todos los subambientes tienden a la simetría o a la asimetría ligeramente negativa; la curtosis es, en promedio, mesocúrtica.

El estudio detallado de histogramas, distribuciones acumulativas y coeficientes revela que existen diferencias sutiles entre las arenas de médano y de playa frontal. Con todo, para comprobar definitivamente esta aseveración, se requiere un análisis estadístico de mayor detalle.



Introducción

La presente contribución constituye una parte del estudio que realizara el IMPSEG sobre las arenas costeras de la provincia de Buenos Aires y su empleo como posibles trazadores naturales; esta investigación está

Abstract

Sand size distributions between Punta Hermengo and Punta Rasa from Cabo San Antonio, in the Province of Buenos Aires are analyzed.

Histograms, cumulative frequencies and statistical parameters are specially studied. Most histograms are unimodal with a very marked or marked mode commonly placed in the fine sand size grade, rarely in the median or very fine one; modal volume increases towards the north. Fifteen different cumulative distributions have been recognized, the most frequent exhibiting three segments which have been ascribed to surface creep, saltation and suspension. Saltation is always predominant; the other are often absent or do not exceed 2 % of the grain size distribution.

Mean grain size is placed generally in the fine sand grade, coarser values are present in foreshore sands, while the finest ones are found in dunes. 1 Percentile and median show the same characteristics than the mean, and the three reveal granulometric increment towards the south. Standard deviation and variance values show the good sorting of the sands and decrease in the opposite direction. Skewness shows that sands are symmetric or slightly negative. The commonest distribution is mesokurtic.

It is concluded that histograms, cumulative curves and graphic statistical measures are useful tools in the differentiation between foreshore and dune sands. However, subtle differences between these sands and those deposited in the backshore need a more detailed statistical treatment that will be attempted in a forthcoming paper.

destinada a cumplimentar los requerimientos de un convenio entre la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata y el Servicio de Hidrografía Naval.

Específicamente en este trabajo se han de analizar las características granulométricas de arenas correspondientes a los ambien-

tes de playa frontal, playa distal y médano entre Punta Hermengo y Punta Rasa, como asimismo las variaciones texturales a lo largo de la línea de costa y entre los ambientes mencionados.

Los autores desean expresar su agradecimiento al señor Mario Giaconi por los análisis granulométricos, al señor Carlos Brianese por la confección de los gráficos que acompañan el texto, a la licenciada Marta Ramírez por su ayuda durante diversas etapas de la realización del trabajo, y especialmente al doctor Mario Teruggi por la lectura y crítica del texto. Un reconocimiento en particular a las autoridades del Servicio de Hidrografía Naval que financiaron las investigaciones y autorizaron la publicación del trabajo.

Reseña geológica de la región estudiada

La región objeto del presente estudio está caracterizada por dos unidades geológicas; la Formación La Tinta y el complejo sedimentario cenozoico.

La primera constituye, según Teruggi y Kilmurray (1975), un conjunto sedimentario de edad Paleozoica inferior y está integrado por sedimentitas carbonáticas (calizas y dolomías), pelitas y psamitas de naturaleza ortocuarcítica. Estas últimas variedades y, más específicamente las areniscas, afloran en la región costera bonaerense, en particular en Cabo Corrientes y Punta Iglesias (Mar del Plata).

Por su parte, las sedimentitas cenozoicas aparecen en toda la zona de estudio, pero su influencia es más marcada en el área de barrancas ubicada entre Punta Hermengo y Santa Clara del Mar (fig. 1). En estos acantilados costeros aparece un conjunto de unidades que Kraglievich (1952) ha denominado formalmente. Estos términos, acumulados entre el Plioceno y Neopleistoceno (Fidalgo *et. al.*, 1975), han sido estudiados por varios autores (Cf. Kraglievich *op. cit.*; Teruggi *et al.*, 1957; 1974) quienes han dado a conocer su estratigrafía y constitución litológica. Se trata en general de limos, homeoconglomerados, toscas y arenas entre las que a veces se reconocen superficies de erosión y paleosuelos. Cabe consignar, además, que en el sector central y norte del área estudiada la geología superficial está representada por sedimentos mayormente pelíticos, recientes o post pampeanos (González Bonorino,

1965), equivalentes a los que Frenguelli (1955) designara como Querandinense, Platense, Cordobense y Aimarense.

Rasgos costeros

Desde el extremo septentrional del Cabo San Antonio y hasta el sector norte de Mar Chiquita el tipo de costa corresponde a la variedad que Teruggi (1959) denominara como de construcción (sin barrancas y con playa arenosa). En general, la costa se desarrolla sobre terrenos formados por intrusiones marinas que nivelaron la región y provocaron la depositación de buena cantidad de materiales pelíticos. Este tramo se caracteriza por el desarrollo de una cadena continua de médanos que forman una faja de ancho variable, entre 300 y 3.000 m con altitudes que superan los 20 m. Estos médanos pueden clasificarse como de tipo compuesto, piramidales (Cf. Allen, 1970), y si bien se forman a expensas de las arenas de playa no adoptan geometrías lineales a causa de la variabilidad en dirección y frecuencia de los vientos generadores.

Como lo mencionara Teruggi (*op. cit.*), esta costa presenta playas abiertas con pendiente muy suave, con buen desarrollo tanto del sector frontal (foreshore) como del distal (backshore). La playa frontal es de pendiente suave y tendida hacia el mar, suele mostrar algunas irregularidades del tipo de los cuspitos (como por ejemplo en el sector entre Faro Punta Médanos y Pinamar) y termina en una pequeña loma que no alcanza dimensiones suficientes para recibir la denominación de berma. A pesar de que Teruggi ha marcado alguna dificultad en su reconocimiento, hemos podido definir un sector de playa distal, generalmente más amplio que el frontal, con límite interior en la primer cadena de médanos —a la que a veces pasa insensiblemente—. La playa distal se caracteriza por un perfil perpendicular a la línea de costa con forma de U asimétrica, con un prolongado sector de pendiente hacia el mar que va desde el contacto con el médano hasta una depresión o canaleta de desarrollo discontinuo (cercanamente paralela a la línea de costa), que puede acumular aguas de lluvia o de tormentas marinas (Cf. Teruggi, *op. cit.*) y que se encuentra próxima a la loma que separa la playa frontal de la distal; desde la citada elevación hasta la canaleta de la playa distal, la pendiente es

generalmente más abrupta (superior a los 3°).

Por su parte, desde Punta Hermengo (sector más austral de este estudio) hasta la zona de influencia de Mar Chiquita se extiende la costa erosiva (Teruggi, *op. cit.*). En esta región se encontrarían los dos tipos de configuración costera en destrucción, con barrancas, descritos por el citado autor; por una parte el litoral con acantilados en sedimentos cenozoicos y por otra el labrado en las sedimentitas de la Formación La Tinta.

Las costas con barrancas pampeanas abarcan una porción del litoral de aproximadamente 60 km y sus acantilados alcanzan variables altitudes, con máximos al sur de Mar del Plata y disminución de su magnitud tanto hacia Miramar como hacia Mar Chiquita. Las barrancas aparecen cortadas, de tanto en tanto, por algún que otro curso de agua de bajo régimen que se implanta invariablemente sobre antiguos valles rellenos con sedimentos postpampeanos (Cf. Ameghino, 1908; Frenguelli, 1928).

En la zona se desarrollan playas arenosas relativamente continuas, aunque en algunos lugares la base de los acantilados permanece bajo el agua aún durante períodos de bajamar y —en ocasiones— forman verdaderas restingas. La sección superior de las barrancas puede aparecer coronada por médanos arenosos bajos que alcanzan el nivel de la playa y buen desarrollo sólo en la vecindad de la desembocadura de los arroyos. La pendiente de la playa frontal bajo la influencia de las corrientes de saca y resaca, aunque variable, es a veces bastante abrupta. El par playa distal-médano es discontinuo y sólo alcanza magnitud a la vera de los arroyos que desaguan al mar argentino, en especial desde Chapadmalal al sur. En este tramo de barrancas es común la formación de un berma o terraza de playa, rasgo que ha sido descrito detalladamente por Teruggi (1959). Según nuestras observaciones estos bermas son asiento de importantes acumulaciones de minerales pesados, por lo que no es aventurado conjeturar que su formación está vinculada con acciones hidrodinámicas de energía superior a la normal.

Debemos destacar también que el otro sector de costa destructiva-ubicado en las cercanías de la ciudad de Mar del Plata—se diferencia del anterior, ya que los paredones están constituidos por sedimentitas eopaleozoicas ortocuarcíticas de altísima re-

sistencia a la erosión, más algunas intercalaciones pelíticas. Como fuera mencionado por Teruggi (*op. cit.*) estos afloramientos constituyen puntas (Cabo Corrientes, Punta Iglesias, etc.) que aparecen separadas por sectores con playas arenosas sin materiales eólicos, a veces en proceso de acreción y otras en franco tren destructivo.

Por último, es necesario destacar que en el extremo norte del sector que nos ocupa, específicamente en Mar Chiquita, ya se deja de sentir la influencia de la barranca; con todo, este sector costero, a pesar de exhibir un buen desarrollo de playa arenosa adyacente al sector de llanura, parece encontrarse en proceso de degradación (Cortelezzi *et al.*, 1973).

En cuanto a la red de drenaje, en el sector septentrional, entre la punta norte del Cabo San Antonio y la base CELPA, ningún curso de agua desemboca al litoral marítimo; la causa de este fenómeno radica en la amplia y extendida cadena de médanos costeros que ahoga la red de drenaje continental con nivel de base en distintos cuerpos de agua interiores, tales como las lagunas La Salada Grande, Las Chilcas, El Rosario, Hinojal, La Argentina, Juancho y otras menores.

Al sur de la base CELPA e inmediatamente al norte de Mar Chiquita aparece el primer accidente de importancia: el canal que conecta el Mar Argentino con la albufera de Mar Chiquita (fig. 1). Este ambiente transicional no sólo está afectado por la entrada de aguas marinas, sino que es además colector o nivel de base de cursos como la Cañada del Arroyo Chico y el Canal 6 que proceden del norte, y el Arroyo Grande, De Las Negras, Dulce, Los Pozos y Viborata que vienen del oeste y sur, y tienen su origen en la vertiente septentrional de las sierras de Balcarce.

Al sur de Mar Chiquita y hasta la zona de Miramar, la región litoral —que adopta la configuración de costa erosiva con desarrollo de barrancas— aparece cortada por una serie de cursos de agua angostos, de recorrido sinuoso, escaso caudal y con corrientes comúnmente subcríticas, como los arroyos De Los Cueros (al norte de Mar del Plata), y Lobería, Seco, Chapadmalal, Brusquitas y Del Durazno entre esa localidad y Miramar (fig. 1). Todos estos cauces son de procedencia local y se originan en las elevaciones orientales del Sistema de las Sierras Septentrionales.

un peso entre 20 y 200 gramos. El análisis granulométrico se efectuó por tamizado según normas ASTM, la escala utilizada fue la de raíz cuadrada de dos, y las técnicas fueron las recomendadas por Ingram (1971).

Por último, se procedió al cálculo de porcentajes en peso de las clases granulométricas y al de los porcentajes acumulativos, datos que constituyeron la base del estudio estadístico de las arenas.

Análisis estadísticos

A partir de los porcentajes en peso se efectuó para cada muestra la representación gráfica en histogramas que permitieron esencialmente, visualizar la distribución granulométrica, y determinar la posición y magnitud de la o las modas.

Con los porcentajes acumulativos se elaboró para cada muestra una representación en papel de probabilidad, tal como fuera recomendado por Folk (1962). Estos gráficos fueron utilizados para determinar los parámetros que sirven para conocer el valor de los coeficientes estadísticos gráficos de Folk y Ward (1957).

El análisis estadístico se completó con la consideración de los valores de la moda, el coeficiente C (percentil de 1 % de las frecuencias acumulativas) y el valor de la mediana de cada muestra.

Los resultados de este estudio han sido correlacionados con los perfiles de playa y con cada uno de los subambientes litorales a los fines de evaluar sus posibles variaciones y las causas que las motivan. También se consideró para cada subambiente el cambio en la magnitud de los parámetros según la distribución geográfica.

Por último, debemos destacar que el estudio granulométrico se completó con el análisis individual de las distribuciones acumuladas en base a los métodos de Spencer (1963), Klován (1966) y Visher (1969). Esta tarea tuvo como finalidad determinar la existencia de diversas poblaciones de transporte y sedimentación en cada muestra, valorar su magnitud, y encontrar su vinculación con las condiciones hidrodinámicas bajo las que actuaron los agentes formadores.

Antecedentes

Desde el punto de vista de la composición textural de los sedimentos costeros ubi-

cados en la región estudiada, se destacan los trabajos de Teruggi (1949, 1959) y Mazzoni (1973).

En su primera contribución, Teruggi (1949) analiza sedimentológicamente las arenas costeras (de playa frontal y médano) ubicadas entre Ostende y Santa Teresita. En su segundo trabajo (Teruggi, 1959) amplía en forma considerable la región de estudio, ya que analiza las arenas entre Punta Alta y San Clemente del Tuyú, e incluye también muestras de playa distal.

Es de destacar la notable similitud en la equidistancia del muestreo entre las tareas de Teruggi y las del presente estudio. En general, los intervalos están en el orden de los 10 km y la coincidencia es tal que en ambos trabajos ha quedado sin analizar, por imposibilidad de acceso, la zona del Faro Querandí.

Con todo, y como bien lo indicara Mazzoni (1973), debemos señalar que la aparición de técnicas sedimentológicas mucho más delicadas y la evolución en los criterios de muestreo hacen que surjan grandes diferencias metodológicas entre nuestro trabajo y los de Teruggi. Por un lado, la recolección de arenas difiere sensiblemente ya que en nuestro caso hemos optado por técnicas estadísticas desarrolladas en épocas relativamente recientes. Por otra parte, la tarea de tamizado fue en esta oportunidad efectuada con el uso del sistema Ro-tap que parece tener alta afectividad. Donde sí se notan grandes diferencias es en el procesamiento estadístico de los datos, ya que el notable desarrollo de nuevas metodologías durante los últimos 15 a 20 años ha hecho que nuestros resultados sean muy difíciles de confrontar con aquellos presentados por Teruggi en 1949 y 1959.

En cuanto a la tarea realizada por Mazzoni (1973) debemos destacar que la metodología aplicada —tanto de muestreo, tratamiento previo de las arenas, análisis granulométrico de las arenas, como procesamiento básico estadístico de los datos— son idénticas a las empleadas en el presente estudio. Sólo es de destacar que Mazzoni se ha ocupado de una faja costera restringida, de unos 16 km de longitud, ubicada en las inmediaciones de Santa Teresita, analizó únicamente muestras de playa frontal intermarea en la zona de saca y resaca, y la equidistancia de sus puntos de estudio es mucho más reducida (aproximadamente, 0,5 kilómetros).

CUADRO 1. — Comparación de la distribución de frecuencias (a 1 phi) entre las arenas de médano y de playa

FREC. %	MÉDANO										ADMIXTURA PROXIMAL DE MAYOR FRECUENCIA																	
	Número de columnas				Grado arena				Frecuencia				Tipo		Grado arena				Gruesa resp.		Fina resp.							
	1	2	3	4	fino	med.	grue.	Tipic	Min.	Max.	Prom.	Desv.	Muy	Poco	Muy	Gruesa resp.	Fina resp.	Marc.	Marc.	Marc.	M.f.	fin	med.	grue.	grue.	a la moda	a la moda	
MÉDANO	5	95	-	-	82	18	-	-	49	93	75	15	68	14	18	23	18	59	-	-	59	41						
PLAYA DISTAL	8	58	29	4	83	17	-	-	41	93	72	18	54	25	21	25	13	58	4	-	63	37						
PLAYA FRONTAL	3	57	30	10	63	27	10	-	34	93	69	14	64	23	13	7	17	60	10	7	75	27						

Análisis de las frecuencias en peso

A través de la observación de los histogramas elaborados para las arenas con intervalos de separación de 1 phi, podemos mencionar las siguientes características.

Arenas de Médano

En estos sedimentos es posible observar notable concentración de materiales en unos pocos grados granulométricos, siendo el carácter de la distribución invariablemente unimodal.

Con el estudio de los histogramas de las arenas eólicas y de la observación del cuadro 1 puede notarse que en la gran mayoría de los análisis (21, 95 %) el número de columnas con frecuencias mayores al 5 % es sólo de dos, en tanto que en la muestra restante sólo se forma una columna de frecuencia con tenores superiores a ese valor. La alta concentración de sedimentos en unos pocos grados hace que la moda tienda a aparecer entre 1 y 3 phi; cuatro muestras (18 %) tienen su frecuencia dominante en la clase de arena mediana, en tanto que en las otras 18 (82 %) la moda se emplaza en el intervalo a la arena fina. A este respecto, cabe consignar que se ha detectado una mayor variabilidad en la posición de las modas en el sector sur del tramo estudiado —hasta la zona de las base CELPA—; de allí en adelante, las frecuencias mayores se concentran invariablemente en la arena fina.

De acuerdo a la clisificación elaborada por Mazzoni (1973), se puede consignar que las arenas de médano se caracterizan por poseer modas muy marcadas (15 ejemplares, 68 %), aunque también existen muestras con modas marcadas (3 casos, 14 %) y poco marcadas (4 casos, 18 %)

(cuadro 1). Por su parte, los porcentajes modales oscilan entre 49 (CELPA) y 93 (La Lucila), siendo su promedio de 75 %; en el sector sur, las modas de médano permanecen estables, decrecen en su tenor en el tramo CELPA-Mar Azul, y luego aumentan constantemente hacia el norte.

A pesar de la notable uniformidad granulométrica de estos sedimentos, con este análisis hemos detectado una cierta variabilidad en la posición de las admixturas proximales de mayor frecuencia. Estas pueden aparecer en los intervalos 1-2 phi (59 %), 2-3 phi (18 %) y 3-4 phi (23 %) (cuadro 1). En el sector sur, entre Ayo. Brusquitas y CELPA, las admixturas de mayor frecuencia se emplazan alternativamente en las clases 1-2 y 2-3 phi; a partir de CELPA, y hasta la región del Faro de Punta Médanos los hacen en la clase 1-2 phi; y por último, entre Punta Médanos y Punta Rasa su ubicación alterna entre 1-2 y 3-4 phi.

Arenas de playa distal

Los histogramas de estas arenas son todos unimodales. El número de columnas con frecuencias superiores a 5 % es variable entre 1 y 4; predominan las representaciones con dos columnas (14; 58 %); le siguen las de tres columnas (7; 29 %), luego las de una columna (2; 8 %) y por último una de 4 columnas (4 %) (cuadro 1). En la sección sur, hasta Villa Gésell, predominan las representaciones de tres columnas y aparece la de cuatro en Playa Grande, en cambio hacia el norte se destacan netamente las de dos columnas y aparecen las de 1 (B. Montecarlo, Faro Punta Médanos).

Las frecuencias modales se asientan con notable predominio en el grado de arena

fina (20 muestras; 83 %), en tanto que el resto lo hace en la clase siguiente de arena mediana (4 muestras; 17 %); cabe destacar que en la zona sur (hasta A° Lobería) la moda aparece en arena fina, entre Punta Mogotes y CELPA lo hace en arena mediana y de allí hacia el norte está ubicada permanentemente en arena fina. De acuerdo a la clasificación de Mazzoni (1973) en estos sedimentos predominan las modas muy marcadas (13 muestras; 54 %), seguidas por arenas con modas marcadas (6; 25 %) y poco marcadas (5; 21 %). Por su parte, los porcentajes modales varían entre 41 —Playa Grande— y 93 —Faro Médanos—; el promedio para las muestras de playa distal es de 72 % (cuadro 1). Asimismo, se comprueba que las frecuencias modales se incrementan paulatinamente de sur a norte, hasta alcanzar su máximo tenor en Punta Médanos; desde allí hasta Punta Rasa tiende a mantenerse alrededor de una asíntota de 85-90 %.

La posición de las admixturas proximales de mayor frecuencia es variable, ya que se emplazan desde la clase 0-1 phi hasta 3-4 phi; 6 muestras (25 %); 3 muestras (13 %) se ubican en la clase 2-3 phi y en una sola oportunidad (4 %) lo hace en el grado 0-1 phi (cuadro 1). Es de destacar que este parámetro tiene buena sensibilidad regional; las arenas del tramo sur, hasta el arroyo Lobería, tienen admixtura máxima en la clase 1-2 phi; hacia el norte su posición es variable, pues puede emplazarse entre 2-3 ó 0-1 phi (Playa La Perla); a partir de Mar Azul y hasta Faro Punta Médanos se ubica en la clase 1-2 phi, pero desde la Estaca 5 hasta Punta Rasa lo hace con preferencia en el intervalo más fino (3-4 phi).

Arenas de Playa frontal

La distribución de frecuencias en peso, revela que el 97 % de las muestras de playa frontal son de carácter unimodal; se ha registrado una sola excepción a esta regla en el sedimento correspondiente a Miramar que es de tipo bimodal. En este ambiente predominan en forma neta los histogramas en los que sólo dos columnas superan al 5 % de la frecuencia en peso (17 casos; 57 %), les siguen los de tres columnas (9 casos, 30 %), mientras que son raros los de cuatro columnas (3; 10 %) y una columna (1; 3 %) (cuadro 1). De sur a norte se han detectado algunas va-

riaciones que pueden llegar a ser significativas; en la región más austral (hasta Villa Gesell) si bien predominan las distribuciones con dos columnas importantes, son también frecuentes las de tres y aparecen todos los casos de cuatro columnas únicamente, pero a partir del Faro de Punta Médanos y hasta el mojón 42 las representaciones son de tres columnas; más al norte se encuentran predominios de histogramas con dos columnas, aunque se registran casos aislados de una y tres columnas (Mar de Ajó y Las Toninas Norte, respectivamente).

La moda tiene distribución variable entre las clases 0-1 y 2-3 phi. Más frecuentemente (19 casos; 63 %) la moda pertenece a la clase arena fina; se ubica en arena mediana en 8 oportunidades (27 %), mientras que sólo lo hace en tres muestras (10 %), en la fracción arena gruesa (cuadro 1). Si bien en la muestra más austral la moda está en arena gruesa, los ejemplares sureños poseen sus modas con preferencia en arena fina; desde A° Lobería hasta Mar Chiquita las modas de las arenas de playa frontal pertenecen —en general— al grano mediano; el tramo CELPA-Mar Azul es de grano fino, con moda en la clase 2-3 phi, Villa Gesell rompe este comportamiento pues su máxima frecuencia aparece en el grado 1-2 phi, pero de allí hacia el norte la moda se encuentra invariablemente en la granulometría de arena fina.

Es de consignar, que las arenas de este subambiente tienen —en la mayoría de los casos— sus modas muy marcadas (19 muestras; 63 %), también existen ejemplos de modas marcadas (7; 23 %) y en menor proporción aparecen las modas poco marcadas (4; 13 %). Los porcentajes modales, en tanto, varían desde 34 (Miramar) hasta 93 (Mar de Ajó) y su promedio es de 69 %, cuadro 1; estas frecuencias son muy cambiantes según los sectores de muestreo, ya que es común la alternancia de picos máximos con otros mínimos; con todo no es aventurado conjeturar que entre mojón 42 y Santa Teresita, las arenas de playa frontal alcanzan sus máximos porcentajes modales.

La admixtura proximal de mayor frecuencia es de ubicación variable. Como se aprecia en el cuadro 1, con mayor asiduidad lo hace en el grado 1-2 phi (18 casos; 60 %), en el de 2-3 phi en 5 casos (17 %), en el de 0-1 phi en 3 (10 %) y por úl-

timo en 0-1 phi y 3-4 phi sólo en dos oportunidades (7 % c/u). Su variabilidad regional es también grande únicamente es dable destacar que se emplaza de manera uniforme en la clase 1-2 phi a partir de la estación Cariló hasta Punta Rasa (excepción hecha de la muestra Mar de Ajó). Asimismo, debemos consignar que las admixturas proximales tienden a ubicarse francamente hacia los grados más gruesos respecto a la moda, ya que este comportamiento se ha verificado en 22 de las 30 muestras analizadas.

La comparación de nuestros histogramas de la región norte (tramo Mar de Ajó-Punta Rasa) con los elaborados por Mazzoni (1973) revela notablemente concordancia de los resultados, ya que en estas playas se destacan las arenas unimodales, con moda muy marcada, concentrada en todos los casos en el grado de arena fina; la única discrepancia encontrada reside en el hecho de que Mazzoni encuentra a la admixtura proximal fina más abundante que la gruesa, mientras que en nuestro caso sucede lo contrario.

Análisis de frecuencias acumulativas

Las frecuencias acumulativas muestran, en general, la mayoría de los atributos que hemos descrito en el capítulo correspondiente a histogramas, por lo que en esta oportunidad sólo nos detendremos en el análisis de los caracteres que se desprenden únicamente de su observación.

El estudio de estas distribuciones granulométricas está basado en la metodología desarrollada por Moss (1962, 1963), Spencer (1963), Klován (1966) y —especialmente— Visher (1969) y que consiste en la diferenciación de diversas poblaciones dentro de una muestra, cada una de ellas con distribución lognormal, que se deben a distintos procesos de transporte y deposición de los materiales. Estas poblaciones, atribuidas a fenómenos de tracción (repación superficial), saltación y suspensión por Visher (*op. cit.*) quedan definidas en las representaciones de frecuencias acumuladas por segmentos caracterizados por una pendiente determinada y distinta de la inmediatamente vecina. El segmento más grueso de la distribución corresponde a transporte y deposición por tracción (repación superficial), el de carácter interme-

dio a saltación y el más fino a suspensión. Cabe consignar que, en la mayoría de las representaciones, el segmento más empinado (de mayor selección y que coincide con la moda del sedimento) es el correspondiente a saltación. Es de destacar, asimismo, que en algunas ocasiones el tramo de la distribución que se asigna a un determinado proceso de transporte y deposición puede quedar definido por más de un segmento, caso en el que se reconocen subpoblaciones dentro de la distribución granulométrica (para mayor información véase Mazzoni, 1973).

En nuestro caso hemos reconocido 15 tipos distintos de distribuciones acumulativas, que se pueden agrupar en cuatro clases fundamentales. La primera clase es la correspondiente a distribuciones en las que están presentes las tres poblaciones de transporte y deposición; en esta clase y principalmente en base a las pendientes de los segmentos y a la presencia de subpoblaciones, hemos diferenciado cinco tipos. También hemos definido representaciones con dos poblaciones, de las que hemos separado siete tipos; hay además distribuciones en las que está presente una sola población y, por último, existen otras de carácter complejo en las que resulta difícil establecer el número y tipo de poblaciones constituyentes. A este respecto debemos agregar que las representaciones encontradas más frecuentemente son los de tracción-saltación-suspensión, en las que cada población se identifica por un segmento o aquellas de tres poblaciones en las que la saltación consta de dos segmentos o subpoblaciones; también es común la distribución de dos poblaciones (saltación-tracción, representada por un segmento cada una.

En la totalidad de las muestras predomina de manera saliente el lote de materiales formados por saltación. Sus porcentajes de frecuencia en peso superan —en la gran mayoría de los casos— el 99 % del total del sedimento. Los segmentos de tracción, que aparecen en forma asidua en las arenas analizadas, pocas veces ocupan el 1 ó 2 % en peso de la distribución y en escasas oportunidades alcanzan más del 5 %. El tramo atribuido a suspensión, por su parte, nunca abarca el 2 % en peso de las frecuencias acumulativas y en la gran mayoría de las muestras en las que está presente su segmento comprende menos del 1 % del total de la arena.

Arenas de médano

Las arenas de este subambiente se caracterizan por poseer la mayoría de sus frecuencias acumulativas con las tres poblaciones de transporte-depositación (18 casos; 82 %), mientras que el resto corresponde en su totalidad a distribuciones con dos poblaciones (tracción o reptación-saltación cuadro 2). En todas las representaciones aparecen los segmentos atribuibles a saltación y a tracción, en cambio el de suspensión se encuentra en el 82 % de las muestras analizadas.

Como puede apreciarse en el cuadro 2, el truncamiento de la distribución entre los segmentos tracción y saltación corresponde —en promedio— a 1,39 phi, el de saltación-suspensión es, también en promedio, de 3,08 phi, mientras que el truncamiento entre dos subpoblaciones de saltación (encontrado en 9 muestras, alcanza una media de 2,39 phi; la presencia de dos segmentos de reptación o tracción sólo se ha verificado en tres muestras y su truncamiento medio es 0,83 phi. Con la distancia, ha sido posible detectar algunas tendencias en estas interrupciones de la distribución, ya que el tramo A° Las Brusquitas-CELPA se caracteriza por valores cambiantes, mientras que a partir de esta última estación en dirección al norte hay una

notable estabilización de los truncamientos reptación-saltación, saltación-saltación y saltación-suspensión; con todo en el tramo Mar de Ajó-Las Toninas Norte se puede notar que el primero de los truncamientos citados sufre considerable afinamiento.

Arenas de playa distal

Estos sedimentos también poseen sus frecuencias acumulativas con distribuciones en las que aparecen las tres poblaciones (reptación o tracción, saltación y suspensión, 16 casos; 66 %); hay también distribuciones de dos poblaciones (tracción-saltación, 3 casos 12 %; saltación-suspensión, 1 caso 4 %), de una población (2 casos 8 %) y complejas (también 2 casos; cuadro 2). En todas las representaciones aparecen los segmentos de saltación, pero no así los de tracción y suspensión que lo hacen en el 86 % y 77 % de las muestras, respectivamente.

En cuanto a los truncamientos de los segmentos de cada población podemos mencionar que el promedio para los casos de intertracción (3 muestras) se da en 0,17 phi, para tracción-saltación (18 casos) en 1,39 phi, saltación-saltación (14 casos) en 2,28 phi y por último saltación-suspensión (17 casos) en 3,01 phi (cuadro 2). Desde el punto de vista areal los truncamientos

CUADRO 2. — Rasgos de la distribución de frecuencias acumulativas según los subambientes

DISTRIBUCION DE FRECUENCIA ACUMULATIVA		PLAYA FRONTAL			PLAYA DISTAL			MEDANO		
		CASOS	%	PROM. DESV. TIP.	CASOS	%	PROM. DESV. TIP.	CASOS	%	PROM. DESV. TIP.
CLASES DE DISTRIBUCIONES	3 POBLACIONES	17	40		16	66		18	82	
	1 POBLACION (SALTACION)	2	7		2	8		-	-	
	2 POBLACIONES (TRACCION-SALTACION)	7	23		3	12		4	18	
	2 POBLACIONES (SALTACION-SUSPENSION)	6	20		1	4		-	-	
	COMPLEJAS	3	10		2	8		-	-	
SIN CONSIDERAR DISTRIBUCIONES COMPLEJAS	PRESENCIA SEGMENTO SALTACION	27	100		22	100		22	100	
	PRESENCIA SEGMENTO TRACCION	19	70		19	86		22	100	
	PRESENCIA SEGMENTO SUSPENSION	18	67		17	77		18	88	
TRUNCAMIENTOS EN VALORES PHI	INTERTRACCION	3		-0,67	3		0,17	3		0,83
	TRACCION-SALTACION	19		1,04 0,78	18		1,39 0,53	22		1,39 0,39
	SALTACION-SALTACION	16		1,98 0,51	14		2,28 0,38	9		2,39 0,33
	SALTACION-SUSPENSION	18		2,84 0,50	17		3,01 0,36	18		3,08 0,22

CUADRO 3.—Promedio de los coeficientes estadísticos y sus desvíos típicos

	MEDIA ϕ	DESUDIO TÍPICO MEDIA	\bar{c}	DESUDIO \bar{c}	DESVIACION STANDARD	DESUDIO TÍPICO DESVIACION STANDARD	VARIANCIA ϕ	DESUDIO TÍPICO VARIANCIA	ASIMETRIA ϕ	DESUDIO TÍPICO ASIMETRIA	CURTOSIS ϕ	DESUDIO TÍPICO CURTOSIS
	\bar{M}_z	S_{M_z}	\bar{c}	S_c	$\bar{\phi}_1$	S_{ϕ_1}	$\bar{\phi}_1^2$	$S_{\phi_1^2}$	\bar{S}_{K_1}	$S_{S_{K_1}}$	\bar{K}_g	S_{K_g}
PLAYA FRONTAL	1,913	0,555	0,520	0,928	0,484	0,170	0,262	0,208	-0,093	0,152	1,037	0,141
PLAYA DISTAL	2,100	0,459	0,637	0,984	0,432	0,165	0,220	0,195	-0,072	0,126	1,039	0,125
MEDANO	2,328	0,238	1,340	0,462	0,364	0,082	0,139	0,062	-0,008	0,099	1,037	0,076

sensibles parecen ser los de reptación-saltación e intersaltación, el tramo sur (hasta CELPA inclusive) es de carácter variable; entre Cariló y Mojón 42 hay estabilidad en los valores de todos los truncamientos y —por fin— en el que va de Mar de Ajó a Punta Rasa se exhibe el afinamiento del contacto granulométrico reptación-saltación.

Arenas de playa frontal

Para este subambiente hay predominio de las arenas con tres poblaciones (17 casos; 40 %); son frecuentes también los ejemplos de dos poblaciones (tracción-saltación, 7 casos, 23 %; saltación-suspensión 6 casos, 20 %), en menor proporción se dan las arenas complejas (3; 10 %) y de una población (2 casos; 7 %). El segmento de saltación está en todas las muestras analizadas, el de tracción en el 70 % y el de suspensión en el 67 % (véase cuadro 2). Los truncamientos dentro de reptación son escasos (3 muestras) y el valor promedio es de 0,67 phi; el más frecuente (19 casos) es el truncamiento reptación-saltación cuyo valor medio alcanza 1,04 phi; el correspondiente a saltación-saltación se da en 16 oportunidades y tiene un promedio de 1,98 phi, en tanto que el truncamiento fino (saltación-suspensión) se ha constatado en 18 muestras y su media granulométrica es de 2,84 phi (cuadro 2). En cuanto a su distribución regional, puede apreciarse que la zona de Mar Chiquita-CELPA marca un cambio en el comportamiento de los parámetros; hacia el sur se nota una mayor variabilidad de los truncamientos y carácter relativamente más grueso; hacia el norte hay estabilidad en las cifras, y granulometrías sensiblemente más finas.

Como lo hicieron Spalletti y Gutiérrez (1976), se calculó, para las arenas de la playa frontal, el valor phi del punto medio correspondiente a los segmentos atribuidos a saltación. El sector Mar Chiquita-

CELPA se constituye para este parámetro en un punto claro para el cambio de tendencias; el sector sur es variable y de franca afinidad con granulometrías superiores a 2 phi (arena mediana o gruesa); en el norte es mucho más homogéneo y se destaca un pequeño pico de grano más grueso (2,10 phi) en la zona del Faro de Punta Médanos. Es de consignar que los sectores de mayor energía cinética (Spalletti y Gutiérrez, *op. cit.*) corresponderían a los sitios Punta Hermengo, Barranca de los Lobos y el sector Playa Grande-Santa Clara del Mar.

Coefficientes estadísticos

Análisis de la media (M_z)

La media de Folk y Ward (1957) o M_z tiene una gran importancia en los estudios texturales, pues no sólo es una medida de la granulometría media del sedimento analizado, sino que constituye un parámetro íntimamente vinculado con la energía cinética promedio de los agentes de transporte y depositación (Sahu, 1964), aunque también depende de las posibilidades de obtención de determinados detritos en las zonas de aporte.

Arenas de médano

El valor de la media para las arenas de este subambiente varía entre 1,867 phi (arroyo Lobería) y 2,683 phi (Las Toninas norte); el promedio es de 2,328 phi y su desviación típica es baja (0,238) (cuadro 3). Con la única excepción de dos muestras, cuya media corresponde a arena mediana, el resto de los sedimentos de médano son por este coeficiente arenas finas. Arealmente, se nota decrecimiento general de granulometría de sur a norte (figura 2a); entre arroyo Brusquitas y CELPA el comportamiento es variable, y de CELPA hacia Punta Rasa se advierte

constante decrecimiento granulométrico de la media con mínimo en Las Toninas norte; es de destacar que sólo se encontró una ruptura en la tendencia señalada en la es mayor tamaño relativo (figura 2 a). 1,047 phi (Playa La Perla) y 2,73 phi tación Estaca 10 (figura 2 a).

Arenas de playa distal

El promedio del coeficiente para los 24 ejemplares estudiados es de 2,180 phi y su desviación típica alcanza 0,459 (cuadro 3); las cifras toques de la media son de 1,047 phi (Playa La Perla) y 2,73 phi (San Clemente del Tuyú). En la mayoría de las muestras la media cae en el intervalo correspondiente a arena fina. Desde el punto de vista areal se aprecia que entre Miramar y A° Lobería el grano es fino, se incrementa en el tramo Punta Mogotes-CELPA y luego decrece hacia el norte con la excepción de la playa distal de Villa Gesell y —en menor medida— de la estación Estaca 10 (véase figura 2 a).

Arenas de playa frontal

En estos sedimentos la media oscila entre 0,350 phi (Santa Clara del Mar 1) y 2,566 phi en Mar Azul, siendo su valor promedio de 1,913 phi y su desviación típica de 0,655 (cuadro 2). La posición del coeficiente varía entre arena fina y arena gruesa; en el extremo sur del área estudiada la granulometría de la psamita es gruesa pero decrece notablemente, hasta alcanzar mínimos (arena fina) en el arroyo Brusquitas y Chapadmalal; de allí en adelante se engrosa y llega a toques de arena gruesa en Playa Grande y Santa Clara del Mar (figura 2 a). A partir de Mar Chiquita la granulometría de la media es fina, con la única excepción de la estación Villa Gesell; de esta última en adelante se nota primero un paulatino adelgazamiento del tamaño y luego estabilización alrededor del valor 2,3-2,4 phi (figura 2 a); en comparación con los datos presentados por Mazzoni (1973) la media en este último sector muestra granulometría más pareja o constante, aunque en promedio muy similar.

Otras medidas del tamaño de grano

El análisis de la mediana o granulometría correspondiente al 50 % de la distri-

bución acumulativa ha sido efectuado para controlar los resultados obtenidos con la media; y sus valores han confirmado todas las tendencias destacadas en el capítulo recientemente tratado. El análisis comparativo de los valores de mediana y media revela la íntima correlación existente entre ambos parámetros por lo que no ahondaremos aquí en el tratamiento de la mediana.

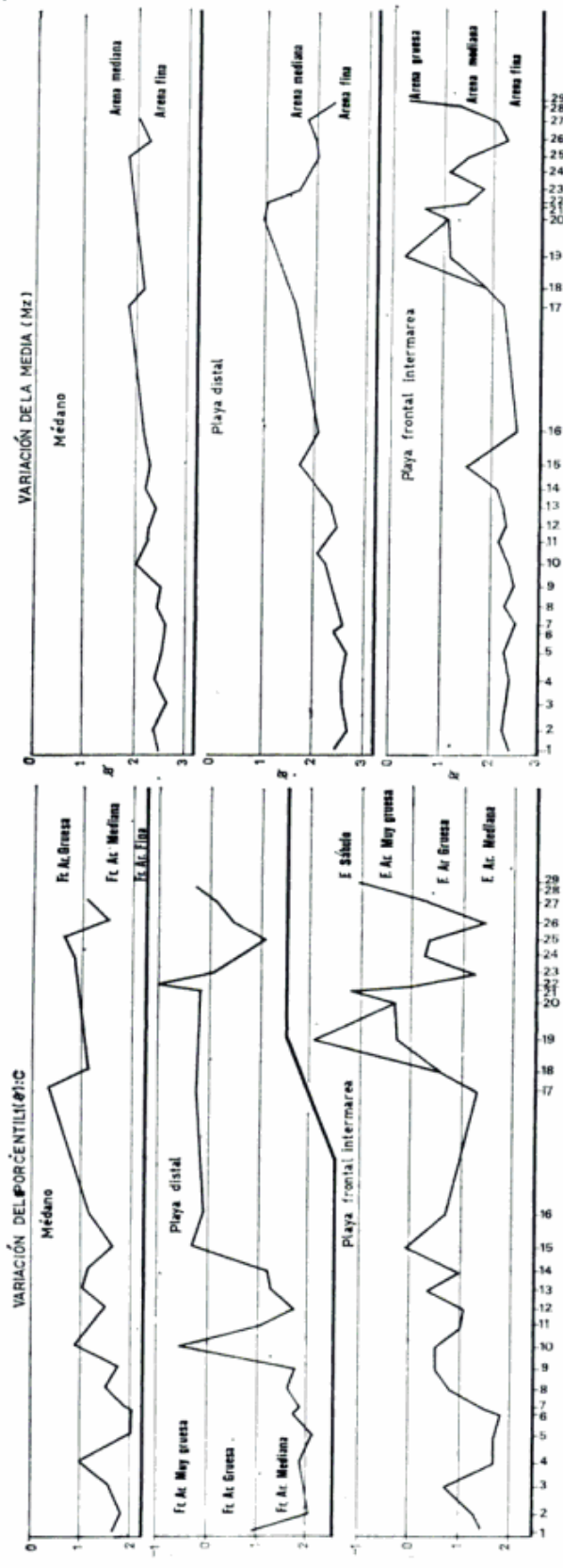
Por su parte, el estudio del percentil 1 (C), que ha sido utilizado por Passega (1957) como una medida de la competencia de las corrientes, también avala —en general— los resultados alcanzados con el análisis de la media. En las arenas de *playa frontal* C varía entre —1,96 phi (Santa Clara del Mar) y 1,82 phi (Mar de Ajó), correspondiendo su promedio a arena gruesa (0,52 phi) (cuadro 3); arealmente C tiende a comportarse como la media, pero sus cambios entre estación y estación son mucho más abruptos (figura 2 b); con todo, es dable advertir depresiones granulométricas en el sector Chapadmalal-Punta Mogotes, CELPA y Mar de Ajó-Punta Rasa, en cambio hay valores elevados en Punta Hermengo, Mar del Plata-Santa Clara del Mar y —aunque en menor magnitud— en el tramo Villa Gesell-Estaca 5.

En la *playa distal*, C es de grano más fino, ya que varía entre —1,02 phi (Playa Grande) y 2,10 phi (La Lucila) y su promedio llega a 0,84 phi (cuadro 3); sus tendencias areales son también el decrecimiento hacia el norte; en la figura 2b puede notarse fuerte disminución en el valor C en el tramo comprendido entre el Faro de Punta Médanos y San Clemente del Tuyú.

Por último en las arenas de *médano* es donde este parámetro revela —nuevamente— los casos de menor granulometría. C sólo varía entre 0,35 phi (CELPA) y 2,05 phi (La Lucila); es decir han desaparecido arenas con percentil 1 en las clases muy gruesas y sábulo, y el promedio es el más bajo pues alcanza la cifra de 1,34 phi (cuadro 3) o sea incluido francamente en la clase arena mediana. A pesar de lo irregular de sus variaciones areales, se detecta merma en el valor de C en dirección al norte (véase figura 2b).

Análisis de la desviación standard (σ_1)

Este parámetro, definido por Folk y Ward (1957) y que se constituye en un indicador de la fluidez de los agentes de transporte (Spalletti, 1972), puede ser em-



REFERENCIAS

- 1 Punta Rasa
- 2 San Clemente de Tuyú
- 3 Las Toninas, Norte
- 4 Santa Teresita
- 5 La Lucha
- 6 Mar del Plata
- 7 Mirasol
- 8 Estaca 8
- 9 Faro Punta Médanos
- 10 Estaca 84
- 11 Estaca 10
- 12 Balneario Montecario
- 13 Pinamar
- 14 Cariló
- 15 Villa Gesell
- 16 Balneario Mar Azul
- 17 CELPA
- 18 Mar Chiquita
- 19 Santa Clara de Mar
- 20 Playa La Perla
- 21 Playa Chica
- 22 Playa Grande
- 23 Playa Punta Nogotes
- 24 Playa Punta Nogotes
- 25 Arroyo de los Lobos
- 26 Chapadmalal
- 27 Arroyo de los Lobos
- 28 Arroyo de los Lobos
- 29 Punta Hemengo

Fig. 2

pleado para inferir las fluctuaciones de energía cinética o de velocidad del medio (Sahu, 1964) siempre y cuando este haya tenido relativamente buena fluidez (Spalletti y Gutiérrez, 1976). Con ese fin ha sido estudiado en todas las arenas litorales muestreadas y, contrariamente a lo encontrado por Teruggi (1959), su análisis ha demostrado buena sensibilidad en detectar nuevas tendencias de indudable valor en la interpretación genética de los sedimentos que nos ocupan.

En las arenas de *médano*, la desviación standard es bastante pareja (Cf. valor de su desvío típico en cuadro 3) y oscila entre 0,518 y 0,219 en las estaciones CELPA y San Clemente del Tuyú; su valor medio es 0,364 (cuadro 3). De la observación de la figura 2c se deduce claramente que este coeficiente decrece en sus valores de sur a norte y por tanto muestra que las arenas más seleccionadas son las ubicadas en la región del Cabo San Antonio; las peores seleccionadas se han registrado en los médanos ubicados entre Arroyo Lobería y CELPA.

En la *playa distal* las cifras de desviación standard son más combiantes (ver desvío típico en cuadro 3); varían entre 0,876 en Villa Gesell y 0,221 en Santa Teresita (cuadro 6); su promedio para el subambiente es de 0,432 (cuadro 3) y con la situación geográfica se nota que el parámetro discrimina dos sectores, uno de Villa Gesell al sur, de selecciones variables entre buena y moderada (según escala de Folk, 1966) y otro de Cariló al norte en el que dominan en forma neta las selecciones muy buenas (fig. 2 c).

Los sedimentos de *playa frontal* son también variables en sus desviaciones *standard*, ya que su desvío típico respecto al promedio alcanza a 0,170 (cuadro 3). El segundo coeficiente tiene un máximo en Santa Clara del Mar (0,939) y mínimo en Santa Teresita (0,289); su valor medio es de 0,484 (cuadro 8). Arealmente, la medida de la selección muestra una serie de picos negativos (de muy buena selección) en Punta Mogotes, Mar Azul, Estaca 84 y tramo Mar de Ajó-Santa Teresita; por otro lado, muestra moderada a moderadamente buena selección en Miramar, A° Lobería, tramo Playa Grande-Santa Clara del Mar y Villa Gesell figura 2c); no es aventurado destacar que —en general— se advierte tendencia al mejoramiento de la selección de sur a norte.

Cabe mencionar que el carácter predominantemente bien seleccionado de las muestras de playa frontal no parece coincidir con los datos de Mazzoni (1973), quien ha encontrado que las arenas del mismo subambiente son muy bien seleccionadas. Pero si nos atenemos a efectuar la comparación con los ejemplares recolectados en las zonas de muestreo elegidas por Mazzoni (sector Santa Teresita), veremos que nuestras arenas corresponden también a las variedades muy bien seleccionadas.

Si bien Teruggi (1959) ha señalado que en general, las arenas litorales de similares subambientes a los estudiados por nosotros poseen buena selección, en apariencia nuestras muestras parecen ser mucho mejor clasificadas. Esta diferencia, que surge de la comparación de las frecuencias acumulativas y no del valor de los coeficientes que han sido calculados con métodos distintos, se debe seguramente más a diferencias en el sistema de muestreo que a cambios temporales en los agentes responsables de la formulación de los sedimentos.

Análisis de la asimetría (SK)

Este tercer coeficiente (Folk y Ward, 1957) ha sido usado por Sahu (1964) para conocer la frecuencia y duración de las fluctuaciones de velocidad en exceso (asimetría negativa) o defecto (asimetría positiva) en relación con la velocidad media, lo que —como lo señalara Spalletti (1972)— puede constituirse en un elemento de evaluación de la competencia de las corrientes que originan el sedimento.

Los resultados obtenidos con el coeficiente de asimetría no han resultado tan significativos como lo destacaron Mason y Folk (1958) y Hails y Hoyt (1969) al analizar arenas de ambientes similares a los nuestros. La simetría promedio de las arenas cólicas es de $-0,008$, su desvío típico 0,099 (cuadro 3) y los rangos de variación son 0,179 (Mar de Ajó a $-0,176$ (Estaca 5); tienden por tanto a las distribuciones simétricas a algo negativas, lo que no concuerda demasiado con los datos de la literatura (Cf. Mason y Folk 1958; Hails, 1967; Hails y Hoyt, 1969; Mazzoni, 1973) en los que se atribuye a estos sedimentos carácter francamente positivo (asimetrías finas).

La asimetría de playa distal varía entre 0,082 (Las Toninas norte) y $-0,426$ (Vi-

lla Gesell); el promedio es $-0,072$ y su desvío típico $0,126$ (cuadro 3). Por su parte, en la playa frontal; el coeficiente oscila entre $0,201$ (Playa Chica) y $-0,359$ (Villa Gesell); su promedio y desvío típico —que se aprecian en el cuadro— 3 alcanzan $-0,093$ y $0,152$ respectivamente; en comparación con los datos de otros investigadores, se corrobora la tendencia a la asimetría gruesa o negativa de las arenas de playa (Cf. Martins, 1965; Chapell, 1967; Hails, 1967; Hail y Hoyt, 1969).

Es de destacar que en ninguno de los subambientes se han notado cambios destacables de asimetría en sentido paralelo a la línea de costa.

Análisis de la curtosis (Kg)

El último coeficiente de Folk y Ward (1957) ha sido considerado de importancia en la determinación de algunos ambientes litorales por Mason y Folk (1958), aunque su significado hidrodinámico es poco preciso (Cf. Sahu, 1964) y en general no nos ha resultado de utilidad en los trabajos de diagnosis ambiental (Spalletti, 1972; Mazzoni, 1973; Spalletti y Gutiérrez, 1976).

Los promedios obtenidos para los tres subambientes son muy similares (véase cuadro 3) y sus cifras corresponden a la clase de sedimentos que Folk y Ward (*op. cit.*) han denominado mesocúrticos. En los médanos la curtosis varía entre $0,843$ (Cariló) y $1,230$ (San Clemente del Tuyú); pero la gran mayoría de las arenas son mesocúrticas; el promedio de la propiedad para estos sedimentos es de $1,037$ y su desvío típico es bajo ($0,076$) (cuadro 3). En la playa distal, la cifra promedio es de $1,039$ con desvío típico de $0,125$ (cuadro 8); los datos extremos van desde $0,839$ en Punta Mogotes a $1,390$ en Santa Teresita. Por su parte, los sedimentos de playa frontal tienen curtosis variable entre $0,677$ en Miramar y $1,418$ en A° Las Brusquitas; su promedio de $1,037$ y la desviación típica de la propiedad es $0,141$ (cuadro 3). La curtosis no muestra variaciones areales destacables en ninguno de los subambientes analizados.

Frecuencias en peso

Como puede apreciarse en la sinopsis del cuadro 1, los histogramas revelan algunas diferencias entre muestras de médano, playa frontal y playa distal. Con todo, lo pri-

mero que se debe destacar es que los sedimentos analizados muestran notable homogeneidad en la distribución granulométrica, en la posición de las modas y en su magnitud; por lo tanto, las variaciones entre los caracteres de uno y otro subambiente son muy sutiles y sólo se aprecian con el análisis de detalle de los datos obtenidos.

Uno de los parámetros útiles en la discriminación de las arenas es la cantidad de columnas ocupadas por las frecuencias superiores a 5% ; en efecto, en el cuadro 1 se puede apreciar la diferencia entre las arenas de médano respecto a las de playa frontal y distal; asimismo es posible advertir una leve tendencia de estas últimas a ocupar una mayor cantidad de columnas en relación con las de playa distal.

En cuanto a la moda, se distingue bien a las claras que en las muestras de médano y playa distal predominan notoriamente los emplazamientos en el grado de arena fina; lo mismo sucede con las de playa frontal, mas en ellas son más frecuentes las modas en arena mediana y gruesa en relación con las arenas de los otros subambientes. En cuanto a las frecuencias porcentuales modales, los valores máximos encontrados no resultan discriminantes; en cambio, los mínimos y promedios sí lo parecen: es evidente un paulatino decrecimiento en la magnitud de las frecuencias desde los médanos a la playa frontal (cuadro 1).

En lo atinente al tipo de moda (Mazzoni, 1973), se destaca que en los médanos es donde se da con mayor frecuencia la moda muy marcada y se hacen mínimas las modas marcadas; por su parte, en la playa distal hay incrementos de modas marcadas y poco marcadas en relación con las muy marcadas (que a pesar de todo siguen siendo las más abundantes); por último, las muestras de playa frontal tienen caracteres intermedios (compárese cuadro 1).

La posición de las admixturas proximales de mayor porcentaje también ayuda en la diferenciación de los sedimentos. Es así que en el médano aparecen entre arena muy fina y mediana, en la playa distal se incorpora el grado de arena gruesa y en la playa frontal —además de incrementarse el porcentaje de casos con emplazamiento en arena gruesa— aparecen ejemplos con admixtura proximal de alta frecuencia en arena muy gruesa. Respecto a su relación con la moda, podemos mencionar que en las arenas eólicas puede emplazarse indis-

tintamente hacia las clases gruesas o finas; en cambio, en playa distal y con mayor intensidad en playa frontal hay fuerte tendencia a ubicarse hacia los grados más gruesos.

Los cambios en las frecuencias de los grados granulométricos a lo largo de la línea de costa, todos de muy escasa magnitud, han puesto de manifiesto —sin embargo— la presencia de una serie de puntos o sectores que pueden considerarse claves en la distribución de tamaños de los sedimentos. El análisis detallado del número de columnas de los histogramas, de la posición y frecuencia de las modas y la ubicación de las admixturas proximales de mayor contenido porcentual ha mostrado que para las arenas de médano hay cambios marcados en caracteres en la zona entre CELPA y Mar Azul y —quizás en menor proporción— en la vecindad del Faro de Punta Médanos. En las arenas de playa distal también las zonas mencionadas para las eólicas aparecen como puntos de variación de tendencias, pero además se puede agregar el sector entre A° Lobería y Punta Mogotes. Por último, los sedimentos de la playa frontal muestran mucha variabilidad a lo largo de la porción costera estudiada, empero el sector Villa Gesell-Cariló y, en alguna medida, el de la zona de influencia del Mojón 42 parecen representar puntos de cambios en las tendencias generales.

Frecuencias acumulativas

En lo que atañe a las relaciones entre las arenas de los tres subambientes, la distribución acumulativa también aporta datos de interés. El análisis detallado del cuadro 2 permite definir —a pesar de su similitud global— algunas diferencias entre las muestras de las tres localidades de sedimentación.

Primeramente debemos destacar que si bien en todos los casos predominan las arenas con tres poblaciones de transporte-depositación, en los médanos estos ejemplos son mucho más frecuentes, mientras que en la playa frontal no lo son tanto; a la vez es de destacar la gran abundancia de arenas eólicas con tres poblaciones conformadas por un solo segmento cada una; es llamativa también la ausencia total en estas arenas de ejemplos con una población, de dos poblaciones (saltación-suspensión) y de casos complejos. Por su parte, en los se-

dimentos de playa frontal se hacen importantes las arenas con dos poblaciones (tracción-saltación y saltación-suspensión), y se dan casos complejos así como de una población. En apariencia, las arenas de playa distal poseen caracteres intermedios entre las eólicas y las de playa frontal (cf. cuadro 2). Cabe destacar que los sedimentos eólicos poseen siempre el segmento de tracción junto al de saltación y es comparativamente alta la frecuencia de casos en los que aparece el segmento de suspensión; por el contrario, en los de playa frontal se reducen los casos en los que se encuentran las poblaciones de tracción y saltación (cuadro 2).

En cuanto a la magnitud granulométrica de los truncamientos entre los segmentos que constituyen la frecuencia acumulativa, puede notarse que desde el médano a la playa frontal —pasando por la distal (de caracteres intermedios)— se nota en forma invariable (cuadro 2) progresivo engrosamiento de los valores del tamaño de grano; los desvíos típicos correspondientes a estos truncamientos muestran una mucho mayor estabilidad o paridad de las cifras individuales en los médanos, en tanto que la máxima heterogeneidad entre los datos se registra en las arenas de la playa frontal (cuadro 2).

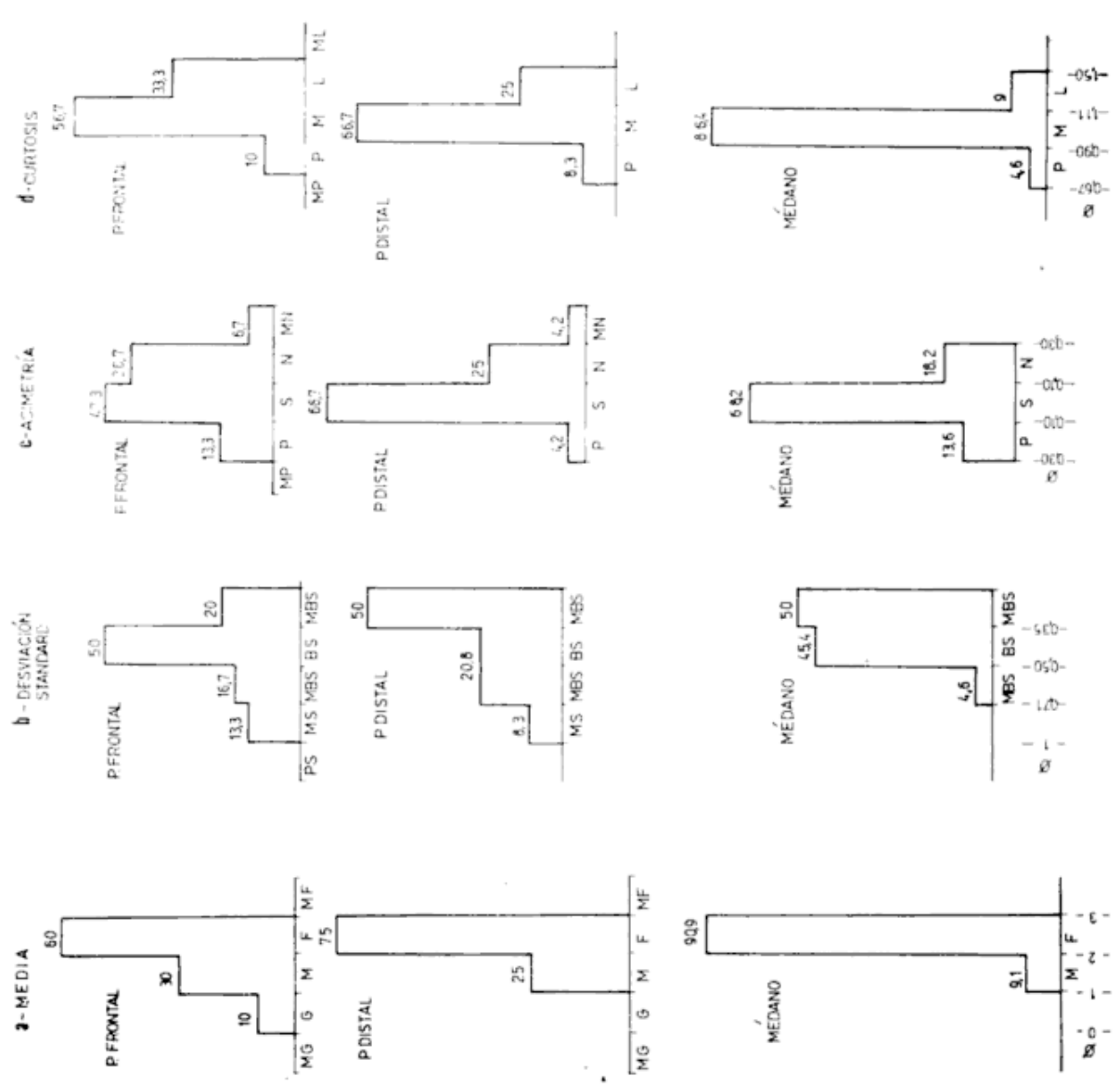
Es necesario agregar, por último, que con la observación de el cuadro 2 podrían detectarse otras diferencias entre las arenas de los diversos subambientes; sin embargo, es nuestra opinión que las más significativas son la que acabamos de mencionar.

Coefficientes estadísticos

Pasaremos ahora a la comparación de las arenas de los subambientes estudiados en base a los valores de los coeficientes estadísticos resultantes de la distribución granulométrica.

En primer lugar, la figura 3a y el cuadro 3 nos permiten detectar sutiles diferencias en la *media* de las arenas de los tres sitios de sedimentación. Las de playa frontal se caracterizan por poseer el valor menor (más grueso) de la media promedio y el más elevado grado de desviación típica del parámetro lo que significa que los datos individuales son los más dispares en relación con los otros subambientes; por su parte, en el médano es donde se da la granulometría más fina y el menor grado de desviación (cf. cuadro 3). Las arenas de la

DISTRIBUCIÓN DE LOS COEFICIENTES ESTADÍSTICOS SEGÚN LOS SUBAMBIENTES ESTUDIADOS



REFERENCIAS

- a MG : MUY GRUESA
G : GRUESA
M : MEDIANA
F : FINA
MF : MUY FINA
- b PS : POBREMENTE SELECCIONADA
MS : MODERADAMENTE SELECCIONADA
MBS : MODERADAMENTE BIEN SELECCIONADA
BS : BIEN SELECCIONADA
MBS : MUY BIEN SELECCIONADA
- c MP : MUY POSITIVA
P : POSITIVA
S : SIMÉTRICA
N : NEGATIVA
MN : MUY NEGATIVA
- d MP : MUY PLATICÚRTICA
M : MESOCÚRTICA
L : LEPTOCÚRTICA
ML : MUY LEPTOCÚRTICA
P : PLATICÚRTICA

fig. 3

playa frontal, asimismo, son las únicas que poseen medias en la clase arena gruesa (10 %) y las que con más frecuencia tienen el coeficiente en el intervalo arena mediana (30 % en relación con las de playa distal que tienen el 25 % y de duna costera que poseen sólo el 9,1 % de los ejemplares en esa clase); correlativamente, en los sedimentos eólicos es donde se dan con máxima asiduidad las medias en arena fina (91 %), ya que en la playa distal se registra en el 75 % de los casos y en la frontal sólo en el 60 % (figura 3). En lo que atañe a granulometría, hemos confirmado entonces las deducciones de Teruggi (1959) en el sentido de detectar un paulatino decrecimiento en el tamaño desde las arenas en contacto con el agua a las arenas eólicas.

Cabe destacar también que en las tendencias areales se notan algunas coincidencias, como ser el decrecimiento general de granulometría hacia el norte; las muestras de playa distal y de playa frontal parecen exhibir un mayor paralelismo en su comportamiento, ya que son manifiestas las coincidencias en los máximos de tamaño en la zona de Mar del Plata y en la estación Villa Gesell (figura 2).

Una mejor valoración de las relaciones entre las medias de estos tres subambientes puede efectuarse al analizar los perfiles de cada una de las playas; en la mayoría se nota alta similitud en los valores del coeficiente en los médanos, playa distal y playa frontal de un mismo sitio de muestreo, pero este comportamiento es más manifiesto en las estaciones del sector norte (Cariló-Punta Rasa); se hace necesario agregar, además, que se advierte ligera tendencia al adelgazamiento del grano en las arenas eólicas, en relación con los valores de la media en las de playa distal y frontal del mismo perfil. El análisis del *percentil 1* (C_{\varnothing}) revela, en coincidencia con la media, que los sedimentos más gruesos son los de la playa frontal mientras que los más finos corresponden a los médanos (cuadro 3). Este parámetro también detecta las similitudes entre los tres subambientes en cuanto al comportamiento areal, ya que tanto en médano y playa distal como en playa frontal se han registrado decrecimientos granulométricos de C de sur a norte. El cálculo de los desvíos típicos de C para los tres sitios de sedimentación (cuadro 3) ha mostrado que las cifras más parejas respecto al promedio se dan en el me-

dano, mientras que las más dispares ocurren en la playa frontal. Las de playa distal —por ende— tienen carácter intermedio.

La figura 3b y el cuadro 3 nos permiten notar las relaciones entre la *desviación standard* de las arenas de los distintos subambientes. Los promedios generales revelan, en coincidencia con los resultados de Mason y Folk (1958), que las arenas de médano son las más seleccionadas, en tanto que las de playa frontal son las de mayor valor del parámetro. A la vez, con el análisis de las figuras 2c y 3b y el cuadro 3 se nota que en el médano se dan las cifras más parejas de *desviación standard* (menor *desviación típica*) y que entre los tres subambientes se advierten diferencias bastante significativas. En efecto, con la clasificación de los valores individuales según la escala de Folk (1966), se observa claramente que en el médano y playa distal predominan los tipos muy bien seleccionados, en tanto que en la playa frontal lo hacen los bien seleccionados; a la vez, en el médano los sedimentos bien seleccionados son más abundantes que en la playa distal (figura 3b). Asimismo, es de consignar que en las arenas eólicas no hay casos de moderada selección, en tanto que en la playa frontal esta variedad se da con más frecuencia que en la playa distal. Todo este análisis confirma la mejor selección de las arenas de médano y el carácter transicional (híbrido?) de las que constituyen la playa distal.

En los perfiles de playa ha podido notarse bastante desvinculación en los valores de *desviación standard* entre las arenas de los tres subambientes correspondientes a los perfiles del sector sur. En los del norte, en cambio, las muestras de playas distales se asemejan a veces a los médanos y otras a las de playas frontales.

El comportamiento de este parámetro paralelamente a la línea de costa revela que los tres subambientes coinciden —de manera amplia— en mejorar su selección del sur hacia el norte, ya que los mínimos de *desviación standard* se registran con gran preferencia en la región del Cabo San Antonio.

Cabe agregar que —aunque con mucha sensibilidad— el cálculo de la *variancia* ha brindado resultados similares a la *desviación standard*, por lo que no ahondaremos en detalles sobre sus tendencias. Sólo mencionaremos que el desvío típico de la *variancia* es un parámetro significativo a nivel de diferenciación entre las arenas de

playa y las de médano: en tanto las primeras muestran cifras algo elevadas, en las segundas se aprecia que los promedios obtenidos surgen de la confrontación de datos individuales poco dispersos (cuadro 3).

En lo que respecta a la *asimetría*, debemos mencionar que en los promedios se advierte que en todos los subambientes predominan las distribuciones simétricas con tendencia a la negatividad, pero ésta es más manifiesta en los sedimentos de playa respecto a los eólicos (cf. cuadro 3); además, el desvío típico de la asimetría muestra la mayor paridad en las cifras individuales de los médanos en relación con las muestras de playa. También hay que destacar que, si bien en forma paralela a la línea de costa los tres subambientes coinciden en no mostrar cambios o tendencias de la asimetría, tampoco se advierten relaciones entre las arenas al analizar la asimetría en los perfiles transversales a la costa.

Para probar la sensibilidad de la asimetría en la discriminación de subambientes litorales hemos elaborado la figura 3c, basándonos en la clasificación de los valores de este coeficiente ideada por Folk y Ward (1957). De ella se deduce que en los tres sitios de sedimentación predominan las distribuciones simétricas seguidas por las de tipo negativo (con colas de material grueso); con todo, cabe indicar que estas últimas distribuciones son más frecuentes en las arenas de playa frontal; asimismo, las muy negativas se dan —y en escasa proporción— en las muestras de playa distal y frontal,

mientras que no se han registrado en los médanos.

La *curtosis*, por su parte, ha resultado el coeficiente estadístico menos sensible en detectar diferencias entre las arenas estudiadas. De la observación de la figura 3d puede deducirse que en todos los casos predominan las arenas mesocúrticas, aunque en el de los médanos la frecuencia es algo más elevada. Además, es de destacar que la proporción de arenas platicúrticas es muy semejante en los tres subambientes, en tanto que las leptocúrticas se dan más comúnmente en playas frontales. La *curtosis*, a pesar de su homogeneidad general, tiende a revelar que las arenas de playa distal tienen carácter intermedio entre los extremos representados por las de médano y playa frontal. Asimismo los sedimentos de playa frontal son las que presentan las cifras más dispares de *curtosis*, mientras que en el médano los datos se mantienen muy estables en el rango de la mesocurtosis, salvo tres casos (dos de leptocurtosis y uno de platycurtosis). El cálculo del desvío típico de la *curtosis* (cuadro 3) ha resultado entonces sí discriminante, ya que sus cifras son elevadas en la playa frontal, intermedias en la playa distal y bajas en los médanos.

Por otra parte debemos destacar que la estrecha similitud en el comportamiento de la *curtosis* en los subambientes también se manifiesta por la ausencia de tendencias a cambios en sentido paralelo a la línea de costa. Sin embargo, esta invariabilidad no parece estar regida por el mismo patrón, ya que en los perfiles de playa el coeficiente muestra comportamiento errático al pasar de uno a otro rasgo costero.

Nota: Cuadro 1, primera columna, donde dice FREC 5 % debe decir FREC > 5 %; cuadro 3, primera columna, donde dice c debe decir Porcentil 1.

Lista de trabajos citados en el texto

- Allen, J. R. L., 1970. *Physical processes of sedimentation*. Am. Elsevier, Earth Sci., Ser. 1, N. York.
- Ameghino, F., 1908. *Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chacabuco*. An. Museo. Nac. Bs. As., 3. X: 343-428. Buenos Aires.
- Cortezzi, C., U. Colado, F. Mouzo, J. Robbiano, E. Schnack, M. Gómez Peral y J. Portaneri, 1973. *Variaciones morfológicas y sedimentológicas en el litoral atlántico de la provincia de Buenos Aires*. Comun. Actas V Congr. Geol. Arg., I: 341-344. Buenos Aires.
- Chappell, J., 1967. *Recognizing fossil strand-line: from grain size analyses*. Jour. Sed. Petrol., 37 (1): 157-165.
- Fidalgo, F., F. De Francesco, R. Pascual, 1975. *Geología superficial de la llanura bonaerense*. Relatorio Geol. Prov. Bs. As. VI Congr. Geol. Arg.: 103-138. Buenos Aires.
- Folk, R. L. 1962. *Of skewness and kurtosis*. Jour. Sed. Petrol., 32(1): 145-148.
- Folk, R. L. y W. C. Ward, 1957. *Brazos river bar: a study in the significance of grain size grain size parameters*. Jour. Sed. Petrol. 27(1): 3-26.
- Frenguelli, J., 1928. *Observaciones geológicas en la región costera sur de la provincia de Buenos Aires*. Univ. Nac. Litoral, Fac. Cienc. Educac., Anal. II: 1-145.

- 1955. *Loess y limos pampeanos*. Fac. Cienc. Nat. y Museo Univ. La Plata, Ser. Técnica y Didáctica, Nº 7.
- González Bonorino, F., 1965. *Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX (1): 67-148. Buenos Aires.
- Griffiths, J. C., 1967. *Scientific method in analysis of sediments*. Mc Graw Hill Book Co., N. York.
- Hails, J. R., 1967. *Significance of statistical parameters for distinguishing sedimentary environments in New South Wales, Australia*. Jour. Sed. Petrol. 37(4): 1059-1060.
- Hails, J. R. y J. H. Hoyt, 1969. *The significance and limitations of statistical parameters for distinguishing ancient and modern sedimentary environments in the Lower Georgia Coastal Plain*. Jour. Sed. Petrol., 39(2): 559-580.
- Ingram, R. L., 1971. *Sieve analysis*. In Carver, R. E. (edit.) *Procedures in sedimentary petrology*: 49-68. Wiley Intersci., N. York.
- Klovan, J. E., 1966. *The use of factor analysis in determining depositional environment from grain size distributions*. Jour. Sed. Petrol., 36(1): 115-125.
- Kraglievich, J. L., 1952. *El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires*. Rev. Museo Mar del Plata, I: 8-37.
- Martins, L. R., 1965. *Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation*. Jour. Sed. Petrol., 35: 768-770.
- Mason, C. C. y R. L. Folk, 1958. *Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas*. Jour. Sed. Petrol., 28(2): 211-226.
- Mazzoni, M. M., 1973. *El uso de medidas estadísticas texturales en el estudio ambiental de arenas*. Museo de La Plata, Tesis 311 inédita, La Plata.
- Moss, A. J., 1962. *The physical nature of common sandy and pebbly deposits*. Part I. Am. Jour. Sci., 260: 337-373.
- 1963. *The physical nature of common sandy and pebbly deposits*, Part II. Am. Jour. Sci., 261: 297-343.
- Passega, R., 1957. *Texture as characteristic of clastic deposition*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 41: 1952-1984.
- Sahu, B., 1964. *Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments*. Jour. Sed. Petrol., 34(1): 73-83.
- Spalletti, L. A., 1972. *Sedimentología de los cenoglomerados de Volcán, provincia de Jujuy*. Rev. Museo La Plata, nva. ser. sec. geol. 66 VIII: 137-225. La Plata.
- Spalletti, L. A. y R. O. Gutiérrez, 1976. *Estudio granulométrico de sedimentos glaciales, fluviales y lacustres de la región del monte San Lorenzo, provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI(2): 95-117. Buenos Aires.
- Spencer, D. W., 1963. *The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments*. Jour. Sed. Petrol., 33: 180-190.
- Teruggi, M. E., 1949. *Contribución a la psamografía argentina. Las arenas de la zona de Mar de Ajó*. Notas Museo La Plata XIV, Col. 61: 409-441. La Plata.
- 1959. *Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Cabo San Antonio y Bahía Blanca*. LEMIT, II(77): 1-37.
- Teruggi, M. E., M. C. Etchichury y J. R. Remiro, 1957. *Estudio sedimentológico de las barrancas de la zona de Mar del Plata-Miramar*. Mus. Arg. Cienc. Nat. B. Rivadavia, Rev. IV(2) (geol.): 167-250. Buenos Aires.
- Teruggi, M. E., R. R. Andreis, M. M. Mazzoni, L. H. Dalla Salda y L. A. Spalletti, 1974. *Nuevos criterios para la estratigrafía del Cuaternario de las barrancas de Mar del Plata-Miramar*. LEMIT, Anal., II, 268: 133-147.
- Teruggi, M. E. y J. O. Kilmurray, 1975. *Tandilia*. Relatorio Geol. Prov. Bs. As., VI Congr. Arg.: 55-78.
- Visher, G. S., 1969. *Grain size distributions and depositional processes*. Jour. Sed. Petrol., 39(3): 1074-1106.

Recibido: abril 3, 1978.

LUIS A. SPALLETTI y MARIO M. MAZZONI
 Fac. de Ciencias Nat. y Museo
 Paseo del Bosque
 1900 La Plata.

PRESENCIA DE DUNAS DE ARCILLA FOSILES EN LA PAMPA DEPRIMIDA

NAURIS VITAUTS DANGAVS

Resumen

En el sector oriental de la Pampa Deprimida, se detectó la presencia de dunas de arcilla fósiles, asignables al fin del Holoceno. Las mismas constituyen montículos que bordean las costas de lagunas, bañados y bajos, formando lomadas con pendiente mayor del barlovento y menor y más alargada del sotavento. En planta toman la configuración de la costa donde se desarrollan. La forma más frecuente es la del montículo en forma de media luna, que se han denominado en castellano lúnulas y cuyos extremos apuntan la dirección contraria del viento que las originó. Textualmente estos sedimentos dispersados se componen de limos arcillosos, con 30 a 40 % de tamaño arcilla. En las muestras sin dispersar la mayoría del sedimento se compone de pellets de tamaño arena.

Estas dunas se asocian a antiguas cubetas de deflación, que actualmente funcionan como ambientes acuáticos. La mencionada deflación excavó los sedimentos acumulados por la ingresión Platense. La composición textural y mineralógica de las dunas es afín a la de los sedimentos de la secuencia infrayacente, notándose empero una degradación de los minerales de arcilla por agentes meteoricos. También se hallaron en estos depósitos algunos restos de organismos, sobre todo valvas de ostrácodos y cónchulas de foraminíferos.

En el sector sudoriental de la Pampa Deprimida, entre los 36° 55' y 37° de latitud S y los 56° 52' y 57° de longitud O (fig. 1), se detectó la presencia de singulares depósitos dunosos fósiles, cuya edad máxima se podría asignar al fin del Holoceno y que por sus características texturales son conocidas en la literatura geológica como "dunas de arcilla" (*clay dunes*).

Estos sedimentos representan el raro caso de acumulaciones eólicas con alto contenido en limo y arcilla, que forman un grupo especial distinto de las clásicas dunas de arena, e incluso de las acumulaciones eólicas de carácter loésico, en su morfología, estructura y en parte en su mineralogía, cuyo desarrollo ha requerido una especial combinación de clima, régimen hidrológico,

Abstract

In the south eastern part of the Depressed Pampa, surrounding "lagunas" and marshes, fossil clay dunes were deposited at the end of Holocene. They constitute mounds resembling ridges, with a steeper slope windward. In plan the dune form depends of the shape of controlling waterbody. The commonest form is the lunette, whose ends points the opposite direction of wind. Traverse ridge form are also frequent.

Dispersed dune sediments are composed of clayey silts, with 30 to 40 % of clay fraction. In undispersed samples, the majority of the sediment is made up of sand size pellets.

These clay dunes are related to ancient wind-excavated basins, which at present constitute fresh water bodies. The aeolian materials derive from denudation of the sediments of the Platense ingression. Organic remains, such as ostracod shells and foraminifera tests are found in the clay dunes.

The textural and mineral composition of the dunes is similar to that of the underlying sequence, but clay minerals are degraded by meteoric agents.

salinidad, topografía y condiciones sedimentarias.

Estos depósitos fueron reconocidos en la región al este y noreste de General Madariaga, provincia de Buenos Aires, en el transcurso de las tareas de campaña de la tesis doctoral del autor y asignadas en dicho trabajo a los sedimentos de la Formación Resguardo Pesquero (Dangavs, 1977). Su investigación está encaminada y, dado su interés sedimentológico-geomorfológico, se ha creído conveniente dar a conocer este hallazgo.

Las dunas de arcilla, fueron descubiertas en Australia por Mitchell (1838), pero recién 71 años más tarde se realizó la primera descripción sobre la génesis de estos depósitos (Coffey, 1909). Su presencia, aunque

rara, es conocida en los cinco continentes, habiéndose las estudiado principalmente en Australia del Sur, Golfo de México (Texas y nordeste de México) y en el norte y oeste del África (Argelia, Senegal y Mauritania). Esta sería la primera cita sobre este tipo de acumulaciones para América del Sur.

En América del Norte, las dunas de arcilla son actuales, pero las de Australia en su mayoría son fósiles, lo mismo que las halladas en la Pampa Deprimida bonaerense. Los ejemplos de dunas fósiles australianas son del Pleistoceno superior, mientras que a las nuestras se les puede asignar una edad máxima situada en el final del Holoceno, equivalente en tiempo a la depositación del Platense eólico de Frenguelli (1945) y a la Formación La Postrera de Fidalgo *et al.* (1973, a y b).

Las dunas de arcilla varían ampliamente en textura, aunque es suficiente la presencia de un mínimo de 20 % de fracción tamaño arcilla para conferir a éstas los característicos rasgos morfológicos que las diferencian de las clásicas dunas de arena (Bowler, 1973). Por ello se utiliza el término *duna de arcilla* y no el de *dunas con arcilla*, para incluir en un sentido amplio aquellas dunas donde la arcilla forma más del 20 % de su masa. El porcentaje de dicha fracción varía ampliamente en los diversos ejemplos mundiales, desde un máximo de 77 % en los ejemplos de Oso Creek de Texas (Huffman y Price, 1949), hasta casi 20 % en algunos ejemplos australianos (Campbell, 1968).

En la región, estos depósitos se presentan constituyendo montículos que bordean las costas de diversas lagunas, bañados y bajos, formando lomadas de crestas aplanadas, con pendiente mayor del barlovento y menor y más alargada del sotavento (fig. 2). En planta se disponen en forma transversal al viento dominante, tomando la configuración de la costa donde se desarrolla.

La forma más frecuente observable en la región de General Madariaga es la de extensos montículos en forma de media luna (fig. 1). A estas formas, Hills (1940) en Australia las denominó *lunettes* y el autor las ha llamado en castellano *lúnulas* (*op. cit.*), de acuerdo al término sugerido por el Doctor M. Teruggi.

La característica de estas lúnulas o medias lunas es que sus extremos apuntan en la dirección contraria del viento que las originó (fig. 2). En los casos en que se desarrollan en las márgenes de cuerpos o cursos de agua de forma irregular, tal como

las antiguas canaletas de marea (*tidal inlets*) meandriformes convertidas en la actualidad en bañados, adquieren formas más irregulares, disponiéndose a lo largo del borde de sotavento. Estos ejemplos se observan al este de la laguna Salada Grande, entre esta laguna y La Limpia.

El tamaño de las dunas de arcilla de la zona de General Madariaga varía desde lomaditas muy pequeñas, de apenas 30 cm de altura y una extensión de 30 a 60 m, hasta montículos de casi tres metros de altura y dos o más kilómetros de longitud. El tamaño del montículo de yeso de la laguna Las Barrancas (Chascomús), descrito por Teruggi *et al.* (1974), es el ejemplo más notable de duna de arcilla hallado hasta el presente en la Pampa Deprimida, con 14 metros de altura y 5 kilómetros de extensión. Normalmente la mayoría de los montículos citados en la bibliografía tienen entre 5 y 15 metros de altura, siendo el caso extremo el mencionado por Bowler (1971) de una duna de arcilla yesífera de Nueva Gales del Sur de más de 30 metros de altura y 18 kilómetros de longitud.

Texturalmente los montículos de la región estudiada se componen de limos arcillosos, en el sentido de González Bonorino y Teruggi (1961). El porcentaje de la fracción arcilla, hallado hasta el presente en éstos, oscila entre 30 y 40 %. El tamaño limo es dominante, alcanzando entre 57 y 64 %, correspondiendo la fracción modal al limo mediano (5-6 ϕ). El porcentaje de arena es siempre muy escaso, no sobrepasando el 8 %. Estos datos corresponden a muestras dispersadas, pero si se considera a los sedimentos sin dispersar y se observan bajo la lupa binocular, se verá una mayoría de grumos o glomérulos compuestos por una matriz de arcilita, incluyendo elastitos mayores. Estos grumos de pelitas son denominados corrientemente pelletes. Incluso después de una intensa dispersión de la muestra, estos pelletes aparecen en forma abundante en los distintos tamices de la fracción arena. Estos grumos no se disuelven en HCL, pero se rompen al ser apretados por una aguja histológica. La forma de los mismos es subsférica. Es decir que se está en presencia de un hecho singular, donde las partículas individuales de arcilla y/o limo no se comportan como tales, sino que actúan como clastos de arcilla de tamaño arena, lo cual implica un proceso de aglomeración, ejercida por la acción de la sal y donde la unidad mecánica será la arena, que será



Fig. 1. — Croquis de ubicación de las dunas de arcilla de la región de General Madariaga, Provincia de Buenos Aires.

transportada por el viento y acumulada como duna.

Estos sedimentos son bastante sueltos y con estructura migajosa, lo que les confiere buena porosidad, hecho que determina el asentamiento sobre los mismos de la comunidad vegetal del "talar". Es evidente que la sal presente en la formación de la duna ha migrado hacia abajo y que las partículas aglomeradas han ido perdiendo su estructura primitiva, debido a fenómenos postdeposicionales. (No está claro si la estructura migajosa corresponde a un carácter primario). La incidencia de los fenómenos postdeposicionales se está investigando mediante muestras no dispersadas. La misma es notable, según se desprende de los ejemplos que cita Bowler (*op. cit.*). Así en las dunas de arcilla del lago Albacutya (Victoria, Australia), a 60 cm de profundidad en la duna, el sedimento se compone granulométricamente de 66,7 % de pelletes tamaño arena, 17,3 % de limo y 26 % de arcilla, mientras que a dos metros de profundidad, los sedimentos poseen la siguiente

composición textural: 33 %, 7 % y 60 % respectivamente.

El origen y la distribución de estos rasgos geomórficos se relaciona estrechamente con sus inmediatas fuentes, es decir que estas acumulaciones son producidas por la erosión y depositación de los materiales de la zona inmediata, relacionándose su génesis con ambientes acuáticos de fuerte salinidad, muy poco profundos y de desecación periódica, tales como llanos de marea fangosos (*mud flats*), expuestos en bordes de cangrejales, estuarios, albuferas y en lagos o lagunas con fuertes oscilaciones del espejo de agua, donde la salinidad jugó el papel preponderante, combinada con sedimentos mayormente pelíticos. También se asocian con depresiones salinas del tipo "playa" de los norteamericanos (Reeves, 1968).

Los diversos ambientes acuáticos actuales de la región, que poseen estas acumulaciones eólicas en sus costas, representan a las antiguas cubetas de deflación del tiempo Post-Platense, transformadas actualmente bajo un clima más húmedo en lagunas,

bañados y bajos pantanosos. Dichas cubetas de deflación, a su vez se asocian con antiguos llanos y canaletas de marea, originados por la ingresión Platense, que en la región dio lugar a los depósitos arcillosos de la Formación Las Chilcas (Dangavs, *op. cit.*), que erróneamente han sido atribuidos al Querandinense. Los sedimentos salinos dejados por la ingresión Platense fueron afectados por la deflación Pos-Platense, con la consiguiente acumulación de los depósitos aquí mencionados.

Estas singulares dunas se encuentran principalmente en regiones de clima cálido y seco, aunque también se las halla en semi-húmedos, pero siempre en presencia de un ambiente generatriz propicio. La particularidad climática de estas regiones marca el predominio de la evaporación sobre las precipitaciones, o por lo menos una intensa evaporación durante el período estival, con fuerte fluctuación de los niveles de agua, tanto superficiales como subterráneos, con desecación periódica, combinada siempre con alta salinidad, eflorescencias salinas y una pendiente topográfica que permita el estancamiento temporario de las aguas.

La formación de las dunas, también está condicionada a la acción de fuertes y constantes vientos estacionales, que en la región corresponden a los cuadrantes norte, este y sur, los cuales han ejercido su acción sobre estas cubetas arcillosas. Bajo estas circunstancias los fondos playos de las cubetas y cauces fueron desecados y sus materiales desmigajados, quedando una capa friable de pelletes y granos de evaporitas. La sal, en este proceso actúa de cemento. Finalmente estos grumos arcillosos constituidos en par-

tículas de tamaño arena serán transportados, según Bowler (*op. cit.*) al borde de la cubeta por acción eólica mediante saltación, donde se acumularán. La duna irá creciendo lentamente progradando hacia sus fuentes; es decir que a medida que crece, ésta retrocede. Este fenómeno ha sido descrito por Boulaire (1956) y Tricart (1954). Este último autor, en el delta del Senegal, señala que el llano de marea es cubierto periódicamente por agua salada, que al evaporarse determina la cristalización de las sales. Dicha cristalización disminuye la cohesión del material, actuando como un microlabrado, que desmigaja la superficie, facilitando así la deflación. Los grumos formados son transportados a la costa y acumulados en las saliencias y diversos obstáculos.

La deflación de sedimentos pelíticos no salinos, tales como los que conforman los depósitos loésicos, aparentemente no tienen nada que ver con los depósitos de dunas de arcillas, ya que la arcilla no salina no tiene procesos de formación de pelletes, condición *sine qua non* para la formación de las dunas de arcilla. Asimismo estas partículas de polvo son típicamente distribuidas por el viento como para depositarse en cantidades apreciables cerca de sus fuentes de origen, para dar lugar a depósitos de carácter dunoso.

La composición textural y mineralógica de las dunas refleja la composición de las antiguas cubetas generadoras. Así ocurre que en la composición textural de estas acumulaciones se hallan arcillas y limos afines a los de la secuencia infrayacente (Formación Las Chilcas), notándose una degradación de los minerales de arcilla presentes en las dunas, producida por agentes meteó-

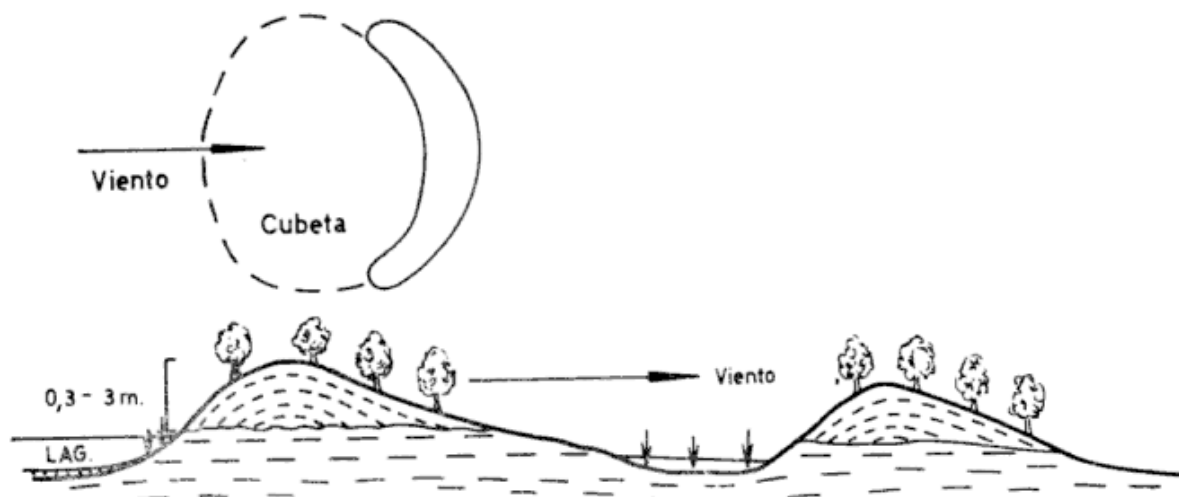


Fig. 2. — Vista en planta y perfil de dunas de arcilla.

ricos (Dangavs, *op. cit.*, pág. 108). La mineralogía de la fracción arena señala la presencia de yeso, fragmentos líticos de pastas volcánicas muy alteradas y cuarzo astilloso: afín al encontrado en los sedimentos de la Formación Las Chilcas. En general se puede decir que la fracción arena + limo, mineralógicamente es de filiación volcánico-piroclástica, reiterativa de la típica mineralogía pampeana.

Estos depósitos de dunas de arcilla, normalmente son estériles; sin embargo se han hallado algunos restos en los montículos

próximos a la laguna La Colorada, consistentes en valvas de *Ostracoda*, rellenas por arcilla y gametangios de *Chara* sp; estas dunitas provienen de la excavación de antiguas cubetas lagunares. En los montículos de la costa sur de la laguna Salada Grande, se encontraron algunos restos de organismos, tales como conchillas de gasterópodos acuáticos, valvas de ostrácodos y algunos restos de foraminíferos del género *Elphidium*. Todos estos organismos vivieron en el cangrejal de la ingresión Platense, cuyos sedimentos fueron afectados por la posterior deflación.

Lista de trabajos citados en el texto

- Boulaïne, J., 1956. *Les lunettes des basses plaines oranaises; formation éolienne argileuse lies a l'extension des sols salins; La Sebkhia de Ben Ziane; la dépression de Chantrit*. Proc. Conf. Int. Assoc. Quaternary Res., 4^a, 1: 143-150.
- Bowler, J., 1971. *Pleistocene salinities and climatic change: evidence from lakes and lunettes in southeastern Australia*. En Mulvaney, D. y J. Golson *Aboriginal Man and Environment in Australia*. Aust. Nac. Univ. Press. Canberra, A.C.T.: 47-65.
- Bowler, J., 1973. *Clay Dunes: Their occurrence, formation and environmental significance*. Earth-Sci. Rev., 9: 315-338.
- Campbell, E., 1968. *Lunettes in southern South Australia*. Trans. Roy. Soc. South Aust., 92: 85-109.
- Coffey, G., 1909. *Clay dunes*. Jour. Geol., 17: 754-755.
- Dangavs, N., 1977. *Geología y Sedimentología del Complejo lagunar "Salada Grande". Partidos de General Madariaga y General Lavalle. Provincia de Buenos Aires*. Tesis Museo de La Plata nº 354. Univ. Nac. La Plata.
- Fidalgo, F., U. R. Colado y F. O. de Francesco, 1973 a. *Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Prov. de Buenos Aires)*. Act. V Congr. Geol. Arg., 3: 227-240.
- 1973 b. *Geología superficial en las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Prov. de Buenos Aires)*. Ibidem, 4: 27-39.
- Frenguelli, J., 1945. *El Piso Platense*. Rev. Mus. La Plata (N.S.), Geol. 2: 287-311.
- González Bonorino, F. y M. Teruggi, 1961. *Léxico Sedimentológico*. Fac. Cienc. Exac. y Nat. C.E.C.N., Ser. Geol. 2, 164 p. U.B.A.
- Hills, E., 1940. *The lunette; a new land form of aeolian origin*. Aust. Geographer, 3: 15-21.
- Huffman, G. y W. A. Price, 1949. *Clay dune formation near Corpus Christi, Texas*. Jour. Petr., 19: 118-127.
- Mitchell, T., 1838. *Three expeditions into the interior of eastern Australia, with descriptions of the recently explored region of Australia Felix and the present colony of New South Wales*. T. & W. Boone, Londres, 2 vols.
- Reeves, C., 1968. *Introduction to Paleolimnology*. Developments in Sedimentology 11, 228 p. Elsevier.
- Teruggi, M., L. Dalla Salda y N. Dangavs, 1974. *La presencia de yeso en la laguna Las Barrancas, Prov. de Buenos Aires*. L.E.M.I.T. Ser. II, 267: 123-131.
- Tricart, J., 1954. *Influence des sols salés sur la déflation éolienne en Basse-Mauritanie et dans le Delta du Senegal*. Rev. Geomorph. Dynam. 5 124- 132.

Recibido: abril 4, 1978.

NAURIS V. DANGAUS
Fac. de Ciencias Nat. y Museo
Paseo del Bosque
1900 La Plata.

EDADES MAGNETICAS Y RADIMETRICAS DE ALGUNAS MAGMATITAS CENOZOICAS DE LAS PROVINCIAS DEL NEUQUEN Y MENDOZA

D. A. VALENCIO, E. LINARES, J. E. VILAS y P. E. NABEL

Resumen

Se presentan las edades K/Ar de ocho basaltos cenozoicos aflorantes en la zona extraandina de las provincias del Neuquén y Mendoza. Las mismas son utilizadas para valorar las edades magnéticas asignadas a esos basaltos a partir de las características de su magnetización remanente estable.

Los datos radimétricos y paleomagnéticos coinciden en indicar una edad pliocena tardía para algunas magmatitas clasificadas como Basalto IV (Pleistoceno tardío). Los datos K/Ar indican una edad miocena para la magmatita (Basalto V, Holoceno temprano) del cerro Michacheo (Zapala, provincia del Neuquén); los datos paleomagnéticos también indican una edad mayor para esta magmatita.

1. Introducción

La remanencia magnética puede ser utilizada para valorar la edad de rocas asignadas al Cenozoico superior. Tal aplicación está basada principalmente en la comparación de la polaridad de la remanencia de dichas rocas con la cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre. Ejemplos de tal aplicación a magmatitas de edad terciaria tardía y cuartaria de la región extraandina de las provincias del Neuquén y Mendoza pueden hallarse en Valencio y Creer (1968) y Creer y Valencio (1969). Particularmente estos autores han sugerido una edad Matuyama (mayor que 0,7 m.a.) para la remanencia estable de basaltos asignados al Holoceno temprano (Basalto V), al Pleistoceno tardío (Basalto IV) y al Pleistoceno medio (Basalto III), interpretación que fue posteriormente avalada por resultados de estudios radimétricos realizados en algunos de dichos basaltos (Valencio *et al.*, 1969 y 1970).

Con posterioridad Valencio *et al.* (1975) presentaron los resultados de nuevos estudios

Abstract

K-Ar ages for eight cenozoic lava flows exposed in the extraandine zone of the Provinces of Neuquén and Mendoza are given. They are used to evaluate the magnetic ages assigned to those lava flows on basis of the characteristics of their stable magnetic remanences.

Radiometric and palaeomagnetic data agree indicating a Late Pliocene age for some lava flows classified as Basalto IV (Late Pleistocene). K-Ar data indicate a Miocene age for the lava flows (Basalto V, Early Holocene) from the Cerro Michacheo (Zapala, Province of Neuquén); palaeomagnetic data also indicate an older age for this basalt.

paleomagnéticos realizados con muestras provenientes de magmatitas asignadas al Cuartario y al Terciario tardío de la zona extraandina de las provincias del Neuquén y Mendoza. En dicho trabajo, los autores mostraron que la remanencia magnética de lavas clasificadas como Basalto IV es de dirección predominantemente oblicua con respecto a aquella que correspondería a un campo dipolar y axial. Ello los condujo a interpretar que tales lavas fueron extruidas durante un período en el cual el campo magnético terrestre tuvo frecuentes cambios de polaridad y a asignarles una edad magnética Matuyama temprana (pliocena tardía).

En este trabajo se presentan las edades radimétricas obtenidas para algunos de los basaltos utilizados en el último de los estudios citados, se las compara con las edades magnéticas sugeridas para los mismos y se hace una interpretación global considerando estos datos y la edad que les fue asignada en el estudio geológico.

2. Geología, Paleomagnetismo y edades K-Ar

2.1. Geología

El presente estudio incluye lavas aflorantes en la región extraandina de las provincias del Neuquén y Mendoza.

En la primera de estas provincias fueron estudiadas lavas expuestas en Auca Mahuida, Zapala y Junín de los Andes. En Auca Mahuida fueron muestreadas lavas clasificadas como Basalto IV (Pleistoceno tardío) en las inmediaciones de los cerros Chivato, La Manea y Aguada Lastra, y como Basalto II (Plioceno tardío) en Aguada del Rincón (Holmberg, 1964); en el primero y último de estos lugares se muestrearon dos coladas de dichos basaltos, las cuales han sido citadas en orden estratigráfico en el cuadro 1. En la cercanías de la ciudad de Zapala fueron recogidas muestras del cerro Michacheo (Basalto V, Holoceno temprano, Lambert, 1956), y en el camino entre Junín de los Andes y La Rinconada de una colada clasificada como Basalto I-III (Mioceno-Pleistoceno medio, Turner, 1961).

En la provincia de Mendoza fueron recogidas muestras de magmatitas clasificadas como Basalto IV en cerro Negro, cerro Negro-Las Malvinas, cerro San Rafael, río Seco Los Toldos, Puesto Ortiz, 25 de Mayo, cerro Los Chanchos y cerro Chato, y como Basalto III en cerro Chalo y Rodeo (González Díaz, 1968). En el primero de los lugares citados están expuestas por lo menos tres coladas basálticas y dos diques.

2.2. Paleomagnetismo

Detalles del estudio paleomagnético realizado con las muestras recogidas en cerro Negro y cerro Negro-Las Malvinas pueden hallarse en Nabel (1970); los del estudio paleomagnético realizado con el resto de las muestras de la provincia de Mendoza y con las de la provincia del Neuquén en Valencio *et al.* (1975). En el cuadro 1 han sido resumidos los resultados obtenidos en dichos estudios que son de utilidad para el objetivo de este trabajo. La dirección de la magnetización remanente estable ha sido clasificada como de polaridad normal (N) o reversa (R) cuando difiere en menos de 40°

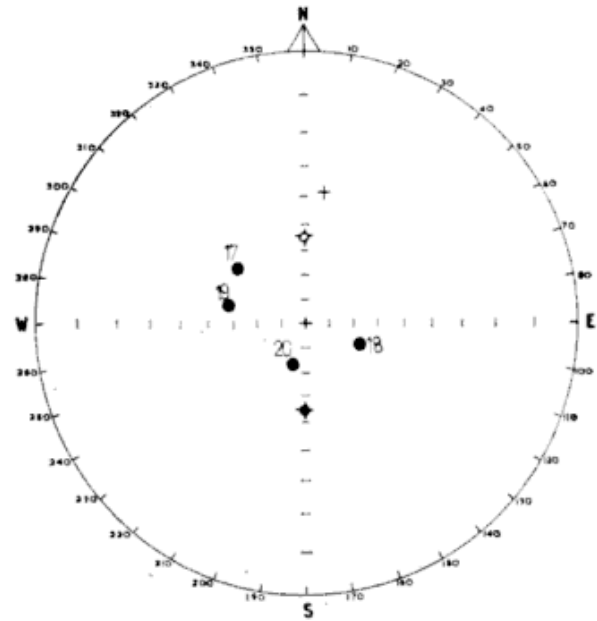


Figura 1a

de la correspondiente al valor promedio de las remanencias de todas las magmatitas de igual edad: normal si es paralela a la del campo magnético terrestre actual en el lugar de muestreo y reversa si es antiparalela.

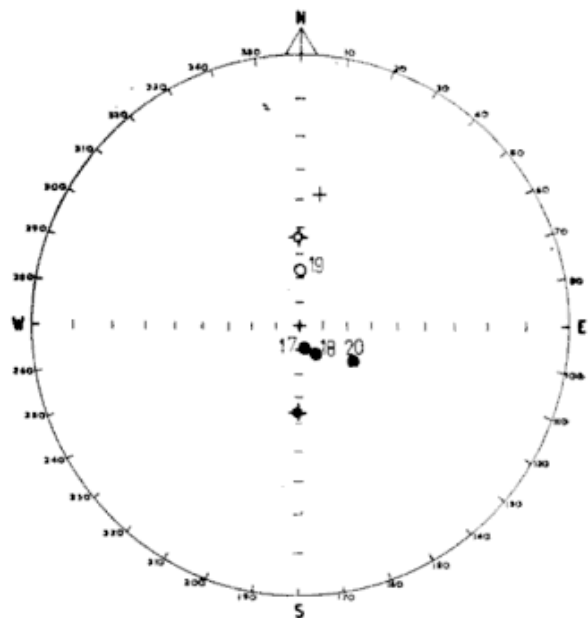


Figura 1b

Fig. 1. — Basalto IV, provincia del Neuquén. Dirección media del magnetismo remanente natural (a) y estable (b) de magmatitas aflorantes en Cerro Chivato (17 y 18), cerro La Manea (19) y Aguada Lastra (20). Símbolo lleno, hemisferio inferior; símbolo blanco, hemisferio superior; +, dirección del campo magnético terrestre en el área de muestreo; ★, dirección dipolar axial.

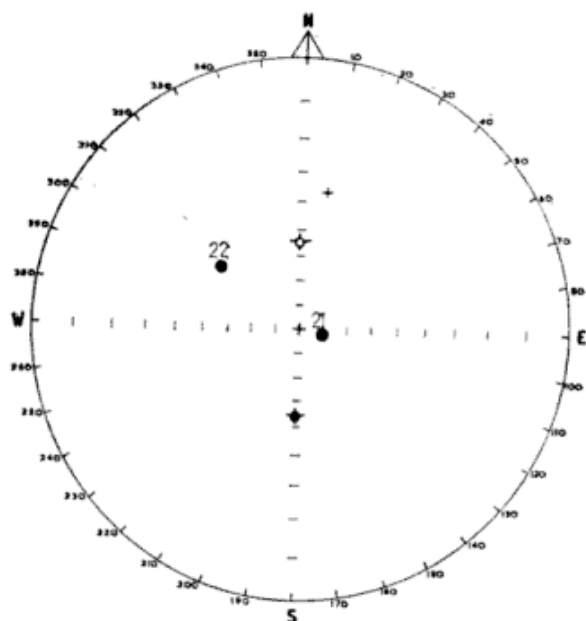


Figura 2a

Cuando la dirección difiere en más de 40° se la clasifica como oblicua (oblicua normal u oblicua reversa, según sea el caso).

Sólo se mencionarán aquí algunas de las características de la remanencia magnética de las muestras que son de interés para la interpretación presentada en el último de

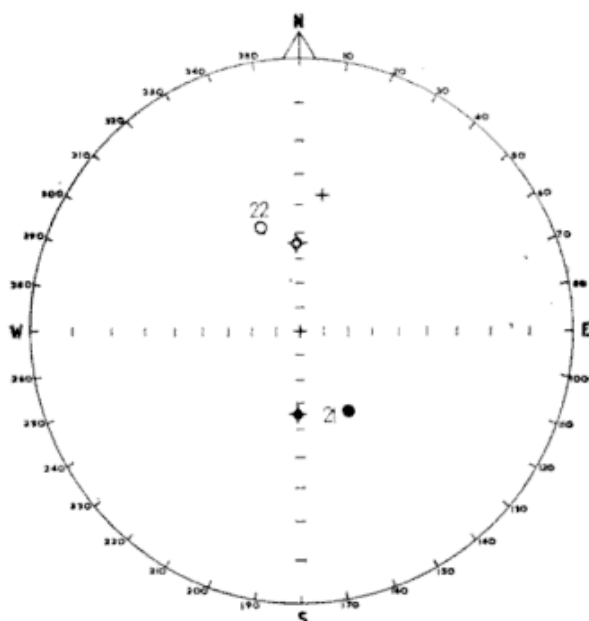


Figura 2b

Fig. 2. — Basalto III, provincia de Mendoza. Dirección media del magnetismo remanente natural (a) y estable (b) de magmatitas expuestas en los cerros Chalo y Rodeo (21) y Lomas Negras-Diamante (22) Refer.: igual que en figura 1.

los ítems. Así, en la figura 1a se han graficado las direcciones medias de la magnetización remanente natural (m.r.n., remanencia anterior a todo ensayo de estabilidad) de las magmatitas (Basalto IV) muestreadas en cerro Chivato (17 y 18), cerro La Manea (19) y Aguada Lastra (20); obsérvese que la magmatita aflorante en cerro La Manea posee una m.r.n. oblicua reversa. Las direcciones de la magnetización remanente estable (m.r.e., remanencia posterior a los ensayos de estabilidad) de esas unidades lávicas están graficadas en la figura 1b; la m.r.e. de la unidad expuesta en el cerro La Manea es de polaridad normal. Ello indica que la magnetización remanente secundaria (m.r.s.) de esta unidad es de polaridad reversa y de tal magnitud que enmascara a su m.r.e. Luego, si esta m.r.s. es de origen viscoso (Valencio, 1978) ello implica que la magmatita estuvo expuesta a la acción de un campo magnético terrestre de polaridad reversa durante un lapso mayor que la duración de la Epoca Normal Brunhes (0,7 m.a., figura 3) y sugiere para la misma una edad mayor que 1,4 m.a.

Asimismo, la figura 2 muestra que la m.r.n. (a) del Basalto III aflorante en Loma Negra-Diamante (22) es de dirección oblicua reversa, mientras que su m.r.e. (b) es de polaridad normal, por lo que, si se admite que su m.r.s. es de origen viscoso, el razonamiento anterior también vale para él.

2.3. Edades K-Ar

Algunas de las magmatitas incluidas en el presente estudio fueron datadas utilizando el método K-Ar, roca total, en el laboratorio del INGEIS. Para tal fin se utilizaron parte de las mismas muestras empleadas en el estudio paleomagnético; la técnica empleada es la descrita por Linares *et al.* (1973). Los resultados obtenidos se presentan en el cuadro 2.

3. Discusión

De las diecinueve magmatitas clasificadas como Basalto IV incluidas en este estudio, once poseen remanencias estables de dirección oblicua, particularidad que parece ser distintiva de esas magmatitas (Valencio *et al.*, 1975). El cuadro 1 muestra que las mismas poseen una remanencia estable pre-

CUADRO 1. — Datos paleomagnéticos de algunos basaltos cenozoicos de las provincias del Neuquén y Mendoza. D e I , declinación e inclinación de la m.r.e.; N , número de muestras; k , parámetro de precisión, α_{95} , semiángulo dentro del cual se halla la dirección de la m.r.e. con el 95 % de probabilidad.

LOCALIDAD	Provincias	Basalto	Magnetización remanente estable					Polaridad
			D (o)	I (o)	N	k	α_{95} (o)	
1 Cerro Michacheo (Zapala)	Neuquén	V	194	41	5	7	30	R
2 Cerro Negro	Mendoza	IV	122	57	8	14	15	O _k
3 Cerro Negro	"	IV	107	66	6	45	10	O _k
4 Cerro Negro	"	IV	81	51	4	28	18	O _k
5 Cerro Negro	"	Dique	98	56	6	25	14	O _k
6 Cerro Negro	"	Dique	118	64	4	73	11	O _k
7 Cerro Negro	"	IV	36	77	6	13	19	O _k
8 Cerro Negro-Las Malvinas	"	IV	93	61	4	11	28	O _k
9 Cerro Negro-Las Malvinas	"	IV	35	-71	3	25	25	N
10 Cerro Negro-Las Malvinas	"	IV	67	-55	3	6	53	O _k
11 Cerro San Rafael	"	IV	32	-73	5	6	16	N
12 Río Seco Los Toldos	"	IV	197	-12	5	6	34	O _k
13 Puesto Ortiz	"	IV	174	33	2	22	55	R
14 25 de Mayo	"	IV	169	52	5	35	13	R
15 Cerro Los Chanchos	"	Dique	344	-52	4	22	20	N
16 Cerro Chato	"	IV	234	59	4	26	18	O _k
17 Cerro Chivato (nivel sup.) Auca Mahuida	Neuquén	IV	162	80	4	3	73	R
18 Cerro Chivato (nivel inf.) Auca Mahuida	"	IV	146	76	4	47	13	R
19 Cerro La Manca, Auca Mahuida	"	IV	3	-67	2	63	32	N
20 Aguada Lastra, Auca Mahuida	"	IV	121	61	4	22	20	O _k
21 Cerros Chalo y Rodeo	"	III	148	52	2	10	87	R
22 Loma Negra-Diamante	Mendoza	III	340	-45	3	16	31	N
23 Junín de Los Andes	Neuquén	I-III	143	50	3	62	16	R
24 Aguada Rincón (nivel sup.) Auca Mahuida	"	II	193	21	4	40	14	R
25 Aguada Rincón (nivel inf.) Auca Mahuida	"	II	198	49	4	89	10	R

CUADRO 2.—Datos analíticos y edad K-Ar de basaltos cenozoicos de las provincias del Neuquén y Mendoza.

LOCALIDAD	Basalto	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{rad.}$ $\times 10^{-10}$ mol/g	$^{40}\text{Ar}_{atm.}$ %	Edad en m.a.
Cerro Michacheo	V	1,07	0,467	82,3	24 ± 5
Cerro Chivato nivel superior)	IV	1,36	0,160	85,9	$6,6 \pm 0,6$
Cerro Chivato (nivel inferior)	IV	2,59	0,131	88,7	$2,8 \pm 0,8$
Cerro La Manca	IV	1,14	0,069	88,7	$3,4 \pm 0,5$
Aguada Lastra	IV	2,06	0,062	91,4	$1,7 \pm 0,7$
Aguada Rincón (nivel superior)	II	0,88	0,028	92,0	$1,8 \pm 0,5$
Aguada Rincón (nivel inferior)	II	0,98	0,084	92,8	$4,8 \pm 2$
Junín de los Andes	I-III	1,41	0,262	47,8	10 ± 1

dominantemente de polaridad reversa. Todo esto condujo a los ya citados autores a sugerir que los Basaltos IV de la región extraandina de las provincias del Neuquén y Mendoza fueron extruidos durante un lapso de frecuentes cambios de polaridad del campo magnético terrestre, posiblemente durante la Epoca Reversa Matuyama (fig. 3). Sin embargo, dichos basaltos han sido asignados al Pleistoceno tardío; los únicos cambios de polaridad del campo magnético terrestre en el Pleistoceno son los asociados a los eventos de breve duración Laschamp y Blake, a la transición entre la Epoca Reversa Matuyama y la Normal Brunhes y al Evento Normal Jaramillo (fig. 3). Esta figura muestra que un período de más frecuentes cambios en la polaridad del campo magnético terrestre ocurrió en el Plioceno durante la Epoca Reversa de Matuyama, cuya polaridad es acorde a la predominante en las magmatitas estudiadas; el mismo incluye los correspondientes a los Eventos Normales Olduvai, Reunión y Neuquén y a la transición entre la Epoca Normal Gauss y la Epoca Reversa Matuyama. Por otra parte el Basalto IV aflorante en el cerro La Manca posee una m.r.n. oblicua reversa y una m.r.e. normal, lo cual sugiere una edad mayor que pleistocena para dicha magmatita (2.2.). Todo ello conduce a interpretar que las magmatitas clasificadas como Basalto IV aquí estudiadas tienen una edad magnética Matuyama temprana. Las edades K-Ar obtenidas para algunas de esas magmatitas (cuadro 2) indican que dicha interpretación es correcta. La única edad radimétrica discordante con la misma es la correspondiente a la colada superior del cerro Chivato, la cual es a su vez incoherente con la edad obtenida para la colada que la subyace.

Cortelezzi y Dirac (1969) han indicado

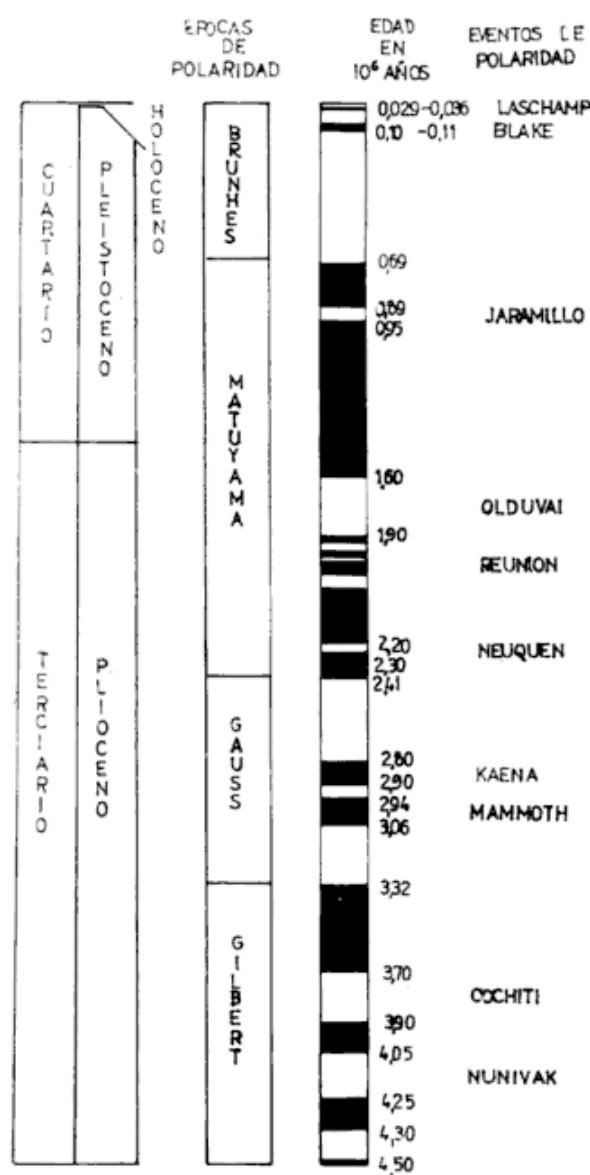


Fig. 3.—Cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre en los últimos 4,5 millones de años Valencio *et al.*, 1975). □, campo magnético normal; ■ campo magnético reverso.

una edad K-Ar de $18,0 \pm 0,8$ m.a. para la magmatita clasificada como Basalto V del cerro Michacheo (Zapala, provincia del Neuquén); esta edad radimétrica es mucho más antigua que la sugerida a partir del estudio geológico (Holoceno temprano) y ha sido tomada con reservas. Todas las muestras recogidas de este cerro tienen m.r.e. de polaridad reversa; el evento de Laschamp es el único lapso aceptado en el cual el campo magnético terrestre tuvo polaridad reversa cerca del Holoceno. Este evento es de muy corta duración y la probabilidad de que el basalto del cerro Michacheo haya sido extruido durante el mismo es baja, por lo cual Valencio *et al.* (1975) sugirieron una edad pre Brunhes para el mismo. La edad K-Ar obtenida para este basalto (cuadro 2) es coherente con esta interpretación y confirma la presentada por Cortelezzi y Dirac. Ello implica que el cerro Michacheo es un relicto de un basalto terciario (Mioceno) en me-

dio de un angosto valle labrado en una meseta basáltica más joven (Basalto II, polaridad reversa, $8,0 \pm 0,2$ m.a.; Valencio y Creer, 1968).

Las edades K-Ar obtenidas para las coladas de Basalto II aflorante en Aguada del Rincón son coherentes con la sugerida en el estudio geológico previo.

El estudio radimétrico indica que el basalto muestreado en el camino que une Junín de los Andes con la Rinconada es de edad miocena tardía.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Universidad de Buenos Aires por la ayuda brindada, la cual hizo posible la preparación del presente trabajo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Cortelezzi, C. R. y M. Dirac, 1969. *Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa*. Actas IVas. Jornadas Geol. Arg., II: 95-99.
- Creer, K. M. y D. A. Valencio, 1969. *Palaeomagnetic and rock magnetic studies on the Cenozoic basalts from western Argentina*. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 19 (2): 113-146, Londres.
- González Díaz, E., 1968. *Relevamiento geológico de la Hoja 27 d, San Rafael, Mendoza*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 132.
- Holmberg, E., 1964. *Descripción geológica de la Hoja 33 d, Auca Mahuida, Neuquén*. Direc. Nac. Geol. y Min., Bol. 94.
- Lambert, L. R., 1956. *Descripción geológica de la Hoja 35 b, Zapala, Neuquén*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 83.
- Linares, E., K. Kawashita y L. Kleiner, 1973. *Constantes de calibración y factores de corrección para la aplicación del método potasio-argón en el laboratorio del INGEIS*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (2): 133-146.
- Nabel, P. E., 1970. *Estratigrafía magnética en el cerro Negro, San Rafael, provincia de Mendoza*. Trabajo Final de Licenciatura, Dep. Cienc. Geol., Univ. Bs. As. Inédito.
- Turner, J. C. M., 1965. *Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes (provincia del Neuquén)*. Acad. Nac. Cienc., Bol. XLIV (1a-4a): 5-51.
- Valencio, D. A., 1978. *El magnetismo de las rocas*. EUDEBA, en prensa.
- Valencio, D. A. y K. M. Creer, 1968. *El paleomagnetismo de algunas lavas cenozoicas de la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIII (4): 255-278.
- Valencio, D. A., E. Linares y K. M. Creer, 1969. *Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuaternarios de Mendoza y Neuquén*. Actas IVas. Jorn. Geol. Arg., II: 397-415.
- 1970. *Palaeomagnetism and geological ages of Tertiary and Quaternary basalts from Argentina*. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 19 (2): 147-164, Londres.
- Valencio, D. A., J. F. Vilas y J. E. Mendia, 1975. *Palaeomagnetism of Quaternary rocks from South America*. International Symposium on Quaternary, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, Brasil, julio de 1975, en prensa.

Recibido: mayo 24, 1978.

D. A. VALENCIO	}	Departamento de Ciencias Geológicas.
J. E. VILAS		Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
P. E. NABEL		Ciudad Universitaria, Pab. 2 - 1428 Buenos Aires.
E. LINARES	}	INGEIS - Depto. de Ciencias Geológicas,
		Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
		Ciudad Universitaria, Pab. 2 - 1428 Buenos Aires.

EDADES K/Ar EN SECUENCIAS VOLCANICAS CONTINENTALES POSTNEOCOMIANAS DE CHILE CENTRAL; SU DEPOSITACION EN CUENCAS INTERMONTANAS RESTRINGIDAS

MARIO VERGARA y ROBERT DRAKE

Resumen

Basado en nuevos antecedentes de terreno y de edades K/Ar se evidencia que la mayor parte de las formaciones volcánicas continentales de edad post-neocomiana que afloran en la parte central de Chile, tienen una extensión restringida. Se postula que se habrían depositado en cuencas continentales intermontanas por lo cual se recomienda evitar las correlaciones a grandes distancias entre ellas.

Muestras pertenecientes a la Formación Abanico dieron edades mínimas entre el Paleoceno y Oligoceno. En general no existe relación entre estas edades y la estratigrafía local, contrario a lo que sucede en el resto de las formaciones: Formación Farellones y Formación Lo Valle. Se discute esta falta de consistencia en relación a la alteración de las rocas de la Formación Abanico. Las muestras de la Formación Farellones dieron edades de 18-17 m.a. en su localidad tipo y de 4.9 a 4.1 en Río Blanco; se propone cambiar el rango de Formación a Grupo. De acuerdo a estas edades no existiría correlación con la Formación Lo Valle (71.8-64.8 m.a.). Las Formaciones Campanario (Laguna Maule) y Curamallín (Laguna de Laja) se pueden correlacionar parcialmente con la base del Grupo Farellones de Santiago.

Las edades K/Ar de muestras de rocas volcánicas recolectadas entre Huechún y Cerro Manquehue (Santiago) dieron edades de 30.9-28.3 m.a. para los flujos de lava y de 20.6 para los cuellos volcánicos. Rocas similares con edad también igual han sido encontradas al sur de Santiago y definen el Grupo Volcánico-Oligo-Miocénico.

1. Introducción

En la parte central de Chile afloran enormes espesores de rocas volcánicas continentales producida por la acumulación de los productos de varios eventos volcánicos durante el Mesozoico y Cenozoico. En los primeros años del conocimiento geológico chileno, todo este conjunto correspondió a la llamada "Formación Porfirítica" (Darwin, 1846; Steinmann, 1930 y Brüggén, 1950), que posteriormente fue subdividido

Abstract

According to their distribution and new K/Ar ages the post-Neocomian continental volcanic formations from Central Chile would have been deposited in restricted continental basins. Long distance correlations of these volcanic formations are not recommended.

K/Ar dating for samples from the Abanico Formation gives minimum ages ranging between Paleocene and Oligocene. Contrary to the Farellones and Lo Valle Formations, the radiometric ages of the Abanico Formation do not agree with the local stratigraphy. The reason of this disagreement are discussed in relation to the rock's alteration.

Samples from the Farellones Formation gives ages of 18 to 17 m.y. in its type locality and 4.9 to 4.1 m.y. in the Río Blanco area suggesting that the Farellones Formation is a complex formation. A comparison with the ages of the Lo Valle formation (77.8 to 64.8 m.y.) shows no correlation between both formations. South of Santiago, the Campanario Formation and Curamallín Formation are partially correlated with the Farellones Formation.

K/Ar dating of samples from the area between Cerro Manquehue and Huechún (lat. of Santiago) give ages of 30.9 to 28.3 m.y. for the lava flows and 20.6 to 19.5 m.y. for the volcanic necks. Similar rocks and ages have been found south of Santiago and define the Oligo-Miocenic Volcanic Group.

en varias Formaciones (Klohn, 1956) muchas de ellas de gran espesor y separadas por discordancias angulares. La mayoría de estas Formaciones fue sólo mapeada con escaso detalle y, sin embargo, se hizo habitual el suponer que ellas se extendían como unidades estructurales y litológicas por cientos de kilómetros en dirección norte-sur.

Esta generalización fue una necesidad para la compilación de toda la información

geológica existente, pero ya cumplió su objetivo, pues los nuevos datos radimétricos y de terreno están mostrando fuertes evidencias que favorecen la idea de la existencia de cuencas continentales de extensión restringida.

En la cordillera de la Costa y de los Andes de Chile central, entre los 32° L.S. y 36° L.S. se han definido las siguientes Formaciones mesozoicas post-neocomianas volcánicas continentales sin fósiles de valor cronológico: Formación Las Chilcas y Formación Lo Valle (Thomas, 1958) en la Cordillera de la Costa y Formación Abanico (Coya-Machali) y Formación Farellones (Aguirre, 1960; Klohn, 1960) en la Cordillera de los Andes.

En este trabajo se dan a conocer antecedentes de dataciones K/Ar que han permitido asignar con mayor precisión la edad a estas Formaciones. También se discuten problemas relacionados con la alteración de las muestras que impiden obtener datos radimétricos confiables. Se plantean en forma inicial y tentativa hipótesis acerca de la paleogeografía de estas Formaciones volcánicas y continentales postulando que la mayoría de ellas se habría depositado en cuencas intermontanas de extensión restringida.

Las dataciones radimétricas K/Ar aquí presentadas han sido realizadas en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de California, Berkeley.

2. Marco morfológico y geológico regional

El territorio chileno se caracteriza morfoestructuralmente por la presencia de una Cordillera de la Costa, un Valle Central y una Cordillera de los Andes (Cordillera Principal). La excepción a ella, la constituye la región comprendida entre Copiapó por el norte (27° L.S.) y Santiago por el sur (33° L.S.) que se destaca por la ausencia del Valle Central el que al sur de esta última ciudad-capital, se desarrolla manifiestamente. De tal manera que en los alrededores mismos de Santiago, se pueden distinguir las 2 cordilleras y en el límite norte con el río Aconcagua, una nueva unidad montañosa que reemplaza al valle Central (fig. 1).

Los datos que discutiremos en este trabajo se refieren principalmente a esta zona, por lo cual resumiremos brevemente el marco geológico de todo este sector, principalmente las secuencias post-neocomianas que

son las que han causado mayores dificultades para su ubicación en el tiempo.

En la figura 2 se presentan las columnas litoestratigráficas y formacionales de las cordilleras de la Costa, Andes y Valle Central, para las secuencias post-neocomianas tal como han sido propuestas y definidas por los autores para la región situada en la latitud de Santiago.

La columna correspondiente a la Cordillera de la Costa se caracteriza porque sobre el Grupo Formación Lo Prado (marina y neocomiana)-Formación Veta Negra se apoya, posiblemente con discordancia, un grueso paquete de 7.600 metros de rocas volcánicas continentales. Thomas (1958) distinguió aquí 2 Formaciones separadas por discordancia orogénica: a) Formación Las Chilcas, la más antigua y que tendría una edad cenomaniana-turoniana relativa respecto al paquete infrayacente neocomiano y b) Formación Lo Valle, de posible edad "cretácica superior o terciaria inferior". La Formación Las Chilcas tiene un espesor de 7.000 metros a la latitud de Santiago (Thomas, 1958); hacia el sur disminuye rápidamente su potencia y desaparece como unidad mapeable pocos kilómetros al norte de la laguna de Aculeo (Corvalán, J. y Fdo. Munizaga, 1972), (fig. 1).

La columna de la Cordillera de los Andes (fig. 2) en su parte basal consiste del Conjunto de Formaciones Lo Valdés-Colimapu definido por González (1963). La Formación Lo Valdés corresponde a sedimentos marinos con fósiles de edad neocomiana y la Formación Colimapu consiste de sedimentos clásticos continentales de color rojo, en los cuales se han encontrado y determinado Carofitas que indicarían edad albiana para ella (Martínez y Osorio, 1963). La edad de este Conjunto formacional ha fijado la edad inferior para el paquete de unidades sobreyacentes.

La Formación Abanico se superpone con discordancia orogénica (?) sobre la Formación Colimapu y alcanza un espesor máximo en la zona del río Aconcagua de 3.600 metros. Al sur de Santiago aumenta su potencia hasta alcanzar 6.000 metros en la latitud de los 35° L.S.; de ahí al sur nuevamente disminuye rápidamente en espesor. En la localidad de Arrayán, ubicada en la parte alta de la Comuna Las Condes, en Santiago, aflora un grueso paquete de rocas volcánicas y clásticas asignadas al perfil tipo de esta Formación. En las rocas clásticas se han encontrado y determinado flora

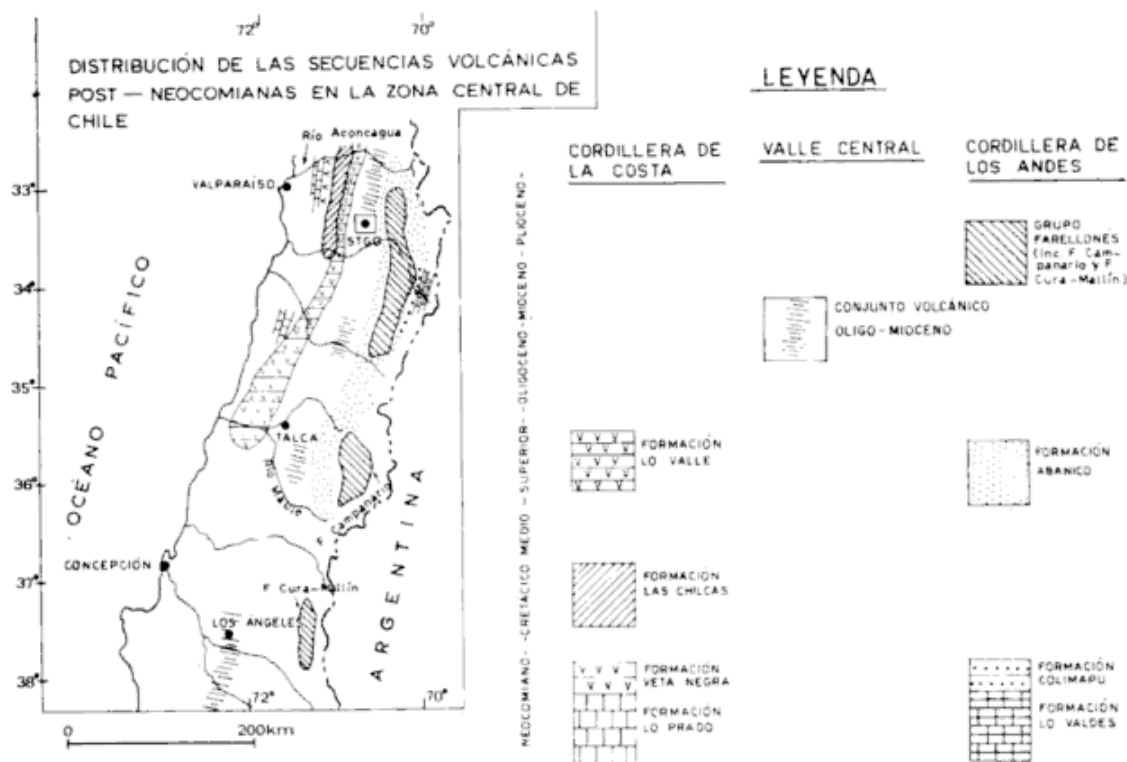


Figura 1.

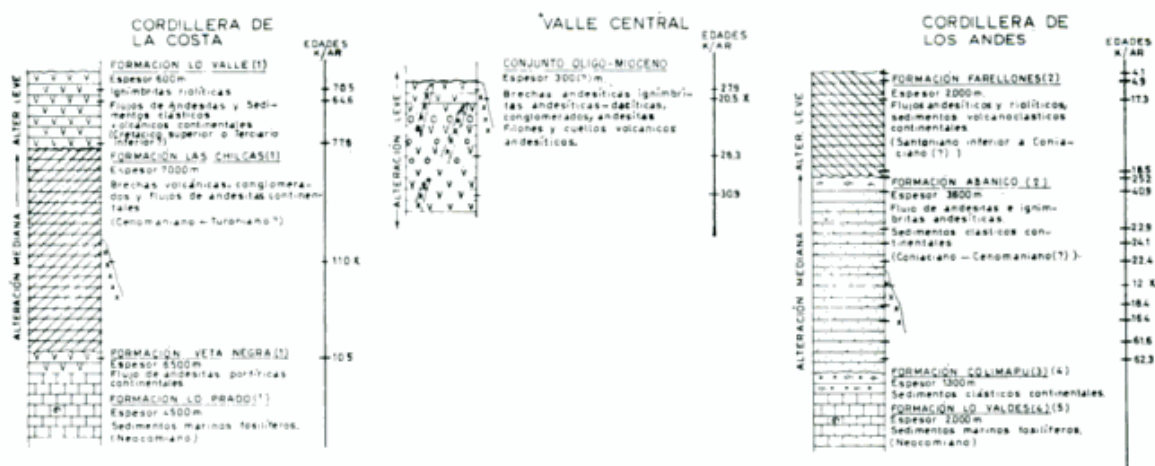
fósil perteneciente a *Nothofagus* (Krausel, en Klohn, 1960, p. 5, y Fuenzalida, 1964) que tendrían una edad del "Cretácico Superior a Terciario Inferior". Aguirre (1960) basado principalmente en la posición estratigráfica relativa de esta Formación y sin considerar la edad de la flora fósil ahí recolectada, le asignó edad... "coniáciana-cenomaniana (?)"... En este trabajo se dan a conocer varias edades K/Ar en rocas pertenecientes a esta formación (fig. 2).

La Formación Farellones constituida por 2.000 metros de rocas volcánicas continentales, se apoya y cubre con discordancia orogénica en los niveles topográficos altos de la Cordillera de los Andes (Cordillera Principal) a la formación Abanico. Principalmente por su ubicación relativa discordante sobre la Formación Abanico, Aguirre (1960), le asignó una edad santoniana-coniáciana. En este trabajo damos a conocer varias determinaciones K/Ar en rocas de la localidad tipo de esta Formación (fig. 2) que nos han permitido dividir a la Formación Farellones en 2 unidades correspondientes a diferentes eventos volcánicos.

En la figura 1 se observa una franja irregular que se ubica entre ambas cordilleras y en la parte norte cerca de Santiago ocupa la posición del Valle Central. Esta unidad

corresponde a un grupo volcánico continental del Oligo-Mioceno definido inicialmente por dataciones radimétricas (Drake *et al.*, 1976), pero actualmente comprobado en terreno como una unidad litológica-estructural definida. Está constituida de rocas volcánicas andesíticas y dacíticas, intercalaciones de sedimentos continentales, atravesado por numerosos filones y cuellos volcánicos más jóvenes. Esta secuencia en el área de Santiago se apoya y/o corta a estratos de la Formación Lo Valle por el oeste, y está en contacto por falla con la Formación Abanico por el este. Al sur de Santiago, esta unidad aparece conformando los primeros contrafuertes occidentales de la Cordillera de los Andes y se le puede seguir más o menos continuamente hasta cerca de Talca. En la latitud de los 35°, Karzulovic ha hecho estudios detallados de la distribución, edad y litología de este Conjunto, definiéndolo como una importante nueva unidad volcánica de los Andes chilenos de esta localidad.

Al sur del paralelo 35° L.S. la mayoría de estas Formaciones volcánicas continentales post-neocomianas se han acuñado y desaparecido (fig. 1), o han sido reemplazados por otros de edad radimétrica similar, pero con diferente marco estructural y litológico.



(1) THOMAS 1958, (2) AGUIRRE 1960, (3) KLOHN 1960, (4) GONZÁLEZ 1963, (5) MARTÍNEZ y OSORIO 1963, (6) DRAKE R. et al 1976

Fig. 2. — Columnas estratigráficas generalizadas y edades K/Ar (en millones de años).

Las dataciones K/Ar que se han efectuado en rocas de estas formaciones, tanto en la latitud de Santiago como al sur de ella, plantea un nuevo concepto sobre la distribución de ellas. En la figura 1 se observa que la llamada "Formación Farellones" en el área de Santiago tendría equivalentes cronológicos en 2 áreas de la Cordillera Andina, una al este de Talca (Formación Campanario; Drake, 1976) y la otra al este de Los Angeles (Formación Curamallín; González y Vergara, 1962). En ambos casos se trata de secuencias volcánicas continentales de distribución restringida y con características litológicas particulares.

Uno de los mayores problemas para las dataciones radiométricas de las rocas volcánicas chilenas lo constituye la casi invariable alteración de ellas. Levi y Corvalán (1964) y Levi (1970) han considerado que un metamorfismo de carga de bajo grado habría afectado a todas las rocas volcánicas chilenas produciendo una mineralogía de alteración asignada a las facies de "Prehnita-Pumpellyta" y "Zeolita". Otros autores, Chávez y Nisterenko (1974), consideran que el metamorfismo de carga que afecta a las rocas volcánicas chilenas sería un tipo de "alteración regional"... metasomático-hidrotermal (p. 193).

En general todas las rocas volcánicas y clásticas-volcánicas pertenecientes a las formaciones establecidas en las columnas estratigráficas de alteración mediana a leve. La alteración mediana (fig. 2) se caracteriza por la presencia casi persistente de albita, epidoto, calcita, clorita y en menor proporción prehnita y pumpellyta, en un porcentaje volumétrico promedio variable entre

2-6 % del total de la roca. Este tipo de alteración afecta a las Formaciones Las Chilcas y Abanico, produciendo en la mayoría de las rocas recristalización completa del vidrio volcánico, formación de guías, rellenos de amígdalas y alteración de la plagioclasa de composición original promedio An_{40-50} (alta temperatura) a An_{2-9} (baja temperatura). Existen, sin embargo algunos escasos niveles de coladas donde no se han producido este cambio composicional (albitización) y estructural. Este tipo de alteración ha impedido la obtención de resultados K/Ar confiables en rocas de la Formación Abanico, ya que posiblemente la edad ahí obtenida sería de la alteración (albitización) y no la de la formación de la roca.

Como alteración leve se considera la asociación mineralógica de cuarzo, calcita, clorita y zeolitas en un porcentaje volumétrico promedio de 1-2 % del total de la roca. Esta alteración afecta principalmente a las formaciones ubicadas en los niveles superiores de las columnas estratigráficas (fig. 2), Formaciones Lo Valle, Farellones y al grupo del Oligo-Mioceno. En este caso la alteración no alcanza a producir albitización ni cambios en el estado estructural de la plagioclasa. De manera que los datos K/Ar obtenidos en rocas de estas Formaciones son suficientemente confiables, como lo ha demostrado su excelente concordancia con la estratigrafía local.

3. Cordillera de la costa

3.1. Formación Las Chilcas

Fue definida por Thomas (1958) en la quebrada Las Chilcas al noreste de la ciu-

dad de Santiago. Está formada de brechas volcánicas, tobas, aglomerados y conglomerados de naturaleza continental y con espesor de 7.000 metros en su localidad tipo (fig. 2). Las rocas de esta Formación presentan en general una asociación mineralógica de alteración mediana que ha dificultado la obtención de datos radimétricos confiables.

Esta formación disminuye su potencia de afloramiento hacia el sur, y la última secuencia de estratos atribuida a ella han sido mapeados en la cordillera de la Costa a aproximadamente 100 km al sur de su localidad tipo en los 33° 30' L.S. (Corvalán y Munizaga, 1972). Hacia el norte de la quebrada Las Chilcas parece también acunarse y desaparecer; sin embargo todavía no hay datos exactos de terreno que permitan clarificar esta idea.

Esta Formación se apoya con probable discordancia sobre la Formación Veta Negra (volcánica continental) y la Formación Lo Prado (sedimentaria-marina) de edad Neocomiana (fig. 2). Por esta relación estratigráfica, Thomas (1958), le atribuye edad cretácica superior (Cenomaniano-Turoniano).

En el área de Rungue, 40 km al noroeste de Santiago, se dató por K/Ar la plagioclasa de una muestra de granodiorita que la intruye y que dio una edad de 110 m.a. (Drake *et al.*, 1976). En el túnel carretero La Calavera de la ruta Panamericana Norte, Santiago-Viña del Mar se colectó una andesita porfírica (ocoita) fresca perteneciente a la Formación Veta Negra con fenocristales de plagioclasa del tipo An₆₅ (alta temperatura), los que se dataron por K/Ar y dieron una edad de 105 m.a. De esta manera, se podría postular que la Formación Las Chilcas se habría depositado en un lapso de tiempo alrededor de los 105-110 m.a. y con mayor seguridad post-105 m.a. en una cuenca intermontana de rápida subsidencia y de gran acumulación. Este margen de edad radimétrica, evidenciado indirectamente en rocas que constituyen el marco mínimo y máximo de esta Formación, es coincidente con la edad estratigráfica relativa asignada por Thomas (1958).

3.2. Formación Lo Valle

La Formación Lo Valle (fig. 1) fue definida por Thomas (1958) en la quebrada Lo Valle, al noroeste de la ciudad de Santiago y se extiende por la Cordillera de la

Costa, en las cercanías del valle central, desde los 32° 30' hasta la latitud de 35° 30'. Esta Formación está constituida de ignimbrita riolítica y dacítica, flujos piroclásticos, andesitas y sedimentos lacustres de origen continental, con un espesor de 700 m en su localidad tipo. Esta Formación se apoya con discordancia sobre la Formación Las Chilcas y según Thomas tendría una edad "Cretácica superior a Terciario inferior" (p. 63, 1958). Las rocas de esta Formación presentan una asociación mineralógica de alteración mediana, principalmente con cuarzo y zeolita, pero conservando en la mayoría de los casos, la plagioclasa, su composición y estructura original.

Al sur de su localidad tipo disminuye progresivamente de espesor, y su extensión de afloramiento se reduce también bastante, de manera que sus últimos afloramientos han sido reconocidos a la latitud de Talca (36° L.S.). Hacia el norte de su localidad tipo parece continuar; sin embargo, se necesitan mayores antecedentes de terreno para decidirlo.

Por similitud litológica, esta Formación ha sido frecuentemente correlacionada con la Formación Farellones de la Alta Cordillera Andina (Cordillera Principal); no obstante, nuevos antecedentes radimétricos y de terreno han demostrado lo impracticable de esta correlación.

Se dataron por el método K/Ar tres muestras (fig. 2) de la localidad Lo Valle que dieron un promedio de edad de 70 m.a. (Drake *et al.*, 1976). También se analizó la plagioclasa de una muestra de granodiorita que intruye a esta Formación en el área de Laguna de Aculeo (aproximadamente 60 km al sureste de Santiago), que dio una edad de 80 m.a. De esta manera se podría confirmar parcialmente lo postulado por Thomas (1958) al señalar que la Formación Lo Valle se habría depositado en el Cretácico superior. Los actuales antecedentes de terreno y edades radimétricas permiten postular que esta Formación se habría depositado en una cuenca intermontana de aproximadamente 350 km de extensión norte-sur hace 70-80 m.a.

4. Cordillera de los Andes

(Cordillera Principal)

4.1. Formación Abanico

La Formación Abanico fue mapeada por primera vez por Aguirre (1960) en

los Andes del Norte de Santiago. Está constituida de tobas, tufitas, aglomerados y flujos de lavas e ignimbritas, de carácter principalmente andesítico y de origen totalmente continental. Numerosas otras formaciones han sido correlacionadas con ella, principalmente por su similitud litológica y posición estratigráfica, Formaciones Coya-Machalí de Klohn (1960), Formación Cerrillos de Segertrom (1959), etc.

Aguirre (1960) determinó un espesor de 4.000 m en el área del río Aconcagua; Vergara (1969) midió un espesor de 6.000 m para esta misma Formación, en la latitud del río Tinguiririca (34° 30' L.S.). Hacia el sur del río Maule (36° L.S.) comienza a disminuir su potencia hasta desaparecer como unidad mapeable (González y Vergara, 1962). Las rocas de esta Formación presentan una asociación mineralógica de alteración mediana con la albitización y cambios de estructura de las plagioclasas originales que ha impedido la determinación de su edad.

Debido a que se superpone con discordancia a estratos marinos del Neocomiano se le ha fijado en general una edad post-neocomiano o post-albiano. Aguirre (1960) le asignó una edad del Coniaciano medio a inferior a Cenomaniano inferior con signo interrogativo. Otros autores, Klohn (1960), Charrier (1973), le han asignado a la Formación Coya-Machalí, correlacionable directamente con Abanico, una edad Cretácica superior. Por el método K/Ar se dataron 4 rocas pertenecientes a intrusivos que cortan a esta Formación en la Cordillera de los Andes de Santiago, que dieron edades variables entre 19.5 y 12 m.a. (Drake *et al.*, 1976). En el área del río Maule (lat. 36° L.S.), en un cuerpo granítico que también intruye a esta Formación se analizó una muestra de granito que dio 60 m.a. (Drake, 1974). De esta manera se podría fijar indirectamente una edad mínima para la Formación Abanico en el área de Santiago, de 19.5, y de 60 m.a. en el área del río Maule.

Hasta el momento se han datado 9 muestras de rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Abanico en el área del río Maipo, Santiago (fig. 2 y cuadro I). En la figura 2 se ha tratado de generalizar en una columna estratigráfica toda la secuencia asignada a la Formación Abanico, en el área del río Maipo, Santiago, señalando los niveles en que fueron recolectados las muestras datadas. En la columna vertical de la

derecha se han escrito los valores en millones de años obtenido para cada una de las muestras.

En la columna estratigráfica de la figura 2, se han sintetizado varias secciones de esta Formación, sección del Cerro Abanico, sección de la Vuelta del Padre y sección Volcán-Lo Valdés. A pesar de que todos tendrían continuidad estructural (Klohn, 1960), el fuerte plegamiento impide la seguridad de esta aseveración.

Las rocas de esta Formación presentan en general una alteración con epidoto, clorita y albita que reemplaza a la plagioclasa original de composición promedio intermedia y de alta temperatura en plagioclasa tipo albita de baja temperatura, con la consiguiente pérdida de argón radiogénico inicial. Por esta razón las edades aquí presentadas estarían relacionadas posiblemente con la edad de la alteración de las rocas en vez de la edad de la consolidación de ellas.

Se han obtenido edades comprendidas entre los 62 m.a. para las capas basales ubicadas en las cercanías de Lo Valdés (río Maipo, Santiago) y de 40-22 m.a. para los estratos superpuestos (Vergara y Drake, 1978), ubicados en la sección del Cerro Abanico, al lado de Santiago. (Cuadro I), en estratos superpuestos a capas sedimentarias con *Nothofagus* (Klohn, 1960). La edad de 52.3 m.a. (cuadro I, muestra 9) que es la más antigua representaría la edad mínima de esta Formación y podría señalar algún evento relacionado con la alteración de ella. Muchas de estas edades no son concordantes con la estratigrafía local, lo cual sería consecuencia de la fuerte alteración de las rocas, la cual dependería en intensidad de la porosidad de ellas. Pensamos que el problema de la datación de la Formación Abanico es de mucho más envergadura como para decidirlo con los datos actuales. Se necesita un mapeo detallado de la zona en su localidad tipo con una buena descripción estructural y litológica de ella y un muestreo y análisis radiométrico K/Ar de aquellos niveles menos alterados.

De lo anterior se puede inferir que la Formación Abanico se habría depositado durante el Cretácico superior antes de 52 m.a. y posterior a las Carófitas de la Formación Colimapu en una cuenca intermontana de dirección N-S, de rápida subsidencia, que permitió la acumulación de 3-6.000 m de rocas volcánicas y que tuvo una mayor sub-

CUADRO I. — Edades K/Ar y datos analíticos de rocas volcánicas de la Formación Abanico (Santiago) *

Muestra N ^o	Tipo de Roca	Material datado	% K	Moles ⁴⁰ Ar rad./gm. x 10 ⁻¹¹	% ⁴⁰ Ar _t en os.	Edad x 10 ⁶ m.a.	Ubicación
1	Andesita félsica violácea medianamente alterada	Plagioclasa	0.1231	0.5414	96.2	25.2 ± .10	Arrayán
2	Andesita gris medianamente alterada	Plagioclasa	0.1028	0.7375	95.2	40.9 ± 10.0	Arrayán
3	Toba de cristal de color violáceo alterada	Roca total	1.325	5.2891	13.3	22.9 ± .5	Río Maipo Vuelta del Padre
4	Toba lítica de color verde alterado	Plagioclasa	0.4216	1.778	73.0	24.1 ± 1.0	Río Maipo Vuelta del Padre
5	Andesita gris clara medianamente alterada	Roca total	1.042	4.082	41.2	22.4 ± 5	Río Maipo Vuelta del Padre
6	Andesita gris verde medianamente alterada	Roca total	—	—	41.0	18.4	Este de San Gabriel
7	Andesita gris verde morada alterada	Roca total	1.729	4.944	88.9	16.4 ± 1	Este de San Gabriel
8	Ignimbrita riolítica morada medianamente alterada	—	—	—	46.0	61.6	Este de San Gabriel
9	Andesita porfirica (ocoita) alterada	Plagioclasa	0.4945	5.440	82.3	62.3 ± 3	Este de San Gabriel con Lo Valdés

* Realizado en el Laboratorio de Geocronología del Depto. de Geología y Geofísica de la Universidad de California, Berkeley.

sidencia y aporte en el área del río Tinguiririca donde se conoce el mayor espesor de ella. Esta edad es coincidente con la postulada por Klohn (1960) y Charrier (1973) para la Formación Coya-Machalí en el área de Rancagua. Hacia el sur, sus últimos afloramientos se conocen en las proximidades de la latitud de los 35° L.S. por lo que se infiere que se acuña y desaparece.

4.2. Formación Farellones

La Formación Farellones fue definida por Muñoz Cristi (en Hoffstetter *et al.*, 1957) como una secuencia volcánica continental superpuesta discordantemente sobre la Formación Abanico y que tendría su mejor expresión en los campos de esquí de Farellones, Santiago. Aguirre (1960) la mapeó y definió en la Cordillera de los Andes del Río Aconcagua, al norte de Santiago (fig. 1), como una unidad constituida principalmente de lavas, tobas, brechas andesíticas y riolíticas y le asignó tentativamente una edad "Cretácica superior a Terciario inferior". Este autor midió un espesor máximo de 2.000 m en el área del río Aconcagua. De acuerdo a los antecedentes geológicos actuales, esta Formación se continúa hacia el sur, aflorando cada vez en forma más reducida hasta llegar a la latitud del río Teno (35° L.S.), al sur del cual ya no se conoce su exposición.

En la figura 2 se muestra la columna estratigráfica de esta unidad señalando los niveles donde se colectaron las muestras que fueron analizadas por K/Ar. Las rocas de la Formación Farellones sólo muestran una leve alteración, principalmente a través de guías o amígdalas, fácilmente separables en la preparación de las muestras para su determinación por el método K/Ar. La asociación mineralógica de alteración está constituida por clorita, calcita, cuarzo y zeolitas, los que raramente logran reemplazar a los minerales primarios ya que se encuentran en guías o en la masa fundamental de las rocas. Los cristales de plagioclasa mantienen su composición y estructura original de manera que los datos radimétricos aquí representarían la edad de formación de estas rocas volcánicas.

Recientemente se han datado por el método K/Ar, muestras de rocas asignadas a esta Formación en el perfil de la localidad tipo en la Cordillera de los Andes (Cordi-

llera Principal) de Santiago, dando edades de 18.5 y 17.5 m.a. para la secuencia basal y el nivel superior respectivamente. También se hicieron determinaciones K/Ar en los estratos superpuestos discordantemente a esta Formación en el área del río Blanco-Mina Andina, en capas asignadas inicialmente al "Miembro Superior" de la Formación Farellones por Aguirre (1960), donde se obtuvieron edades de 4.1 y 4.9 m.a. (Drake *et al.*, 1976). Por esta razón se considera actualmente que la Formación Farellones es un Conjunto de Formaciones, constituido al menos por dos Formaciones volcánicas, una de edad miocena y otra pliocena. Por esta razón, se le seguirá nominando Conjunto de Formaciones en vez de Formación.

El conjunto de Formaciones Farellones es una unidad volcánica que estructuralmente se caracteriza por suaves plegamientos y posición estratigráfica discordante sobre la Formación Abanico. Como tal, cubre las partes más elevadas de la Cordillera Andina de Chile Central y se le puede seguir continuamente desde el área del Río Aconcagua (fig. 1) por el norte, donde alcanza su máximo espesor, hasta el río Teno por el sur (35° L.S.). Al sur de esta última región, no existe ninguna formación volcánica de características litológicas, estructurales y estratigráficas comparables al Conjunto de Formaciones Farellones (González y Vergara, 1962). Sin embargo, recientemente Drake (1976) mapeó y definió en el área al este de laguna del Maule (36° L.S.), la Formación Campanario que alcanza un espesor máximo de 1.000 m y que cubre aproximadamente sólo un área de 500 km². Está constituida de flujos de andesitas de hipersteno y dacitas y por sus características principalmente estructurales, leve plegamiento, se le había considerado de edad muy reciente, plio-pleistocena (González y Vergara, 1962). Sin embargo, Drake (1976, p. 269) analizó por K/Ar seis muestras de esta Formación que dieron edades de 15.3-6.4 m.a., lo que ha permitido situarla dentro del Mioceno y desde el punto de vista cronológico es comparable al conjunto de Formaciones Farellones de más al norte. De acuerdo a los antecedentes de terreno la Formación Campanario se habría depositado en una zona depresionaria intermontana-volcánica con subsidencia limitada situada cerca del límite chileno-argentino, figura 1.

Al sur de esta última región y siempre en la Cordillera Andina aflora otra secuencia volcánico-clástica continental fuertemente

plegada que alcanza un espesor máximo de 1.300 m en el área de la laguna Laja (Lat. 37° 30'). Corresponde a lo que se ha denominado Formación Curamallín (fig. 1) por González y Vergara (1962), y que por datación K/Ar se le ha determinado una edad también miocena de 18-15 m.a. (Drake, 1976) y por lo tanto también sería comparable cronológicamente al conjunto de Formaciones Farellones de Santiago. Los antecedentes de terreno evidencian una extensión restringida de esta Formación por lo que podría postularse que su depositación se efectuó en un área intermontana con depresión y subsidencia que permitió la acumulación durante el Mioceno de 1.300 m de rocas clástica-volcánicas.

De los antecedentes hasta el momento conocidos se infiere que durante el Mioceno y a lo largo de la actual Cordillera de los Andes de Chile Centro-Sur se habrían formado tres cuencas intermontanas donde se habrían depositado enormes secuencias volcánicas continentales.

5. Valle Central

5.1. Grupo volcánico del oligo- mioceno

En la zona adyacente al Valle Central de Santiago, principalmente en el borde este, en su límite con la Cordillera Andina aflora una secuencia de estratos volcánicos y cuellos volcánicos que la cortan, ambos de naturaleza principalmente andesíticos. Hasta algunos años atrás se le correlacionaba con los estratos pertenecientes a las Formaciones Farellones o a Lo Valle. Recientes dataciones K/Ar han ido demostrando que estas rocas corresponden a eventos volcánicos diferentes a los de las formaciones anteriores y que representan una unidad con características estructurales y litológicas bien definidas.

Los flujos de andesitas e ignimbritas de esta Formación se apoyan con discordancia sobre la Formación Lo Valle en el área de Huechún y Cuesta de Chacabuco, al norte de Santiago. Thomas (1958) mapeó a esta unidad como cuellos volcánicos y filones andesíticos de edad terciaria que cortan a la Formación Lo Valle y configuran una red filoniana muy densa, con diques anulares y otros que evidencian la presencia de centros volcánicos erodados. Esta unidad presenta muy buena exposición en el área que va desde Colina al cerro Manquehue, donde

Vergara (1966) midió un espesor de 300 m de brechas, tufitas, ignimbritas y conglomerados.

En la figura 2 se muestra la columna estratigráfica de esta unidad caracterizada por una intensa red filoniana y de cuellos volcánicos andesíticos. Tanto las rocas extrusivas como intrusivas presentan leve alteración con cuarzo, calcita, clorita y zeolitas distribuidas en guías, venillas y amígdalas sin reemplazo de la plagioclasa original. Los datos radimétricos obtenidos de este Grupo son concordantes con la estratigrafía local y analíticamente confiables.

En el área de Santiago, esta unidad está representada por flujos andesíticos e ignimbriticos dacíticos y cuellos volcánicos que los intruyen. En las localidades de Huechún, San Cristóbal y Angostura al sur de Santiago, se le han determinado edades por el método K/Ar en rocas volcánicas pertenecientes a flujos extrusivos. Ellos dieron edades de 31 a 28 m.a., en cambio los cuellos volcánicos que intruyen a estos flujos, han dado casi invariablemente edades entre 19-21 m.a. (Drake *et al.*, 1976).

La presencia de esta serie del Mioceno-Oligoceno había sido ya referida para la zona del Valle Central adyacente a la Cordillera de la Costa entre Los Angeles y Puerto Montt (lat. 36° a 42° L.S.) por Vergara y Munizaga (1974). En la pre-Cordillera Andina de Talca (lat. 35° 30' L.S.) Karzulovic (1978) ha mapeado y definido la Formación Colbún como un complejo de cuello volcánico andesítico mioceno y flujos de lavas oligocenas. Las nuevas edades radimétricas permiten extender este cordón volcánico oligo-mioceno hasta la latitud de Santiago, siendo esta parte adyacente a la Cordillera Andina.

Por los antecedentes anteriores se infiere que durante el Oligoceno se depositaron abundantes estratos volcánicos en el área actualmente ocupada por el Valle Central. Durante el Mioceno se superpuso una nueva línea volcánica también de dirección aproximadamente norte-sur que sufrió fuerte erosión dejando sólo los alimentadores de este volcanismo.

6. Conclusiones

Basado en los antecedentes expuestos anteriormente en este informe se pueden sintetizar las siguientes conclusiones más relevantes:

- 6.1. La Formación Abanico posee una asociación mineralógica de alteración de mediana intensidad que ha producido el reemplazo de la plagioclasa original por albita de baja temperatura. Los datos radiométricos K/Ar han permitido asignar una edad mínima de 62 m.a. para los estratos basales de esta Formación. Considerando la edad de los cuerpos graníticos que la cortan (12 m.a. y 60 m.a.) y la presencia de *Nothofagus* en los estratos superiores y de *Carofitas* en los estratos subyacentes a esta Formación, se puede postular que ella tiene una edad "Cretácica superior" similar a lo postulado por Klohn (1960) y Charrier (1973) para la Formación Coya-Machali en el área de Rancagua. Queda sin embargo, sin resolver el problema de la edad absoluta de las rocas volcánicas de esta Formación.
- 6.2. La Formación Las Chilcas posee también una intensidad de alteración similar con reemplazo de los cristales de plagioclasa por lo cual se le ha tratado de datar indirectamente. Se logró recolectar una andesita porfírica (ocoita) muy fresca, perteneciente a la Formación Veta Negra infrayacente a la Formación Las Chilcas y se dató también una granodiorita que la intruye. Ambos datos permiten asignar una edad de 110-105 m.a. para esta Formación, lo que está de acuerdo con la edad asignada por Thomas (1958). Por antecedentes de terreno se ha podido establecer que la Formación Las Chilcas aflora en un área restringida y se acuña y desaparece rápidamente al sur de su localidad tipo. Por esto se puede inferir que su ambiente de depositación respondería a una cuenca intermontana de rápida subsidencia y de extensión restringida.
- 6.3. La Formación Lo Valle se apoya con discordancia orogénica sobre la Formación Las Chilcas. Se dataron tres muestras de esta Formación, desde la base al techo de ella, y dieron una edad promedio de 70 m.a., lo que confirmaría la edad asignada a ella por (estratigrafía relativa), por Thomas (1958).
- 6.4. El Conjunto de Formaciones Farellones está constituido por dos Formaciones, una de edad Miocena de 17-18 m.a. y otra de edad pliocena de 4-5 m.a. El Conjunto aflora principalmente en la alta Cordillera Andina y tiene equivalentes cronológicos en las Formaciones Campanario (Drake, 1976) y Curamallín (González y Vergara, 1962), ubicados al este de Talca y de los Angeles respectivamente. Cada una de estas Formaciones tiene características litológicas y estructurales particulares y al parecer cada una se depositó en cuencas intermontanas restringidas.
- 6.5. Se reconoce un grupo volcánico del Mio-oligoceno constituido por estratos volcánicos de edad oligocena y cuellos volcánicos y filones de edad principalmente miocena. Esta unidad aflora en los primeros contrafuertes andinos por el oeste y se extiende hasta el Valle Central en la latitud de Santiago.
- 6.6. De acuerdo a la distribución de las secuencias volcánicas continentales post-neocomianas de Chile Central, comprobado en la mayoría de los casos por dataciones K/Ar, se evidencia una extensión restringida de ellas. Su depositación habría estado relacionada a cuencas intermontanas de rápida subsidencia y acumulación. Basado en estos antecedentes, se recomienda evitar las correlaciones a grandes distancias entre estas Formaciones, tratando de estudiar y delimitar su distribución particular. Las correlaciones a grandes distancias han producido un cuadro muy simple y errado de homogeneidad litológica y estructural de estas formaciones continentales volcánicas; los nuevos datos K/Ar están evidenciando un cuadro de distribución más real.

7. Agradecimientos

Se agradece a la Guggenheim Memorial Foundation el financiamiento que otorgó a uno de los autores (M.V.) para la realización y maduración de las principales ideas aquí presentadas. El trabajo del otro autor (R.D.) fue financiado por el Grant de la NSF, GA 4085. Se desea dejar especial reconocimiento al Laboratorio de Geocronología de la Universidad de California, Berkeley, por su interés en el esclarecimiento de la evolución del magmatismo andino.

Este trabajo fue parcialmente presentado

en la reunión del Grupo de Trabajo sobre "Magmatismo Andino" durante el VII Congreso Geológico Argentino, realizado en Neuquén entre el 9 y 15 de abril de 1978. Se agradece al Doctor U. Cordani y restantes miembros de este grupo de trabajo, la dis-

cusión y generosa crítica que permitió el enriquecimiento de este informe.

Se agradece también muy especialmente a los profesores R. Charrier y Francisco Munizaga, la lectura crítica y sugerencias a los originales del presente informe.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aguirre, L., 1960. *Geología de los Andes de Chile Central, prov. de Aconcagua*. Inst. Invest. Geol. Bol. 9: 70, Santiago.
- Corvalán, J. y F. Munizaga, 1972. *Edades radimétricas de rocas intrusivas y metamórficas de la Hoya de Valparaíso-San Antonio*. Inst. Invest. Geol. Bol. 27: 40, Santiago.
- Charrier, R., 1973. *Geología Regional de las provincias de O'Higgins y Colchagua*. En Geología Regional y Geoquímica del drenaje de las provincias de O'Higgins y Colchagua. Inst. de Investigaciones de Recursos Naturales (IREN): 11-69, Santiago.
- Chávez, L. y G. Nisterenko, 1974. *Algunos aspectos de la geoquímica de las andesitas chilenas*. Coloquio sobre fenómenos de alteración y metamorfismo en rocas volcánicas e intrusivas. Depto. de Geología, Univ. de Chile: 141-196, Santiago.
- Drake, R., G. Curtiss y M. Vergara, 1976. *Potassium argon dating of igneous activity in the central Chilean andes-latitude 33°S*. Journ. Volcanol. Geother. Res. 1: 285-295.
- Drake, R., 1976. *Chronology of Cenozoic igneous and tectonic event in the Central Chilean Andes-latitude 35°30' to 36°S*. Journ. Volcan. Geother. Res. 1: 265-284.
- Fuenzalida, H., 1964. *Los afloramientos plantíferos de "El Arrayán", inmediaciones de Santiago*. Museo Nac. de Historia Natural. 100, IX, Santiago.
- González, O. y M. Vergara, 1962. *Reconocimiento Geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° lat. sur*. Univ. de Chile, Inst. Geol., Pub. 24: 121.
- Hoffstetter, R., H. Fuenzalida y G. Cecioni, 1957. *Chile Lexique Stratigra*. Int. Paris, 5 (7).
- Karzulovic, J., 1978. *Edades K/Ar y la Formación Colbún, en las cercanías de Talca, Chile*. (En preparación).
- Klohn, C., 1956. *Estado actual del estudio geológico de la formación porfirítica*. Rev. Min. 55: 49, Santiago.
- 1960. *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincia de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó*. Inst. Invest. Geol. Bol. 8: 95, Santiago.
- Levi, B. y J. Corvalán, 1964. *Metamorfismo Regional en las rocas volcánicas del Geosinclinal Andino*. Rev. Min. 86: 6-15, Santiago.
- Levi, B., 1970. *Burial metamorphic episodes in the Andean geosyncline, Central Chile*. Sond. Geol. Rund. Band. 59 (3): 994-1013, Stuttgart.
- Martínez, R. y R. Osorio, 1963. *Consideraciones preliminares sobre la presencia de carofitas fósiles en la Formación Colimapu*. Rev. Min. 82: 27-43, Santiago.
- Thomas, H., 1958. *Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de la Ligua y la cuesta de Barriga, Santiago*. Inst. Invest. Geol., Bol. 2: 86.
- Vergara, M., 1966. *Informe Geológico preliminar sobre el Cordón del Cerro Manquehue, Santiago*. Min. XXI (94): 27-32, Santiago.
- 1969. *Rocas volcánicas y sedimentario-volcánicas, Mesozoico y Cenozoicos, en la latitud de 34° 30'S, Chile*. Univ. de Chile, Depto. Geol., Pub. 32: 36, Santiago.
- Vergara, M. y F. Munizaga, 1974. *Age and evolution of the upper Cenozoic andesitic volcanism in central-south Chile*. Geol. Soc. Am. Bull., 85: 603-606.
- Vergara, M. y R. Drake, 1978. *Edades potasio-argón y su implicancia en la geología regional de Chile central*. Univ. de Chile, Depto. Geol.: 23 (en prensa), Santiago.

Recibido: 24 de junio, 1978.

MARIO VERGARA
Departamento de Geología
Univ. de Chile
Casilla 13518 - Correo 21
Santiago - Chile

ROBERT DRAKE
Dep. Geology, Geophysics
California Univ.
Berkeley - USA

ESQUEMA TECTONICO DE LOS ANDES DEL NORTE ARGENTINO

RICARDO MON

Resumen

Los Andes del norte argentino forman parte de uno de los tramos más completos (Andes Centrales) del edificio andino considerado en su totalidad.

El progreso de la cartografía geológica de esta región, realizado en los últimos años, permite tener una visión de conjunto de la estructura del área comprendida entre los paralelos 22° y 28° latitud S. De ésta se desprenden las siguientes observaciones: la importancia de las grandes fallas transversales con desplazamiento de rumbo que segmentan la estructura regional en bloques independientes; el predominio de la disposición escalonada para la mayor parte de los elementos estructurales; la acción de esfuerzos de rumbo norte-sur (paralelos al rumbo general de la estructura) y de movimientos de cupla; la oblicuidad de las líneas paleogeográficas con respecto a las estructurales ándicas; la recurrencia de ciertos accidentes regionales (hay fallas que muestran actividad desde el Paleozoico inferior); los cambios de vergencia del plegamiento de las Sierras Subandinas relacionados al desplazamiento de grandes cuñas falladas; la acción de varios episodios tectónicos ándicos (Terciario superior-Pleistoceno); la necesidad de una revisión de los límites de las unidades morfo-estructurales que se reconocen en la actualidad en esta región.

Introducción

La compilación del mapa geológico del noroeste argentino, en escala 1:500.000, ha proporcionado una visión panorámica de la estructura ándica de la región que ha permitido sintetizar algunos conceptos que contribuyen a una mejor comprensión de los mecanismos tectónicos, responsables de la configuración actual de esta parte de los Andes.

Este trabajo no hubiese sido posible de no existir una larga cadena de aportes, hechos por numerosos geólogos, que, con sus pacientes trabajos de cartografía geológica, fueron proporcionando las piezas que permiten hoy integrar este esquema. A pesar de la brevedad de esta comunicación, no pueden dejar de citarse algunos nombres, como los de los autores de las hojas geológicas del Servicio Geológico Nacional: Coira (1972), Galván (1969), González Bonori-

Abstract

The Andes of Northern Argentina represent a part of one of the most complete sections of the whole chain.

The progress of the geological mapping of this region realised in the last years allows to have a general sight of the structure of the area between the parallels 22° and 28° lat. S. From which it is possible to derive the following observations: the importance of the large transversal strike-slip faults cutting the regional structure in independant blocks; the distribution "en echelon" of the most part of the structural elements; the action of north-south striking forces (paralels to the regional structure) and of coupling movements; the obliquity of paleogeographical borders in relation to the andean structural lines; the recurrence of some regional faults (some of them are active after low Paleozoic); the overturning changes of the folding of Sierras Subandinas in relation with the displacemnt of large faulted wedges; the action of several andean tectonic episodes (Upper Tertiary - Pleistocene); the need of a revision of the borders of the morphostructural unities recognized in this region.

no (1950 a y b; 1951, 1972), Ruiz Huidobro (1960, 1968, 1972, 1960 b), Schwab (1968, 1973), Turner (1964 a, b y c; 1967, 1973), Vilela (1956, 1969). El de los geólogos del Plan Cordillera Norte: Amengual y Zanettini (1973, 1974), Méndez (1973, 1974), Méndez *et al.* (1972), Zanettini (1973 a y b) y otros cuyos aportes han permanecido inéditos. Como así también los realizados por el Plan NOA I (Tucumán), los cuales todavía no han sido publicados en su totalidad. Las contribuciones del servicio geológico de Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Gebhard *et al.* (1974), Mingramm y Russo (1972) y las de numerosos colegas que de alguna manera han enriquecido la carta geológica de esta región. Nuestros propios levantamientos cubren la provincia de Tucumán, el sector de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas de la provincia de Sal-

ta, situado al sur del paralelo de la ciudad capital, como así también gran parte del Valle Calchaquí y sectores aislados de las provincias de Salta, Jujuy y Catamarca. (Mon, 1971, 1972, 1976 a y b), Mon y Urdaneta (1972).

Las grandes unidades morfoestructurales y sus límites

En los esquemas tectónicos clásicos del noroeste argentino se reconocen cuatro unidades morfoestructurales: Puna, Cordillera Oriental, Sierras Pampeanas y Sierras Subandinas. La vigencia de esta división ha sido confirmada y reforzada por los progresos del conocimiento geológico experimentado en los últimos años. Aunque los criterios para establecer sus límites y éstos en sí puedan haber sufrido algunas modificaciones.

La figura 1 muestra la distribución que nos ha parecido más coherente de acuerdo con los datos disponibles.

El objetivo de este trabajo no es describir cada una de estas unidades, tarea que ya ha sido realizada brillantemente por colegas que nos han precedido, sino referirnos a sus relaciones mutuas y a los rasgos mayores que afectan a todas ellas en conjunto, como así también a ciertas particularidades que surgen del análisis tectónico general.

El límite de la Cordillera Oriental con las Sierras Subandinas coincide con una falla inversa regional de primera magnitud que ha provocado el levantamiento de la primera sobre las segundas. La Cordillera Oriental representa el borde móvil del cratógeno central (esquistos de bajo grado de metamorfismo) intensamente fallado y plegado por los movimientos ándicos. En cambio, el resto del cratógeno, constituido principalmente por granitos y facies de alto metamorfismo, ha tenido un comportamiento tectónico rígido, que ha dado lugar a la estructura de bloques fallados, típica de las Sierras Pampeanas. De manera que la diferenciación entre una y otra ha estado regulada por las características del basamento precámbrico. Obsérvese la similitud entre las figuras 1 (distribución de las unidades morfoestructurales) y 2 (distribución de las grandes unidades litológicas del basamento).

El límite entre las Sierras Pampeanas y la Cordillera Oriental es, en su mayor parte, de carácter tectónico, marcado por fallas inversas que marginan el Valle Calchaquí

y el borde oriental de las Cumbres Calchaquíes.

La Puna se distingue de las otras unidades por su importante actividad volcánica cenozoica, principalmente cuaternaria y por su drenaje interior hacia depresiones independientes entre sí, en las que se han formado salares y/o lagunas. Tanto las vulcanitas como los salares cubren grandes extensiones, lo que es un impedimento para lograr una visión total de su estructura regional.

Puede decirse, en síntesis, que las Sierras Pampeanas y la Cordillera Oriental coinciden con el extremo septentrional del cratógeno central (Braccacini, 1960) que presenta buzamiento general hacia el norte. La Puna se encuentra contra su borde occidental y las Sierras Subandinas contra el oriental, que es claramente tectónico.

Las cuencas de depositación de las sedimentitas postprecámbricas y ciertas manifestaciones eruptivas, especialmente la llamada "Faja eruptiva", definida por Méndez *et al.* (1972), cortan oblicuamente a las unidades morfoestructurales ándicas. De manera que la Paleogeografía, si bien en algunos casos contribuye a ahondar la definición de estas unidades, no aporta criterios decisivos en cuanto a su delimitación.

Megafracturas transversales

En este sector de los Andes, cuya estructura regional presenta disposición prácticamente norte-sur, se distinguen estrechas franjas altamente deformadas que cortan transversalmente a la estructura regional. Estas se manifiestan por fracturas menores en posición anómala, ejes de pliegues con encurvamientos pronunciados alineados o truncaciones netas de determinadas unidades estratigráficas y estructurales. Además determinan frecuentemente importantes límites paleogeográficos.

Todos estos rasgos hacen pensar que se trata de zonas de alta movilidad y que coinciden probablemente con importantes fracturas antiguas que han sufrido múltiples reactivaciones en distintos períodos de la evolución tectónica de la región.

Los movimientos ándicos les indujeron desplazamientos paralelos al rumbo, los que a su vez produjeron esfuerzos rotacionales (cuplas) en los tramos situados entre ellas. Lo que podría explicar la posición escalona-

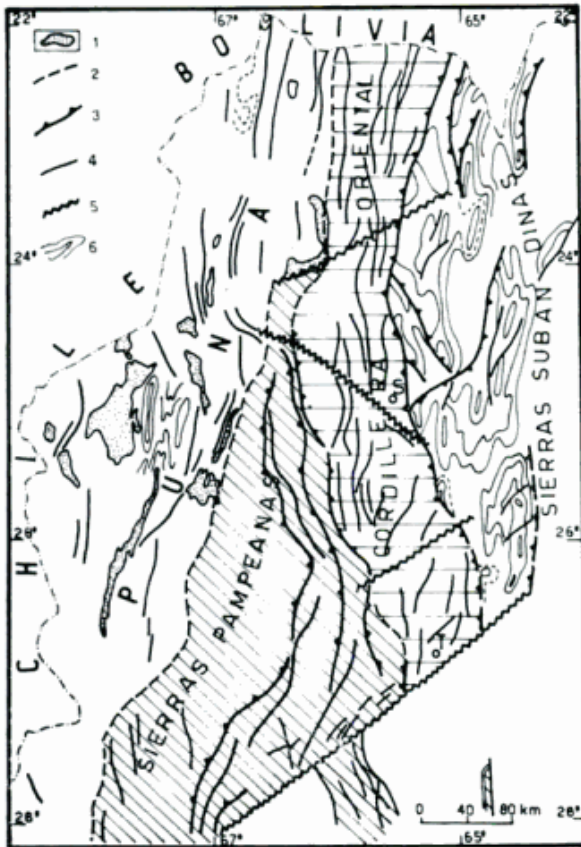


Fig. 1. — 1. Salares. 2. Límites no tectónicos de las unidades morfo-estructurales. 3. Fallas inversas regionales. 4. Fallas de segundo orden. 5. Lineamientos transversales. 6. Líneas de forma de la estructura de las Sierras Subandinas.

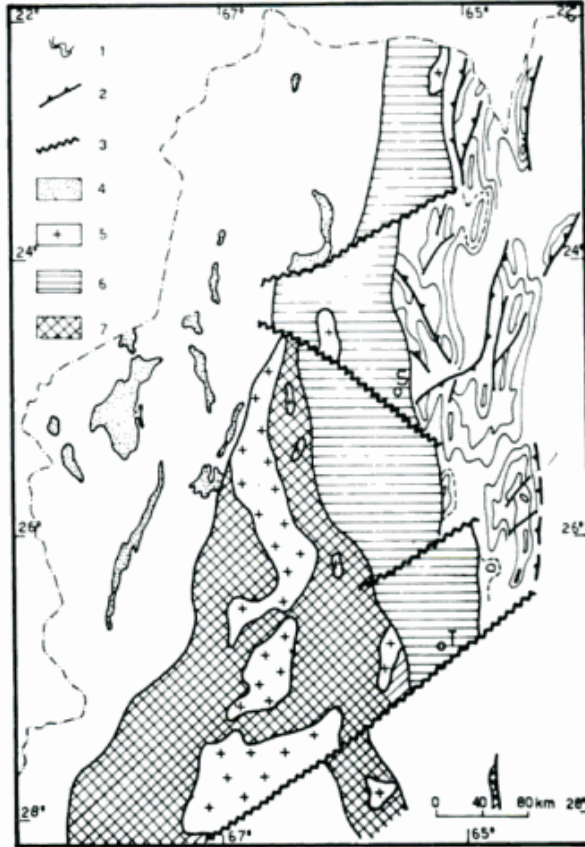


Fig. 2. — 1. Líneas de forma de la estructura de las Sierras Subandinas. 2. Fallas inversas regionales. 3. Lineamientos transversales. 4. Salares. 5. Granitos. 6. Metamorfitas de bajo grado. 7. Zona de metamorfismo intenso. T. Tucumán.

da de la mayor parte de las fallas y pliegues ándicos¹.

Se comprende mejor la estructura ándica de esta región si se piensa que los movimientos ándicos se ejercieron sobre un macizo cratónico previamente fracturado, constituido por un conjunto de bloques independientes, separados entre sí por grandes fracturas transversales. A estas estrechas franjas de deformación las hemos designado como "lineamientos".

El lineamiento I (figuras 2 y 3) que hemos denominado de las "Salinas Grandes" de rumbo NE-SO trunca al macizo precámbrico a la latitud del salar homónimo. En las Sierras Subandinas separa dos tramos de características estratigráficas y estructurales diferentes. El borde austral de la cuenca

carbónica de las Sierras Subandinas septentrionales coincide con este lineamiento, como asimismo el septentrional de la cuenca cretácica (ver Mingramm y Russo, 1972). Es probable que la presencia de la dorsal de Tomasito-Michicola (Vilela, 1965) esté relacionada con este accidente. Además, siempre dentro de las Sierras Subandinas, separa un tramo con vergencia hacia el naciente de otro con vergencia hacia el oeste. Esta antigua cicatriz estructural ha sido parcialmente obliterada por la tectónica más joven, tal como ocurre en la franja intensamente fallada de la Cordillera Oriental.

Coincidentemente con el cauce del río Rosario y la quebrada del Toro, corre el lineamiento II, que hemos denominado "del Toro", de rumbo NO-SE, que ha tenido profunda influencia en la paleogeografía del Paleozoico inferior (Cámbrico y Ordovícico), como así también en la del Grupo Salta (Cretácico superior). Méndez (1974) llamó la atención sobre la presencia de una zona de alta deformación que coincide con

¹ Es un hecho destacado por diversos autores que la disposición escalonada de los elementos estructurales es producida por la acción de esfuerzos rotacionales, relacionados a grandes cuplas de magnitud regional (ver especialmente Badgley, 1965, págs. 59, 81, 82).

este accidente. Baldis *et al.* (1976) hicieron notar su coincidencia con una falla transcurrente levógira, que ha producido el desplazamiento de rasgos geológicos que se encuentran de un lado y otro de la misma. Por otra parte su traza está señalada por fallas menores, una zona de estructura anómala del basamento que aflora en la quebrada del Toro; en la sierra Sancha (extremo sudoccidental de la sierra del Mojotoro), se observa, dentro del basamento metamórfico, una zona brechada que podría estar en relación con este lineamiento.

Por el extremo septentrional de las Cumbres Calchaquíes pasa el lineamiento III, designado como de "El Brete", el que ha influido considerablemente en la forma de la cuenca de deposición del Grupo Salta; contra él termina hacia el sur una sección importante del Subgrupo Pirgua (Mon, 1976 b). Coincidiría con una falla transcurrente dextrógira antigua, reactivada durante los movimientos ándicos. Está marcada por numerosas fallas transversales de carácter local, que se prolongan, hacia el sudeste, dentro del ambiente de las Sierras Pampeanas, con un sistema de fallas transversales que se encorvan hacia el sur, hasta adquirir rumbo prácticamente meridiano.

En trabajos anteriores (Mon, 1976 a y b), nos hemos referido extensamente al lineamiento IV, "de Tucumán", de rumbo NE-SO, que ha tenido también componentes de movimiento paralelas al rumbo con desplazamiento dextrógiro.

Los lineamientos del Toro y de Tucumán delimitan una gran cuña de basamento (figuras 2 y 3) que se ha desplazado hacia el naciente provocando un empuje en esa dirección sobre las Sierras Subandinas, especialmente sobre el anticlinorio de la sierra Colorada-Remate, que tiene vergencia hacia el este. Dentro de esta cuña, el lineamiento del Brete y el de Tucumán determinan un segmento menor, que en su desplazamiento hacia el naciente, ha avanzado algo más que el resto del bloque acentuando la acción de empuje sobre las Sierras Subandinas. Este desplazamiento ha provocado una marcada inflexión en la Cordillera Oriental y en las Sierras Pampeanas, como así también en el Valle Calchaquí a la latitud de Cafayate. Tan es así que el macizo de las Cumbres Calchaquíes representa una sierra pampeana desplazada e incrustada en el ambiente de la Cordillera Oriental.

Se reconoce una cuña central entre los lineamientos de las Salinas Grandes y del

Toro, la que ha tenido desplazamiento relativo hacia el oeste. El tramo de las Sierras Subandinas, coincidente con esta cuña, presenta vergencia hacia el oeste y determina un arco cóncavo hacia el naciente. Es como si los empujes hubiesen actuado localmente de este a oeste.

El bloque situado al norte del lineamiento de las Salinas Grandes (I) ha sufrido un desplazamiento relativo hacia el naciente, provocando un empuje en ese sentido sobre las Sierras Subandinas, que en este sector presentan nuevamente vergencia hacia el este, para el plegamiento ándico.

Aparentemente la vergencia del plegamiento de las Sierras Subandinas habría sido regulada por el desplazamiento de estas grandes cuñas delimitadas por fallas transcurrentes transversales.

La mayor parte de estos desplazamientos transversales han ocurrido previamente a los últimos episodios de la deformación ándica, durante los cuales se produjo una importante reactivación de las fallas inversas, especialmente de la fractura regional que provocó el levantamiento de la Cordillera Oriental contra las Sierras Subandinas y la obliteración parcial de las megafracturas transversales.

Sierras Subandinas

En este trabajo utilizamos la denominación Sierras Subandinas en sentido amplio, incluyendo también al Sistema de Santa Bárbara descripto por Rolleri (1976). A pesar de la existencia de importantes diferencias en la estratigrafía que se manifiestan a lo largo de esta cadena (el lineamiento de las Salinas Grandes separa dos tramos de composición estratigráfica completamente diferente) que fueran claramente destacadas por Leanza (1959) y por Rolleri (*op. cit.*), pensamos que es posible tratarla como una gran unidad morfoestructural en la escala de este esquema.

Constituyen la unidad más oriental. Representan un sistema orográfico discontinuo, dado por tres elevaciones que coinciden con grandes anticlinorios, separados por depresiones estructurales hacia donde buzan los ejes de los pliegues. La depresión del río Juramento separa el anticlinorio Gallo-Lumbrera del de Remate-Sierra Colorada (Mon, 1976 b). El anticlinorio septentrional que denominamos Zenta-Zapla está en posición

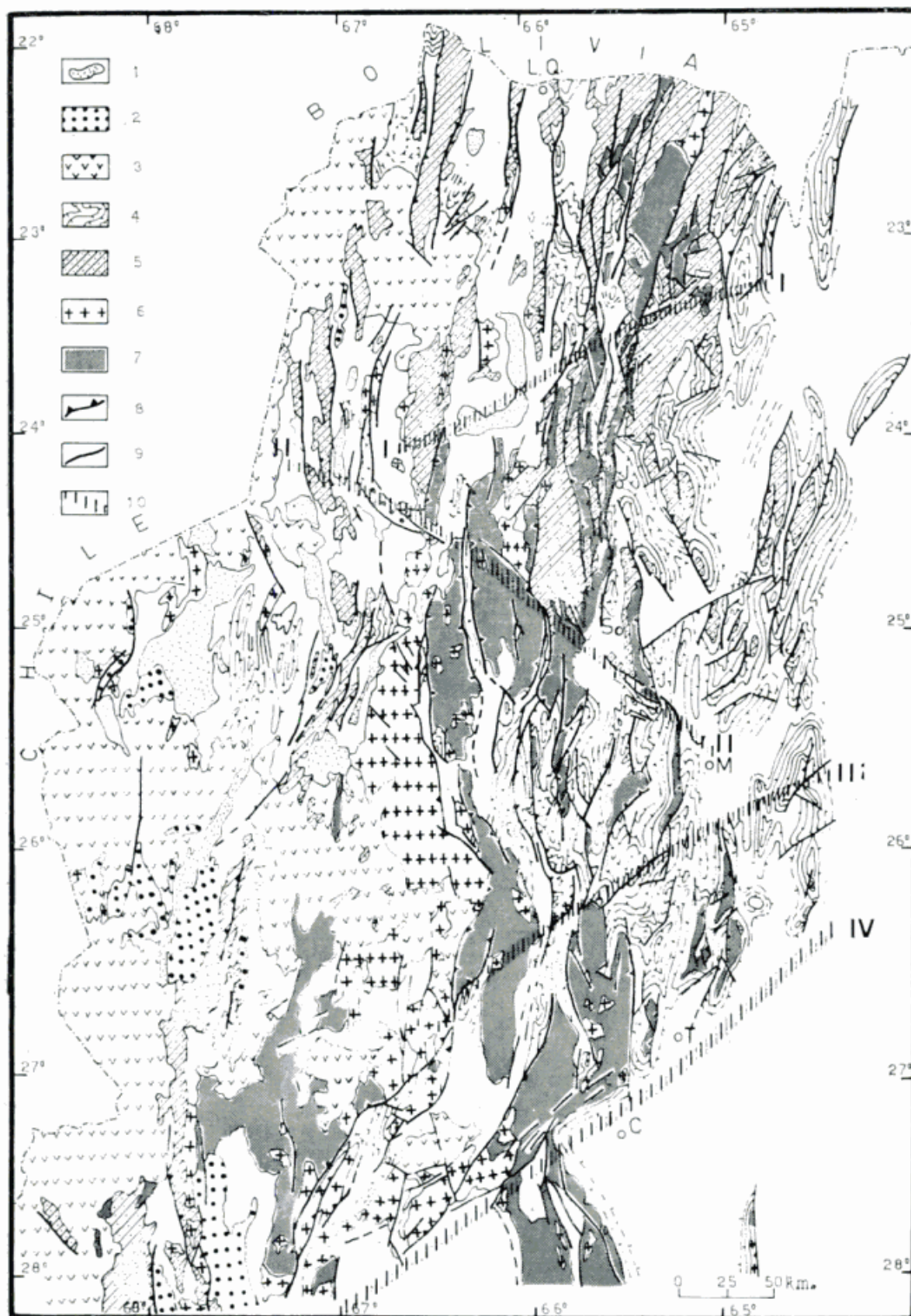


Fig. 3.— 1. Salares. 2. Sedimentos terciarios sin información sobre su estructura. 3. Vulcanitas cenozoicas. 4. Líneas de forma de la estructura de los sedimentos cretácico-terciarios. 5. Paleozoico no diferenciado. 6. Rocas graníticas principalmente paleozoicas. 7. Basamento metamórfico precámbrico. 8. Fallas inversas regionales. 9. Fallas de segundo orden. 10. Lineamientos transversales. LQ. La Quiaca. J. Jujuy. S. Salta. M. Metán. T. Tucumán. C. Concepción.

escalonada con respecto al de Gallo-Lumbrera y separado por la depresión del río San Francisco.

Se nota que la participación del Paleozoico inferior en el núcleo de estos anticlinorios disminuye rápidamente de norte a sur. En el núcleo del anticlinorio de Zenta-Zapla, fuera de una importante participación de sedimentitas paleozoicas, aflora el basamento precámbrico (ver mapa figura 3). En el anticlinorio de Remate-Sierra Colorada, la participación de materiales paleozoicos se reduce a los pequeños asomos de los cerros Cantero y Remate (Mon y Dinkel, 1974).

Un hecho que llamó la atención de los investigadores que se ocuparon de esta unidad fueron los cambios de vergencia del plegamiento ándico que se observan a lo largo de la misma. El tramo central presenta marcada vergencia hacia el oeste, corroborada por importantes fallas inversas que inclinan hacia el naciente, que afectan en general a los flancos occidentales de los pliegues. En cambio el resto de la cadena posee vergencia hacia el este. Tal como señalamos más arriba, estos cambios podrían explicarse por los movimientos diferenciales que tuvieron los grandes paneles de zócalo, separados por fallas transversales oblicuas de primera magnitud.

La estructura regional de las Sierras Subandinas se debe a la acción de, por lo menos, dos episodios principales de deformación: a) movimientos de grandes cuñas que condicionaron la vergencia hacia el oeste del tramo central; b) posteriormente se produjo un empuje generalizado hacia el naciente que reactivó los rasgos estructurales previamente formados, entre ellos un conjunto de fallas transcurrentes de segundo orden que muestran desplazamientos preferencialmente dextrogiros, muy bien desarrollado en los anticlinorios Gallo-Lumbrera y Remate-Sierra Colorada (ver mapa figura 3). Este empuje hacia el este fue el que provocó también el cabalgamiento de la Cordillera Oriental sobre las Sierras Subandinas.

Cordillera Oriental

Esta unidad ha sido ya objeto de numerosos trabajos, especialmente de Turner (1970, 1972) y Méndez (1974). Sin embargo, conviene destacar los siguientes puntos:

- Su traza experimenta marcadas inflexiones relacionadas a las megafallas transversales (figura 1).
- Presenta en general carácter divergente (vergencia hacia el este en su borde oriental y hacia el oeste en el occidental).
- Predomina la disposición escalonada en la mayor parte de sus elementos estructurales.
- El lineamiento del Toro separa dos tramos de composición estratigráfica diferente; al norte de éste el Cámbrico y el Ordovícico alcanzan gran desarrollo, al sur están escasamente desarrollados. Con el Grupo Salta (Cretácico superior) ocurre precisamente lo contrario.
- Al norte del lineamiento del Toro se observa una franja central de intenso cizallamiento, donde el fallamiento inverso de alto ángulo alcanza notable intensidad, lo que ha producido un conjunto de bloques angostos e imbricados. En estas fallas son frecuentes los desplazamientos rotacionales (fallas tijera).
- Cabe finalmente destacar el carácter netamente tectónico del borde oriental, marcado por una gran falla inversa, que según Salfity *et al.* (1976), ha demostrado ser activa desde el Paleozoico inferior.

Sierras Pampeanas

Caracterizada por un basamento intensamente metamorfizado, afectado por intrusiones graníticas, esta unidad ha sido tema de numerosos trabajos, especialmente síntesis como las de González Bonorino (1950) y Caminos (1972).

La parte de las Sierras Pampeanas presente en nuestra área de estudio corresponde a un sector cordillerano que se incorpora como una cuña al edificio andino. Esta está separada de la parte "pampeana" propiamente dicha por el lineamiento de Tucumán.

El extremo norte está afectado en gran parte por los granitos pertenecientes a la franja eruptiva de edad silúrica, y su borde occidental está afectado por manifestaciones volcánicas relacionadas con las de la Puna. Su borde oriental es tectónico, marcado por grandes fallas inversas que permiten el cabalgamiento de los bloques del basamento

pampeano sobre las sedimentitas terciarias del valle Calchaquí y de la cobertura de la Cordillera Oriental.

El basamento de las Sierras Pampeanas está desprovisto de cobertura paleozoica y del Cretácico superior (Grupo Salta), lo que contribuye a diferenciarlas de las dos unidades anteriores.

Puna

Poco es lo que se puede agregar a las importantes contribuciones de Turner (1970, 1972, etc.) y Méndez (1974). Cabe destacar solamente la importancia que puede alcanzar el plegamiento ándico en esta unidad. En los extensos afloramientos del Grupo Pastos Grandes (Terciario superior) situados entre los salares de Pocitos y Arizaro, se observa un plegamiento intenso dado por pliegues cuyos flancos presentan inclinaciones, en muchos casos, superiores a 60° y cuyos ejes buzan tanto hacia el norte como hacia el sur. Cabe pensar que este no es un hecho aislado y que este sector es una muestra del estilo de deformación del Terciario puneño, que en gran parte se encuentra cubierto por vulcanitas y depósitos aluviales del Cuaternario.

Las relaciones entre estas sedimentitas plegadas y los bloques del basamento ordovícico, elevados por fallas inversas, en gran parte no son visibles. Pero todos estos hechos indican la existencia de una intensa tectónica compresional que yace por debajo de la extensa cubierta de materiales modernos, volcánicos y sedimentarios, que cubren a la Puna.

Lista de trabajos citados en el texto

- Amengual, R. y J. C. M. Zanettini, 1973. *Geología de la comarca de Cianzo y Caspalá (provincia de Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII: 341-352.
- 1974. *Geología de la quebrada de Humahuaca entre Uquiá y Purmamarca (provincia de Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX: 30-40.
- Badgley, P. C., 1965. *Structural and Tectonic Principles*. Harper y Row, Nueva York.
- Baldis, B. A. J., A. Gorroño, J. V. Ploszkiewicz y R. M. Sarudiansky, 1976. *Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes*. Sexto Congr. Geol. Argent. I: 3-22, Buenos Aires.
- Braccacini, O., 1960. *Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina*. Pe:rotecnia X: 57-69, Buenos Aires.
- Caminos, R., 1972. *Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan*. En Leanza A. F. ed. *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 41-77, Córdoba.
- Coira, B. L., 1972. *Descripción geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa (prov. de Jujuy)*. Serv. Geol. Nac. Inédito, Buenos Aires.
- Galván, A. F., 1969. *Descripción geológica de la Hoja 10 f, Cafayate (prov. de Salta y Tucumán)*. Serv. Geol. Nac. Inédito, Buenos Aires.

Conclusiones

La estructura ándica, de los Andes del Norte Argentino, no es sólo el producto de los movimientos de esta edad sino que se haya fuertemente condicionada por rasgos tectónicos antiguos muchos de ellos pertenecientes al basamento metamórfico precámbrico, como los grandes lineamientos transversales o la diferenciación de la Cordillera Oriental de las Sierras Pampeanas, producida principalmente por el distinto comportamiento tectónico del zócalo de una y otra.

Puede decirse que, para llegar a una comprensión cabal de los rasgos de la tectónica joven y de sus orígenes, debe ampliarse considerablemente el conocimiento de las tectónicas más antiguas, tanto las del basamento metamórfico precámbrico como la de los macizos paleozoicos.

Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento hacia sus colaboradores del laboratorio de Geología Estructural de la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Tucumán por la ayuda brindada para la presentación de este trabajo, especialmente a los licenciados Luis E. Suayter y Jorge E. Eremchuk.

El apoyo material para la realización de las tareas, que sirvieron de base a este trabajo, fue proporcionado por la Universidad Nacional de Tucumán y el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

- Gebhard, J. A., A. R. Giudici y J. Oliver Gascón, 1974. *Geología de la comarca entre el río Juremento y arroyo Las Tortugas, provincia de Salta y Jujuy, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX: 359-375.
- González Bonorino, F., 1950 a. *Geología y petrografía de las Hojas 12 d, Capillitas y 13 d, Andalgalá*. Dir. Gen. Ind. Minera. Bol. 70, Buenos Aires.
- 1950 b. *Descripción geológica de la Hoja 13 c, Villa Alberdi*. Dir. Nac. Minería. Bol. 74, Bs. Aires.
- 1951. *Descripción geológica de la Hoja 12 c, Aconquija*. Dir. Nac. Minería. Bol. 75, Bs. Aires.
- 1972. *Descripción geológica de la Hoja 13 c, Fiambalá (prov. de Catamarca)*. Dir. Nac. Geol. y Minería Bol. 127, Buenos Aires.
- Leanza, A. F., 1969. *Sistema de Salta, sus peces voladores, su asincronismo con el Horizonte Calcáreo Dolomítico y con las Calizas de Miraflores y la híbridez del Sistema Subandino*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIV: 393-407.
- Méndez, V., 1973. *Geología de la comarca de Mina "Aguilar" y alrededores, departamento de Humahuaca (prov. de Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII: 319-330.
- 1974. *Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65° 30' oeste, hasta el límite de las repúblicas de Bolivia y Chile*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX: 391-424.
- Méndez, V., A. Navarini, D. Plaza y V. Viera, 1972. *Faja eruptiva de la Puna Oriental*. Actas Quinto Congr. Geol. Argent., IV: 89-100, Buenos Aires.
- Mingramm, A. y A. Russo, 1972. *Sierras Subandinas y Chaco salteño*. En Leanza, A. F. Ed. *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. 185-211, Córdoba.
- Mon, R., 1971. *Estructura geológica del extremo austral de las Sierras Subandinas. Provincias de Salta y Tucumán, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI: 209-220.
- 1972. *Esquema estructural de la provincia de Tucumán, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII: 223-228.
- 1976 a. *The structure of the eastern border of the Andes in north-western Argentina*. Geol. Rundsch. CXV, 211-222, Stuttgart.
- 1976 b. *La tectónica del borde oriental de los Andes en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI: 65-72.
- Mon, R. y A. Urdaneta, 1972. *Introducción a la Geología de Tucumán, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII: 309-329.
- Mon, R. y J. C. Dinkel, 1974. *Geología de la comarca del cerro Remate (provincias de Salta, Tucumán y Santiago del Estero) y nuevos datos sobre la distribución del Paleozoico inferior en el norte argentino*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX: 61-71.
- Ruiz Huidobro, O., 1960. *Descripción geológica de la Hoja 8 e, Chicoana (provincia de Salta)*. Dir. Nac. Geol. y Minería, Bol. 89, Buenos Aires.
- 1960 b. *Hoja geológica 12 c, Laguna Helada (provincia de Catamarca)*. Dir. Nac. Geol. y Miner. Inédito.
- 1968. *Descripción geológica de la Hoja 7 e, Salta (provincias de Salta y Jujuy)*. Inst. Nac. Geol. y Minería. Bol. 109, Buenos Aires.
- 1972. *Descripción geológica de la Hoja 11 e, Santa María (provincias de Tucumán y Catamarca)*. Serv. Nac. Min. Geol. Bol. 134, Buenos Aires.
- Salfity, J. A., R. Omarini, B. Baldis y W. Gutiérrez, 1976. *Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino*. Actas Segundo Congr. Ibero Americano Geol. Econ. IV: 341-361, Buenos Aires.
- Schwab, K., 1968. *Mapa geológico de las Hojas 5 a y b*. Direc. Nac. Geol. y Miner. Inédito, Bs. Aires.
- 1973. *Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari Area. (NW - Argentinien)*. Geotekt. Forsch. XCIII: 1-68, Stuttgart.
- Turner, J. C. M., 1964 a. *Descripción geológica de la Hoja 2 b, La Quiaca (provincia de Jujuy)*. Inst. Nac. Geol. y Miner. Bol. 103, Buenos Aires.
- 1964 b. *Descripción geológica de la Hoja 2 c, Santa Victoria (provincias de Salta y Jujuy)*. Inst. Nac. Geol. y Miner., Bol. 102, Buenos Aires.
- 1964 c. *Descripción geológica de la Hoja 7 c, Nevado de Cachi (provincia de Salta)*. Direc. Nac. Geol. y Miner. Bol. 99, Buenos Aires.
- 1967. *Descripción geológica de la Hoja 13 b, Chaschuil (provincias de Catamarca y La Rioja)*. Inst. Nac. de Geol. y Miner. Bol. 106, Buenos Aires.
- 1970. *The Andes of Northwestern Argentina*. Geol. Rdsch. CIX: 1028-1063, Stuttgart.
- 1972. *Puna*. En Leanza A. F. Ed. *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. 91-116, Córdoba.
- 1972 b. *Cordillera Oriental*. En Leanza A. F. Ed. *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. de Cienc. 117-142, Córdoba.
- 1973. *Descripción geológica de la Hoja 11 d, Laguna Blanca*. Serv. Nac. Min. Geol. Bol. 142, Buenos Aires.
- Vilela, C. R., 1956. *Descripción geológica de la Hoja 7 d, Rosario de Lerma, Salta*. Dir. Nac. Geol. y Minería. Bol. 84, Buenos Aires.
- 1965. *El Petróleo en las cuencas de Orán y Metán*. Actas Segundas Jornadas Geolog. Argent. III: 425-438, Tucumán.
- 1969. *Descripción geológica de la Hoja 6 c, San Antonio de los Cobres (provincias de Salta y Jujuy)*. Dir. Nac. Geol. y Miner. Bol. 110, Buenos Aires.
- Zanettini, J. C. M., 1973 a. *Geología de la comarca de Abra Pampa y Tres Cruces (provincia de Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII: 331-340.
- 1973 b. *Observaciones sobre la facies proximal del Subgrupo Santa Bárbara, en el sector noroeste de la Cordillera Oriental (provincias de Salta y Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII: 219-226.

Recibido: julio 5, 1978.

GEOLOGIA DE LA COMARCA DE CAMPANA MAHUIDA (PROVINCIA DEL NEUQUEN)

JUAN CARLOS M. ZANETTINI

Resumen

Se describe de manera breve la geología de la comarca de Campana Mahuida, situada en la provincia del Neuquén. La columna estratigráfica se compone de sedimentitas jurásicas que han sido intruidas por cuerpos silíceos y mesosilíceos del Cretácico superior y Oligoceno; efusivas y sedimentos cuartáricos cubren a las anteriores. La falla del Río Agrio determina un bloque diferencialmente ascendido al este de dicho río. Se da una descripción de la historia geológica.

Introducción

Este trabajo tiene por objetivo dar a conocer sucintamente las características geológicas de la comarca de Campana Mahuida, reconocidas durante tareas de exploración geológico-minera llevadas a cabo por la Dirección General de Fabricaciones Militares durante los años 1975 y 1976.

La zona se halla situada en la provincia del Neuquén, departamento Loncopué, 100 kilómetros al norte de la ciudad de Zapala. Desde esta localidad se accede a la comarca por las rutas nacionales 22 y 231.

Estudios geológicos anteriores, con carácter regional, fueron efectuados por Groeber (1953, 1963), Marchese (1971), Yrigoyen (1972), Di Gregorio (1972) y Leanza (1973).

Los estudios locales son de índole minera y fueron llevados a cabo por Angelelli (1950), Salaberry y Núñez (1968) y Zanettini (1976).

El autor deja su expreso agradecimiento a las autoridades de la Dirección General de Fabricaciones Militares por autorizar la publicación del presente trabajo. Asimismo agradece a la licenciada Graciela Santamaria por el estudio de los cortes petrográficos.

Geología

Estratigrafía

El cuadro estratigráfico sintetiza las características de las unidades litológicas aflorantes en la comarca.

Abstract

The geology of the Campana Mahuida area, located in the province of Neuquén, is described briefly. The stratigraphic sequence is formed by Jurassic sedimentites, intruded by siliceous and mesosiliceous Upper Cretacic and Oligocene bodies. Quaternary volcanics and sediments overlie those rocks. The Río Agrio fault has originated the differential uplift of one block east of the river. A description of the geological history is given.

CUADRO ESTRATIGRAFICO

EDAD		ENTIDAD	LITOLOGIA	Esp (m)	
CUARTARIO	HOLOCENO		Aluvios y coluvios		
	PLEISTOCENO	F. Huerfanchaque	Conglomerados, arena y fobas	25	
		Basalto Mape	Basalto		
		Basalto Chapuá	Basaltos y fobas		
TERCIARIO	OLIGOCENO	Grupo Malte	Andesitas hawa blandiferas, fobas		
CRETACICO	CAMPANIANO	GRUPO CAMPANA MAHUIDA	Andesita El Sillero	Andesita	
	SANTONIANO		Granodierita Tres Puntas	Diorita, granodierita, tonalita	
JURASICO	TITONIANO	F. Vaca Muerta	Lufitas, calizas, margas y anhidrita	1000	
	KIMERIDGIANO	F. Tardito	Areniscas, limolitas y fobas	500	
	ARGOVIANO	F. La Manga	Calizas, leñitas, margas, conglomerados	80	
	CALOVIANO	GRUPO CUYO	F. Chacay Melihue	Lufitas, calizas y areniscas	100
			F. Lotena	Conglomerados y areniscas	280
F. Lajas			Areniscas y lufitas	500	

Mesozoico

1. JURÁSICO

Grupo Cuyo (Di Gregorio y Uliana, 1975)

El Grupo Cuyo, compuesto aquí por las Formaciones Lajas, Lotena y Chacay Melihué, se ubica en el sector central de la zona. Regionalmente las dos primeras Formaciones constituyen las facies proximal de la tercera y el hecho de que en Campana Mahuida se puedan diferenciar las tres, nos lleva a considerar que existe una facies mixta.

Formación Lajas (Weaver, 1931)

La base de la Formación Lajas no se observa y en el techo su contacto con la Formación Lotena es concordante.

Está compuesta por areniscas limolíticas, micáceas y calcáreas de grano mediano a fino, color verde oliva grisáceo, dispuestas en estratos de 30 a 50 cm de espesor; se intercalan limolitas micáceas y lutitas de color negro con tonalidades verdosas.

Restos fósiles de *Macrocephalites macrocephalus* y pelecípodos indeterminables se encuentran en los bancos de areniscas.

Formación Lotena (Weaver, 1931)

La Formación Lotena sobreyace concordantemente a la anterior; en el techo pasa de manera transicional a la Formación Chacay Melehué y en pseudoconcordancia a la Formación La Manga.

Se pueden diferenciar dos miembros. El primero se integra con conglomerados polimícticos de color pardo claro por meteorización, constituidos por clastos redondeados de uno a 20 cm de diámetro mayor en matriz de arenisca de grano grueso; se intercalan lentes de areniscas conglomerádicas y areniscas de grano grueso. En ocasiones se presenta estratificación cruzada.

Al segundo miembro se pasa de manera transicional; éste se constituye con areniscas cuarzosas de grano fino a mediano, color pardo claro por meteorización y gris claro en corte fresco, dispuestas en bancos de 2 a 70 cm de espesor y algunos de 1,50 m; se intercalan areniscas de grano mediano color verde oliva con tonalidades grisáceas y rojizas y areniscas grises oscuras que contienen rodados arcíliticos aplanados, de 15 a 20 cm de diámetro mayor, en estratos de 10 a 50 cm de potencia.

Hallamos en el segundo miembro restos de troncos y amonites indeterminables.

Formación Chacay Melehué (Marchese, 1971)

La Formación Chacay Melehué contacta transicionalmente con la anterior y es sucedida en pseudoconcordancia por la Formación La Manga.

En la sección inferior y media se encuentran lutitas y arcilitas calcáreas de color gris oscuro, entre las que se intercalan areniscas de grano fino a mediano de igual color y

verde oliva oscuro en estratos de 20 a 50 cm de espesor; en la parte media se presentan intercalaciones de areniscas de grano mediano color gris claro y blanquecino en estratos de uno a tres metros de potencia.

Hacia el techo se hallan lutitas calcáreas color gris oscuro con intercalaciones de delgados bancos de caliza de igual color.

Los restos fósiles hallados en las dos primeras unidades y la litología del Grupo señalan para el mismo deposición en ambiente litoral a nerítico.

De acuerdo con los fósiles, la edad del Grupo es caloviana inferior hasta, quizá, medio, teniendo en cuenta que la Formación Chacay Melehué llega hasta esa edad en su localidad tipo.

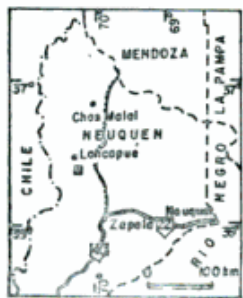
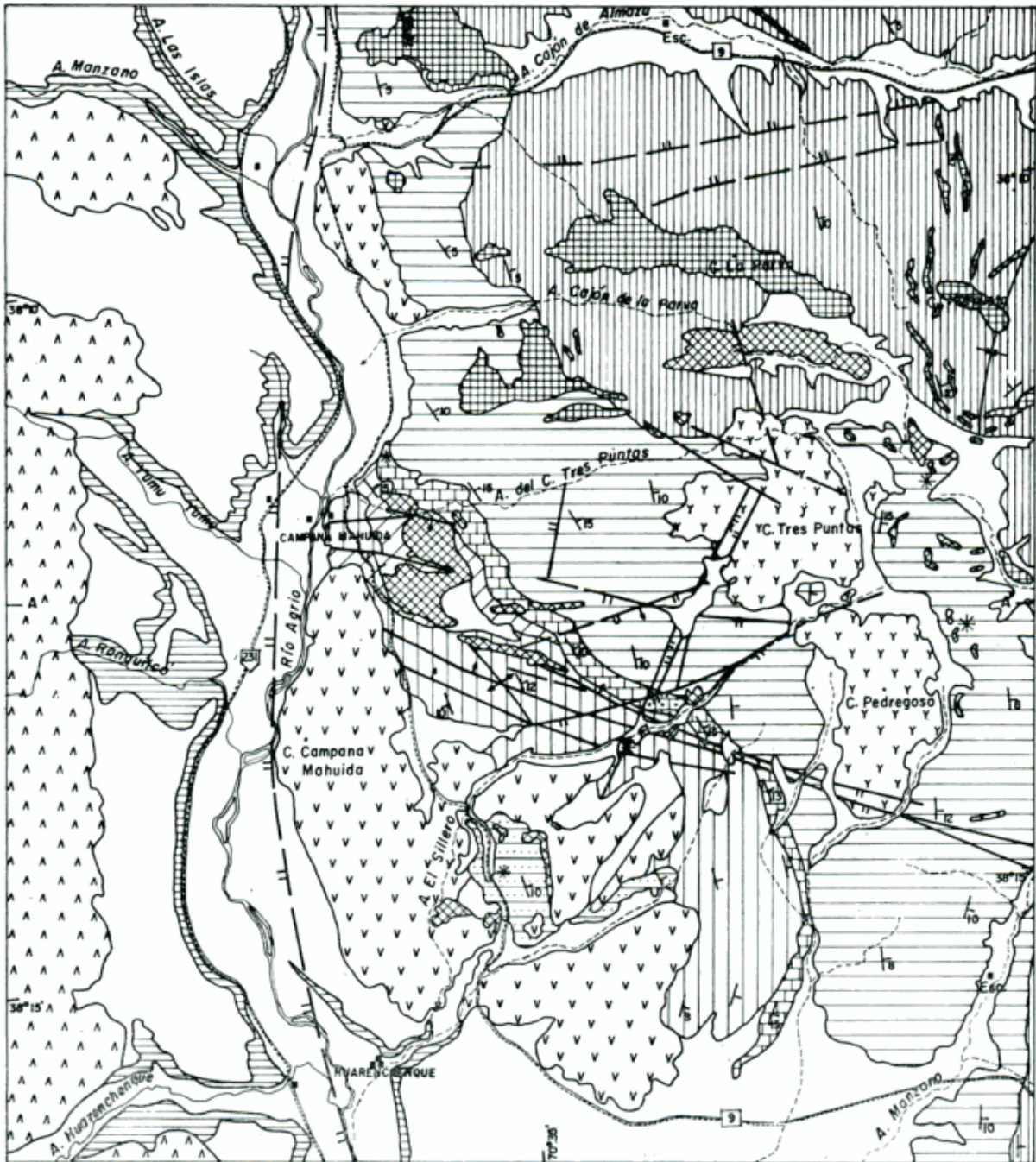
Formación La Manga (Stipanovic y Mingramm, en Groeber, 1953)

La Formación La Manga se ubica en los sectores central y sur de la comarca, sobreponiéndose en pseudoconcordancia a las Formaciones Lotena y Chacay Melehué; en el techo una discordancia la separa de la Formación Tordillo.

Si bien hay concordancia entre los estratos basales de La Manga y los superiores de Lotena y Chacay Melehué, ya es conocido que en varias comarcas de la cuenca neuquina-sud mendocina existen evidencias litológicas y paleontológicas del hiatus Divesiano en su fase Río Grande (Stipanovic, 1965); en Campana Mahuida la evidencia está dada por el cambio en la litología y por el hecho de que La Manga se asienta sobre Chacay Melehué y sobre Lotena.

Se pueden diferenciar dos secciones. La inferior comienza con calizas bituminosas color gris oscuro, dispuestas en estratos de 5 a 30 cm de espesor, que contienen cristales diseminados de pirita diagenética; se intercalan lutitas calcáreas y margas de igual color.

La sección superior, no siempre presente o cubierta en su mayor parte por derrubios, comienza con areniscas calcáreas de grano mediano a fino, color amarillo verdoso, de 60 cm de espesor; sigue un conglomerado brechoso con clastos de caliza y cuarzo de hasta 15 cm de diámetro mayor en matriz calcarenítica muy deleznable; continúan arcilitas calcáreas color gris y remata en un conglomerado brechoso gris blanquecino con clastos de chert y escasos de cuarzo en matriz calcárea.



REFERENCIAS

- | | | |
|-------------------|-----------------------------------|------------------------|
| Reciente y actual | Andesita El Sillero | a F. Lotena (a perfil) |
| F. Huarenchenque | Granodiorita Tres Puntas | F. Lajas |
| Basalto Maipo | F. Vaca Muerta | Punto fosilífero |
| Basalto Chapua | F. Tordillo | |
| Grupo Malle | a F. La Manga (a. metasomatizado) | |
| | a F. Chacay Melehue (a. perfil) | |

GEOLOGIA DE C. MAHUIDA

0 2km
J. C. M. Zaccattini — 1978

Esta secuencia se presenta al nordeste de la escuela de Campana Mahuida; al este de la misma, sobre el arroyo del cerro Tres Puntas, la sección superior se compone solamente de un conglomerado brechoso color gris con clastos de caliza y cuarzo y al sudoeste del cerro Pedregoso se integra con un calcáreo blanco sacaróide, muy deleznable, que contiene concreciones silíceas.

Hallamos improntas de *Inoceramus sp.* en las calizas de la sección inferior.

Inmediatamente al norte del lugar donde el arroyo El Sillero atraviesa a La Manga y esporádicamente hacia el sur, la unidad se encuentra totalmente reemplazada por ópalo hematitizado. Este fenómeno metasomático lo atribuimos a la intrusión de la Andesita El Sillero.

En la comarca falta la Formación Auquilco (Weaver, 1931), que normalmente sucede a La Manga. No descartamos la posibilidad de que la sección superior descrita para la Formación La Manga corresponda a una facies proximal de la Formación Auquilco.

La litología de la entidad indica un ambiente litoral a epinerítico, de carácter euxínico para la sección inferior. Sobre base paleontológica se le asigna edad argoviana (Stipanovic, 1965).

Formación Tordillo (Groeber, 1946)

La Formación Tordillo se sitúa en el norte, centro y sudeste de la comarca, sobreyaciendo en discordancia sobre la anterior unidad; en el techo pasa transicionalmente a la Formación Vaca Muerta.

Basándose sobre la coloración de las rocas es posible diferenciar dos miembros. El primero comienza con areniscas de grano grueso color rojo violáceo sobre las que continúan areniscas de grano fino a mediano y arcillitas de colores rojo violáceo y pardo amarillento, dispuestas en bancos de 15 a 30 cm de espesor, con intercalaciones de limolitas de iguales colores, areniscas tobáceas, tobas y algunos conglomerados intraformacionales de clastos angulosos de hasta 5 cm de diámetro de matriz de arenisca de grano grueso.

El segundo miembro se integra con areniscas de grano mediano a fino, de colores verde claro y blanco verdoso, con intercalaciones de lutitas negras hacia la parte superior.

Se presentan bancos con estratificación cruzada y grietas de desecación sobre las su-

perficie de algunos estratos. Se observaron improntas mal conservadas de amonites en areniscas y lutitas de la sección superior.

La litología y fósiles de la unidad señalan deposición en ambiente continental a litoral. Se asigna a esta Formación edad kimmeridgiana (Herrero Ducloux, 1946).

Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931)

La Formación Vaca Muerta se encuentra al norte y este de la comarca sobrepuesta en concordancia y transición a la anterior entidad; se extiende hacia el este de la zona por lo que su techo no se ha observado.

Está compuesta por lutitas negras que, en ocasiones, contienen concreciones calcáreas y estratos de calizas grises y negras de 30 a 50 cm de espesor; se intercalan margas color pardo claro y delgadas capas de anhidrita.

La litología indica sedimentación en ambiente litoral a nerítico. Sobre base paleontológica se le asigna edad titoniana en la comarca (Leanza, 1973).

2. CRETÁCICO

Grupo Campana Mahuida

Proponemos la denominación de Grupo Campana Mahuida para reunir a dos unidades de carácter magmático que corresponden al ciclo del Cretácico superior y se relacionan genéticamente.

Granodiorita Tres Puntas

Nominamos Granodiorita Tres Puntas al cuerpo plutónico que, con una superficie de 55 km², constituye los cerros Pedregosos y Tres Puntas e intruye a las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta.

El metamorfismo de contacto ocasionado por esta intrusión no sólo transformó a las sedimentitas de las unidades penetradas sino que se extendió hasta afectar parcialmente a las Formaciones Lotena y La Manga, convirtiendo a las rocas originales en hornfels, pizarras y calizas recristalizadas, es decir que el grado metamórfico no es elevado.

El stock está compuesto por tres tipos de rocas que ostentan variaciones porfíricas. Un núcleo de diorita fue intruido y asimilado en sus bordes por una granodiorita que presenta diferenciación a tonalita.

La *diorita* es de color gris claro a oscuro, de estructura granosa y textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa ácida zonada y hornblenda, en una mátrix alotriomorfa granular que contiene escaso cuarzo y plagioclasa sódica zonada dominante. La hornblenda se presenta en prismas gruesos, teniendo algunos cristales inclusiones de apatita, y en partes ha sido reemplazada por biotita; existen pequeños cristales de augita verde pálido íntimamente asociados al anfíbol. La titanita se presenta en pequeños agregados como producto de alteración de los mafitos, lo mismo que la clorita verde. El cuarzo siempre es intersticial y escaso, limitado a pequeñísimos cristales en la mátrix. Hay abundantes sulfuros diseminados.

La *granodiorita* es la roca dominante en el stock; es de color gris mediano, en partes con un tinte verdoso por epidotización. Presenta textura xenomorfa granular gruesa. Los feldespatos, ortosa y plagioclasa ácida, ocurren en cristales xenomorfos con alteración argílica. El mafito originalmente ha sido hornblenda verde que ha pasado a biotita y clorita con abundante epidoto como producto de alteración; en algunos casos el epidoto ha reemplazado totalmente al mafito. La titanita se presenta en agregado como producto de alteración de los mafitos. Se observó cuarzo secundario.

La *tonalita* es de color gris oscuro, de textura xenomorfa granular gruesa. La plagioclasa ácida aparece como cristales subhedrales límpidos y con maclado normal, siendo escasos los que presentan zonación; los núcleos cálcicos de las plagioclasas zonadas muestran incipiente sericitización. La hornblenda muestra el pasaje a biotita verde. Se observan inclusiones de apatita y zircón en el anfíbol y en la mica. El cuarzo es intersticial. Hay formación de titanita como producto de alteración de los mafitos.

Las diferenciaciones porfíricas de las rocas que componen el plutón se encuentran en los bordes del mismo. En las zonas marginales se hallan xenolitos de pórfido andesítico de color gris mediano a oscuro, de formas redondeadas y tamaño variable hasta 50 cm de diámetro.

La unidad exhibe alteración hidrotermal propilitica y filica ocasionada por la posterior intrusión de la Andesita El Sillero.

Andesita El Sillero

Denominamos Andesita El Sillero a los cuerpos magmáticos ubicados en la parte

central de la comarca e inmediatamente al norte y este de la anterior entidad, los cuales afloran como diques y filones capas de dimensiones variables intruyendo a las unidades sedimentarias descriptas; masivamente ha sido localizada en perforaciones al pie sudoeste del cerro Tres Puntas, intruyendo además a la Granodiorita Tres Puntas.

La *andesita* que compone la unidad es de color gris oscuro a gris verdoso, de textura porfírica, con pasta microcristalina felsítica. Los fenocristales son de plagioclasa zonada y hornblenda, ambos corroidos por la pasta. El anfíbol pasa a biotita y por último a clorita verde. El cuarzo es escaso y subordinado a la pasta.

Se presentan variaciones porfíricas, con fenocristales de feldespato de hasta 0,5 cm y diferenciaciones a dacita y pórfido dacítico.

La entidad ostenta alteración hidrotermal propilitica y filica en sus manifestaciones aflorantes y potásica en el cuerpo principal de subsuelo.

Secuencia magmática y edad del Grupo Campana Mahuida

Las relaciones de campo observadas nos permiten establecer la siguiente secuencia magmática para el Grupo tratado:

Una intrusión diorítica penetró a las sedimentitas de la Formación Tordillo constituyendo un cuerpo central con apófisis a manera de diques y filones capas. A ella siguió la intrusión de la granodiorita-tonalita, lo cual es demostrado por la asimilación de la diorita por parte de la granodiorita, en las zonas de contacto entre una y otra roca, y por el metamorfismo de los diques y filones capas de diorita.

La segunda intrusión ocasionó o acrecentó, el metamorfismo de contacto en las sedimentitas de las Formaciones Lotena, La Manga, Tordillo y Vaca Muerta.

Posteriormente tuvo lugar la penetración de andesita, que se canalizó a través de planos de estratificación y fallas preexistentes, y los fenómenos de alteración hidrotermal y mineralización diseminada, ésta al pie sudoeste del cerro Tres Puntas.

La propuesta de edad para el Grupo que consideramos se basa en la datación radiométrica efectuada sobre biotita hidrotermal de la Andesita El Sillero, realizada en el *Institute of Geological Sciences* de Londres

sobre una muestra de perforación obtenida por el Doctor Richard Sillitoe (1976).

El resultado, por el método K/Ar, arrojó 74.2 ± 1.4 millones de años, lo cual otorga a la alteración hidrotermal edad senoniana superior y permite asignar el Grupo al Cretácico superior, ya que el intervalo de tiempo entre el emplazamiento de un stock (Andesita El Sillero) y su posterior alteración hidrotermal es pequeño y por lo general menor de dos millones de años (Moore y Lenphere, 1971).

El cuerpo diorítico-granodiorítico probablemente es comagmático con la Andesita y, considerando lo expuesto por Charrier y Malumián (1975), su intrusión estaría relacionada con la fase diastrófica Patagónica (Albiano superior-Cenomaniano inferior). Rocas intrusivas graníticas del Cretácico superior son también conocidas más al sur, en los Andes australes (Halpern *et al.*, 1975).

Cenozoico

I. TERCIARIO

Grupo Molle (Groeber, 1946)

Asignamos a esta entidad los cuerpos que, en el sector norte de la comarca cubren discordantemente a las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta y en el sector nordeste penetran como necks, diques y filones capas a la segunda unidad nombrada.

Los cuerpos que se sitúan al norte del Cajón de Almaza, en el cerro La Parva y al sur del arroyo del mismo nombre son coladas andesíticas acompañadas por sus tobas y aglomerados.

Las rocas hipabisales que intruyen a la Formación Vaca Muerta son pórfidos andesíticos y andesitas hornblendíferas de color gris mediano verdoso, con estructura porfírica y pasta afanítica en la que se destacan fenocristales de feldespato rosado y, más abundantes, de hornblenda; este último es un carácter distintivo con respecto a la Andesita El Sillero.

Se otorga a esta unidad edad oligocena.

Basalto Chapua (Groeber, 1946)

Tentativamente asignamos a esta unidad los afloramientos basálticos situados al este del río Agrío, que cubren parcialmente el Grupo Cuyo y a la Formación Tordillo.

La roca es un basalto de estructura porfírica vesicular, de color pardo grisáceo claro a gris oscuro; está acompañada de tobas y aglomerados.

De acuerdo con Yrigoyen (1972) la entidad corresponde al Chapualitense inferior de Groeber y su edad es pleistocena inferior.

Basalto Maipo (Yrigoyen, 1972)

Con esta denominación Yrigoyen se refiere al Chapualitense superior (Groeber, 1946). Dentro de esta unidad consideraremos a los basaltos de color pardo oscuro ubicados al oeste de Huarenchenque.

Se asigna a este basalto edad pleistocena superior.

Formación Huarenchenque

Proponemos el nombre de Formación Huarenchenque para la unidad que, aflorante en las márgenes del río Agrío, cubre a los basaltos Chapua y Maipo; en el techo es sobrepuesta por sedimentos recientes.

La sucesión litológica varía notablemente en cortos tramos, lo cual es un impedimento para describir un perfil tipo de la unidad y sólo es posible dar caracteres generales.

Está integrada por conglomerados polimícticos constituidos por clastos irregulares, predominantemente de basalto, distribuidos en una matriz arenosa color pardo; arenas conglomerádicas y arenas de grano grueso a mediano de colores pardo y gris que se disponen como capas lentiformes, dentro de los conglomerados, o tabulares intercaladas o por encima de ellos, presentando por lo general estratificación cruzada; subordinadamente se encuentran tobas redepositadas de color gris claro y blanco amarillento.

La entidad fue depositada por corrientes fluviales. Le asignamos edad pleistocena superior.

Sedimentos holocenos

Son los aluvios y coluvios, de reciente y actual deposición, que rellenan las depresiones y cauces de ríos y arroyos.

Estructura

En la comarca considerada el plegamiento de las sedimentitas mesozoicas es poco intenso y en general inclinan hacia el este;

solamente al este del cerro Campana Mahuida, en la Formación Lotena, se manifiesta un anticlinal de rumbo NO, simétrico y de flancos suaves con inclinación entre 10° y 12°, y al este del cerro Horqueta la Formación Vaca Muerta está plegada en un sinclinal simétrico y abierto, arrumbado al nordeste.

El plegamiento es de tipo armónico, sin formación de pliegues secundarios ni de arrastre.

Con referencia al fallamiento, se distinguen fracturas heredadas del basamento prejurásico, según Ramos (1978), reactivadas en diferentes ciclos diastróficos.

Los sistemas más antiguos son fallas de rumbos NNE y ONO, directas, con superficies inclinadas 80° al este u oeste las primeras y 70°-75° al NE o SO las segundas; una de éstas ha tenido un desplazamiento de rumbo que es notorio en la Formación La Manga al sudoeste del cerro Pedregoso.

El fracturamiento más moderno está representado por la falla del río Agrío, de rumbo norte y carácter regional, que se pone en evidencia por la ausencia de sedimentitas mesozoicas al oeste de dicho río y ha provocado el ascenso en bloque de la comarca al este del mismo.

Coetáneamente con esta falla se desarrollaron otras locales de rumbo este y ENE, directas, con superficies inclinadas 70°-80° al sur. Estas fracturas afectaron a las anteriores con desplazamientos laterales, siendo la más notable la del arroyo El Sillero.

Edad de las estructuras

La estructura de la comarca se debe a la acción de los ciclos diastróficos Cimérico y Andico.

El primero, en su fase Patagónica, desarrolló el fallamiento NNE y ONO, lo cual es probado por la intrusión y mineralización del Grupo Campana Mahuida, de edad Cretácica superior.

Diques correspondientes a la penetración diorítica del Grupo Campana Mahuida se alojan en el sistema ONO y fueron metamorfizados por la intrusión de granodiorita. Por otra parte, los dos sistemas condicionaron parcialmente la intrusión de la Andesita El Sillero.

El segundo ciclo, con su II Movimiento, es responsable del plegamiento en la comarca y probablemente del desarrollo inicial de la falla del río Agrío y sus coetáneas, pero la expresión mayor del fallamiento se debe

a la fase principal del III Movimiento y al IV Movimiento, que elevaron la región impartándole su fisonomía actual.

Historia geológica

La historia geológica de la región se inicia mucho antes de la deposición de los sedimentos más antiguos aflorantes (Formación Lajas), pero la ausencia de elementos litológicos anteriores no permite hacer una pre-historia local.

Los sedimentos del Gruyo Cuyo llevan a pensar en movimientos oscilatorios del fondo del mar instaurado en la comarca; la Formación Lajas y la sección inferior de la Formación Lotena evidencian un ascenso del fondo marino, que tornó a profundizarse progresivamente para la deposición de la sección superior de Lotena y de la Formación Chacay Melehué.

Estos movimientos posiblemente correspondan al inicio de la fase Río Grande, del ciclo Cimérico, la cual originó el ascenso de la comarca a lo que siguió un período de no deposición que abarcó el Caloviano superior y el Divesiano.

A partir del Argoviano una nueva transgresión dio lugar a la deposición de calizas y sedimentos calcáreos litorales de la Formación La Manga, en pseudoconcordancia sobre las Formaciones Lotena y Chacay Melehué.

El fenómeno regresivo señalado por la Formación Auquilco en otras comarcas de la cuenca neuquina estaría indicado, en Campana Mahuida, por la sección superior de La Manga, la cual bien puede representar una facies proximal de aquella unidad.

Luego del ascenso generado por la fase Araucana, del ciclo Cimérico, sobrevino la deposición en discordancia de sedimentos kimeridgianos aluviales, manifestándose un nuevo ciclo subsidente que se hizo neto con las sedimentitas marinas titonianas de la Formación Vaca Muerta.

En la zona no hay registros litológicos del Cretácico inferior, pero ellos se encuentran en comarcas situadas al este.

La fase Patagónica, del ciclo ya mencionado, inició la elevación de la región y dio lugar a la intrusión postectónica del Grupo Campana Mahuida que, tanto en sus penetraciones iniciales como póstumas, estuvo parcialmente condicionado por fracturas desarrolladas en la misma fase diastrófica.

El evento magmático continuó durante el

Terciario con la intrusión de andesitas que, junto con los sedimentos intruidos, fueron plegadas por el II Movimiento del ciclo Andico, el cual originó un nuevo ascenso de la comarca que fue acentuado por la fase principal del III Movimiento.

Durante el Cuartario inferior sucedieron

movimientos ascendentes distensivos (IV Movimiento) y tuvieron lugar efusiones basálticas y la deposición de sedimentos aluviales relacionados con la erosión en las comarcas elevadas, principalmente, a occidente.

Lista de trabajos citados en el texto

- Angelelli, V., 1950. *Campana Mahuida*, en *Recursos Minerales de la República Argentina. I. Yacimientos Metalíferos*. Mus. Arg. Cienc. Nat. "Bernardino Rivadavia", :469-471, Buenos Aires.
- Charrier, R. y N. Malumián, 1975. *Orogénesis y epeirogénesis en la región austral de América del Sur durante el Mesozoico y el Cenozoico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (2): 193-207, Bs. Aires.
- Di Gregorio, H., 1972. *Neuquén*, en *Geología Regional Argentina*. A. F. Leanza, ed., Acad. Nac. Ciencias, Córdoba :439-505, Córdoba.
- Di Gregorio, H. y M. A. Uliana, 1975. *Plano geológico de la Provincia de Neuquén*. II Cong. Iberoamericano Geol. Económ., IV :69-93, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. I. Hoja Chos Malal*. Asoc. Geol. Arg., Rev. I (3): 177-208, Buenos Aires.
- 1953. *Mesozoico: Triásico, Jurásico y Cretácico*, en *Geografía de la República Argentina*, II, 1ª parte, Soc. Arg. Est. Geog., GAEA, Buenos Aires.
- 1963. *La Cordillera entre las latitudes 22° 20' y 40° S*. Bol. Acad. Nac. Ciencias Córdoba, XLIII (2ª, 3ª, 4ª), Córdoba.
- Halpern, M., P. N. Stipanovic y R. O. Toubes, 1975. *Geocronología (Rb/Sr) en los Andes australes argentinos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (2): 180-192, Buenos Aires.
- Herrero Ducloux, A., 1946. *Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino*. Bol. Inf. Petrol., XXIII (226): 1-39, Buenos Aires.
- Leanza, H. A., 1973. *Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes jurásico-cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, Provincia del Neuquén, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (2): 97-132, Buenos Aires.
- Marchese, H. G., 1971. *Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (3): 343-410, Buenos Aires.
- Moore, W. J. y M. A. Lanphere, 1971. *The age of porphyry-type copper mineralization in the Bingham mining district, Utah*. Econ. Geol., 66: 331-334.
- Ramos, V. A., 1978. *Estructura*, en *Relatorio de geología y recursos naturales del Neuquén*. VII Cong. Geol. Arg. :98-118, Buenos Aires.
- Salaberry, C. A. y E. Núñez, 1968. *Informe final zona Campana Mahuida, Area de Reserva N° 54, Provincia del Neuquén, República Argentina*. DGFm (Plan Cordillerano), Buenos Aires, inédito.
- Sillitoe, R. H., 1976. *Studies of mineralization in Argentina*. United Nations, New York, inédito.
- Stipanovic, P. N., 1965. *El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX (4): 403-478, Bs. Aires.
- Weaver, Ch., 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina*. Mem. Univ. Washington, I: 1-469, Seattle.
- Yrigoyen, M. R., 1972. *Cordillera Principal*, en *Geología Regional Argentina*. A. F. Leanza, ed., Acad. Nac. Ciencias, Córdoba, :345-364, Córdoba.
- Zanettini, J. C., 1976. *Exploración Geológico-Minera de la Zona de Campana Mahuida, Area de Reserva N° 54, Provincia del Neuquén, República Argentina*. DGFm (Centro de Exploración Geológico-Minera I), Mendoza.

Recibido: julio 26, 1978.

JUAN CARLOS M. ZANETTINI
Dirección General de Fabricaciones Militares
Casilla de Correo 160 - 5500 Mendoza

NOTAS BREVES

LA EDAD DE LAS SEDIMENTITAS DEL CERRO PLATAFORMA, PROVINCIA DEL CHUBUT

ANTONIO LIZUAIN

Introducción

El hallazgo en el cerro Plataforma de elementos faunísticos terciarios en sedimentitas hasta el momento asignadas al Jurásico inferior, induce al autor a comentar en forma más detallada las características y ubicación de estos afloramientos.

Esta secuencia sedimentaria que integra el cerro Plataforma se encuentra ubicada en la intersección del meridiano de $71^{\circ} 49'$ de longitud oeste con el paralelo de $42^{\circ} 22'$ de latitud sur. Se localiza a 48 km al sur-suroeste de la localidad de El Bolsón (Río Negro) y 30 km al este-sureste de las nacientes del río Turbio, ubicadas éstas en el límite internacional argentino-chileno.

Caracteres litológicos y estructurales

Los estratos están compuestos en su mayor parte por arenitas de grano fino a grueso, grises blanquecinas y grises verdosas, con bancos conglomerádicos. En su composición predominan granos de cuarzo y feldespato siendo significativa la presencia de litoclastos de procedencia volcánica, plutónica y metamórfica. Se reconocieron también niveles constituidos por un conglomerado fino a mediano, gris verdoso, con clastos subredondeados a redondeados, de composición polimíctica, aunque existe un predominio de litoclastos de composición volcánica mesosilíceas.

La litología se completa con pelitas grises verdosas y arenitas y pelitas calcáreas con tonalidades que varían del gris claro al negro.

Los bancos se encuentran atravesados por diques de composición andesítica, que oscilan entre los 0,80 y 1,50 metros de espesor;

en general estos diques se presentan según dos rumbos dominantes: este-oeste y oeste noroeste-este sureste.

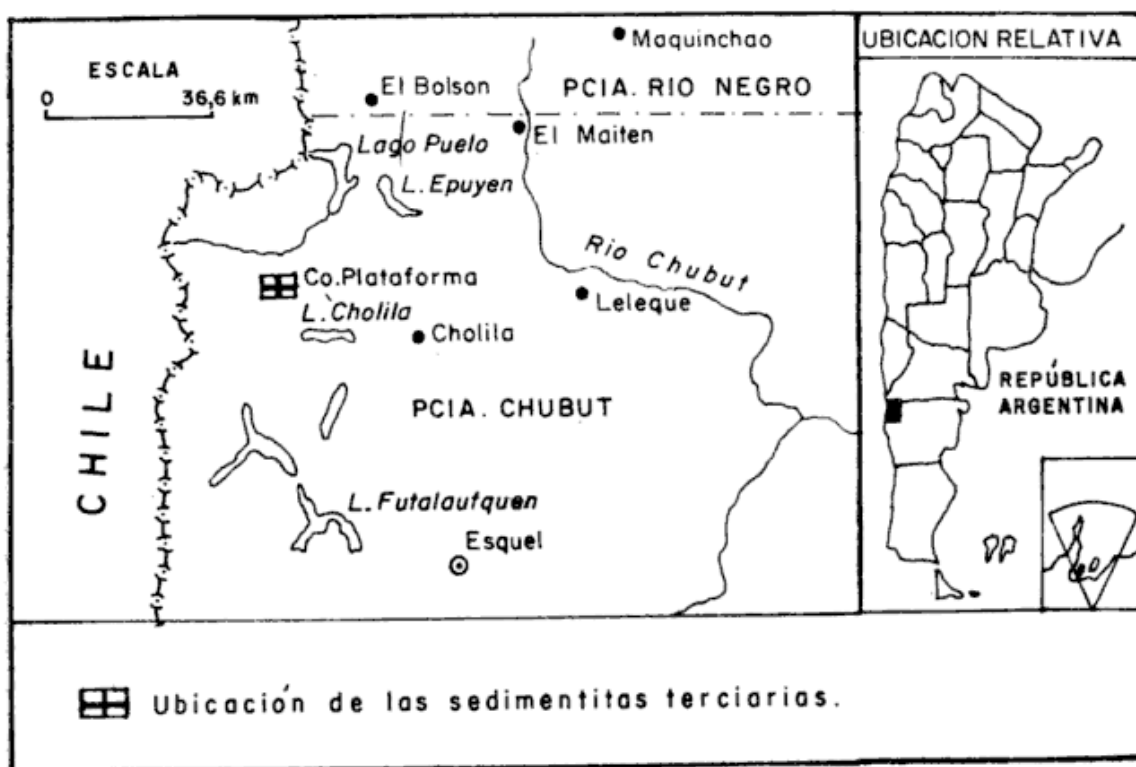
La secuencia se halla bien estratificada, presentando bancos con espesores que fluctúan entre los 0,50 y 4 metros. El espesor total de la secuencia supera los 300 metros. Estructuralmente conforman un sinclinal de arrastre levemente asimétrico por acomodamiento al basamento, con sus capas dispuestas en forma subhorizontal en el sector centro norte y con inclinaciones en sus flancos que alcanzan valores de hasta 20 grados.

Relaciones

En el sector noroeste del cerro, la secuencia se apoya discordantemente sobre una superficie de erosión labrada en rocas de composición granítica, integrada por tonalitas y dioritas de grano mediano de colores rosados a grises. En ese sector la base de la secuencia se compone de una arenita gris blanquecina cuarzo-feldespática. La relación de discordancia pudo observarse en el sector ya mencionado y en su flanco occidental.

Paleontología

La documentación paleontológica encontrada en los distintos niveles de la secuencia fue estudiada por las Doctoras R. Levy de Caminos y E. Rossi del Cerro de García (1978), y muestra en general una megafauna rica en gastrópodos, equinodermos y bivalvos; el material recogido presenta un estado de conservación regular con abundancia de moldes internos y externos y numerosas valvas fragmentadas. Hacia los niveles superiores, fueron hallados fragmentos de troncos petrificados y restos carbonosos de



Mapa de ubicación.

tallos y hojas en general mal conservados.

La lista completa del material coleccionado, puede apreciarse en el cuadro 1, mientras que en el cuadro 2 se comparan el número de formas comunes halladas en el cerro Plataforma con el de otras localidades terciarias, ubicadas en el ámbito cordillerano y Patagonia extraandina de nuestro país, con las encontradas en Chile central.

Los invertebrados fósiles comunes con los de Chile son: *Venus cf. ovallei* Phil., *Siphonalia domeykoana* (Phil.) Ortm., y *Schizaster valdivianus* Phil.; y otras que se encuentran registradas para el territorio argentino como *Malletia ornata* Sow., *Chlamys centralis* Sow., *Chlamys aff. geminatus* Sow., *Anatipopecten praenunciatus* (Ih.) y *Crassatella lyelli* Sow.

Edad y correlaciones

Al efectuarse un análisis de la distribución estratigráfica para las formas determinadas en el cerro Plataforma, se observa que para terrenos terciarios de la Patagonia nueve formas son comunes con la Formación San Julián (Eoceno inferior —a medio?—), ocho lo son con los Estratos con *Monophoraster* y *Venericor* (Eoceno superior), y

cinco con la Formación Monte León (Oligoceno superior); las referidas edades son citadas según lo expresado por Camacho (1974). Considerando los terrenos terciarios de Chile central vemos la existencia de dos formas comunes con el Piso Concepción (Eoceno), y seis lo son con el Piso Navidad (Mioceno).

González Bonorino (1974) atribuye al conjunto de sedimentitas del cerro Plataforma una edad jurásica inferior, citando la presencia de pecelípodos y equinodermos.

Tanto la litología de los afloramientos como la fauna contenida en los mismos, presentan características que los hacen correlacionables sólo parcialmente con otras localidades terciarias del territorio argentino: cerro Otto, Epuyén, golfo de San Jorge, etc., como también con las localidades terciarias de Chile central: Navidad y Concepción.

Por otra parte se ha comprobado, siempre dentro del ámbito cordillerano, la existencia de otros afloramientos de similar litología y asociación faunística (Sepúlveda, com. verb.), ubicados entre los paralelos de 42° 30' 43° 00'. Tentativamente, puede decirse que para las sedimentitas aquí tratadas, su equivalente en el sector andino chileno estaría representado por los sedimentos del Terciario inferior mencionados por

CUADRO I

	GOLFO SAN JORGE, GRAN BAJO DE SAN JULIAN, BOCAS DEL RIO SANTA CRUZ		CERRO OTTO		RIO FOYEL	EPUYEN	TIERRA DEL FUEGO	NORTE DE RIO TURBIO	CHILE CENTRAL	
	F. San Julian	Estratos con Monophosteraster y Veneticor	F. Monte León						Piso Concepción	Piso Navidad
CNIDARIOS										
<i>Lithomyces</i> sp. Phil.	+?	+?								+?
BIVALVOS										
<i>Malletia ornata</i> Sow.	+	+	+							
<i>Chlamys centralis</i> Sow.	+									
<i>Chlamys aff. geminatus</i> Sow.	+	+	+							
<i>Pinna</i> sp. cf. <i>robinaldina</i> d'Orb.										+?
<i>Venus</i> cf. <i>ovallei</i> Phi.										
<i>Crassatella lyelli</i> Sow.										
<i>Anatipopecten praenuncius</i> (Ih.)	•	•	•							
<i>Cardium</i> sp.	•	•	•							
<i>Mytilus</i> sp.	•	•	•							
<i>Panopaea</i> sp.	•	•	•							
GASTROPODOS										
<i>Turritella ambulacrum</i> Sow.	+	+	+							
<i>Turritella breantiana</i> d'Orb.	+	+	+							
<i>Siphonalia domeykoana</i> (Phil.) Ortm.										
<i>Cancellaria</i> sp.			•							
ESCAFOPODOS										
<i>Dentalium sulcosum</i> Sow.	+	+	+							
EQUINODERMOS										
<i>Iheringiella patagonensis</i> Des.	+	+	+							
<i>Schizaster</i> aff. <i>ameghinoi</i> Ib.	+	+	+							
<i>Schizaster caldicianus</i> Phi.	+	+	+							

CUADRO 2

Formas comunes	Localidades terciarias *
2	Cerro Otto
3	Río Foyel
6	Epuayén
7	Tierra del Fuego
8	Chile central
9	Norte de Río Turbio
10	Golfo San Jorge, Gran Bajo San Julián, Bocas del Río Santa Cruz

* Según Groeber (1939), Feruglio (1949-50), Camacho (1974).

Thiele *et al.* (1978), en los alrededores de Futaleufú, cerca del límite internacional con la República Argentina.

Un elemento de juicio interesante es el brindado por las dataciones radimétricas realizadas en las tonalitas y dioritas que sirven de base a la secuencia sedimentaria, cuyos valores oscilan entre los 72 ± 2 y 100 ± 3 m.a. (Albiano a Senoniano).

Dentro de un rango general, la asociación faunística recolectada permite asignar estas sedimentitas al Terciario. Las formas determinadas permiten inferir una edad ubica-

ble entre el Eoceno y el Oligoceno (Mioceno?).

Por último es destacable lo mencionado por Newell (1969), el cual cita para el *Chlamys (Anatipopecten)* una edad que oscila entre el Oligoceno y el Plioceno, para localidades de los Estados Unidos de América.

Consideraciones finales

De lo expuesto precedentemente surgen las siguientes consideraciones:

- 1) Presencia de una nueva localidad terciaria en el sector andino de la Patagonia, con elementos faunísticos y litológicos de evidente similitud con terrenos terciarios argentinos y chilenos.
- 2) Un gran sector del cerro Plataforma, se halla compuesto por una secuencia sedimentaria de edad Terciaria, ya que así lo demuestra la asociación faunística hallada.
- 3) Hasta el momento, el autor del presente trabajo, no ha encontrado en esa localidad sedimentitas asignables al Liásico.

Lista de trabajos citados en el texto

- Camacho, H. H., 1974. *Bioestratigrafía de las Formaciones Marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia*. Anal. Acad. Cienc. Ex. Fis. Nat., XXVI: 39-57, Buenos Aires.
- Caminos, R. Levy de y E. García de Rossi del Cerro, 1978. *Determinaciones de la megafauna de la Hoja 42 a-b*. Informe inédito, Serv. Geol. Nac., Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949-1950. *Descripción Geológica de la Patagonia. I-III*, Dir. Gral. YPF, Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1974. *La Formación Millaqueo y la "Serie Porfírica" de la Cordillera Nord-patagónica: Nota preliminar*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (2): 145-153, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1939. *El Eógeno de Neuquén, el piso de Navidad chileno, la Formación del Río Grande y sus relaciones*. An. Mus. Arg. Cienc. Nat. "Bernardino Rivadavia", XL, Geol.: 49-94, Buenos Aires.
- Thiele, R., J. C. Castillo, R. Hein, G. Romero y M. Ulloa, 1978. *Geología del sector fronterizo de Chile continental entre los 43°00'-43°45' latitud sur, Chile (Comunas de Futaleufú y Palena)*. Resúmenes VII Cong. Geol. Arg., Neuquén.
- Newell, N. D., 1969, en Moore, *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part. N: 355.

Recibido: enero 10, 1978.

ANTONIO LIZUAIN
Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548 2º P
1060 Buenos Aires

NUEVAS EDADES K/Ar PARA LA SIERRA PINTADA, PROVINCIA DE MENDOZA

ROBERTO O. TOUBES y JUAN P. SPIKERMANN

I. Introducción

Este trabajo es complemento de uno anterior (Toubes y Spikermann, 1976) donde se describieron y dataron siete rocas de la Sierra Pintada. Tal como se indicara entonces, estos estudios se han emprendido como una contribución al mayor conocimiento de las condiciones geológicas de esta unidad orográfica, tendientes a un posible esclarecimiento del origen del material radiactivo que constituyen los yacimientos de uranio del área.

Algunas de las rocas tratadas en el trabajo anterior han sido datadas nuevamente para otras localidades con el fin de ampliar el panorama geológico o para lograr una mejor aproximación de su edad. La ubicación de las muestras, con sus respectivas edades, se dan en la figura 1.

II. Antecedentes

a) *Grupo de la Horqueta*. Véase Toubes y Spikermann (1976).

b) *Andesita*. En la zona del arroyo Agua de las Vacas, al norte del río Diamante, aparece un conjunto de afloramiento reducidos de andesitas, accesibles por la senda de la línea de alta tensión proveniente de la represa Agua del Toro. Dessanti (1954, 1956) identifica el afloramiento con el nombre de la roca, agregando ("porfirita"), sin añadir datos de campo que la relacionen con otras rocas. Ubica el conjunto en el Triásico inferior. Verdaderamente, lo reducido de los afloramientos hace difícil establecer esas relaciones pero, como lo da a entender Dessanti (*op. cit.*) estarían, aparentemente, intruyendo a sedimentos del Grupo Cochicó. Polanski (1964; 1970, p. 55) reconsidera la ubicación estratigráfica de estos afloramientos, junto a andesitas de otros lugares de igual ambiente geológico, introduciéndolos en su Asociación Volcánica Mesovariscica, en

la cual agrupa términos de muy diversa extracción y variados autores, que él considera sinónimos.

c) *Pórfitos basálticos y riolíticos*. Véase Toubes y Spikermann (1976).

d) *Basaltos*. Desde los primeros estudios cumplidos en esta sierra se ha mencionado la presencia de basaltos. Así Stappenbeck (1934) hace referencia a una serie de afloramientos caracterizando la roca como basalto. Con respecto a las edades menciona que Groeber distinguió seis basaltos de diferente edad pero que él no pudo hacer esa distinción. Sin embargo, Groeber (1939) distingue sólo cuatro basaltos designados con números romanos. Comienza la serie con el Basalto I de edad Miocena, al II lo ubica en el Plioceno alto y al III y al IV en el Cuartario, estando diferenciados solamente por el grado de destrucción de los conos, hecho que está mucho más marcado en el Basalto III. En la descripción, al hablar de los basaltos terciarios, menciona los de edad oligocena, íntimamente ligados con las andesitas y que además poseen un carácter ligeramente alcalino. El hecho más notable en el trabajo de este autor es que los afloramientos de basaltos aparecen con su mayor amplitud, en la Sierra Pintada, al sur del río Atuel, extendiéndose hacia la provincia del Neuquén y hacia la región cordillerana, donde prevalecen los de edad terciaria.

Dessanti (1956, p. 37) denomina *basaltos (meláfiros) intrusivos* a una serie de rocas filonianas a las cuales atribuye una edad triásica inferior-triásica superior? Los incluye dentro de la Serie Porfirítica y los describe como intrusiones del basamento y del actual Grupo Cochicó. Más adelante, en las páginas 45 y 47 de la misma obra, Dessanti se refiere a verdaderos basaltos (Basalto 4, Basalto 6 y Basalto 7), de los cuales el 4 sería el que aflora en el arroyo El Tigre. Su denominación proviene de la similitud

con el Basalto 4 de la región cordillerana vecina.

Polanski (1964, págs. 42, 52 62 y 64) describe rocas basálticas en: la Asociación Volcánica Tardío-variscica; la Asociación Volcánica Paleopleistocena, a la que asimila el Basalto 3; la Asociación Volcánica Neopleistocena, a la que asimila el Basalto 4; y la Asociación Volcánica Postglacial, que la asimila al Basalto 5.

Posteriormente, González Díaz (1972, págs. 45, 73 y 77) describe efusiones de tres edades en el sector occidental de la Hoja San Rafael: la Formación de La Sandía, del Plioceno, y la Formación Cerro Negro, del Neopleistoceno, y a la cual considera, provisionalmente, contemporánea del Basalto 4 de Dessanti.

III. Conclusiones

Tal como se indicó anteriormente (Toubes y Spikermann, 1976), las edades obtenidas sólo son orientativas y de ninguna manera se pretende dar un panorama completo de los fenómenos ígneos y metamórficos de la región estudiada. Igualmente, alguna de las dataciones confirman conclusiones de estudios precedentes basados, en su mayor parte, en un control geológico de campo.

La edad de 320 ± 15 m.a., carbónica, (cuadro 1) obtenida para las metasedimentitas del Grupo La Horqueta (muestra 9-73) es menor que la esperada por dataciones anteriores de rocas similares y por sus relaciones estratigráficas con otras unidades. Pero la observación de campo (ver descripción de muestra) indica la presencia de numerosos filones de cuarzo que, aún cuando la muestra fue obtenida lo más lejos posible de ellos, deben haber modificado el sistema de tal forma que la edad indicada podría corresponder a la de la génesis de las vetas de cuarzo o ser intermedia con el metamorfismo.

La edad de 281 ± 10 m.a., carbónica, (cuadro 1) de la andesita de la quebrada Agua de las Vacas (muestra 10-73) discrepa con la dada por Dessanti (1956, p. 34). Este autor agrupa en el Triásico inferior y bajo una sola denominación a rocas andesíticas que posiblemente correspondan a más de un ciclo, ya que no en todos los afloramientos es clara la relación con los sedimentos de Cochicó. Polanski (1964, 1970) las baja estratigráficamente, colocándolas

dentro de la Asociación Volcánica Mesovariscica, criterio con el cual coincide la datación que aquí se discute. También se las puede asimilar a la Formación La Huertita (Ardolino, 1973). De todas maneras, su grado de alteración puede haber influido desfavorablemente en la edad que aquí se le atribuye y serán necesarias nuevas dataciones para ajustarla.

En el cañón del río Diamante y sobre el corte realizado para la construcción del Dique Los Reyunos, se pudo observar que el pórfido granodiorítico de edad $192 \pm$ m.a., Triásico superior (cuadro 1, muestra 17-73) correspondiente a la sucesión de pórfidos permo-triásicos, intruyó en forma de filón capa ubicándose entre los sedimentos del Grupo Cochicó, y el *granófiro* (muestra 18-73) de edad 262 ± 10 m.a., Pérmico inferior (cuadro 1), el cual pertenece, sin duda alguna, a la Formación Cerro Carrizalito (facies ácidas del Grupo de igual nombre) de González Díaz (1972); en tanto que las edades de 260 ± 10 m.a. y 259 ± 10 m.a. (muestras 13-73 y 1-73 respectivamente) de los *pórfiros basálticos* de Puesto Morales y Rincón del Atuel respectivamente, corresponden a la facies básica de dicho Grupo, Formación Quebrada del Pimiento.

Son normales las edades de los *pórfidos*, *riolitas* y *granófiros* de la sucesión volcánica Permo-triásica: muestras 8-73 (247 ± 10 m.a.); 3-73 (244 ± 10 m.a.); 16-73 (241 ± 10 m.a.); 12-73 (238 ± 10 m.a.) y 14-73 (223 ± 10 m.a.).

Cierran el panorama ígneo de este trabajo, las manifestaciones basálticas. La más antigua arroja una edad de 13 ± 0 m.a. (muestra 15-73) ubicándose en el límite Plioceno-Mioceno (cuadro 1). Esta edad parece muy confiable si uno se atiende a la ausencia de error analítico. Para la muestra 4-73, la edad de $3,2 \pm 1,0$ m.a. es algo dubitativa por el significativo error analítico. No obstante, ambas están incluidas en el magmatismo basáltico de esta región, englobado por González Díaz (1972) en la Formación La Sandía, a la cual asigna edad pliocena por consideraciones geomorfológicas.

Finalmente, la edad de la muestra 6-73 ($1,5 \pm 1,0$ m.a.) debe descartarse por su excesivo error analítico y muy alto contenido de argón atmosférico. Sin embargo, la edad es menor que la de los basaltos anteriores y nuevas dataciones utilizando métodos más adecuados permitirán, tal vez, confirmar una edad neopleistocena para esta

CUADRO I. - Datos analíticos y resultados

PERIODO m.a. (*)	Material analizado	Roca	EDAD m.a.	(Nº muestra)	Datos analíticos			Localidad
					K% Ar ⁴⁰ x10 ⁻¹⁰	RAD mol/g	Ar ⁴⁰ ATM %	
Plio- Pleistoceno	roca total	basalto	1,5 ± 1,0	6-73	0,79	0,019	97,9	C ² Negro
PLIOCENO	roca total	basalto	3,2 ± 1,0	4-73	0,94	0,054	96,3	Desembocadura Cañón Atuel
13- 181	roca total	basalto	13,0 ± 0	15-73	0,73	0,168	77,6	Puesto Morales (A ² El Tigre)
T R I A S I C O	roca total	pórfiro granodiorítico	192 ± 6	17-73	2,26	8,123	10,2	Dique Los Reyunos-Rfo Diamante
INF. O	roca total	pórfiro riolítico	223 ± 10	14-73	0,79	3,317	2,15	Puesto Morales (A ² El Tigre)
230	roca total	pórfiro granítico	238 ± 10	12-73	4,06	18,210	8,5	Pto. La Horqueta-Manif. La Pin tada.
P E R M I C O	roca total	riolita	241 ± 10	16-73	4,89	22,881	1,8	Pto. Jagüel del Molle
	roca total	riolita	244 ± 10	3-73	4,73	21,919	2,6	Cañón del rfo Atuel.
	roca total	granófiro	247 ± 10	8-73	3,85	17,883	8,1	C ² Torre Chica
	roca total	pórfiro basáltico	259 ± 10	1-73	2,18	10,770	9,6	Manif. Rincón del Atuel
	roca total	pórfiro basáltico	260 ± 10	13-73	1,82	8,991	13,9	Pto. Morales (A ² El Tigre)
270	roca total	granófiro	262 ± 10	18-73	3,41	17,065	8,3	Dique Los Reyunos(Rfo Diamante)
CARBONICO	roca total	andesita	281 ± 10	10-73	1,83	9,884	15,8	Qda. Agua de las Vacas.
	roca total	meta-samita	320 ± 15	9-73	1,25	7,825	4,6	S del C ² de Agua de la Chilena

(*) Según Kulp (1961)

roca correspondiente a la Formación Cerro Negro de González Díaz (*op. cit.*).

Agradecimientos

Se agradece la colaboración prestada en campaña por el personal de la Delegación Cuyo de la C.N.E.A., especialmente a los distinguidos colegas Armando Ortega Furlotti y Eduardo Pérez.

Asimismo, se agradece la determinación de las edades por el I.N.G.E.I.S. y la confección de los cortes delgados por el señor Edmundo Amato.

Apéndice - Descripciones petrográficas

MUESTRA 1-73: Pórfiro basáltico: Roca de color gris oscuro violáceo, microgranosa, compacta, de fractura irregular. Posee una textura porfírica, con pasta compuesta por pequeñas tablillas de plagioclasas desordenadas, con intercrecimientos de materiales carbonático, arcilloso y clorítico junto con escasa sílice y minerales opacos (óxidos de hierro), productos todos estos de la alteración de un mineral fémico (piroxeno?). Los fenocristales corresponden a *plagioclasas* (bitownita) a veces en agregados de 3 o más individuos que le dan un carácter glomeroporfírico; alguno de ellos, además, son zonales con rebordes de composición alternante. Se observan alterados en material arcilloso y calcita. Finas venillas de calcita y material clorítico cortan la roca en distintas direcciones.

MUESTRA 3-73: Riolita: Roca de color gris violado, porfírica, compacta, de fractura irregular. Los fenocristales son de cuarzo y feldespatos con tamaños variables entre 1 y 3 mm. La pasta es afanítica y de color violáceo oscuro de tipo felsítica; dentro de ella se observan los siguientes fenocristales: *cuarzo*, *sanidina* y *plagioclasa* (oligoclasa?). La alteración de la sanidina es escasa, en material arcilloso, y la de la plagioclasa en material carbonático. Los minerales opacos (óxidos de hierro) se observan en la pasta y son relativamente abundantes.

MUESTRA 4-73: Basalto olivínico: Roca de color gris oscuro casi negro, microgranosa, compacta, de fractura irregular. Posee textura intergranular; está compuesta por tablillas de *plagioclasa* con intercrecimientos de pequeños cristales de *clinopiroxeno* e individuos más desarrollados, a modo de fenocristales de 1 a 2 mm, de *olivina*. En general estos componentes minerales se observan poco alterados, salvo la olivina que muestra un reborde iddingsítico. Los minerales opacos (óxidos de hierro) son relativamente abundantes y aparecen como finos gránulos distribuidos heterogéneamente.

MUESTRA 6-73: Basalto olivínico: Roca de color gris oscuro, casi negro, microgranosa, compacta, de fractura irregular. Posee textura intergranular algo más gruesa que la muestra 4-73; mineralógicamente es similar a la roca recién citada.

MUESTRA 8-73: Granófito: Roca de color gris claro rosado, microgranosa, algo porfírica, compacta, de fractura astillosa. Presenta una textura microporfírica con pasta granofírica a microgranosa, compuesta, además de *feldespato alcalino* y *cuarzo*, por laminillas de *biotita* en general cloritizada, *moscovita* y *granate*, estos tres últimos componentes en cantidades menores. Los fenocristales son de *plagioclasa* con rebordes del feldespato alcalino; por lo general se presentan alterados abundantemente en material arcilloso y sericita. Los minerales opacos son escasos y aparecen en pequeños gránulos diseminados.

MUESTRA 9-73: Meta-arenisca cuarzo-biotita-sericita: Roca de color violeta rojizo, compacta, de fractura subconcoidea, de textura microgranosa. Presenta, en los afloramientos, numerosos filones de cuarzo lechoso de rumbos e inclinaciones muy variadas y con espesores oscilantes entre 2 y 25 cm. Posee una textura "clástica" recristalizada, compuesta por *cuarzo* principalmente y *feldespato potásico*, asociados en contactos cóncavo-convexo y formando pequeños mosaicos; relleno los espacios dejados por ellos, a modo de matriz, se encuentran intercrecidas laminillas de *biotita*, *sericita* (*moscovita*) y materiales arcillosos. Además se observan cristales de *apatita*, *zircón* y *turmalina*. Los minerales opacos aparecen relleno microfisuras y en pequeños gránulos o agregados distribuidos heterogéneamente, muchas veces asociados a laminillas de *biotita*.

MUESTRA 10-73: Andesita: Roca de color gris oscuro violado, microporfírica, compacta, de fractura irregular. Compuesta por pequeños fenocristales de feldespato del orden de 1 mm en una pasta afanítica violácea. La pasta es microcristalina, compuesta por pequeñas tablillas de plagioclasa intercrecida con material arcilloso y en menor cantidad clorítico. Los fenocristales son de *plagioclasa* en grado avanzado de alteración en material arcilloso y sericita. Otros fenocristales se hallan completamente reemplazados por calcita, clorita, óxidos de hierro y epidoto, muy probablemente hayan correspondido a anfíboles. Los minerales opacos (principalmente óxidos de hierro) aparecen distribuidos en la pasta en pequeños gránulos en forma heterogénea. Como mineral accesorio se observó *apatita*.

MUESTRA 12-73: Pórfiro granítico: Roca de color pardo rojizo, porfírica, compacta, de fractura irregular. Compuesta por fenocristales de feldespatos de 1 a 4 mm, cuarzo en cristales de 1 a 3 mm y pequeñas laminillas oscuras micáceas del orden de 1 mm. La "pasta" es microgranosa, compuesta por intercrecimientos de *feldespato alcalino*, *cuarzo* y en menor proporción laminillas alteradas de *biotita*; además aparece *calcita secundaria*. Los fenocristales son de: *feldespato potásico* alterado en material arcilloso, calcita y sericita; *plagioclasa* muy alterada en material arcilloso; laminillas de *biotita* con inclusiones de circón. Además se observan agregados cristalinos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, sospechándose para ellos el carácter de fragmento lítico a modo de microxenolitos graníticos.

MUESTRA 13-73: Pórfiro basáltico: Roca de color gris oscuro, casi negro, compacta, de fractura irregular a subconcoide. Posee una textura microporfírica con pasta formada por microlitas tabulares de plagioclasas desordenadas, con material

carbonático, clorítico y arcilloso intersticial. Los escasos fenocristales han sido reemplazados totalmente por material carbonático, clorita y epidoto; probablemente hayan correspondido a algún mineral fémico. Además se observa cuarzo como xenocristal y como producto de alteración. Los minerales opacos son relativamente abundantes y aparecen como pequeños gránulos o agregados distribuidos homogéneamente.

MUESTRA 14-73: Pórfiro riódacítico: Venas de pórfiros de 1 a 15 cm de espesor que cortan a diques de diabasa. Roca de color gris algo castaño, compacta, de fractura irregular. Posee una textura porfírica compuesta por fenocristales de feldespatos gris blanquecino de 1 a 3 mm; cuarzo de 1 a 3 mm y pequeñas laminillas de biotita menos de 1 mm de tamaño. La pasta es afanítica. Posee textura porfírica compuesta por fenocristales de plagioclasas, con desarrollo de estructura zonal, alterados en sericita y arcillas; feldespatos alcalinos con alteración similar; cuarzo con extinción relámpago y laminillas de biotita. Como xenolitos se observó fragmentos líticos metapsamíticos. La pasta es microcristalina, está argilitizada y con intercrecimientos de material clorítico y carbonático. Como minerales accesorios se observó circón y apatita. Los minerales opacos son relativamente abundantes.

MUESTRA 15-73: Basalto olivínico: Roca de color gris oscuro casi negro, compacta, de fractura irregular, microgranosa. Entre los componentes minerales se destacan tablillas de plagioclasa del orden de 1 mm de longitud y cristales pardo rojizo de igual orden de tamaño de olivina alterada. Posee una textura intergranular, algo porfírica, compuesta por tablillas de plagioclasa con poca alteración a materiales arcillosos, intercrecidos con cristales de clinopiroxeno. La olivina es relativamente abundante, aparece en cristales más desarrollados que el clinopiroxeno otorgándole a la roca un cierto carácter porfírico, y en todos los casos se la ha observado alterada a iddingsita. Además como minerales secundarios y en forma también intergranular aparecen calcita corroyendo principalmente a las tablillas de plagioclasa y ceolitas?

MUESTRA 16-73: Riólita: Roca de colores variables entre gris claro y pardo rojizo, de textura

porfírica, compacta, de fractura irregular. Los fenocristales son del orden de 1 a 3 mm y corresponden a feldespatos y cuarzo y se encuentran dentro de una pasta afanítica. La pasta es hipocristalina y muestra rasgos fluidales; presenta, a veces, zonas lentiformes acompañantes de la fluidalidad con un mayor grado de cristalinidad y de composición feldespático-cuarzosa. La diferencia de coloración, a que se hace referencia más arriba, está dada en la pasta y se debe a una mayor o menor abundancia de pigmentación rojiza que se supone de óxidos de hierro. Los fenocristales corresponden a sanidina con escasa alteración a material arcilloso; ortosa con igual grado y tipo de alteración y cuarzo hipidiomorfo a idiomorfo.

MUESTRA 17-73: Pórfiro granodiorítico: Roca de color gris oscuro, compacta, de fractura irregular a subconcoidea. Posee una textura granosa micrográfica-granofírica algo porfiroide. El cuarzo se encuentran en relación gráfica y granofírica con el feldespato potásico. La plagioclasa (andesina) aparece en tablillas que se observan alteradas en sericita y material arcilloso. Los minerales fémicos están representados por biotita y en menor cantidad por hornblenda muy alterada; este último mineral junto con algunas tablillas de plagioclasa, por su mayor desarrollo, confieren a la roca el carácter porfiroide. Los minerales opacos (óxidos de hierro principalmente) normalmente se observan en pequeños granos asociados a los minerales fémicos. Circón, titanita y finas agujas de apatita complementan la mineralogía más destacable de la roca.

MUESTRA 18-73: Granófiro: Roca de color gris claro parduzco, compacta, de fractura subconcoide, de textura porfírica, de pasta afanítica. Los fenocristales son escasos, del orden de 1 a 3 mm, siendo raros aquellos de 5 mm; corresponden a laminillas de biotita y cristales de feldespatos. Posee una textura porfírica de "pasta" feldespático-cuarzosa en un intercrecimiento de tipo granofírico; participan también tablillas de plagioclasas. Los fenocristales son de plagioclasas, biotita muy alterada y en menor cantidad moscovita, esta última casi siempre asociada con biotita. Los minerales opacos están distribuidos heterogéneamente en forma de pequeños granos. Como mineral accesorio se observó fluorita.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ardolino, J., 1973. *Contribución a la geología (en particular del vulcanismo Neopaleozoico) de la zona comprendida entre los paralelos 35°-09' a 35°-45' Lat. S y meridianos 68°-14' a 68°-30' Long. O de Greenwich. Departamento San Rafael, Provincia de Mendoza.* Trab. Fin. Lic., Depart. Cs. Geol., Univ. Bs. As., inédito.
- Dessanti, R. N., 1954. *La estructura geológica de la Sierra Pintada.* Asoc. Geol. Arg., Rev. IX (4).
— 1956. *Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante. Provincia de Mendoza.* Direc. Nac. Min., Bol. 85, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1972. *Descripción geológica de la Hoja 27d, San Rafael. Provincia de Mendoza.* Serv. Geol. Min., Bol. 132, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1939. *Mapa geológico de Mendoza.* Physis, XIV (46): 171-220, Buenos Aires.
- Kulp, J. L., 1961. *Geological Time-scale.* Science, 133 (3459).
- Polanski, J., 1964. *Descripción geológica de la Hoja 26c, La Tosca. Provincia de Mendoza.* Direc. Nac. Geol. y Min., Bol. 101, Buenos Aires.

- 1970. *Carbónico y Pérmico de la Argentina*. EUDEBA, Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1934. *Geología de la montaña de San Rafael*. Direc. Nac. Geol. y Min., Inf. inédito, Dpto. Geol., Carpeta 82.
- Toubes, R. O. y J. P. Spikermann, 1976. *Algunas edades K/Ar para la Sierra Pintada, Provincia de Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (2): 118-126.

Recibido: abril 28, 1978.

ROBERTO O. TOUBES

Comisión Nac. de Energía Atómica
Av. Libertador 8250
1492 Buenos Aires

JUAN P. SPIKERMANN

CIRGEO
Velasco 847 - 2º P.
1414 Buenos Aires

CURSOS DE ACTUALIZACION

Consciente del continuo avance de las técnicas, junto con el desarrollo de nuevas metodologías en las distintas disciplinas de las ciencias de la tierra, y ante la dificultad que tiene el geólogo para mantenerse al día en una amplia gama de temas específicos, la Asociación Geológica Argentina inicia una serie de cursos de actualización. Invita a los señores asociados a inscribirse en el primero de ellos:

“ANALISIS DE PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS EN ASOCIACIONES CLASTICAS”

que dictará el doctor Luis A. Spalletti del 22 al 26 de octubre de 1979. En dicho curso se desarrollarán diferentes aspectos y metodologías para el análisis estratigráfico de paleoambientes fluviales, deltaicos, litorales y marinos, prestando especial atención a los distintos modelos y secuencias, ilustrados con ejemplos argentinos.

Las inscripciones están limitadas a un número no mayor de 30 personas. Se invita a los interesados a recabar información referente a costo de matrícula y programas a desarrollar a la secretaría de la Asociación.

Asociación Geológica Argentina
Maipú 645 - 1º Piso - T. E. 392-2820
1006 Buenos Aires.

METALOGENESIS DE LA PROVINCIA DEL CHUBUT: COMENTARIO

VICTOR A. RAMOS y ABEL H. PESCE

"Le fond géologique pose sans doute les problèmes les plus difficiles de la métalogénie".

(PIERRE ROUTHIER, 1963).

No en vano el profesor Routhier ha destacado que uno de los problemas más difíciles de la metalogénia es el fondo geológico sobre el que inexorablemente debe apoyarse un mapa metalogénico. Este, junto con el marco geotectónico, son los que brindarán un sólido sustento y la necesaria validez a las conclusiones sobre la génesis de los distintos metales, así como a su agrupamiento en provincias, subprovincias y distritos metalíferos.

Estas reflexiones son motivadas por el estudio metalogénico presentado por los doctores Juan C. Fernández Lima y Carlos Latorre (1978), de las principales minas de la provincia del Chubut, el cual, más allá de algunas imprecisiones geológicas, es una importante puesta al día del conocimiento minero de la región. Sin embargo, adolece de una buena base geológica que sirva de sustento a las conclusiones y ciclos metalogénicos postulados.

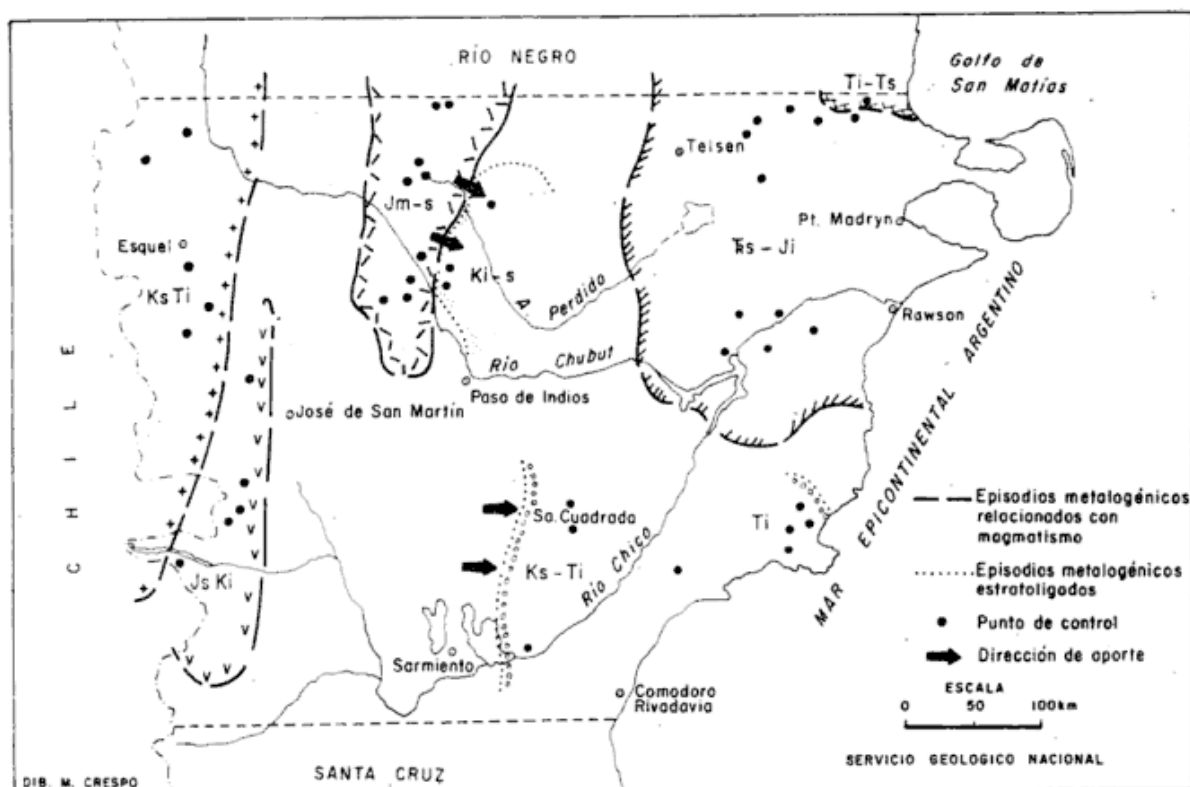
El estado actual del conocimiento geológico del Chubut es tal, que permite diferenciar procesos geológicos de diversa génesis, aún a una pequeña escala regional. Ese conocimiento permite postular diversos episodios metalogénicos, asociados a los siguientes procesos geológicos:

— *Vulcanismo ignimbrítico (Trs-Ji)*: Es éste uno de los eventos magmáticos más importantes de la Patagonia, que se caracteriza por un vulcanismo ácido, con cámaras magmáticas de relativa poca profundidad, relacionado a una actividad tensional generalizada del borde continental, y vinculada a una fisuración que antecede la apertura del océano Atlántico. Con este vulcanismo están asociados los principales depósitos de fluorita de la provincia.

— *Vulcanismo andesítico (Jm-s)*: Entre el nesocratón del Somun Curá y la Cordillera Patagónica se implanta un vulcanismo más joven que el anterior y de naturaleza mesosilícica (Nullo y Proserpio, 1976), de raíces más profundas, relacionado con un arco volcánico continental, proceso al cual se vinculan los depósitos de plomo, plata y cinc, junto con los de baritina de la región noroccidental de la provincia.

— *Vulcanismo calcoalcalino (Js-Ki)*: Traslapándose temporalmente con el anterior, pero con una mayor persistencia areal y en el tiempo, se desarrolla una típica serie volcánica riolita-dacita-andesita, característica de regiones orogénicas, a la que se asocia el emplazamiento de sulfuros masivos de cinc, asociados con depósitos vetiformes de plomo, plata y cinc. La edad de estos yacimientos es Jurásica superior (Ramos, 1977). Se hallan asociados a importantes áreas de alteración hidrotermal producidas por pórfidos dacíticos, áreas que fueron explotadas como depósitos de caolín, asociados a alunita. Dataciones de estas rocas volcánicas (Ramos, 1977 y 1979) y de las alunitas (Linares, 1979) indican la persistencia de este vulcanismo hasta el Cretácico inferior.

— *Magmatismo posorogénico (Ks-Ti)*: Posteriormente a la fase principal de los movimientos patagónicos (98 ± 4 m.a.) se implanta un importante episodio plutónico, responsable de las manifestaciones de cobre, oro y molibdeno en el área central de la Cordillera Patagónica, asociadas a zonas de alteración hidrotermal con mineralización diseminada (Pesce, 1979 a y b). La edad de estas rocas gra-



níticas es cretácica superior (Pesce, *ops. cit.*). Este plutonismo es seguido de fases de alivio tensional las que producen la serie volcánica de edad paleocena-eocena, a la que se vinculan nuevamente manifestaciones de cobre y oro. Este episodio metalogénico en su conjunto se corresponde con el postulado por Quartino y Rinaldi (1975) para el Cretácico superior-Terciario inferior.

- *Efusiones básicas alcalinas (Ti-s)*: Un extenso vulcanismo alcalino se implanta durante diversas fases en el Terciario relacionado a una fisuración profunda, al que se hallan vinculados los depósitos de manganeso cenozoicos de la provincia. Esta asociación es inferida sobre la base de los depósitos de la Formación Arroyo Verde, de edad eocena (Malvicini y Llabias, 1975; Cortés, 1978).
- *Yacimientos estratoligados (Ki-s), (Ks-Ti) y (Ti)*: En la cuenca del Golfo de San Jorge, relacionados con depósitos molásicos continentales de ambiente fluvial y correspondientes al Cretácico, se desarrollan yacimientos estratoligados de ura-

nio de naturaleza exógena. Un episodio similar se ubica en la base del Terciario, vinculado a depósitos del riochiquense de la región costera, que produciría los yacimientos de alunita mediante la acción de aguas circulantes sulfurosas. En la región central, desde la Sierra Cuadrada al sur, asociados a los depósitos del salamanquense se encuentran los yacimientos estratoligados de uranio (Panza, 1978).

La comprensión geológica de los procesos a escala regional sirvió de base a la enunciación de los distintos episodios metalogénicos descritos. Sin embargo, estos episodios deben considerarse sólo como hipótesis de trabajo, sobre la cual basar las investigaciones metalogénicas, teniendo en cuenta que sólo un mayor conocimiento geológico, permitirá precisar la relación temporal de los yacimientos con su génesis.

Es por ello que los autores, haciéndose eco de las palabras del profesor Routhier, hacen hincapié en la necesidad de la comprensión del fenómeno geológico, sin cuya resolución no tendrán mayor validez las relaciones metalogénicas.

Lista de trabajos citados en el texto

- Cortés, J., 1978. *Descripción geológico-económica de la Hoja 42 h, Puerto Lobos, provincia del Chubut*, Serv. Geol. Nac., (inédito), Buenos Aires.
- Fernández Lima, J. C. y C. Latorre, 1978. *Metalogénesis de la provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (4): 355-369, Buenos Aires.
- Linares, E., 1979. *Catálogo de edades radiométricas realizadas por INGEIS y sin publicar, II Años 1975-1976*, Asoc. Geol. Arg., Pub. Esp., B (6): 20-31, Buenos Aires.
- Malvicini, L. y E. J. Llambías, 1975. *Metalogénesis del Manganeso en el Macizo Nordpatagónico*, Quinto Congr. Geol. Arg., II (4): 185-202, Buenos Aires.
- Nullo, F. y C. Proserpio, 1976. *La Formación Taquetrén en el cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia de acuerdo a la flora, República Argentina*, Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX: 133-150, Buenos Aires.
- Panza, J., 1979. *Descripción geológico-económica de la Hoja 47 f, Meseta Cuadrada, provincia del Chubut*, Serv. Geol. Nac. (inédito), Buenos Aires.
- Pesce, A. H., 1979 a. *Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los de 43° 30' y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas*, Sépt. Congr. Geol. Arg., Actas I: 257-270, Buenos Aires.
- 1979 b. *El plutonismo Cretácico superior y sus relaciones con las zonas de alteración hidrotermal en el tramo medio de la Cordillera Patagónica, República Argentina*, IVº Congr. Geol. Latinoam. (en prensa) Port of Spain.
- Quartino, B. J. y C. Rinaldi, 1975. *La continuación Antártica de la faja cuproplumbífera de la Cordillera Patagónica y su relación con los factores geológicos de localización*, II Congr. Iberoamer. Geol. Económ., III: 7-20, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1977. *Descripción Geológico económica de la Hoja 47 a-b, Lago Fontana, provincia del Chubut*, Serv. Geol. Nac., (inédito), Buenos Aires.
- 1979. *El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica*, Sépt. Congr. Geol. Arg., Act. I: 423-435, Buenos Aires.
- Routhier, P., 1963. *Les Gisements Métallíferes, I y II*, Masson et Cie, París.

Recibido: junio 29, 1979.

VICTOR A. RAMOS y ABEL H. PESCE
 Servicio Geológico Nacional,
 Avda Santa Fe 1548, 2º P
 1060 Buenos Aires.

ACLARACIONES Y ADICIONES

En relación al trabajo titulado *Metalogénesis de la provincia del Chubut* (tomo XXXIII, N° 4, págs. 355-369 de esta Revista) los autores, Juan Carlos Fernández Lima y Carlos Latorre, desean efectuar las siguientes aclaraciones y adiciones:

Pág. 358, col. 2ª, líneas 39, 45 y 46: Lastra, Estrella Gaucha y El Gato corresponden ubicarse en Cordillera Patagónica Septentrional.

	<i>Donde dice:</i>	<i>Debe decir:</i>
Pág. 358, col. 3ª, líneas 9 y 28:	Pórfiro cuarcíf. (Fm. Pampa de Agnia)	Pórfiro cuarcíf. (Fm. Marifil)
Pág. 359, col. 5ª, línea 29:	Andesitas (Fm. Pampa de Agnia)	Serie Andesítica
Pág. 361, col. izquierda, línea 22:	Formación Cañadón Puelman	Facies Cañadón Puelman

En el mapa reproducido en pág. 366, como roca de caja de los yacimientos de manganeso, al sur del río Chubut, entre Gaimán y Las Plumas, se dibujó erróneamente la rastra que corresponde a vulcanitas jurásicas andesíticas, correspondiendo en cambio el símbolo de vulcanitas jurásicas riolíticas.

En la lista de obras citadas en el texto (pág. 368) se omitió involuntariamente la siguiente referencia:

Chebli, G. A., C. Nakayama y J. C. Sciutto, 1979. *Mapa Geológico de la Provincia del Chubut, con texto explicativo, escala 1:500.000*. VII Cong. Geol. Arg., Neuquén.

Durante la impresión del trabajo se deslizaron dos errores de imprenta:

Pág. 361, col. izquierda, línea 7: Se omitió una línea que dice: Sólo uno de los yacimientos se halla fuera de . . .

Pág. 360, col. derecha, línea 17: Después de los dos puntos sigue el cuadro que encabeza la página.

VIII CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO

Auspiciado por la

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

20 al 26 de setiembre de 1981

SAN LUIS

República Argentina

Se realizarán dentro del marco del Congreso los siguientes Simposios: Yacimientos Metalíferos Estratoligados, Facies Carbonáticas, Geología de la Antártida y Geología Aplicada a la Ingeniería. Se invita a los investigadores interesados en estos temas a presentar contribuciones sobre los mismos.

Recepción de los trabajos

Resúmenes: hasta el 30 de abril de 1980.

Trabajos: hasta el 31 de octubre de 1980.

Informes e inscripción

VIII Congreso Geológico Argentino
Maipú 645 - 1º Piso - T. E. 392-2820
1006 Capital Federal. Argentina.

NOTA NECROLOGICA



DR. OMAR MELITON VICENTE
(1926-1978)

Recién acallada la feliz algarabía de una familiar velada de Año Nuevo y sin llegar a ver el alba del primer día de 1979, en forma insospechada y fulminante se tronchó la vida del doctor Omar M. Vicente. Se cortaba así, tan bruscamente, una brillante carrera profesional y una existencia serena, querida, recta, con esa mezcla de alegrías y sinsabores que dan una verdadera dimensión a la vida humana. Así como doloroso e irremplazable fue el vacío que dejó entre los suyos, importante y sentida fue su desaparición para sus múltiples amigos y colegas.

Nacido en 1926 en Trenque Lauquen, provincia de Buenos Aires, allí transcurrió su primera juventud y las primeras etapas de su educación. En 1945 ingresó al Instituto del Museo de la Universidad de La Plata, terminando de cursar Geología en 1951. En ese mismo año ingresó en YPF, desempeñándose en la Comisión Sismográfica N° 23 que a la sazón operaba en la región de Sarmiento, provincia del Chubut. La experiencia que adquiriera en "refracción" le permitió la preparación de su Tesis Doctoral, la que, presentada en 1954, hizo que se le otorgara el título de Doctor en Ciencias Naturales, especializado en Geología. Su tema fue "Contribución al conocimiento geológico y geofísico de la zona de Valle Hermoso, Gobernación Militar de Comodoro Rivadavia". Ya graduado, pasó a trabajos geológicos de campo, preferentemente estructurales, en el ámbito cuyano. Razones particulares que demostraron claramente sus prendas de carácter hicieron que renunciara a su cargo de Jefe de Comisión Geológica de YPF, decisión que le permite a los pocos meses (noviembre de 1959) ingresar como Geólogo Senior en la empresa Pan American

Argentina Oil Co. (hoy Amoco). Su actividad como geólogo de producción y de subsuelo se prolongó en el área de Comodoro Rivadavia hasta fines de 1964 en que se incorporó a Esso S.A.P.A. como Geólogo Regional. Sus nuevos trabajos lo llevaron entonces a investigar media Sud América, desde el Altiplano boliviano y el sector subandino por el norte hasta los confines de la región magallánica, tanto argentina como chilena.

Como geólogo de campo, era un agudo observador, de sagaz poder de síntesis, poco amigo de publicar, pero de hábil redacción, clara y precisa, como lo eran sus prolijas notas de campaña. Su capacidad profesional se veía incrementada por cursos especializados de post-grado tomados en los EE.UU. de Norteamérica, tales como Facies clásticas, Geología estructural, Laboratorio estructural, Rocas carbonáticas, etc.

Cuando a principios de 1976 la industria petrolera necesitó un incremento en la actividad exploratoria mundial, gran parte costafuera, su experiencia fue requerida por otra empresa de la Corporación Exxon, pasando en transferencia a Esso Inter-America Inc., recorriendo asientos tan disímiles como Belize, Honduras, Amazonas, Río o Chaco paraguayos. Su principal actividad fue la atención de perforaciones exploratorias en el área del Caribe, para más tarde, luego de cursos especializados sobre Perfilajes e Interpretación, Perforación y Evaluación, Tecnología de Presiones Anormales, etc., regresar al *offshore* de Brasil ocupando el cargo de Supervisor de Geólogos de Perforación Exploratoria, título que ostentaba cuando le sorprendiera la muerte.

Manteniendo siempre una dedicación abso-

luta a su trabajo, evitaba con natural modestia cargos académicos, pero ello no le hacía regatear su sacrificado tiempo o impedir su eficiente colaboración en nuestras asociaciones. Fue un sencillo caballero y así como rico en lo humano y espiritual, era desinteresado y simple en su apariencia. Por ello era factible encontrarlo en el exterior, a mitad de un viaje y luego de saltar de helicópteros a avionetas y de allí a jets con los que tocaría las grandes capitales, sencillamente trajectado con la misma ropa de campaña que utilizara en su campamento volante en medio de la anegadiza jungla del Caribe.

Bien interesado por el mundo, tanto por sus innumerables amigos como aún por el prójimo desconocido por quien casi pierde la vida en un temerario salvataje en medio

de un torrente pedemontano, nos lo muestra una vez más como un hombre verdaderamente cabal.

Con la temprana desaparición de Omar M. Vicente, su numerosa familia ha perdido un amante esposo y un padre ejemplar, siempre lleno de preocupación y de cariño. La geología ha perdido un silencioso pero brillante profesional, finamente especializado en el quehacer petrolero. Su empresa ha perdido un excelente colaborador de total dedicación y sacrificio sin reclamos, y nosotros, sus amigos, hemos perdido un inolvidable compañero de trabajo, serio, austero, franco y sin dobleces, pero con un vívido sentido de la amistad y pleno de calidez humana.

Marcelo R. Yrigoyen

CRONICA DE LA ASOCIACION

La iniciativa de la actual Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina, relacionada con la creación de un Parque Geológico comienza a concretarse con el Decreto Municipal 2242/79 firmado por el señor Intendente Municipal que fija el emplazamiento del nuevo parque.

El señor Intendente, atento a nuestra solicitud del 31 de octubre de 1977 (véase tomo XXXII (2): 155 de esta Revista), ha reservado casi cuatro hectáreas, frente al futuro Parque Fitozoo geográfico Municipal, para construir en este moderno y pujante sector de la Capital Federal el Parque Geológico.

El texto del Decreto 2242/79 es el siguiente:

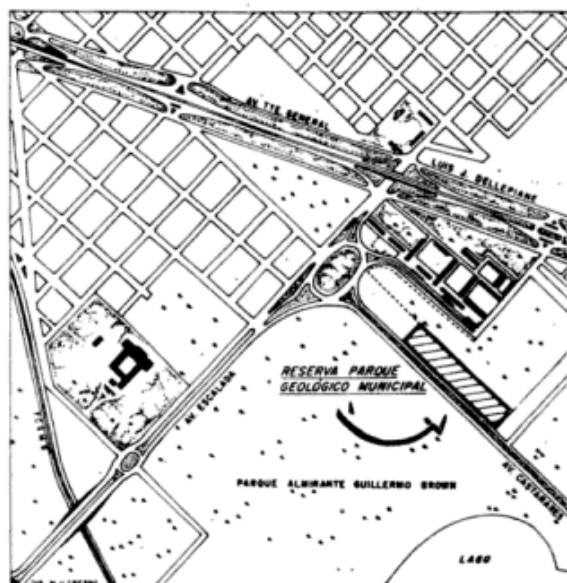
Buenos Aires, mayo 11 de 1979.

Visto el expediente N° 65.832/977 y agregado, por el que la Asociación Geológica Argentina propicia la creación de un Parque Geológico Municipal, y

CONSIDERANDO:

Que dicha iniciativa reviste significativa importancia, ya que un parque de tal naturaleza permitirá una mayor difusión cultural y didáctica del potencial geológico y minero de nuestro país;

Que si bien no se encuentra prevista la



concreción de esta obra entre las programadas de próxima realización, se ha seleccionado un predio adecuado para su emplazamiento dentro del área del Parque Almirante Brown;

Por ello y atento lo informado por el Consejo de Planificación Urbana,

EL INTENDENTE MUNICIPAL

DECRETA:

Artículo 1° — Fijase para el emplazamiento del futuro Parque Geológico Municipal

la fracción de terreno ubicada en la Avenida Castañares, en el linde con la Universidad Tecnológica Nacional, indicada en el plano N° 1741-CPU, que a todos sus efectos forma parte integrante de este decreto.

Art. 2° — El presente decreto será refrendado por los señores Secretarios de Obras Públicas y de Servicios Públicos.

Art. 3° — Dése al Registro Municipal, publíquese en el Boletín Municipal, comuníquese a la Asociación Geológica Argentina y para su conocimiento y demás efectos, remítase al Consejo de Planificación Urbana y a la Dirección de Paseos.

Firmado

Brigadier Mayor (RE)
DON OSVALDO A. CACCIATORE
Intendente Municipal

Este importante logro obtenido por la Asociación Geológica Argentina debe estimularnos para seguir trabajando en la divulgación del quehacer geológico y no descansar hasta ver hecha realidad esta importante obra. Para ello necesitamos contar con el esfuerzo de todos nuestros asociados.

INSTITUCIONES QUE SE ADHIRIERON AL PROYECTO

SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL

Director: Dr. Oscar J. Ruiz Huidobro.

SERVICIO MINERO NACIONAL

Director: Dr. Oscar V. Reverberi.

SERVICIO DE PARQUES NACIONALES

Presidente: Dr. Felipe C. Lariviere.

DPTO. DE CIENCIAS GEOLOGICAS, UBA

Director: Dr. Raúl A. Zardini.

MUSEO ARG. DE C. NAT. "B. RIVADAVIA"
e INST. NAC. DE INV. DE LAS
C. NATURALES

Director: Lic. José M. Gallardo.

CONSEJO PROFESIONAL DE GEOLOGIA

Presidente: Dr. Carlos A. Cingolani.

NORTE GEOLOGICO

Director: Florencio G. Aceñolaza.

EL NUMERO 1 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 31 DE
JULIO DE 1979 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
SARMIENTO 3149. BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA.

El presente número se ha financiado
con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,
que no se hace responsable del contenido del mismo.

NORMAS Y SUGERENCIAS PARA LOS AUTORES

1. **EXTENSION.** Se recomienda que la extensión de los originales no sea mayor de treinta páginas tamaño carta dactilografiadas a doble espacio (alrededor de 10.000 palabras). Cada trabajo podrá contener hasta tres páginas impresas de ilustraciones, las que podrán consistir indistintamente en mapas, perfiles, cuadros, diagramas, fotografías, etc. Cuando se acepten trabajos más extensos en texto y/o ilustraciones los autores deberán abonar la impresión del exceso, la que se les facturará a precio de costo. Los originales, tanto del texto como de las ilustraciones, se enviarán a la Asociación Geológica en duplicado.

2. **TITULO.** Debe ser sucinto e informativo sobre el tema y la localidad a que se refiere el trabajo. Es conveniente evitar iniciaciones o agregados tales como: *Sobre la importancia de...*, o *Consideraciones sobre la importancia del hallazgo de... y sus implicancias con respecto a...* etc. Los títulos deben redactarse teniendo presente la importancia de palabras claves que ayuden al fichaje en bibliotecas y servicios de documentación.

3. **RESUMENES.** Cada trabajo se iniciará con un resumen en español con su traducción al inglés, francés o alemán, sugiriéndose el primer idioma. Debe ser comprensible en sí mismo, sin referencia al trabajo y su extensión no deberá ser mayor de 150 palabras.

4. **CONCLUSIONES.** Las conclusiones consistirán en nuevos descubrimientos, conceptos, hipótesis, hallazgos significativos, etc. Deben constituir la apropiada finalización de una obra mayor y no un simple sumario o la extensión del resumen.

5. **REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.** Conviene controlar dos veces las referencias y citas, una para comprobar que la cita tenga su correspondiente referencia, y la otra para verificar si la referencia está citada en el texto. La lista bibliográfica llevará como título: *Lista de trabajos citados en el texto*, y se confeccionará siguiendo el ejemplo del presente número, abreviando de igual manera las indicaciones de tomo (o volumen), número y página de las publicaciones citadas.

6. **ILUSTRACIONES.** Deberán ser las estrictamente necesarias para completar el texto. Los mapas, perfiles, diagramas, etc., serán dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china. Se aconseja el dibujo en tamaño doble con respecto al de su publicación, cuidando que la dimensión de las letras y la abertura de las rastras permitan su reducción en forma legible. Los mapas y perfiles llevarán escala gráfica y, en una esquina inferior, el nombre del autor y el año de confección. Las letras deberán ser dibujadas con letrógrafo. Los mapas de ubicación que comprendan la totalidad del territorio argentino deberán incluir además el Sector Antártico, dibujado a otra escala en cualquier espacio libre. Todas las localidades mencionadas en el texto figurarán en las ilustraciones. Se recomienda el mejor aprovechamiento posible del espacio, evitando dejar superficies en blanco que puedan ser ocupadas por referencias o títulos. Es importante que el marco de las ilustraciones se adecúe a la relación de medidas de la caja: 14 x 21,5 cm. Los perfiles de largo excesivo podrán ser fraccionados y ordenados de manera que las partes resultantes no sobrepasen las dimensiones de una página. Las ilustraciones en colores, así como el exceso ocasionado por figuras de tamaño mayor que una página, que deban ser plegadas, correrán por cuenta de los autores. Las fotografías serán claras y con buen contraste, limitándose sólo al objeto que se desee ilustrar; los fósiles, muestras de mano, etc. deberán iluminarse desde el ángulo superior izquierdo.

7. **SEPARADOS.** Los autores recibirán, sin cargo, 25 separados de cada trabajo. Aquellos que deseen un número mayor deberán indicarlo claramente al enviar los originales y los mismos correrán por su cuenta a precio de costo.

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

MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina

La correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos de esta Revista deberá dirigirse a **LIBRART S. R. L.**, Corrientes 127, Buenos Aires, República Argentina, representantes y distribuidores para toda la República Argentina y el exterior.

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XXXIV - N° 1

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión N° 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesión N° 3667

CONTENIDO

Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia JUAN CARLOS RIGGI	1
Caracteres granulométricos de arenas de playa frontal, playa distal y médano del litoral bonaerense LUIS A. SPALLETTI Y MARIO M. MAZZONI	12
Presencia de dunas de arcilla fósiles en la Pampa Deprimida NAURIS V. DANGAUS	31
Edades magnéticas y radimétricas de algunas magmatitas Cenozoicas de las provincias del Neuquén y Mendoza D. A. VALENCIO, E. LINARES, J. F. VILAS Y P. E. NABEL	36
Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales Postneocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. MARIO VERGARA Y ROBERT DRAKE	42
Esquema tectónico de los Andes del Norte Argentino RICARDO MON	53
Geología de la comarca de Campana Mahuida (provincia del Neuquén) JUAN C. M. ZANETTINI	61
<i>Notas breves</i>	
La edad de las sedimentitas del cerro Plataforma, provincia del Chubut ANTONIO LIZUAIN	69
Nuevas edades K/A para la sierra Pintada, provincia de Mendoza ROBERTO O. TOUBES Y JUAN P. SPIKERMANN	73
<i>Comentario</i>	
Metalogénesis de la provincia del Chubut VÍCTOR A. RAMOS Y ABEL H. PESCE	80
<i>Aclaraciones y adiciones</i>	83
<i>Necrología</i>	
DR. OMAR MELITÓN VICENTE	84
Crónica de la Asociación	85

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA

(1977-79)

Presidente: DR. NORBERTO MALUMIÁN; **Vicepresidente:** DR. CARLOS L. AZCUY; **Secretaria:** DRA. MILKA K. de BRODTKORB; **Tesorero:** DR. VICENTE MÉNDEZ; **Vocales titulares:** DR. VÍCTOR A. RAMOS, DR. RICARDO VARELA y LIC. GUILLERMO E. TURAZZINI; **Vocales suplentes:** LIC. MATEO A. TURIC, LIC. JUAN V. PLOSKIEWICZ y LIC. ROBERTO M. SARUDIANSKY.

REVISTA Y PUBLICACIONES

Director: DR. ROBERTO CAMINOS; **Coordinador:** LIC. FRANCISCO E. NULLO

EDITORES RESPONSABLES

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. CARLOS GORDILLO, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. MARIO TERUGGI, DR. JUAN CARLOS M. TURNER y DR. MARCELO R. YRIGOVEN.

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Delegación Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur.
Delegación Bariloche: Dra. Guida Aliotta, C.C. 1025, Bariloche.
Delegación Catamarca: Dr. Gustavo Toselli, Univ. de Catamarca, 4700 Catamarca
Delegación Comodoro Rivadavia: Dr. Gerardo Petrarca, Casa 8287, Barrio San Martín Oeste.
Delegación Córdoba: Angel Eduardo Maza, Corro 63, 2º "16", 5000 Córdoba
Delegación Jujuy: Dr. Ricardo Bagalciaga, Mina Aguilar, Dto. Geología, 4634 Jujuy
Delegación La Rioja: Dr. Roberto Zolezzi, C.C. 1538, Plan La Rioja.
Delegación La Plata: Dr. Ricardo Varela, Museo de La Plata, Paseo del Bosque
Delegación Mendoza: Lic. J. C. Zanettini, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, S. José.
Delegación Neuquén: Dr. Eloy L. Depiante, C.C. 44.
Delegación Plaza Huincul: Dr. Carlos A. Muñoz, Campamento Uno
Delegación Rawson: Dr. Héctor Miras, Julio A. Roca 518
Delegación Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246
Delegación Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494.
Delegación Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57
Delegación San Antonio Oeste: Dra. Elena Bernabo de Greco, ITNAS - C.C. 57
Delegación San Juan: Dr. Juvenal Jorge Zambrano, Mendoza 389 - Sur
Delegación San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294 - 5700
Delegación Santa Fe: Dra. Hetty Bertoldi de Pomar, Grand Bourg 4352
Delegación Santa Rosa: Dr. José Antonio de Ormaechea, Lorenzini 245.
Delegación Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337 (4200).
Delegación Tucumán: Dr. Hugo Alberto Peña, Miguel Lillo 205, Barrio Independencia.
Delegación Vespucio (Salta): Dr. Federico Madel, Distr. Geol. YPF

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Dr. Guillermo Turazzini (Córdoba 1345 - 7º p.)
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Luis Alberto Soruco, Maipú 88, P. B.
CIRCEO: Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839.
Comisión Nacional de Energía Atómica: Dra. Mirta Gamba, Libertador 8250.
Comisión Nacional de Estudios Geohelíficos: Dr. Jorge F. Kimsa (Busolini 1661, San Miguel)
Consejo Federal de Inversiones: Dr. Roberto M. Sarudiansky (San Martín 871)
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez (Cabildo 63)
Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 65.
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Carlos Azcuy (Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez)
Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124.
Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hidrica: Lic. Corina Ganduglia, Viamonte 1145.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldis (Angel Gallardo 470)
Obras Sanitarias de la Nación: Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1842.
Secretaría de Minería: Lic. Julio Lage (Avda. Santa Fe 1548)
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Gerardo Perillo (Montes de Oca 2124)
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann (Diag. Roque Saenz Peña 1190)
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dr. Gualter Chebli (Diagonal Norte 777)

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Seção de Bioestratigrafia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Rio de Janeiro
Dr. I. de Madeiros Tinoco, Escola de Geología, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492
Dr. Oscar Röster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo
Chile: Dr. Reynaldo Charrier, Departamento de Geología. Casilla 13518, Correo 21, Santiago de Chile
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morigo, Ministerio de Obras públicas y Comunicaciones, Oliva y Alberdi 5 piso, Casilla de Correo 1662. Asunción
Uruguay: Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.
Bolivia: Dr. Arturo Castaño, Casilla Correo 96, La Paz.
Venezuela: Dr. Oscar Odreman R., Dirección de Geología, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Centro Simón Bolívar, Torre Norte, piso 19, Caracas.