

# MORFOCLIMAS Y PALEOFORMAS EN LA EVOLUCION GEOMORFOLOGICA DE LA SIERRA DE ANCASTI (CUATERNARIO SUPERIOR) CATAMARCA

JOSE MANUEL SAYAGO

## Resumen

La región de la Sierra de Ancasti, en el noroeste argentino, presenta una gran diversidad de formas relicticas como producto de los cambios climáticos cuaternarios. En base a las características morfogenéticas de las paleoformas se establecen los extremos de variabilidad climática en el área, los que son correlacionados con los registros estratigráficos y paleontológicos existentes a nivel regional. Finalmente, tomando como fundamento los antecedentes de Schumm (1977) y Knox (1972), se desarrollan modelos paleogeomorfológicos que describen las acciones morfodinámicas antiguas, no sólo en los períodos paleoclimáticos "puros", sino también en la transición.

## Abstract

The region of Sierra de Ancasti in the northwest of Argentina shows a great diversity of inherited forms as a result of the Quaternary climatic changes. On the basis of morphogenetic characteristics of the paleoforms, the extremes of climatic variability are established and correlated with the stratigraphical and paleontological record at regional level. Finally, based on Schumm (1977) and Knox (1972), paleogeomorphological models are developed describing the old morphodynamic processes, not only in the "pure" paleoclimatic periods, but in the transition.

## Introducción

El estudio de los ambientes antiguos presenta considerable dificultad debido a la complejidad y variedad de los factores abióticos y bióticos involucrados. Su estudio se complica más aún, en el caso del período Cuaternario por la frecuencia y magnitud de los cambios climáticos producidos en un lapso geologicamente irrelevante. Por otra parte, los criterios tradicionales de la estratigrafía no son fácilmente aplicables a este período debido a "la naturaleza espasmódica de la sedimentación, el predominio de los fenómenos catastróficos y la carencia de la representación en el registro estratigráfico de los acontecimientos erosivos" (Ager, 1973). Asimismo, el carácter endémico y la limitada representatividad espacial y temporal de los registros paleontológicos tienden a "pulverizar" y, consecuentemente, a oscurecer el cuadro lito-estratigráfico del Cuaternario argentino (González Bonorino, 1965). En suma, podríamos decir con Johnson (1982) que, "el registro

estratigráfico es complejo y a menudo difícil de interpretar, pero podría mejorarse con una mayor comprensión de los procesos geomorfológicos y su efecto estratigráfico en el corto plazo".

La aparición de un conjunto de técnicas nuevas -en realidad, adaptación de disciplinas bien conocidas al estudio paleoambiental como la paleohidrología, la paleogeomorfología, la paleopedología y la paleoclimatología- constituye una promesa de efectivo progreso en esta problemática (Gregory, 1983).

Paleogeomorfología es la disciplina que estudia los relieves antiguos, especialmente aquellos representados en la actualidad por formas sepultadas y/o exhumadas (Oxford English Dictionary, 1982). Sin embargo, el estudio de los procesos que originan las formas está también implícito en esta definición y, por extensión, el de las condiciones paleoclimáticas que los generaban.

La Sierra de Ancasti, situada en la confluencia de dos grandes sistemas de circula-

ción atmosférica (tropical y polar) responsables de los cambios climáticos acaecidos en Sudamérica durante el Cuaternario (Frenguelli, 1925), (Fairbridge, 1970), (Tricart, 1973-1982), (Markgraf y Bradbury, 1982), presenta una gran variedad de formas relicticas. En el presente trabajo se describen las paleoformas de mayor recurrencia regional comparándose sus características formacionales con alguno de los seis sistemas morfogenéticos de Wilson (1969). Mediante la correlación entre las características genéticas de las paleoformas, las condiciones ambientales que las modelaron y la dinámica actual de la circulación atmosférica, se infieren los extremos de variabilidad paleoclimática durante el Holoceno que, contrastados con los antecedentes paleontológicos y estratigráficos para la región, presentan aceptable correlación. Finalmente, basado en los criterios de Schumm (1965-1977) y Knox (1972), se elaboran modelos paleoambientales que muestran la dinámica y evolución del paisaje bajo diversas condiciones climáticas del pasado.

El estudio de los mecanismos del desarrollo de las formas antiguas y de las condiciones ambientales que las generaban, como asimismo su variabilidad espacial, constituyen elementos esenciales para la reconstrucción de los paisajes antiguos. Dentro de tal perspectiva es necesario integrar las evidencias lito y bioestratigráficas con los indicios geomorfológicos, edáficos o climáticos de los antiguos paisajes, como condición *sine qua non* para interpretar cabalmente la génesis y evolución del relieve durante el Cuaternario.

#### Ubicación y unidades principales

En el noroeste de Argentina entre los 28° y 29° de latitud y los 65° a 65°30' de longitud, comprendiendo la parte oriental de la provincia de Catamarca, surge de la llanura un cordón montañoso con el carácter de bloque de basamento fracturado y elevado que evoca el típico estilo morfoestructural de las Sierras Pampeanas. La Sierra de Ancasti se extiende con rumbo meridiano y casi sin discontinuidad, desde el borde de la depresión de las Salinas Grandes, hasta confluir hacia el norte con el Sistema del Aconquija. Para facilitar su estudio se dividió la región en cinco grandes unidades geomorfológicas denominadas: vertiente aluvial occidental, planicie cumbrial disecada, llanura pedemontana septentrional, llanura pedemontana oriental y vertiente oriental fracturada y disecada (figura 1).

#### La vertiente aluvial occidental

Las paleoformas de mayor recurrencia

y desarrollo real en la vertiente occidental de Ancasti son los conos aluviales y los glacés. Los conos aluviales, o conos de deyección, según la literatura geológica argentina clásica, son típicas formas de acumulación relacionadas al régimen torrencial de las corrientes superficiales. Originadas en precipitaciones de gran intensidad y corta duración, al salir de la montaña se desplazan sobre el pié de monte depositando su carga al perder capacidad de transporte por disminución de la pendiente y/o aumento de la infiltración. Su forma y extensión dependen de factores tales como la relación entre el área de depositación y de erosión, el tipo de litología de su cuenca imbrífera, las influencias tectónicas y climáticas y el área disponible para el desarrollo del cono (Cooke y Warren, 1973: 179).

Se destacan dos generaciones de conos, los originados bajo la dinámica climática actual y los extensos paleoconos que determinan la arquitectura del relieve de la llanura pedemontana. Cooke y Warren (1973)

destacan como indicadores de una morfogénesis bajo distintas condiciones ambientales que las actuales, entre otros, a la exondación de los canales y concentración de materiales en el área apical, la existencia de terrazas a partir de la antigua superficie apical, la existencia de terrazas a partir de la antigua superficie del cono, o mayores fuerzas tractivas en los actuales encauzamientos activos que en la superficie del cono inactivo. A tales indicadores, fácilmente reconocibles en los paleoconos de Ancasti, se suma la colonización por la vegetación y desarrollo de suelos sobre la primitiva superficie. Los cambios climáticos que influyen en la evolución de un cono aluvial pueden ser, aumento en la frecuencia e intensidad de tormentas, aumento de la precipitación total, o disminución de la precipitación total con aumento de la intensidad (Cooke y Warren, 1973: 185).

Los glacés o pedimentos son formas de aplanamiento que aparecen adosadas al bloque principal de la sierra, en la margen izquierda del río Paclín, adquiriendo mayor desarrollo y expresión morfométrica a medida que se progresa hacia el norte. En general, se acepta que los glacés son explanadas desarrolladas bajo clima árido a semi-árido merced a la disgregación física y el escurrimiento mantiforme o en surcos, con zapamiento lateral (*rill wash*), conjunto de procesos conocidos como *glaciplanación* (Deruau, 1966; Viers, 1973; Tricart y Cailleux, 1965). Sin embargo, la presencia constante sobre la primitiva superficie de los glacés de una cubierta clástica, cuya potencia y extensión superficial se incrementa cuanto mayor es la altura del cuerpo montañoso al que se adosa, indicaría la

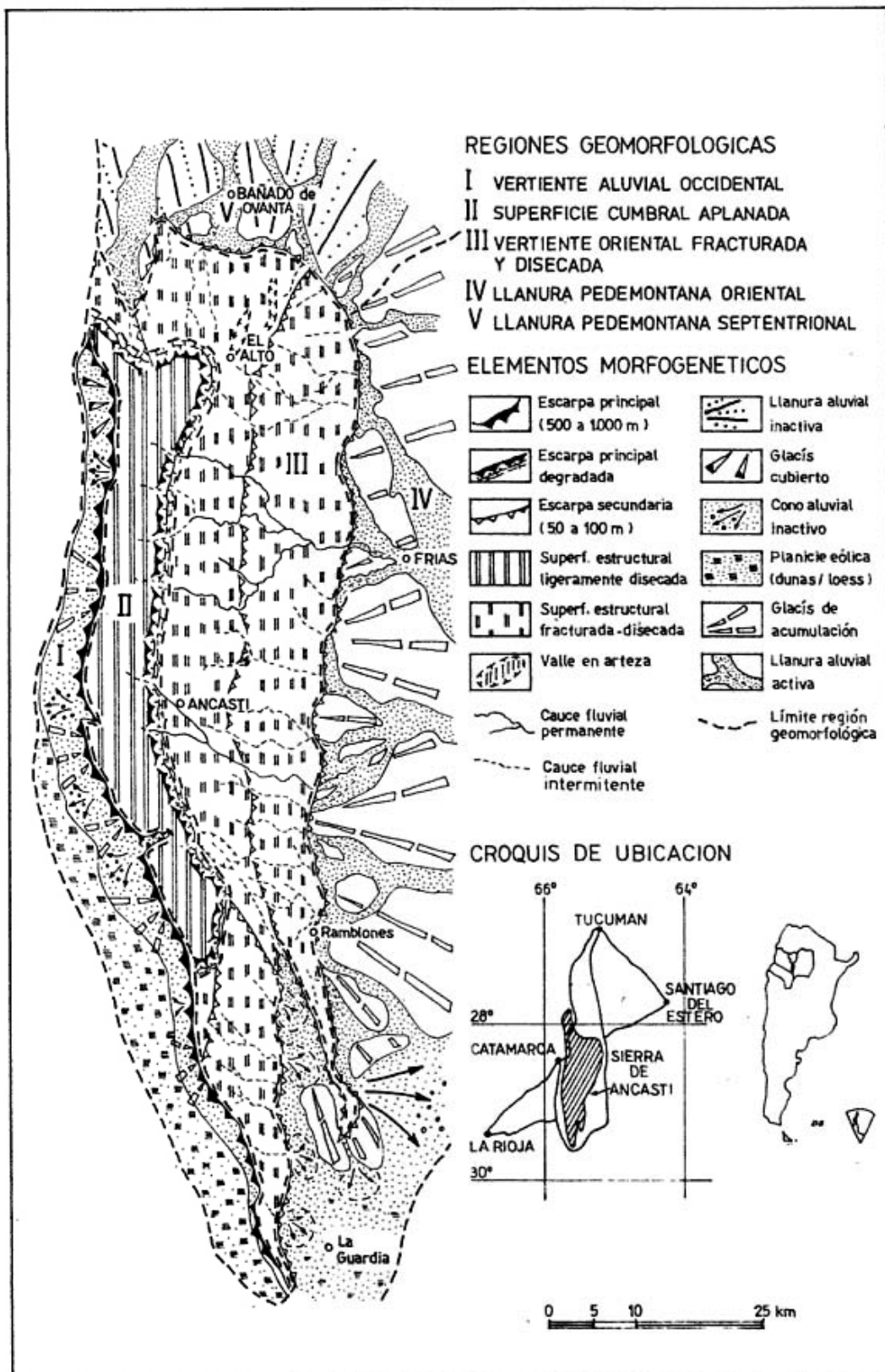


Figura 1: Bosquejo geomorfológico de la Sierra de Ancasti, provincia de Catamarca

existencia de episodios fríos generadores de remoción en masa. Algunos autores han caracterizado a estos materiales como fan-glomerados, vale decir, teniendo al agua corriente como principal medio de transporte. Considerando que solo un estudio sedimentológico detallado podría arrojar luz definitiva sobre su génesis y aceptando la probable participación del agua corriente en la porción baja o distal de estas formas, debemos recordar que numerosos autores (Rohmeder, 1942; Tapia, 1925; González Bonorino, 1950; García Salemi, 1972; Aceñolaza y Toselli, 1981; Haloy, 1983) han comprobado la existencia de englazamientos en las pareas cumbrales de las cadenas de Aconquija, Ambato y Cumbres Calchaqufes. Kühn y Rohmeder (1943) efectúan un estudio exhaustivo de la región de Aconquija estableciendo una zona superior con circos glaciarios, artesas y morenas terminales hasta 2.500 m y una más baja con restos fluvio-glaciares entre 2.500 y 1.000 m. Al considerar que gran parte de la porción norte de Ancasti se ubica dentro de estas cotas, es lógico aceptar la existencia de procesos periglaciarios o para-geocriogénicos en el sentido de Corte (1983) durante las épocas glaciales pleistocénicas. Asimismo, Fairbridge (1970: 99) expresa al respecto que la presencia de gravas y bloques en los depósitos cuaternarios no debe tomarse como evidencia de fuertes lluvias, sino más bien, de aridez traducida en deforestación y que en la producción de tales materiales jugó un rol fundamental "el universal fenómeno de la soliflución no restringido en modo alguno a la periferia de las áreas englazadas". En suma, en el pie de monte occidental de Ancasti predominan hacia el norte de la cuesta del Portezuelo, los glacis cubiertos como producto de la remoción en masa bajo clima seco y frío y en el sector Sur, glacis de acumulación formados por coalescencia de los conos de deyección cuyo desarrollo se vio facilitado por la inexistencia de sustrato terciario.

Aunque sin integrar propiamente la unidad, debe destacarse por su importancia como indicador paleoambiental, un conjunto de dunas longitudinales que ocupan la llanura pedemontana media y sur de Ancasti y aparecen estabilizadas por el monte xerofítico. Sus dimensiones, orientación y características morfogénicas, permiten inferir que estas paleoformas se originaron bajo condiciones morfodinámicas desérticas y que el cambio a un clima algo más húmedo determinó su estabilización por la vegetación natural. Actualmente, la deforestación y el sobrepastoreo producen la intensificación de los procesos erosivos que progresivamente van desdibujando el primitivo patrón dunario (Sayago, 1981: 77).

### La superficie cumbral aplanada

El relieve de esta unidad está dominado por la presencia de una superficie suavemente ondulada que sería un remanente de la antigua planicie que comprendía gran parte del área ocupada por las Sierras Pampeanas, en cuyos cordones aparecen recurrentemente superficies similares. Su génesis aún no es bien conocida, pero en general de acuerdo con Derruau (1966: 230) y King (1968: 820), debe aceptarse que los procesos morfogénicos dominantes fueron la meteorización física y el escurrimiento mantiforme bajo clima árido o semi-árido. Caracteriza también el relieve cumbral, una capa de limos arcillosos que se extiende con espesor variable desde el árido extremo austral hasta su confluencia por el norte con el ambiente sub-tropical del Aconquija. Su homogeneidad granulométrica, estabilidad (en seco), presencia de carbonatos, color, estructura, predominio del cuarzo y presencia de vidrio volcánico le asignan, al menos en superficie, gran similitud con el loess de la llanura pampeana. Aceptado que las características del loess sudamericano difieren de los del hemisferio norte (Norteamérica, Europa, China) sólo en el menor contenido de carbonato y la constante presencia de vidrio volcánico, a partir de los trabajos de Smalley (1971-1983), postulando que la abrasión glaciaria es tal vez, el único mecanismo capaz de producir la enorme cantidad de sedimentos del tamaño limo (20-60 micrones) que integran el loess, deberíamos aceptar similar origen para los materiales loésicos existentes en la región. Ello no invalida los enfoques recientes que sustentan un origen por meteorización en condiciones tropicales, o por abrasión (Smalley, 1983: 54). Respecto a las condiciones de depositación, Tricart (1973) estableció la contemporaneidad entre la depositación del loess y períodos glaciares fríos y secos para la llanura pampeana. Asimismo, Fidalgo y Tonni (1978: 22) le asignan edad Lujanense y contemporaneidad con el último período glacial. Finalmente, Bonaparte y Bobvnikov (1974: 181) establecen también una edad cuaternaria superior para los sedimentos loesoides de la llanura tucumana.

### La vertiente oriental fracturada y disecada

Las plataformas cuaternarias se circunscriben a valles estructurales anchos y someros, con perfil en arteza o en cuna, rellenados por materiales aluviales y loésicos. En el sector norte de la unidad estas formas adquieren mayor desarrollo, mientras que hacia el este y sur los valles se profundizan, el relleno disminuye y domina la incisión y erosión fluvial. En la génesis de los valles en arteza, como por ejemplo el situado en las cercanías de la localidad

de El Alto, se evidencia la participación de condiciones paleoclimáticas que fluctuaron entre frío-seco a húmedas. Un período frío del Cuaternario pudo haber provocado las acciones de remoción en masa que a través de las líneas tectonizadas, causaron el ensanchamiento de estos valles. Durante los períodos húmedos, la intensificación de la dinámica fluvial debe haber determinado su profundización y posterior aluvionamiento en la transición hacia períodos de mayor aridez. Los sistemas fluviales que nacen en la superficie cumbral y atraviesan esta unidad fuertemente controlada por la estructura presentan un nivel de terraza bien desarrollado, que por el tipo de sedimentos y amplia distribución regional debe corresponder a un período climático más húmedo que el actual.

#### La llanura pedemontana septentrional

Está constituida por una chata llanura que se hunde imperceptiblemente hacia el este, sólo alterada por espaciadas formas colineadas desarrolladas sobre las rocas terciarias y cuaternarias que se adosan al cuerpo principal de la sierra y representan el remanente de un antiguo nivel de glacis de erosión cubierto. Los sedimentos aluviales que constituyen el sustrato de ésta llanura, aparecen cubiertos por una capa loésica de pocos metros de espesor la cual indicaría la existencia de un período de clima seco durante el Holoceno. El relieve loésico es interrumpido por los cursos fluviales temporarios que se desplazan sobre la llanura con diseño entrelazado y luego al alejarse de la sierra se disipan en forma de explayamientos de derrame. Es destacable la presencia de paleocauces pertenecientes a un antiguo sistema fluvial, cuyos exponentes mejor conservados pueden observarse a unos 5 km al oeste de San Pedro de Guasayán, sobre el camino a Bañado de Ovanta. Los criterios de Schumm (1977: 169) para la reconstrucción paleofluvial (cociente ancho/profundidad, sinuosidad, longitud de onda de meandros y granulometría de sedimentos transportados) permiten inferir que se trataba de corrientes con moderada descarga y capacidad de transporte, generadas por un clima más húmedo que el actual, al menos en su cuenca de alimentación.

#### La llanura pedemontana oriental

Entre las formas relícticas existentes en esta unidad, se destacan netamente los glacis de acumulación. Llamamos así a una superficie suavemente ondulada y disecada que se extiende casi sin discontinuidad desde la vertiente oriental de Ancasti hasta el pié de la Sierra de Guasayán. La deno-

minación de glacis de acumulación se aplica siguiendo el criterio de Virs (1973: 109), quien designa así al glacis con una cubierta sedimentaria que sobrepasa la decena de metros. Van Zuidam (1978: 92), mantiene el mismo concepto agregando que podría ser producto de la coalescencia de conos de deyección y equivalente a una "bajada" de la terminología norteamericana. En suma, no hay dudas que esta forma constituyó durante el Cuaternario una extensa bajada desarrollada a expensas de los materiales fluvio-aluviales procedentes de la sierra, que predominan en su composición. Un aumento de la aridez produjo su progresiva inactividad para ser finalmente sepultada por una cubierta loésica de espesor variable. Finalmente, en la evolución geomorfológica de los actuales valles fluviales (Albigasta, Grande, Icaño, etc.) se destaca un período aparentemente más húmedo que el presente que permitió el desarrollo de un nivel de terraza claramente definido, cuya recurrencia en toda la región prueba su origen climático.

#### Clima estacional y paleoclimas

La importancia del análisis climático estacional en geomorfología fue destacado por Wilson (1969), en un trabajo en el cual estableció seis tipos básicos de sistemas morfogénéticos (figura 2) que unía a su relativa simplicidad la posibilidad de relacionar de una manera sencilla las formas y procesos geomórficos y la clasificación climática de Stahler (1982). Dicha clasificación se basa en la dinámica de las masas de aire y su influencia en los cambios estacionales, vale decir, en la génesis de la

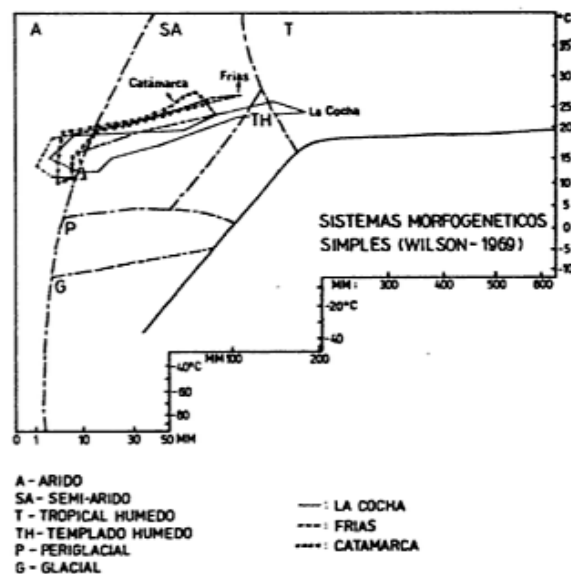


Figura 2: Variaciones morfoclimáticas estacionales en tres localidades de la Sierra de Ancasti.

PALEOFORMAS	1	2	3	4	5
Terrazas fluviales		o	o	o	o
Paleocauces				o	o
Paleoconos aluviales	+ o				+ o
Glacis de acumulación	+ o				+ o
Glacis de erosión cubierto	+ -		+ -	+ -	
Valles en arteza			- o		
Dunas fósiles	+				
Relieve loésico	+ -	+ -		+ -	+ -

#### UNIDADES GEOMORFOLOGICAS

1. Vertiente occidental
2. Superficie cumbral
3. Vertiente oriental
4. Llanura ped. septentrional
5. Llanura ped. oriental

#### PALEOCLIMA DOMINANTE

- o Húmedo
- + Árido
- Frío

Figura 3: Paleoformas existentes en cada unidad geomorfológica y paleoclima dominante en su génesis.

circulación atmosférica regional. Sin embargo, Wilson (1969) va aún más lejos y sugiere, desde una perspectiva inversa, que a partir de las características genéticas de las paleoformas podrían inferirse los sistemas morfogenéticos participantes en su formación y, consecuentemente, la repartición antigua de las masas de aire.

En la figura 2 se grafican los seis sistemas morfogenéticos simples de Wilson y los datos de precipitación y temperatura media mensual de localidades situadas en el pié de monte septentrional, oriental y occidental de la Sierra de Ancasti. Se comprueba que, a través del año, pasan por condiciones tropicales húmedas (La Cocha), semiáridas y áridas. La carencia de registros meteorológicos continuados impide un análisis similar para las áreas cumbres, no obstante lo cual asumimos, en base a los indicadores para-geocriogénicos y fitogeográficos, que se produce una variación

estacional entre templado húmedo a periglaciario seco. En tal sentido, la existencia de congelamiento estacional se evidencia por la presencia de charcos de criofragmentación con selección vertical en las rocas cristalinas, formadas de "pié de vaca y terracillas" en las pendientes suaves, y "vuelco" de pastos por expansión del hielo radicular. Asimismo, la existencia de un estrato herbáceo (Verboorst, 1984: 29) por arriba de los 1.000 m es indicio de un cambio en las condiciones climáticas, directa o indirectamente relacionadas a la disminución de temperatura con la altura.

En la figura 3 se ordenan las paleoformas existentes en cada unidad geomorfológica de acuerdo al tipo o tipos de condiciones climáticas que participaron en su génesis y cuya descripción detallada se efectuara en páginas anteriores. Se observa que en general las condiciones paleoclimáticas regionales fluctuaron entre árido, húmedo y frío, coincidentes en gran medida con los cambios climáticos estacionales actuales, reflejados por la figura 2. Ello estaría indicando una correspondencia entre las características climáticas estacionales y los extremos de variabilidad climática en el pasado. Es sabido que en la actualidad, el desplazamiento hacia el sur del anticiclón semi-permanente del Atlántico Sur genera las lluvias estivales en Sudamérica, y su retorno hacia el norte, la sequía invernal (Dury, 1981: 207). En forma similar, la permanencia durante los períodos glaciales de tales centros junto al Ecuador, habría producido condiciones secas y frías en gran parte de Sudamérica y su desplazamiento hacia el sur, contemporáneamente con los interglaciales, condiciones húmedas y cálidas. Esta hipótesis fue sugerida por Frenquelli (1925), al destacar la existencia de paleoformas áridas en las actuales regiones de clima tropical húmedo y los indicios de acciones lacustres antiguas en las regiones áridas y semi-áridas de nuestro país. Posteriormente Fairbridge (1968) y Verstappen (1975: 5) expresan similares conceptos pero con una perspectiva global, lo cual confirma la validez del clima estacional como indicador de los extremos de variabilidad paleoclimáticos, para la región sub-tropical del noroeste argentino.

#### Antecedentes geocronológicos

Las condiciones paleoclimáticas indicadas a través de las paleoformas de la Sierra de Ancasti aparecen confirmadas en los diversos trabajos estratigráficos y/o paleontológicos efectuados sobre el Cuaternario del territorio argentino y, particularmente, del noroeste. Como ya se ha destacado, una de las primeras manifestaciones sobre la recurrencia de climas áridos y húmedos

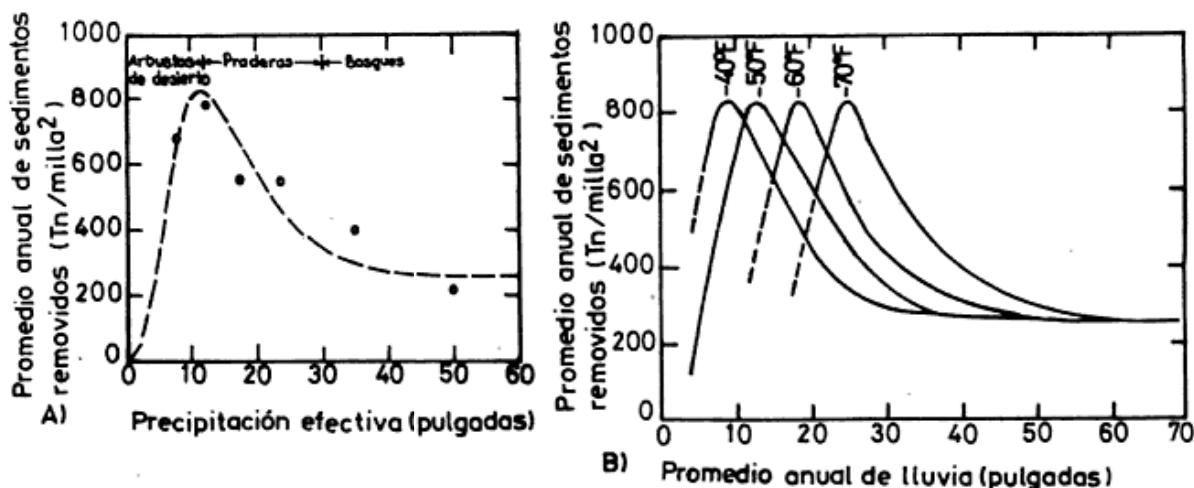


Figura 4: A) Variación del volumen anual de sedimentos removidos en relación a la precipitación efectiva (escurrimiento) (Langbein y Schumm, 1958). B) Efecto de la temperatura en la relación al volumen anual de sedimentos removidos y la precipitación media anual (Schumm, 1965).

durante el Cuaternario, fue efectuada por Frenguelli (1925); asimismo, Tricart (1973: 119) al estudiar la pampa deprimida bonaerense, establece claramente la existencia de condiciones frías y áridas en los períodos glaciales y más cálidas y húmedas durante los interglaciales, hipótesis que extiende luego a gran parte de Sudamérica (Tricart, 1982: 45; Teruggi, 1957: 196), muestra la amplitud alcanzada por la depositación loésica que comprende gran parte del territorio argentino. Bonaparte y Bobovnikov (1974: 181) establecen una edad Lujanense para los depósitos loésicos y aluviales que cubre la llanura tucumana y los cordones de Aconquija y Cumbres Calchaquíes. Esta morfogénesis árida encuentra su extremo opuesto en la amplitud que aparentemente alcanzaron los períodos de clima húmedo, expresados por el gran desarrollo de los sistemas paleofluviales de los ríos bermejo, Pilcomayo y Salado-Juramento. La paleored de éste último sistema fluvial cubre prácticamente toda la llanura chaqueña y es claro indicio de la intensidad alcanzada por las precipitaciones en su cuenca de alimentación (Sistema Calchaquí-Santa María). En el área tucumana, los paleocauces de la llanura de divagación del río Salí o la bien conservada paleored sobre la margen izquierda del río Dulce, aguas abajo de Termas de Río Hondo, testimonian la existencia de períodos más húmedos durante el Cuaternario superior. Al respecto, Collantes (1983: 43) en un estudio micropaleontológico de sedimentos fluviales y lagunares distribuidos en el área de Termas de Río Hondo, establece una edad Holoceno medio en base a la flórida de diatomeas fósiles contenida, edad fácilmente extrapolable a otras paleoformas, como los paleocauces de la llanura

pedemontana septentrional o los depósitos fluviales más antiguos como la Formación Capellanía (Aceñolaza et al., 1983: 238).

Con respecto a los períodos de clima frío, numerosos autores (Rohmeder y Khün, 1943; Tapia, 1925; Gonzalez Bonorino, 1965; Aceñolaza y Toselli, 1981; García Salemi, 1972; Halloy, 1983) han destacado la presencia de formas y materiales glaciares pleistocénicos en la región cumbral de los cordones de Aconquija, Ambato y Cumbres Calchaquíes. En tal sentido, Khün y Rohmeder (1943: 46) ubican el límite inferior de los depósitos glaciares aproximadamente a los 2.000 m, lo que indicaría que el ambiente periglacial podría haber incluido la región cumbral de Ancasti. Consecuentemente, no es difícil asignar origen similar a los depósitos clásticos que rellenan los valles intermontanos y cubren los niveles de piedemonte más elevados.

En un trabajo reciente sobre la paleoclimatología de Sudamérica durante el Holoceno, Markgraf y Bradbury (1982), basados en datos palinológicos, estratigráficos y micropaleontológicos, definen una secuencia paleoclimática que se inicia con un clima fini-glacial (anterior a 10.000 años A.P.) más seco y frío que el presente, seguido entre 10.000 y 6.000 años por uno húmedo y cálido, que da paso nuevamente a condiciones moderadamente secas y frías entre 6.000 y 4.000 años, a partir del cual las condiciones actuales de humedad y temperatura comienzan a instalarse. En suma, se comprueba la correspondencia de los extremos de variabilidad paleoclimática, sugeridos por las formas reliquiales, con los indicios estratigráficos y paleontológicos confirmando su validez como indicador paleo-

ambiental.

### Los modelos paleogeomorfológicos

Si se asume que la vegetación natural existente en el período Cuaternario no difirió en mucho de la actual y que el ritmo de los cambios climáticos fue uniforme, es posible elaborar modelos que expliquen la relación entre precipitación efectiva (escurrimiento), vegetación y producción de sedimentos para diferentes condiciones paleoclimáticas. Langbein y Schumm (en Schumm, 1977: 28), estudiaron, en cuencas fluviales de Estados Unidos con superficie promedio de 1.500 millas, la interrelación existente entre volumen de sedimentos transportados y escurrimiento superficial (precipitación efectiva) bajo diferentes tipos de vegetación, lo que se refleja en la gráfica de la figura 4A. Posteriormente, Schumm (1965) completó dicho análisis introduciendo la influencia de la evapotranspiración en el escurrimiento superficial y, consecuentemente, en su capacidad para remover sedimentos (figura 4B). En la misma se puede comprobar que al aumentar la temperatura es necesario una mayor precipitación que permita neutralizar las pérdidas producidas por evaporación y remover similar volumen de sedimentos. Tales curvas, basadas en datos factibles de obtener, como el actual escurrimiento y el volumen de sedimentos en suspensión, pueden sugerir los cambios en tales parámetros que pueden esperarse bajo diferentes climas. De igual manera sería posible estimar el escurrimiento, volumen y concentración de sedimentos a partir de información paleoclimática confiable. En base a los antecedentes de Schumm (1965-1977) y Knox (1972) se ha elaborado un conjunto de curvas (figura 5), que muestran el probable comportamiento de diversos factores ambientales en el intervalo árido-húmedo que, como se ha comprobado a través de los indicios paleogeomorfológicos y geocronológicos, se cumple para la región de Ancasti.

La curva de precipitación muestra un período de transición húmedo-árido bastante amplio, como reflejo de las evidencias aportadas por la sedimentación holocénica en la región. En tal sentido, los materiales de las terrazas fluviales de los cursos principales presentan una secuencia sedimentaria basal constituida por arenas, gravas y limos aluviales o lagunares, generados bajo clima húmedo a sub-húmedo, que progresivamente da paso a depósitos loésicos indicadores de mayor aridez, cuya presencia se hace dominante hacia arriba paralelamente con el decrecimiento de los materiales fluviales. En lo relativo a la curva representativa de la dinámica de la sedimentación fluvial en la región, se sigue el criterio de

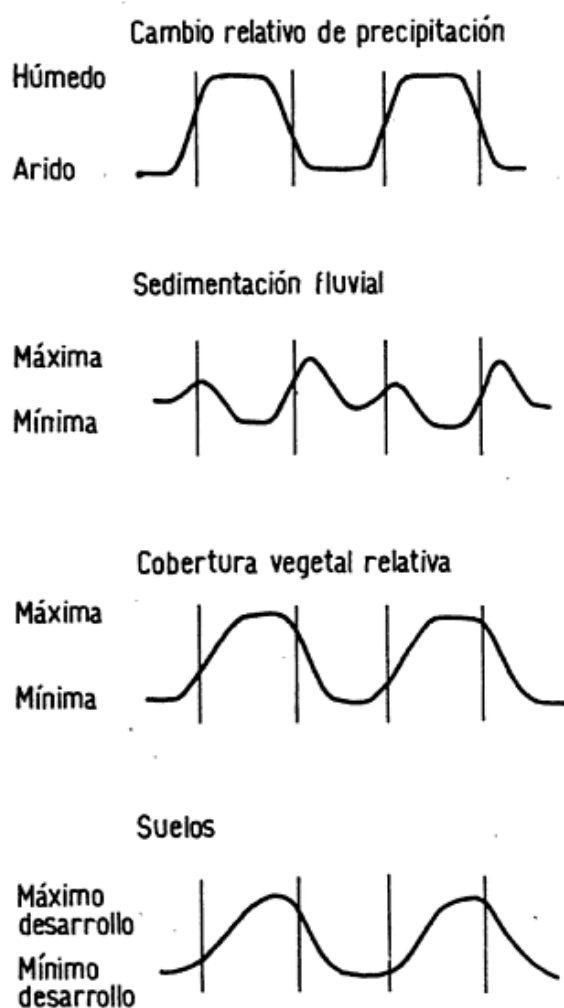


Figura 5: Cambios en la vegetación, los suelos y la sedimentación fluvial en respuesta al cambio paleoclimático árido-húmedo modificado de Schumm (1977) y Knox (1972)

Schumm (1977: 46-48) en el sentido que la transición de un período húmedo a uno árido coincide con un marcado incremento de la sedimentación provocado por la desaparición de la vegetación y disminución del escurrimiento. Tendríamos entonces que la sedimentación de los materiales aluviales de los cursos fluviales y de los grandes conos y abanicos de la región, se habría producido en la transición húmedo-árido. Mucho menor es el aluvionamiento producido en la transición árido-húmedo ya que el mayor escurrimiento y capacidad erosiva, producto del aumento de precipitaciones, es prontamente neutralizado por la colonización de la vegetación. La curva referida al comportamiento de la vegetación presenta patrones similares a la de los suelos, salvo un cierto retardo de la pedogénesis



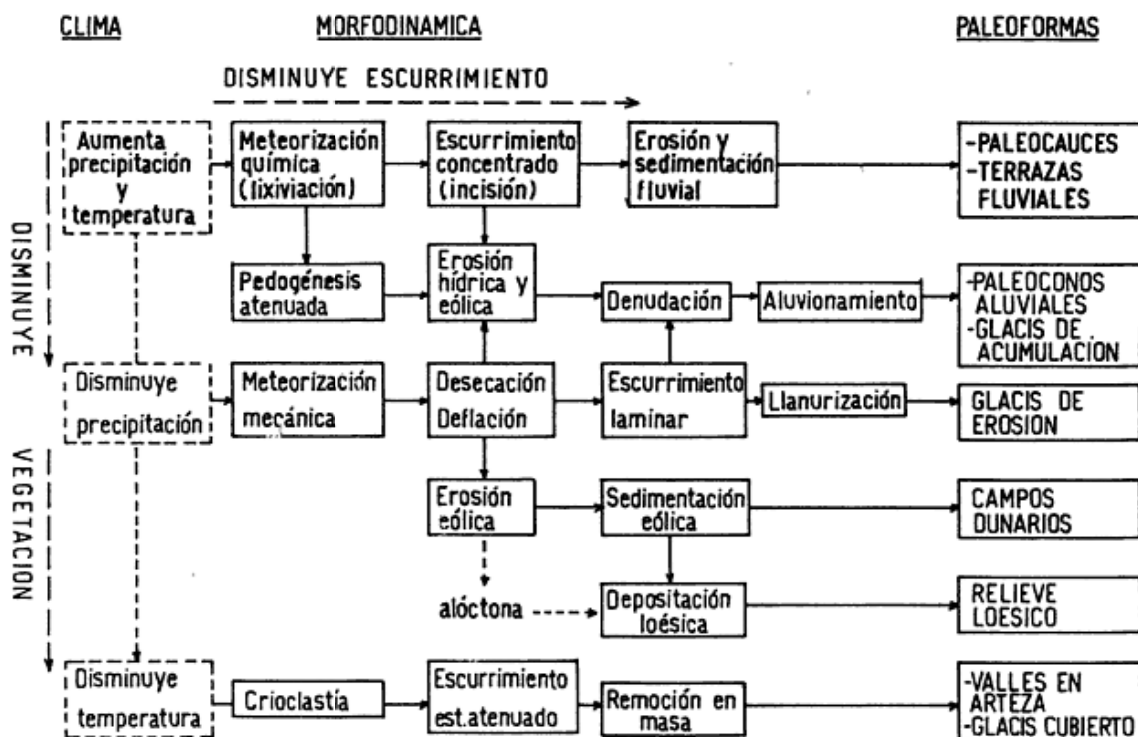


Figura 6: Procesos morfodinámicos en relación al desarrollo de paleoformas de la Sierra de Ancasti bajo diferentes condiciones climáticas.

en relación a la evolución de la vegetación, lo que se explica por el condicionamiento que ejercen sobre la pedogénesis tanto el clima como la vegetación.

La evolución de los suelos en las áreas cumbreles y vertientes húmedas de la región, responde al ciclo pedogenético de corta duración que, de acuerdo a Duchaufour (1982: 111), depende mayormente del desarrollo de materia orgánica en climas fríos las acciones de tal carácter se circunscriben a dominios estructuralmente específicos y no afectan sistemáticamente a una extensa región como ocurre con el clima.

### Conclusiones

La Sierra de Ancasti se ubica en la transición de los grandes sistemas climáticos sub-tropical y árido, cuya complejidad y dinamismo morfogenético actual marcan una continuidad con el pasado, claramente reflejado en la diversidad de paleoformas que cubre su territorio. En tal sentido, los cambios climáticos que la afectaron durante el Cuaternario superior fluctuaron entre periglacial seco, árido semi-árido y sub-tropical húmedo.

El conocimiento de la génesis de las formas relicticas y su integración con indicios geocronológicos y paleoecológicos, aparece como un enfoque válido para inter-

pretar dinámicamente el origen y evolución de los ambientes del Cuaternario. En la región de Ancasti, siguiendo tales criterios se desarrollaron modelos paleoambientales que muestran integrada y dinámicamente las secuencias de la evolución ambiental durante dicho período.

La sensibilidad de los ambientes sub-tropicales a los cambios climáticos del pasado, al menos en lo que concierne al noroeste argentino, podría constituir una importante fuente de evidencias para la comprensión de tales cambios a nivel macro-regional o continental.

Los métodos paleogeomorfológicos pueden ser de gran utilidad para inferir el impacto futuro de la degradación ambiental que afecta a extensas regiones de nuestro país. Valga de ejemplo el proceso de desertificación producido en la región estudiada como consecuencia de la deforestación y el sobrepastoreo, comparable en sus efectos sobre el escurrimiento superficial y los suelos, al paso de un paleoclima húmedo a otro árido.

### Agradecimientos

Agradezco al Dr. Van Zuidan, profesor del International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC), la lectura crítica del trabajo y las importantes sugerencias

y recomendaciones efectuadas. A los doctores Arturo Corte, del Instituto de Glaciología y Nivología y Ricardo Capitanelli, del

Instituto de Geografía de la Universidad de Cuyo, mi deuda de gratitud por sus valiosos comentarios.

#### Lista de trabajos citados en el texto

- ACENOLAZA, F. y A. TOSELLI, 1981. Geología del Noroeste Argentino. Public. Esp. Fac. de Cs. Nat., Univ. Nac. Tuc., N° 1287, S. M. de Tucumán.
- \_\_\_\_\_, C. BAZAN, R. FERNANDEZ y M. E. VIDES de BAZAN, 1983. Geología de la Sierra de Ancasti: Rocas sedimentarias. Münst. Forsch. Geol. Paläont. 59: 219-241, Münster.
- AGER, D. V., 1973. The nature of the stratigraphical record. Wiley, New York.
- BONAPARTE, J. y J. BOBOVNIKOV, 1974. Algunos fósiles pleistocénicos de la provincia de Tucumán y su significado estratigráfico. Act. Geol. Lill., XII: 1-13, S. M. de Tucumán.
- COLLANTES, M. M., 1983. Geología de la cuenca del río Dulce entre T. de río Hondo y Los Quiroga, con énfasis en Geomorfología. Fac. de Cs. Nat., Univ. Nac. Tuc., (inéd.), S. M. de Tucumán.
- COOKE, R. y A. WARREN, 1973. Geomorphology in Deserts. Lecturers in Geography, University College London. B. T. Batsford Ltd., London.
- CORTE, A. E., 1983. Los conceptos geocriogénico-para-geocriogénico y glacial-paraglacial en los Andes Centrales de Argentina, lat. 30°. Act. Pra. Reun. Grupo Periglacial Argentino, IANIGLA, Anales (5): 48-61, Mendoza.
- DERRUAU, M., 1966. Geomorfología. Ed. Ariel, Barcelona.
- DUCHAUFOR, P., 1982. Pedology (Pedogenesis and Classification). Ed. George Allen.
- DURY, G. H., 1981. An introduction to environmental systems. Heinemann Education Books, Ltd., London.
- FAIRBRIDGE, R., 1968. The Quaternary period. The Encyclopedia of Geomorphology. Ed. Reinhold.
- \_\_\_\_\_, 1970. World paleoclimatology of the Quaternary. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique (2), XII Fasc. 2: 97-104.
- FIDALGO, F. y F. TONNI, 1978. Aspectos paleoclimáticos del Pleistoceno tardío-reciente de la provincia de Buenos Aires. IIª Reun. Informat. del Cuaternario Bonaerense.
- FRENGUELLI, J., 1925. Discrepancias entre clima y formas de la superficie en la Argentina. Bol. Acad. Nac. Cs., XXVII: , Córdoba.
- GARCIA SALEMI, M., 1972. El valle de Tafí, evolución geomorfológica. Fac. Cs. Nat., Univ. Nac. Tuc., (inéd.), S. M. de Tucumán.
- GONZALEZ 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): 67-150, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1950. Descripción geológica de la Hoja 13c, Villa Alberdi, Tucumán. Dir. Nac. de Min., Bol. 74, Buenos Aires.
- GREGORY, K. J., 1983. Background to Paleohydrology. Wiley and Sons, New York.
- HALLOY, S., 1983. Contribución al estudio de la zona de Huaca Huasi (Cumbres Calchaquíes, Tucumán, Argentina). II. Climatología y edafología en relación con la composición y adaptación de las comunidades bióticas. Fac. de Cs. Nat., Univ. Nac. Tuc., tesis doctoral, (inéd.), S. M. de Tucumán.
- JOHNSON, H. W., 1982. Interrelationships among geomorphic interpretation of the stratigraphic record, process, geomorphology and geomorphologic models. Space and time in Geomorphology-Chapter 10. Ed. George Allen.
- KING, L. C., 1968. Pediplanation. The Encyclopedia of Geomorphology.
- KNOX, J. C., 1972. Valley alluviation in southwestern Wisconsin. Asoc. Am. Geogr. Ann. 62: 401-410.
- KUHN, F., y G. ROHMEDER, 1943. Estudio fisiográfico de las sierras de Tucumán. Monografía 3. Inst. Geog. Univ. Nac. Tuc., S. M. de Tucumán.
- MARKGRAF, V. y J. BRADBURY, 1982. Holocene climatic history of South America. Striae XVI: 40-45, Upsala.
- ROHMEDER, G., 1942. La glaciación diluvial de los nevados del Aconquija (Parte Austral). Monografía 2, Inst. Est. Geog., Univ. Nac. Tuc., S. M. de Tucumán.
- SAYAGO, J. M., 1981. Morfogénesis de los Barreales y su relación con el deterioro del paisaje en el Valle de Catamarca. Act. Geol. Lill., XV (3): 75-85, S. M. de Tucumán.
- SCHUMM, S. A., 1965. Quaternary paleohydrology. The quaternary of the United States. Princeton University Press.
- \_\_\_\_\_, 1977. The fluvial systems. Wiley & Sons, New York.
- SMALLEY, J. S., 1971. In situ theories of loess formation and the significance of the calcium carbonate content of loess. Benchmark papers in Geology.
- \_\_\_\_\_, y V. SMALLEY, 1983. Loess material and loess deposits: Formation and consequences. Developments in sedimentology, 38, Elsevier.
- STRAHLER, A., 1982. Geografía Física. Ed. Omega, Barcelona.
- TAPIA, A., 1925. Apuntes sobre el glaciario pleistocénico del Nevado del Aconquija. Anal. GAEA, 1 (4): 313-365, Buenos Aires.
- TERUGGI, M., 1957. The nature and origin of Argentine Loess. Loess, lithology and genesis. Benchmark Papers in Geology, 26: 195-205.
- TRICART, J. y A. CAILLEUX, 1965. Introduction a la Geomorphologie Climatique. S.E.D.E.S.
- \_\_\_\_\_, 1975. Geomorfología de la Pampa Deprimida. Inst. Tecnol. Agrop., Colecc. Cient. XII: 1-202, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1982. El pantanal: un ejemplo del impacto de la Geomorfología sobre el medio ambiente. Rev. Geog., 7 (13-14).
- VAN ZUIDAM, R., y F. VAN ZUIDAM, 1978. Terrain analysis and classification using aerial photograph. I.T.C., Text. Book VII (6), Enschede.
- VERSTAPPEN, H. Th., 1975. On palaeoclimates and landform development in Malasia. Modern Quaternary Research in Southeast Asia, 1.
- VERBOORST, F. B. Y R. FERNANDEZ, 1983. Geología de la Sierra de Ancasti: Esquema fitogeográfico. Münst. Forsch. Geol. Paläont., 59: 25-29, Münster.
- VIERS, G., 1975. Geomorfología. Oikos-Tau.
- WILSON, L., 1969. Processus geomorphologiques et climat moderne. Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique, II, Fasc. 3.

JOSE MANUEL SAYAGO

Fac. Ciencias Naturales  
Universidad Nacional de Tucumán  
Instituto Miguel Lillo  
Miguel Lillo 205  
(5000) S. M. de Tucumán

Recibido: 5 de mayo, 1985

Aceptado: 7 de agosto, 1986

## PALEOMAGNETISMO Y EDAD RELATIVA DEL DRIFT PICHILEUFU EN SU AREA TIPO, SAN CARLOS DE BARILOCHE, RIO NEGRO

KENNETH P. KODAMA, JORGE RABASSA, EDWARD B. EVENSON Y MICHAEL CLINCH

### Resumen

Se presentan los primeros datos paleomagnéticos para depósitos glaciogénicos pleistocenos de Patagonia Septentrional, en su área tipo. Depósitos glaciolacustres del Drift Pichileufú muestran magnetismo remanente estable (mre) de polaridad oblicua normal, con inclinaciones anómalas, extremadamente bajas. Depósitos limosos integrantes de un kame deformado de la Morena Anfiteatro (Río Limay, Neuquén) presentan mre de polaridad normal e inclinaciones consistentes con la latitud del lugar de muestreo. Se ha descartado por vía experimental la posibilidad de efectos sedimentológicos sobre la inclinación del mre anómala en los depósitos Pichileufú. Por lo tanto, se sugiere que tal inclinación indica proximidad temporal a una inversión del campo magnético terrestre, posiblemente asociada a la transición Matuyama-Brunhes ( $\approx 0,7$  Ma) o alguna de las transiciones de polaridad vinculadas a los eventos de polaridad reversa del campo geomagnético sugeridos para la Epoca Brunhes, de edad pre-Wisconsin (eventos Biwa o Emperor). En cualquiera de estos casos, ello sugeriría que la Glaciación Pichileufú sería de edad pre-Wisconsin y quizás, pre-Illinois. La distinta inclinación del mre encontrada en ambos depósitos permitiría distinguir a los sedimentos de la Glaciación Pichileufú de aquéllos de la Morena Anfiteatro, los cuales corresponderían a la Glaciación El Cóndor, confirmando apreciaciones de Rabassa (1983).

Se han realizado además investigaciones paleomagnéticas adicionales en basaltos estratigráficamente asociados a depósitos glaciogénicos en el valle del Río Malleo (Neuquén), cuyos resultados son consistentes con los expuestos anteriormente.

### Abstract

The first paleomagnetic data on Pleistocene glaciogenic deposits of Northern Patagonia, in their type-areas, are presented in this paper. Glaciolacustrine deposits of the Pichileufú Drift show stable magnetic remanence (s.m.r.) of normal polarity but anomalous low inclinations. Silty deposits forming part of deformed kame in the Anfiteatro Moraine (Río Limay, Neuquén) present normal polarity and inclination. A sedimentological experiment has been performed to delete the possibility of depositional effects on the anomalous inclination of the s.r.m. of the Pichileufú deposits.

Therefore, it is suggested that such inclination indicates temporal proximity to a reversal or an excursion of the terrestrial magnetic field, possibly associated to the Matuyama-Brunhes transition ( $\approx 0.7$  Ma) or to some of the polarity transitions related to the reversed polarity events which have been suggested for the Brunhes Epoch, pre-Wisconsin in age (Biwa and Emperor events). In any case, the Pichileufú Glaciation would be of pre-Wisconsin age and, perhaps, even pre-Illinois.

The different paleomagnetic inclination found in both deposits would enable to distinguish the sediments of Pichileufú age from those of the Anfiteatro Moraine (corresponding to the El Cóndor Glaciation), confirming suggestions by Rabassa (1983).

Other additional paleomagnetic investigations have been performed on basalts which are stratigraphically related to glaciogenic deposits, in the Río Malleo Valley, Neuquén, which results are consistent with those presented above.

## INTRODUCCION

### LOS ESTUDIOS PALEOMAGNETICOS DE DEPOSITOS CUATERNARIOS EN LA ARGENTINA

Los estudios paleomagnéticos de depósitos del Cuaternario en la República Argentina han sido llevados a cabo casi íntegramente por el ingeniero Daniel Valencio y colaboradores de la Universidad de Buenos Aires. Deben destacarse, en particular, los estudios sobre las sedimentitas pliocenas y pleistocenas de la ciudad de Buenos Aires (Nabel y Valencio 1981; Valencio y Orgeira 1983) y sobre sedimentos lacustres holocenos de los lagos cercanos a San Carlos de Bariloche (Valencio et al. 1982; Mazzoni y Sinito 1982).

En este trabajo se presentan los primeros resultados paleomagnéticos sobre depósitos glaciogénicos pleistocenos para Patagonia septentrional.

Se intenta además la utilización de estos datos con el objetivo de contribuir a establecer la cronología absoluta y relativa de los depósitos estudiados, los cuales pertenecen a dos glaciaciones pleistocenas de distinta magnitud y edad. Los datos presentados aquí están basados sobre estudios en geología glacial de índole regional (Rabassa et al., M.S.) y paleomagnéticos (Kodama et al. 1984, 1985a y 1985b).

### EL PROBLEMA GLACIAL

La región de San Carlos de Bariloche, ubicada al pie de los Andes Patagónicos Septentrionales, a la altura del paralelo 41° de lat. S, es una región clásica para las investigaciones del Cuaternario glacial argentino.

El estudio científico de la glaciación cuaternaria en el norte de la Patagonia comenzó con los primeros exploradores, a fines del siglo pasado. Numerosas observaciones de alta significación fueron aportadas por ellos, pero el primer trabajo de real trascendencia, por su concepción, metodología, extensión y precisión notables fue el de Caldenius (1932).

Caldenius (1932) reconoció cuatro eventos glaciales, mapeó con notable exactitud sus límites externos y definió sus litologías integrantes. Denominó a estas unidades "Inicio-glacial", "Dani-glacial", "Goti-glacial" y "Fini-glacial", terminología esta consistente con su pretendida correlación con las fases de retroceso de la calota escandinava durante la última glaciación. El primer episodio o "Inicio-glacial" no fue reconocido en esta región norpatagónica sino que se encuentra expuesto más al sur.

Rovereto (1912; también Willis, 1914) propuso para la región de Bariloche un claro esquema estratigráfico para los depósitos glaciales, denominándolos "Pichileufuense inferior", "Pichileufuense superior", "Barilocheense" y "Nahuelhuapense". Feruglio (1947) mapeó detalladamente estas unidades y correlacionó las dos últimas con la última glaciación y el "Pichileufuense" con una o más glaciaciones anteriores (véase también Feruglio 1941, 1949-50; Fidalgo y Porro 1978).

Flint y Fidalgo (1963) distinguieron tres cuerpos de drift que denominaron Drift Pichileufú, Drift El Cóndor y Drift Nahuel Huapi, y que consideraron, en un principio, correspondientes a la última glaciación. Mapearon cuidadosamente sus límites en esta región, a la cual transformaron así en el área tipo para la estratigrafía glacial norpatagónica.

En un trabajo posterior, Flint y Fidalgo (1968) reconocen como posible la correlación de las glaciaciones Nahuel Huapi y El Cóndor con la Glaciación Wisconsin de América del Norte y la Glaciación Pichileufú con una glaciación anterior, pre-Wisconsin, sobre la base de criterios morfológicos, paleoglaciológicos y de meteorización relativa de clastos graníticos en el perfil de meteorización en sitios escogidos.

Auer (1956) menciona los depósitos glaciales de la región pero extiende los límites de la glaciación hasta la costa atlántica, de acuerdo a su modelo de englazamiento total de la Patagonia. Años más tarde, Auer (1970, p. 55) reconoce la validez del esquema de Flint y Fidalgo (1963) pero insiste en la glaciación local del Macizo de Somuncurá y otras zonas.

En la actualidad, estas ideas de Auer parecen ser poco ajustadas a la realidad de la glaciación pleistocena de este sector de Patagonia.

Luego de los estudios de Flint y Fidalgo (1968) prácticamente no ha habido evolución alguna en el conocimiento de la glaciación pleistocena de esta región clásica, como lo señalara ya Fidalgo (1982), a diferencia de lo ocurrido en el área contigua de Chile, donde los estudios de J. Mercer (sintetizados en Mercer 1976), Heusser y Flint (1977) y particularmente, Porter (1981), han arrojado notables resultados tanto en la identificación de unidades estratigráficas como en su cronología y aspectos paleoclimáticos.

### LAS LOCALIDADES ESTUDIADAS

#### Los depósitos glacialacustres Pichileufu

Estos depósitos se hallan ubicados en

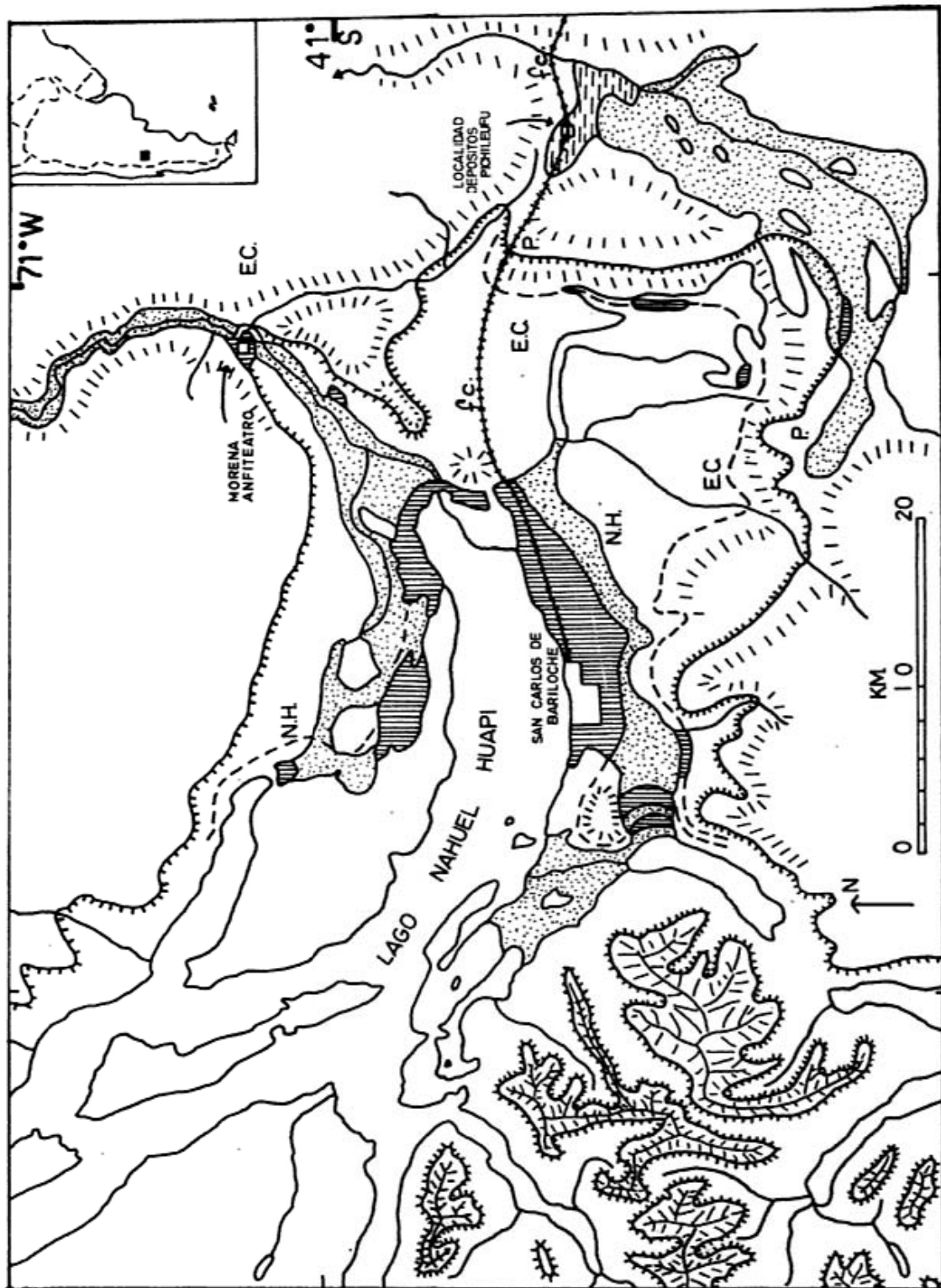


Figura 1: Mapa de ubicación y geológico generalizado para el área de San Carlos de Bariloche. La rastra de líneas verticales representa a morenas y sus remanentes. La rastra de puntos representa depósitos glacifluviales predominantes. Las rastras horizontales muestran los depósitos lacustres. La línea llena con hachurado muestra el límite exterior de glaciación (aproximado), no implicando con ello asignación de edad alguna. La línea cortada indica el límite de los cuerpos de drift, los cuales han sido rotulados "P" para Pichileufú, "EC" para El Condor y "NH" para Nahuel Huapi. El hachurado abierto ha sido utilizado para indicar topografía suave y las líneas ramificadas para indicar topografía alpina. Geología y geomorfología tomadas de los trabajos citados en la literatura y observaciones propias.

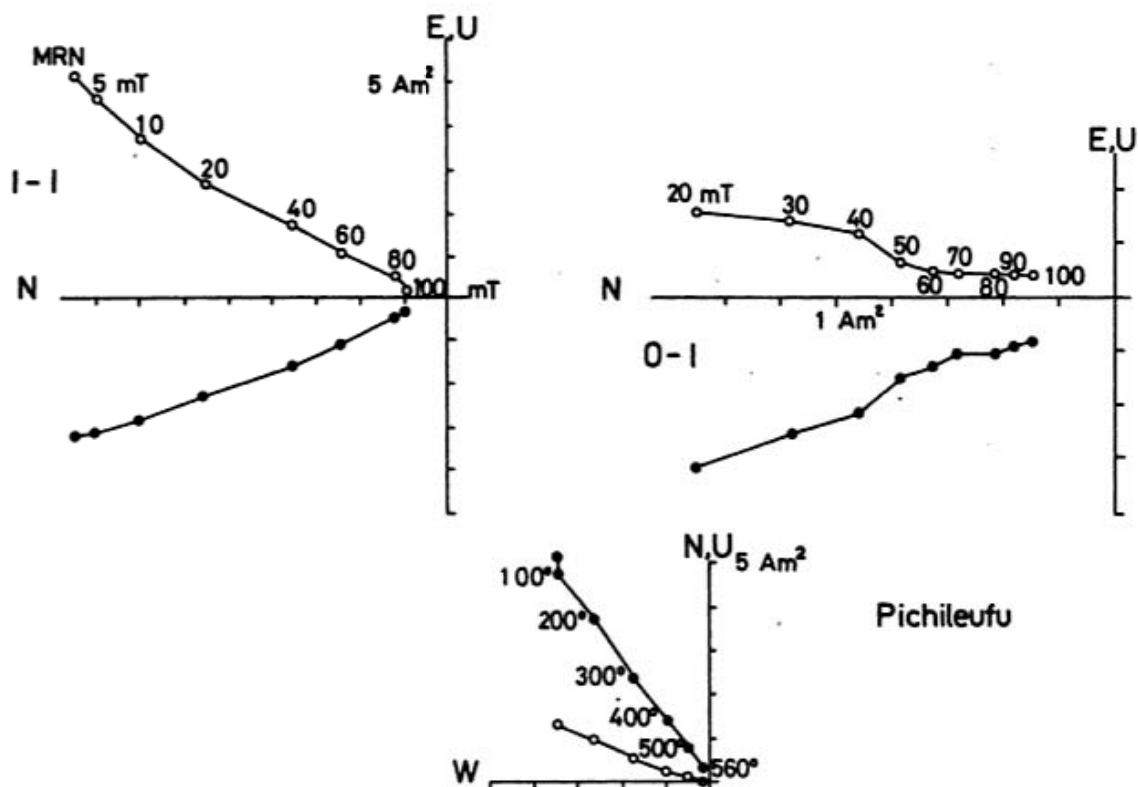


Figura 2: Proyecciones ortogonales de datos de desmagnetización por campos magnéticos alternos y térmica de los sedimentos glacialacustres Pichileufú.

las márgenes del Río Pichileufú, constituyendo varios afloramientos entre los 70°52' y 71°03' de longitud oeste de Greenwich y los 41°05' y 41°18' de latitud sur (véase figura 1).

La cota media aproximada de estos cuerpos glacialacustres es de alrededor de 950-1000 m s.n.m.

Estas sedimentitas se disponen como cuerpos marginales al gran glaciar pedemontano de edad Pichileufú (Caldenius 1932; Flint y Fidalgo 1963). Estos lagos se habrían formado entre las crestas morénicas, el borde del hielo y las laderas del valle, si bien no es fácil hasta el momento identificar en todos los casos las condiciones de cierre. Estos depósitos han sido estudiados y/o mencionados por Caldenius (1932), Feruglio (1941, 1947, 1949-50), Auer (1956), Flint y Fidalgo (1963) y más recientemente, por Guiñazú (1982), Rabassa (1974, 1978, 1979, 1983), Fidalgo (1982) y Fidalgo y Rabassa (1984), entre otros autores.

La edad de los depósitos glacialacustres Pichileufú es considerada en el lapso post-Basalto Chenquenyu (Plioceno superior, 3,0 Ma; Rabassa 1974, 1978) y, quizás, pre-Glaciación Wisconsin según Flint y Fidalgo (1968), es decir, anterior a 125.000 años A.P. Se carece hasta el presente de

otros elementos que permitan precisar mejor su edad.

#### Los depósitos de la Morena Anfiteatro

La Morena Anfiteatro es una notable geoforma de origen glacialigénico que cierra transversalmente el valle del Río Limay (71°05' long. oeste; 40°59' lat. sur; 850 m s.n.m. en su cumbre, 725 m s.n.m. en su base visible, figura 1).

Flint y Fidalgo (1963) ubicaron sus límites externos de las glaciaciones Pichileufú y El Cóndor, sin mencionar específicamente a esta morena. Rabassa (1982: 48; 1983) le asignó edad El Cóndor.

Esta geoforma fue estudiada recientemente por Depiante (1983), como parte de las tareas de desarrollo del proyecto hidroeléctrico Segunda Angostura. Aspectos de la litología y estructura interna de esta unidad geomórfica fueron analizados, además, por Rabassa (1982: 48; 1983) y Rigchie (1982).

La Morena Anfiteatro está constituida por till y depósitos de kame y glacialacustres en contacto con el hielo, generados por el lóbulo del Glaciar El Cóndor que ocupaba el valle superior del Río Limay. Este lóbulo glacial sobre-empujó sus propios

depósitos proximales por encima de depósitos glaciales (outwash), cuya edad puede ser asimismo El Cóndor, pero no puede aún descartarse que sean más antiguos.

De acuerdo a Flint y Fidalgo (1963, 1968), la Glaciación El Cóndor correspondería al Wisconsin inferior. Ello permite sugerir que se encontraría entre 120.000 y 40.000 años A.P., aproximadamente, según la escala utilizada mundialmente en la actualidad.

## MUESTREO Y MEDICIONES

El drift más antiguo reconocido en la región, el Drift Pichileufú, fue muestreado a lo largo de la línea del Ferrocarril General Roca, aproximadamente a 30 km al este de San Carlos de Bariloche (figura 1). Los sedimentos muestreados son depósitos glacialacustres y presentan ritmitas, con capas limosas y capas arcillosas. Las ritmitas tienen un espesor individual de 2-3 cm hacia la base de la sección muestreada y de aproximadamente 0,5 cm en el techo. Estos sedimentos fueron probablemente derivados de las rocas graníticas, metamórficas y volcánicas de la Cordillera Andina, unos 80 km hacia el oeste del sitio. Los sedimentos aparecen algo consolidados pero no litificados y se pueden seccionar fácilmente con un cuchillo a los fines de su muestreo.

Once muestras de mano orientadas (12x10x5 cm) fueron obtenidas de estos sedimentos glacialacustres Pichileufú. Diez de ellas corresponden a una sección de 4 m de espesor en un corte ferroviario y una muestra adicional proviene de otra sección, estratigráficamente por debajo de aquella, ubicada en otro corte, 200 m al oeste. El intervalo de muestreo es de 0,45 m. Si las ritmitas son interpretadas como varves, la sección representa un período de aproximadamente 400-500 años.

Una espectacular estructura de bola y cojín (ball-and-pillow) de 10 m de diámetro (Rabassa 1982, 1983) fue muestreada en la Morena Anfiteatro, aproximadamente 30 km al noreste de San Carlos de Bariloche, en el valle del Río Limay (figura 1). Rabassa (1982, 1983) la ha interpretado como perteneciente a la Glaciación el Cóndor (véase también, Depiante 1983). Cuatro muestras de mano fueron obtenidas en una capa limo-arcillosa con estratificación rítmica. Esta capa ha sido plegada en el proceso de deformación de la estructura de bola y cojín (figura 5). El objetivo de este muestreo fue verificar si la magnetización tuvo lugar antes o después de la formación de dicha estructura.

Tres o cuatro especímenes, según los casos, de 21x21x15 mm, fueron seccionados

a partir de cada muestra de mano obtenida en los mencionados sedimentos glaciales. Su remanencia magnética fue medida en un magnetómetro rotativo, tipo flux-gate, de bajo número de revoluciones, digitalizado. Por lo menos un espécimen por muestra fue desmagnetizado progresivamente por campos magnéticos alternos (af) en siete etapas hasta alcanzar los 100 mT con un demagnetizador Schonstedt GSO-5. Los especímenes restantes de las muestras recogidas en Pichileufú fueron desmagnetizados térmicamente en seis etapas hasta los 560°C. La susceptibilidad inicial de estas muestras fue medida con un instrumento tipo puente Bison, de corriente alternada, en cada etapa de desmagnetización térmica de modo de controlar la posibilidad de alteraciones de la composición de los minerales magnéticos durante el calentamiento.

La anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) de nueve especímenes Pichileufú y cuatro de la Morena Anfiteatro fue medida en una balanza de torsión en el Lamont-Doherty Geological Observatory (Columbia University, New York, USA) para determinar si los sedimentos portaban una fábrica depositacional primaria. Además, se recogieron muestras para estudios paleomagnéticos sobre basalto, en el valle del Río Malleo, provincia del Neuquén, a unos 120 km al norte de San Carlos de Bariloche, en un intento de obtener control de la edad absoluta de los depósitos glaciales. Se ha utilizado para su estudio el mapeo de unidades estratigráficas y geomorfológicas en el terreno, análisis de fotografías aéreas y la reconstrucción numérica de la cubierta glacial para delimitar depósitos glaciales, los cuales se asignan a dos glaciaciones, tentativamente correlacionadas con las glaciaciones Pichileufú y Nahuel Huapi. La unidad de drift más antigua, tentativamente correlacionada con la Glaciación Pichileufú, está representada por bloques erráticos graníticos dispersos, ubicados por encima del límite superior del Drift Nahuel Huapi, en el Volcán Lanín, y por till y gravas glaciales sobre una terraza estructural a 250 m por encima del cauce actual del río Malleo. La edad de esta glaciación puede ser limitada así globalmente entre dos coladas basálticas que están estratigráficamente por encima y por debajo de estos depósitos.

Una colada basáltica vesicular, que forma parte de la ladera norte del Volcán Lanín y que es por lo menos tan antigua como el ciclo inicial de erupciones de dicho volcán, se encuentra cubierta por abundantes erráticos graníticos, interpretados como los remanentes de una morena lateral. Una colada más joven cerca de la localidad de Pino Santo fue extruida luego del episodio de profundización erosiva que siguió a la

deposición de los sedimentos Pichileufú, pero antes de la deposición de la Morena Mamuil Malal, de edad Nahuel Huapi.

Las muestras fueron desmagnetizadas por campos magnéticos alternos (af) en siete etapas hasta 100 mT. Estos datos fueron utilizados para determinar la polaridad del campo geomagnético durante las erupciones de las coladas y, si nuestras correlaciones son válidas, posiblemente durante la deposición de los sedimentos glacialacustres Pichileufú en Bariloche.

## Resultados

Las intensidades del magnetismo remanente natural (MRN) de las muestras Pichileufú oscilan entre 0.1 y 0.5  $\text{Am}^{-1}$ . Las muestras exhiben un comportamiento muy estable durante tanto la desmagnetización af como la térmica, con diagramas de proyección ortogonal esencialmente univectorial (Zijderveld 1967) (figura 2). Los especímenes se comportaron tan adecuadamente durante la desmagnetización por campos magnéticos alternos que sólo un espécimen de cada muestra fue sometido al tratamiento detallado explicado más arriba. Los otros especímenes de las muestras fueron desmagnetizados al valor del campo alterno óptimo definido en el tratamiento del espécimen piloto correspondiente. El  $\alpha_{95}$  promedio de las direcciones desmagnetizadas a 80 mT para los tres especímenes de cada muestra de mano fue del orden de 4,5°.

Los resultados obtenidos en los tratamientos por campos magnéticos alternos y térmico para una misma muestra fueron coherentes entre sí; generalmente, la dirección media del magnetismo remanente aislado de los tres especímenes desmagnetizados por campos alternos de cada muestra difiere sólo de 2° a 4° de la magnetización remanente aislada del espécimen tratado termicamente. Usualmente la desmagnetización por campos alternos de 100 mT conservó del 10 % al 20 % de la remanencia original mientras que la desmagnetización térmica a 560°C destruyó el 96% de la remanencia original, lo cual sugiere que la magnetización se debe a minerales de magnetita de alta coercividad (figura 3).

La susceptibilidad inicial mostró sólo pequeñas variaciones durante la desmagnetización térmica de las muestras indicando que virtualmente no han ocurrido cambios químicos en los minerales portadores de la remanencia magnética (figura 3). Lo que es particularmente interesante acerca de los resultados de las muestras recogidas de los depósitos Pichileufú es que, si bien son portadores de remanencia magnética estable y univectorial, las direcciones de ella difieren notablemente de la del campo

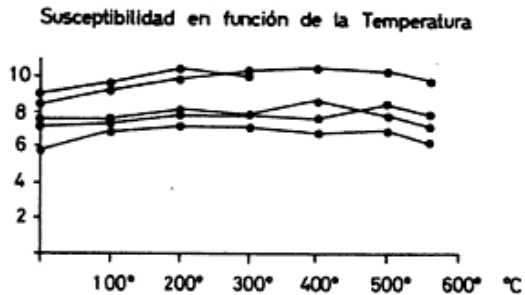
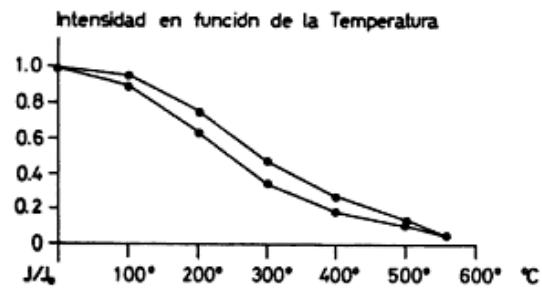


Figura 3: Decrecimiento de la intensidad del MRN con el aumento de la temperatura durante la desmagnetización térmica (parte superior) y variación de la susceptibilidad inicial, durante la desmagnetización térmica (parte inferior) para muestras Pichileufú consideradas representativas. Las susceptibilidades se expresan en  $1 \times 10^{-6}$  unidades C.g.s.

dipolar axial (figura 4). La dirección media para las muestras Pichileufú es de  $I = -14,2^\circ$ ,  $D = 326,0^\circ$  ( $k = 198,1$ ;  $\alpha_{95} = 3^\circ$ ). Más aún, los datos muestran solamente una variación de 15° en la declinación y de 10° en la inclinación durante el tiempo representado por esta sección (figura 4). Las muestras de las estructuras de bola y cojín de la Morena Anfiteatro poseen MRN de intensidades relativamente elevadas para sedimentos ( $1-3 \text{ Am}^{-1}$ ). Estos valores sugieren que su magnetización remanente fue adquirida antes de la formación de esta estructura deformacional (figura 5). Ello es coherente con el agrupamiento de las direcciones luego de aplicar la corrección por estructura: a nivel de confianza de 99 % ( $k_2/k_1 = 24.6$ ;  $N = 4$ ), la dirección media, luego de la rectificación del plegamiento, es de  $I = 57,0^\circ$ ,  $D = 352,7^\circ$  ( $\gamma_{95} = 6,8^\circ$ ), la cual es estadísticamente coincidente con la dirección axial dipolar esperada para este sitio. Por lo tanto, los sedimentos de la Morena Anfiteatro son portadores de una magnetización remanente cuya inclinación es del orden de la que es dable esperar en el área, en contraposición con



lo que se observa en los sedimentos Pichileufú, aún cuando el aspecto y la granulometría de dichos sedimentos son muy similares. La desmagnetización por campos alternos hasta 100 mT prácticamente no modificó la dirección del MRN de una muestra (diferencias del orden de 2°-3°), aún cuando aproximadamente el 80 % de la remanencia fue destruida (figura 6).

Para verificar si las bajas inclinaciones obtenidas de los sedimentos glacialacustres Pichileufú son debidas a un efecto estrictamente sedimentológico, se midió la anisotropía de la susceptibilidad magnética (Marino y Ellwood 1978). Siete de los nueve especímenes tenían errores residuales rms de menos del 10 % cuando fueron ajustados a un tensor de susceptibilidad de segundo rango. Sus factores Q (Granar 1958) son muy bajos (0,06) e indican que la elipse de susceptibilidad es muy oblada, no mostrando lineación aunque sí una fuerte foliación (figura 7). Esto sugeriría que corrientes o inclinaciones iniciales de la estratificación probablemente no han afectado la NRN. Estos factores Q más los ángulos  $\nu$  (Graham 1966), los cuales se encuentran en el rango de 72° a 84°, sugerirían que los sedimentos tienen una fábrica deposicional primaria (Hamilton y Rees 1970). Los valores de la susceptibilidad magnética anisotrópica de los tres especímenes de la Morena Anfiteatro, con errores residuales de menos del 10 %, sugieren una fábrica deposicional primaria (figura 7) y tienen factores q que fueron algo mayores que los resulta-

dos de Pichileufú, los cuales oscilan entre 0,10 y 0,407.

Para investigar subsecuentemente la posibilidad que las inclinaciones del magnetismo remanente estable Pichileufú sean debidas a efectos sedimentológicos o a algún tipo de error deposicional en la inclinación (Verosub 1977), se ha realizado un experimento de redepositación con el material Pichileufú. Aproximadamente 25 g de sedimento Pichileufú, de las muestras 4 y 5, fueron mezclados con agua destilada para hacer una pasta fluida concentrada con un contenido de agua algo menor que el 100 % en peso. Esta mezcla fue volcada en un tubo plástico alargado (25 mm de diámetro, 63 mm de longitud), el cual tenía una piedra porosa en el fondo. Este conjunto fue luego ubicado en un campo magnético con una inclinación de 60° y una intensidad de 0,053 mT. La pasta concentrada fue agitada dentro de dicho campo. Una piedra porosa fue asimismo ubicada en la parte superior de la mezcla; el agua fue escurrida lentamente, en presencia del citado campo magnético utilizando un mecanismo idéntico al descrito por Hamano (1980). La carga del mecanismo permite que la presión aplicada sea incrementada en forma continua de 0 a aproximadamente 0,1 MPa por aproximadamente 9 horas. La muestra así obtenida fue medida en un magnetómetro rotativo inmediatamente luego de este tratamiento. Ella había adquirido una magnetización remanente con una inclinación de 64° sugiriendo que los sedimentos Pichileufú

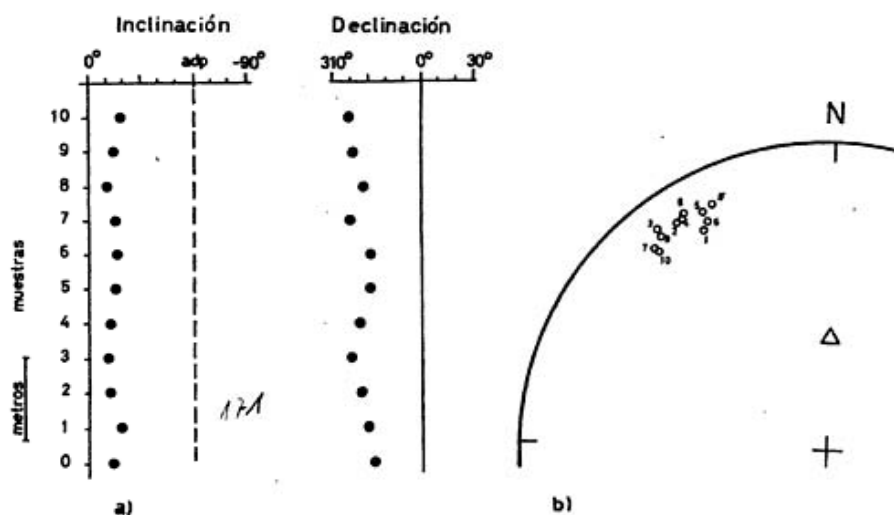


Figura 4: (a) Variación en la inclinación y declinación para las muestras de mano Pichileufú. Cada punto representa el promedio de los tres especímenes por muestra de mano, desmagnetizados a 80 mT. La muestra 0 procede de un afloramiento diferente, pero que está estratigráficamente por debajo de la muestra 1. (b) Dirección media de la magnetización estable aislada de las muestras de mano Pichileufú (proyección equiareal). Los símbolos abiertos corresponden a valores de I negativos. Δ, dirección correspondiente a un campo dipolar-axial en el área.

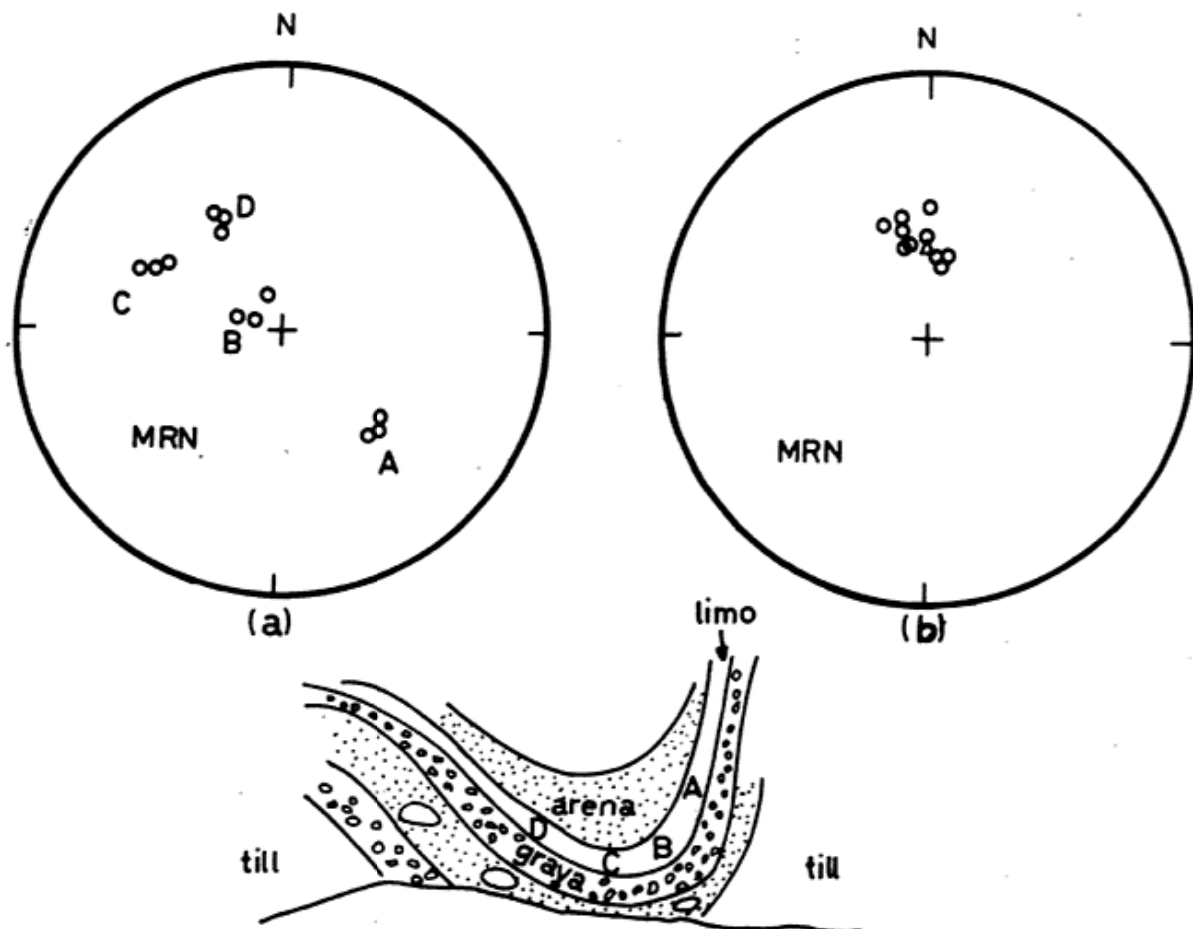


Figura 5: Test de plegamiento sobre una capa limosa recogida en la Morena Anfiteatro. El dibujo esquemático muestra la ubicación de las muestras de mano (A, B, C y D). Cada punto representa la dirección del magnetismo remanente aislado de un espécimen antes de la corrección por estructura (a) y después de aplicada la misma (b);  $\Delta$ , dirección correspondiente a un campo dipolar-axial en el área de muestreo.

son capaces de registrar campos geomagnéticos de inclinaciones fuertes. La declinación de la magnetización remanente fue, sin embargo,  $42^\circ$  distinta a la del campo ambiental. Esto podría ser debido a los efectos de agitar la muestra únicamente en el sentido de las agujas del reloj.

Tanto el basalto del Volcán Lanín como el basalto de Pino Santo demostraron comportamiento estable ante el proceso de desmagnetización por campos alternos. La muestra del basalto vesicular de Lanín tiene una MRN cuya intensidad es de  $1 \text{ Am}^{-1}$  y decayó univectorialmente al origen durante su desmagnetización por campos magnéticos alternos hasta  $100 \text{ mT}$  (figura 8). La dirección de remanencia desmagnetizada de  $I = -45,1^\circ$ ,  $D = 26,9^\circ$ , es  $15^\circ$  menos inclinada que el campo dipolar axial en el área, pero como la variación secular no ha sido promediada, esta dirección podría ser interpretada como representando un valor puntual en el tiempo de un campo geomagnético de polaridad normal.

La muestra de basalto de Pino Santo tiene una intensidad de MRN muy fuerte, de  $21 \text{ Am}^{-1}$ , la cual decayó univectorialmente al origen desde  $20 \text{ MT}$  a  $80 \text{ mT}$ , durante la desmagnetización por campos magnéticos alternos (figura 8). El comportamiento de la desmagnetización desde  $2,5$  a  $20 \text{ mT}$  puede ser debido a una remanencia isotérmica (MRI) o una remanencia viscosa (MRV), adquirida por la muestra durante su transporte y almacenamiento.

La muestra Pino Santo presenta una magnetización remanente estable cuya dirección es  $I = -48,4^\circ$ ,  $D = 333,9^\circ$ . Esta dirección es asimismo algo más baja que la dirección dipolar axial esperada, pero puede ser confiablemente interpretada como originada por un campo geomagnético de polaridad normal.

#### Discusión

La magnetización remanente estable de polaridad normal obtenida tanto para

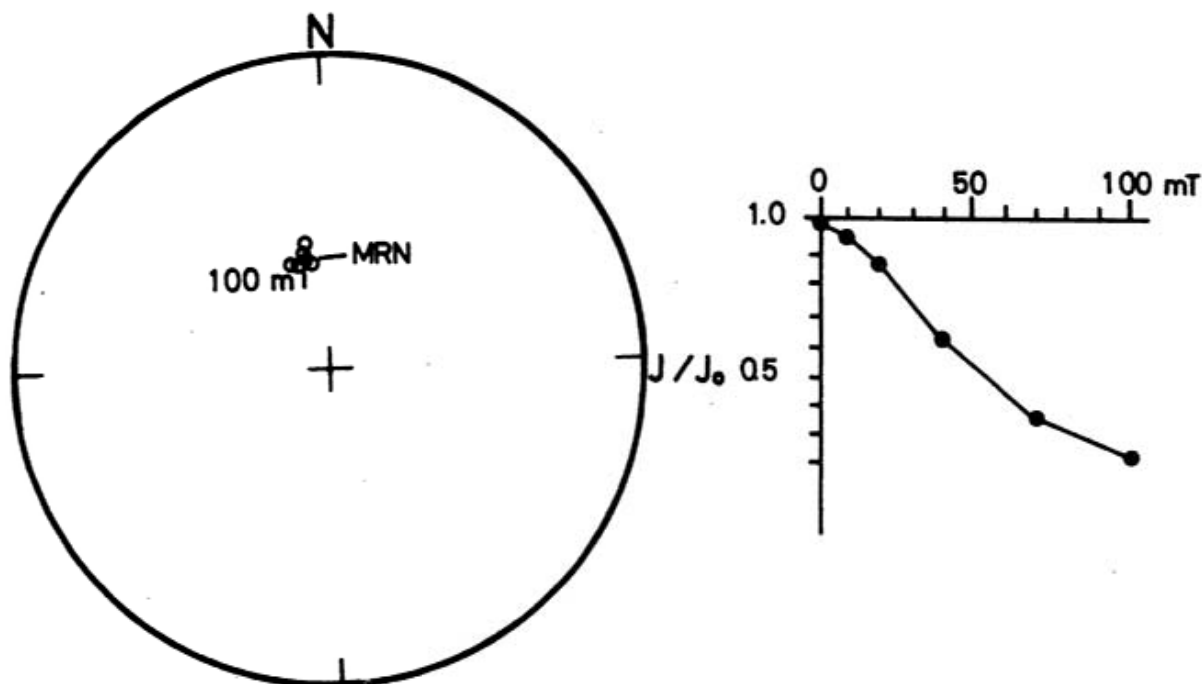


Figura 6: Cambios direccionales y decrecimiento de la intensidad del MRN de la muestra A-1 de la Morena Anfiteatro, durante la desmagnetización por campos alternos a 100 mT del espécimen A-1.

los sedimentos de la Morena Anfiteatro como los basaltos Lanín y Pino Santo son consistentes con una edad magnética Brunhes (<0,7 Ma) para estas unidades. La diferencia en las direcciones del magnetismo remanente estable registrada entre los sedimentos Pichileufú y los de la Morena Anfiteatro sugieren edades magnéticas Brunhes diferentes para ellos, lo cual podría avalar la correlación intentada por Rabassa (1982, 1983) entre éstos últimos y la Glaciación El Cóndor, correlación ésta basada en criterios geomorfológicos, ya que se carece de datos geocronológicos absolutos o estudios paleomagnéticos del Drift El Cóndor. Sin embargo, el diminuto espesor estratigráfico muestreado en la estructura de bola y cojín de la Morena Anfiteatro no permite que esta interpretación sea concluyente, ya que bien podríamos haber omitido muestrear sedimentos de esta última localidad en los cuales podría estar registrado el evento de baja inclinación del campo magnético terrestre que parece ser característico de los sedimentos Pichileufú.

El magnetismo remanente estable de polaridad normal del basalto vesicular del flanco norte del Volcán Lanín, atendiendo a los antecedentes geológicos conocidos, podría ser quizás de edad Brunhes temprana, pero no puede descartarse, hasta que se disponga de fechados radimétricos absolutos o un estudio paleomagnético sistemáti-

co de los distintos flujos lávicos presentes en dicho volcán, que la mencionada unidad pudo haber erupcionado durante algunos de los eventos de polaridad normal del campo geomagnético definidos durante la Epoca Matuyama o aún durante la Epoca Gauss de predominante polaridad normal. Los resultados más interesantes obtenidos son las remanencias magnéticas de baja inclinación registradas por los sedimentos glacialacustres Pichileufú. Si los sedimentos han registrado efectivamente un comportamiento anómalo del campo geomagnético, ello indica que hay relativamente una escasa variación de la dirección del campo geomagnético durante el período de aproximadamente 400-500 años, representados por la sección de 4 m (figura 4) allí muestreada. Esto sería muy diferente de los rápidos movimientos del vector campo, usualmente observados durante excursiones o transiciones de polaridad del campo geomagnético (Liddicoat y Coe 1979; Fuller et al. 1979; entre otros).

Aparentemente, los depósitos Pichileufú tienen remanencia magnética de polaridad oblicua normal. Poseen inclinaciones bajas pero negativas y estarían encerrados estratigráficamente por basaltos con remanencias de polaridad normal (si nuestra correlación tentativa es correcta y siguiendo a Flint y Fidalgo, 1963). Ello sugeriría una edad magnética Brunhes (<0,7 Ma), sensu lato,

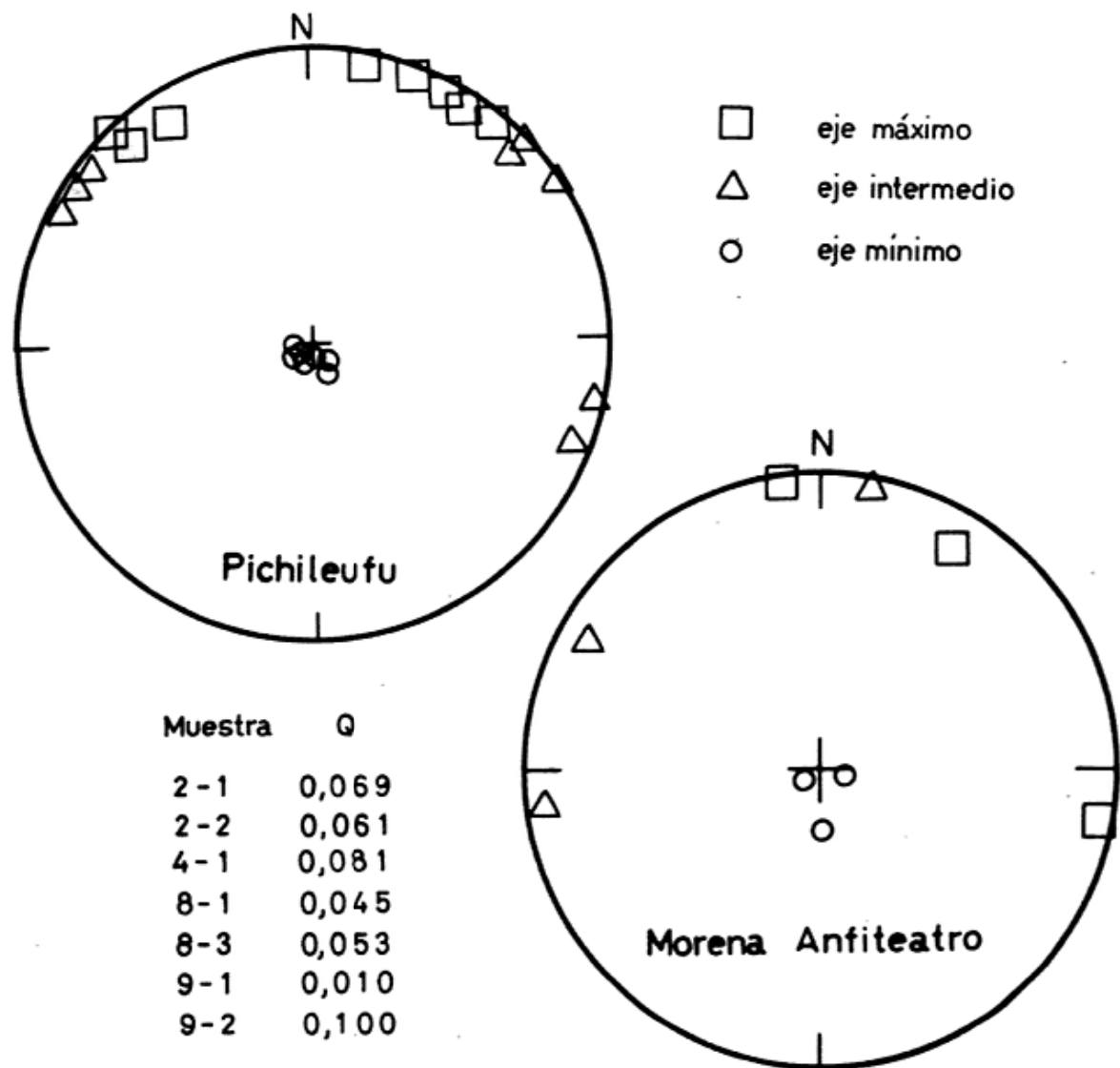


Figura 7: Anisotropía de la susceptibilidad magnética en siete especímenes de los sedimentos glacialacustres Pichileufú y tres especímenes de la Morena Anfiteatro. Cada grupo de especímenes indica una fábrica depositacional primaria. Todos los puntos indican el hemisferio inferior.

pero su edad precisa no puede ser bien definida aún.

Por lo tanto, es posible que ellos registren parte de una transición de polaridad, siendo el momento más lógicamente aceptable la transición Brunhes-Matuyama ( $\sim 0,7$  Ma) o algunas de las transiciones relacionadas con los eventos de polaridad reversa sugeridos por diversos autores dentro de la época Brunhes, de edad pre-Wisconsin. Fuller et al. (1979) concluyen, luego de estudiar 15 registros detallados de transiciones de polaridad del campo geomagnético, que existe una variación rápida de la dirección del vector de campo, en escalas temporales de 1/5 a 1/10 del tiempo para el

cambio total detectado en una transición del campo geomagnético. Si las transiciones de polaridad duran, aproximadamente, 4000 años (Fuller et al 1979), esto indicaría una variación de la dirección del vector de períodos de 400-800 años. Similarmente, una excursión geomagnética bien documentada como la Excursión Mono Lake (Liddicoat y Coe 1979; Denham y Cox 1971) muestra una variación muy rápida de la dirección del vector del campo geomagnético local en un período del orden de 500 años. Estas observaciones sugieren que durante una excursión o transición de polaridad del campo geomagnético ocurrirá una variación rápida de la dirección del campo geomagnético. Por cierto, tal variación no se observa en

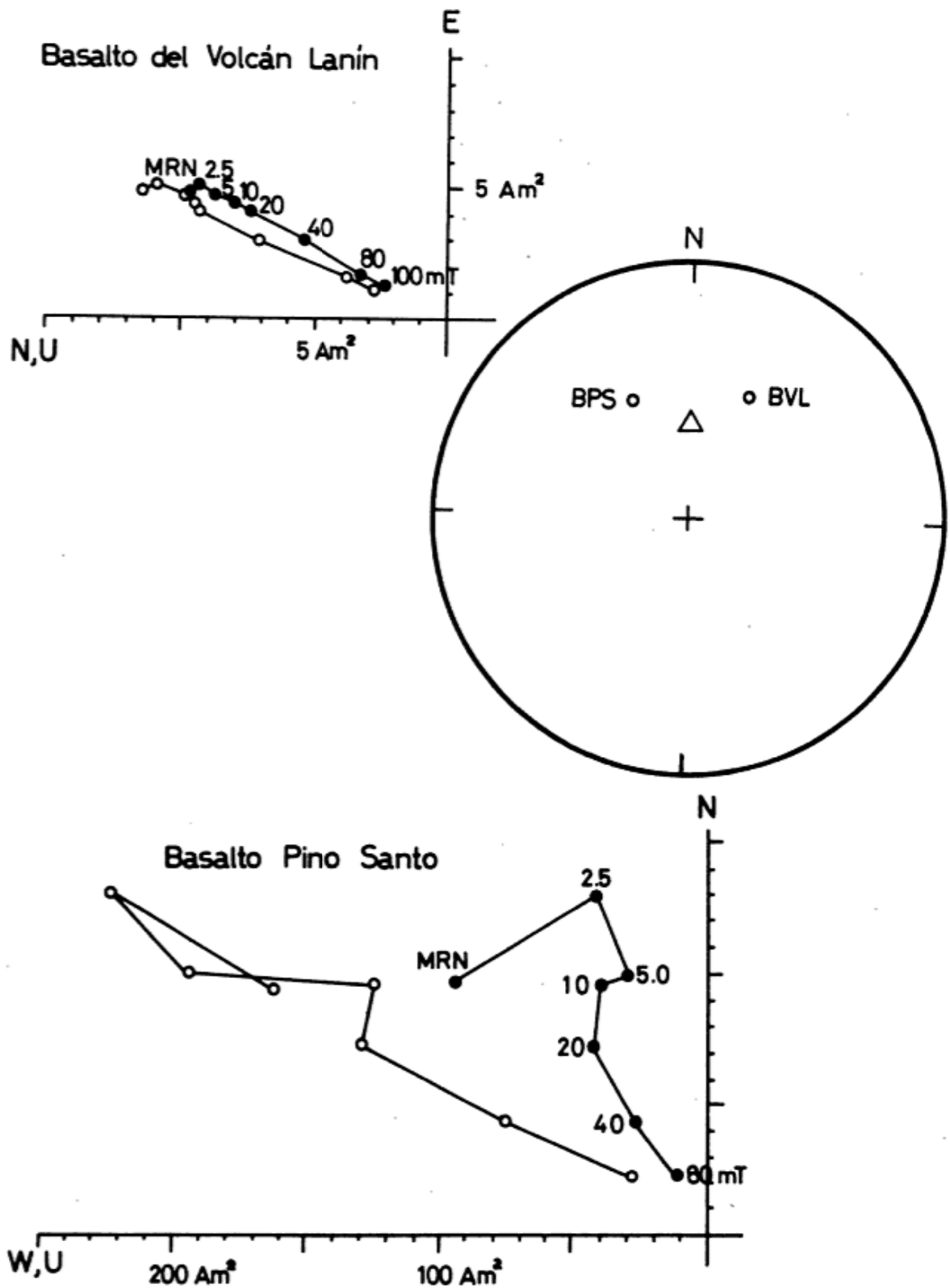


Figura 8: Proyección ortogonal de los datos de la desmagnetización por campos alternos de muestras de mano de los basaltos del Volcán Lanín y de Pino Santo. El gráfico, en redes equidiales, muestra que las muestras tienen polaridad normal. Los símbolos abiertos indican MRN de inclinación negativa.  $\Delta$ , dirección del campo dipolar axial en el área.

el registro de los sedimentos Pichileufú (figura 4).

## CONCLUSIONES

Los resultados paleomagnéticos de sedimentos glaciogénicos de edad Pichileufú y de edad supuestamente El Cóndor, de la región de San Carlos de Bariloche sugieren que:

1. La Glaciación El Cóndor y, probablemente también, la Glaciación Pichileufú habrían ocurrido ambas durante la época Brunhes de polaridad normal ( $< 0,7$  Ma).

2. Los sedimentos glaciogénicos que integran la estructura de bola y cojín de la Morena Anfiteatro pueden ser correlacionados con la Glaciación El Cóndor en base a criterios geomorfológicos y paleogeológicos de campo. Esta correlación es consistente con sus características paleomagnéticas las que difieren de aquéllas de los depósitos Pichileufú en su área tipo. Dichos sedimentos de la Morena Anfiteatro son portadores, además, de una magnetización remanente estable adquirida con anterioridad al plegamiento que creó la citada estructura deformacional.

3. Los sedimentos glacialacustres Pichileufú registran un episodio de inclinación anormalmente baja del campo geomagnético durante la porción media a temprana de la época Brunhes. Este episodio perduró por lo menos 400-500 años y estuvo caracterizado por variaciones menores en la dirección del campo geomagnético, con cambios en  $I < 10$  y en  $D < 15^\circ$  del vector de campo aún cuando éste se encontraba apartado  $50-55^\circ$  de la dirección dipolar axial esperada.

4. Si los sedimentos Pichileufú son de edad pre Wisconsin, como ha sido sugerido por Flint y Fidalgo (1968) y otros autores, y las bajas inclinaciones de su magnetismo remanente estable correspondieran efectivamente a una transición de polaridad o a una excursión geomagnética, dichos sedimentos se habrían depositado, bien durante la transición Matuyama-Brunhes ( $\sim 0,7$  Ma) o bien durante algunas de las transiciones de polaridad o excursiones del campo magnético terrestre de edad Brunhes, pre-Wisconsin, sugeridos por Champion et al. (1981) y Barker et al. (1981) (Evento Emperor) y Kawai et al. (1976; Evento Biwa). En cualquiera de estos casos, la edad de la Glaciación Pichileufú sería aún pre-Illinois.

5. Futuras investigaciones paleomagnéticas en depósitos similares a los aquí descritos, combinados con mapeos geológicos detallados de unidades alloestratigráficas en esta región (Rabassa et al., MS), incluyendo datación absoluta y semi-absoluta

de las entidades carteadas, permitirán establecer una cronología adecuada para los episodios glaciales de los Andes Norpatagónicos.

## ADDENDA

Luego de presentado este trabajo para su consideración, fueron remapeados los sedimentos glacialacustres Pichileufú en la localidad descrita (Kodama et al. 1985b), incluyéndose además muestras procedentes de niveles inferiores a los estudiados, de 9,60 m de espesor y de niveles superiores, de 2,00 m de espesor. Fueron analizadas en total 19 muestras. Los estudios permiten confirmar que las inclinaciones paleomagnéticas bajas se extienden a través de toda la sección. Además, hemos detectado una mayor variación en la declinación, de  $N5^\circ$  a  $N325^\circ$ , a medida que nos acercamos a la base de la secuencia.

Otra sección de capas lacustres en la localidad de La Píllila (en el extremo sureste del área ocupada por el "Glaciar Pichileufú", próximo al Río Pichileufú, figura 1), ha sido interpretada por Flint y Fidalgo (1963) como de la misma edad que la glaciación Pichileufú.

Se tomaron 27 muestras en 9 niveles de una sección de 10 m de espesor. La desmagnetización por campos alternos de, por lo menos, una muestra por nivel muestra inclinaciones abruptas ( $-50^\circ$  a  $-82^\circ$ ) y una gran curva (loop) en sentido contrario a las agujas del reloj, del vector paleomagnético centrado en el eje vertical. Si estas ritmitas pueden ser interpretadas como varves, esta sección podría representar un lapso de 2000-3000 años, el cual es un tiempo razonable para una curva (loop) completa de variación secular.

Aunque ambas secciones estudiadas pueden haber sido depositadas durante la misma Glaciación Pichileufú, ellas tienen claramente una edad absoluta distinta, pero en su conjunto podrían haber registrado una variación paleomagnética secular de gran amplitud o quizás, parte de una excursión del campo geomagnético cuya edad absoluta nos es aún desconocida.

Estos nuevos datos confirman las conclusiones generales expresadas en el trabajo y destacan la utilidad de las técnicas paleomagnéticas en la determinación de edades relativas y correlación entre cuerpos sedimentarios cuya conexión física y/o estratigráfica es confusa o indeterminable.

## AGRADECIMIENTOS

Las tareas de campaña de 1984 fueron realizadas con fondos aportados por SECYT al Proyecto "Catastrofismo Ambiental y

Dinámica de Ecosistemas", dirigido por el Dr. Aldo Brandani (CONICET), mientras se desarrollaban trabajos específicos de dicho proyecto, y con subsidios del Centro de Investigaciones Interdisciplinarias del Neuquén (Convenio CONICET-Provincia del Neuquén. Se agradece el apoyo logístico de Vialidad Nacional y el Parque Nacional Lanín, y la participación en las tareas de campo de los licenciados A. Meglioli, L. Bertani y P. Condat, y el guardaparque N. Sucunza.

La participación de E. Evenson y M. Clinch fue posible gracias a subsidios proporcionados por National Science Foundation y Lehigh University. K. Kodama realizó sus tareas de medición y análisis de datos en el marco del subsidio National Science Foundation OCE-8207518. D. V. Kent autorizó gentilmente el uso de la balanza de torsión en el Lamont-Doherty Geological Observatory (Columbia University), para determinar la anisotropía de las mediciones

de susceptibilidad magnética. J. Rabassa tuvo oportunidad de discutir aspectos del presente trabajo durante su estadía como profesor visitante en Lehigh University en 1984.

Las tareas de 1985 (ver Addenda) se desarrollaron gracias a un subsidio de CONICET a J. R. y subsidios de viaje de National Science Foundation a E.B.E. y K. P. K.

Elena Wagner y Cristina Zunino realizaron las ilustraciones presentadas. Un versión preliminar del manuscrito fue revisada críticamente por los doctores L. A. Spalletti y M. Mazzoni, y muy especialmente, por el ingeniero D. Valencio, quien contribuyó notablemente a hacer este texto comprensible. A todos ellos nuestro más profundo agradecimiento. No obstante, las incorrecciones que pudieran persistir aún luego de su apreciada colaboración son responsabilidad exclusiva de los autores.

#### Lista de trabajos citados en el texto

- AUER, V., 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I: The Ice and Interglacial Ages. *Ann. Acad. Sci. Fennicae, III Geologica-Geographica*, 45, Helsinki.
- \_\_\_\_\_, 1970. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part V: Quaternary Problems of Southern South America. *Ann. Acad. Sci. Fennicae, III Geologica-Geographica*, 100, Helsinki.
- BAKER, R. W., J. F. DIEHL, T. W. SIMPSON, L. W. ZELAZNY, S. BESKE-DIEHL, 1983. Pre-Wisconsinan glacial stratigraphy, chronology and paleomagnetism of west-central Wisconsin. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 1442-1449, Boulder.
- CALDENIUS, C. Cz., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Dir. Gral. Minas y Geología*, Publ. 95, 150 pp., Buenos Aires.
- CHAMPION, D. E., G. B. DALRYMPLE, M. A. KUNTZ, 1981. Radiometric and paleomagnetic evidence for the Emperor reversed polarity event at 0,46±0,05 m.y. in basalt flows from the eastern Snake River Plain, Idaho. *Geophysical Research Letters*, 8: 1055-1058, Washington.
- DENHAM, C. R. y A. C. COX, 1971. Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13, 300-30, 400 years ago. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 13: 181-190, Amsterdam.
- DEPIANTE, E., 1983. Geotechnical studies at Anfiteatro Moraine, Río Limay valley, Argentina. In: E. B. Evenson, Ch. Schlüchter y J. Rabassa, eds., "Tills and related deposits". A. A. Balkema Publishers, 205-212, Rotterdam.
- FERUGLIO, E., 1941. Nota preliminar sobre la hoja geológica "San Carlos de Bariloche", Patagonia. *Bol. Inf. Petrol.*, 18 (200): 27-64, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1947. Mapa geológico de la hoja 40 b, "San Carlos de Bariloche". *Dir. Gral. Minas y Geología*, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Tomo 3, YPF, Buenos Aires.
- FIDALGO, F., 1982. Glaciaciones en la Patagonia. In: INQUA Comm. Lithol. & Genesis Quat. Depos., South Amer. Reg. Meet. Excursion Fieldbook, p. 9-29, J. Rabassa, ed., Departamento de Geografía, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén.
- \_\_\_\_\_, y N. PORRO, 1978. Geología glacial. In: Relatorio sobre la Geología y Recursos Naturales del Neuquén. VII<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., p. 129-136, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y J. RABASSA, 1984. El Cuaternario de Río Negro. In: Relatorio sobre la Geología de la provincia de Río Negro. IX<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., p. 1 (11): 301-316, Buenos Aires.
- FLINT, R. F. y F. FIDALGO, 1963. Glacial geology of the east flank of the Argentine Andes between latitude 39°10'S and latitude 41°20'S. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 75: 335-352, Boulder.
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1968. Glacial drift in the Eastern Argentine Andes between latitude 41°10'S and latitude 43°10'S. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80: 1043-1052, Boulder.
- FULLER, M., I. WILLIAMS, K. A. HOFFMANN, 1979. Paleomagnetic records of geomagnetic field reversals and the morphology of the transitional fields. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 17: 179-203.
- GRAHAM, J. W., 1966. Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. In: The Earth beneath the continents, J. S. Steinhardt y T. J. Smith, eds. *Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union*, 10: 627-648, Washington.
- GANAR, L., 1958. Magnetic measurements on Swedish varved sediments. *Ark. Geophys.*, 3: 1-40.
- GUINAZU, J. R., 1982. Varves and other glacial sediments in the middle Pichileufú River and the Pilcaniyeu Basin (Province of Río Negro, Argentina). In: INQUA Comm. Lithol. & Gen. Quat. Depos., South Amer. Reg. Meet.; J. Rabassa, ed., Abstracts: vii-xi. Universidad del Comahue, Neuquén.
- HAMILTON, N. y A. I. REES, 1970. The use of magnetic fabric in paleocurrent estimation. In: *Palaeogeophysics*, S. K. Runcorn, ed. Acad. Press: 445-646, London.
- HAMANO, Y., 1980. An experiment on the post-depositional remanent magnetization in artificial and natural sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51: 221-232, Amsterdam.

dam.

HEUSSER, C. J. y R. F. FLINT, 1977. Quaternary glaciation and environments of northern Isla Chiloé, Chile. *Geology*, 5: 305-308, Boulder.

KAWAI, N., Y. OTOFUY y K. KOBAYASHI, 1976. Paleomagnetic study of deep sediments using thin sections. *J. Geomagnetism Geoelectricity*, 28: 395-412.

KODAMA, K., E. B. EVENSON, M. CLINCH y J. RABASSA, 1984. Anomalous paleomagnetic directions from Pichileufú-age glaciolacustrine sediments, San Carlos de Bariloche, Argentina. *EOS*, 65 (16): GP 21-10 (abs.)

\_\_\_\_\_, E. B. EVENSON, M. CLINCH y J. RABASSA, 1985a. Anomalous geomagnetic field behavior recorded by glacial sediments from Northwest Patagonia, Argentina. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 37: 1035-1050.

\_\_\_\_\_, J. RABASSA y G. SCHLIEDER, 1985b. New Paleomagnetic results from Pichileufú-age glacial sediments, Northwest Patagonia, Argentina. *EOS*, 66 (18): 259 (GP 42-05). (April 30, 1985), Washington.

LIDDICOAT, J. C. y R. S. COE, 1979. Mono Lake geomagnetic excursion. *J. Geophys. Res.*, 84: 261-271.

MARINO, R. J. y B. B. ELLWOOD, 1978. Anomalous magnetic fabric in sediments which record an apparent geomagnetic field excursion. *Nature*, 274: 581-582, London.

MERCER, J. H., 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, 6: 125-166.

MAZZONI, M. y A. M. SINITO, 1982. Estudio paleomagnético y sedimentológico de ambientes lacustres. Parte II: Lago Moreno. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 37 (3): 348-357, Boulder.

NABEL, P. y D. A. VALENCIO, 1981. La magnetoestratigrafía del Ensenadense de la ciudad de Buenos Aires: su significado geológico. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVI (1): 7-18, Buenos Aires.

PORTER, S. C., 1981. Pleistocene glaciation in the southern lake district of Chile. *Quaternary Research*, 16: 263-292.

RABASSA, J., 1974. Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro, Argentina. Tesis doctoral N° 331, Fac. de Cienc. Nat. y Museo, Univ. Nac. de La Plata y Publ. N° 17, Depto. Rec. Nat. Energía, Fundación Bariloche: 128, San Carlos de Bariloche.

\_\_\_\_\_, 1978. Estratigrafía de la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 731-746, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, 1979. Estudio geológico del sector del valle del Río Pichileufú, entre el puente carretero de la ruta nacional 23 y la estación Malaspina. INVAP S. E., (Inéd.), 1-85, San Carlos de Bariloche.

\_\_\_\_\_, 1982. INQUA Commission on Lithology and Genesis of Quaternary Deposits, South American Regional Meeting, Excursions' Fieldbook. Dep. de Geograf., Univ. Nac. del Comahue, 1-150, Neuquén.

\_\_\_\_\_, 1983. INQUA Commission on Lithology and Genesis of Quaternary Deposits: South American Regional Meeting, Argentina 1982. In: E. B. Evenson, Ch. Schlüchter y J. Rabassa, eds., "Tills and Related Deposits", A. A. Balkema, Publishers, Rotterdam: 445-452, Rotterdam.

\_\_\_\_\_, M. CLINCH y E. B. EVENSON. MS. Geología glacial del valle del Río Malleo, provincia del Neuquén.

RITCHIE, A., 1982. Ice replacements and their relationship to the origin of the Anfiteatro on the Limay River, province of Neuquén, Argentina. In: INQUA Comm. Lithol. Gen. Quat. Dep., South Amer. Reg. Meet., J. Rabassa, ed., Abstracts: 12-14, Neuquén.

ROVERETO, G., 1912. Studi di geomorfologia argentina. III. La valle del Río Negro 2. Il Lago Nahuel Huapi. *Soc. Geol. Ital., Boll.*, 31: 181-237.

VALENCIO, D. A., K. M. CREER, A. M. SINITO, J. F. VILAS, M. MAZZONI, L. A. SPALLETTI, E. J. ROMERO y C. A. FERNANDEZ, 1982. Estudio paleomagnético, sedimentológico y palinológico de ambientes lacustres. Parte I: Lago El Trébol. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVII (2): 183-204, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_, y M. J. ORGEIRA, 1983. La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la ciudad de Buenos Aires. Parte II. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVIII (1): 24-33, Buenos Aires.

VEROSUB, K. L., 1977. Depositional and postdepositional processes in the magnetization of sediments. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15: 129-143.

WILLIS, B., 1914. El norte de la Patagonia. *Minist. Obras Públicas*, Buenos Aires.

ZIJDERVELD, J. G. A., 1967. AC demagnetization of rocks: an analysis of results. In: *Methods of Palaeomagnetism*, Colinson, D. W.; K. M. Creer y S. K. Runcorn, (eds.) Elsevier: 254-286, New York.

KENNETH P. KODAMA

EDWARD B. EVENSON

MICHAEL CLINCH

Department of Geological Sciences  
Lehigh University,  
Bethlehem, Pennsylvania 18015, U.S.A.

Recibido 27 de marzo, 1985

Aceptado: 6 de junio, 1986

JORGE RABASSA

Comisión de Investigaciones Científicas de  
la Provincia de Buenos Aires  
Departamento de Geografía, Universidad  
Nacional del Comahue, Neuquén  
y CIIN (Convenio CONICET-Provincia del  
Neuquén)  
CADUC C.C. 92 - Ushuaia  
(9410) Tierra del Fuego



## NOTAS BREVES

# ROCAS SEDIMENTARIAS MARINAS MESOZOICAS EN LA PENINSULA TABARIN, EXTREMO NORORIENTAL DE LA PENINSULA ANTARTICA

R. A. DEL VALLE, G. AMBROSINI Y R. A. SCASSO

## Introducción

Los únicos afloramientos de rocas sedimentarias post-triásicas conocidos hasta el presente en la península Tabarín (fig. 1), corresponden a la Formación Flora (Andersson, 1906) y se encuentran ubicados en el monte homónimo, situado en adyacencias de la bahía Esperanza. En esta localidad, clásica para la estratigrafía mesozoica antártica, existen conglomerados, areniscas y pelitas negras con restos vegetales, depositados en ambiente continental (Bibby, 1966; Elliot, 1978; Méndez, 1982; del Valle y Medina, 1984b) de edad jurásica superior-cretácica inferior (Stipanovic y Bonetti, 1970).

La Formación Flora se asienta discordantemente sobre metamorfitas pertenecientes al Complejo Metamórfico Península Trinidad ("Trinity Península Series", Adie, 1957), asignadas al Paleozoico superior (Grikurov y Dibner, 1968); las rocas sedimentarias continentales son cubiertas por rocas piroclásticas y aglomerados volcánicos pertenecientes al Grupo Volcánico de la Península Antártica (Thomson, 1977), de edad jurásica superior a cretácica inferior. En el sector norte de la península de Tabarín, juntamente con las tres entidades estratigráficas citadas, afloran profusamente rocas intrusivas atribuibles al Complejo Andino, "Andean Intrusive Suite" (Adie, 1955), mientras que en el extremo austral de dicha península afloran exclusivamente rocas volcánicas del Grupo James Ross (Nelson, 1966), atribuidas al Terciario alto-Cuartario.

## Hallazgo de sedimentos marinos post-triásicos

Durante la campaña 1984-85 los autores, integrantes del Grupo GEOANTAR del Instituto Antártico Argentino, hallaron una serie de rocas sedimentarias marinas mesozoicas desconocidas hasta el presente en la península Tabarín. Estas sedimentitas marinas afloran en un pequeño promontorio aislado que se sitúa en el borde sudoeste de la península Tabarín, sobre la costa oriental de la bahía Duse (fig. 1), designado provisoriamente "Nunatak Troilo". En el mismo se halla expuesta, sin base ni techo visible, una sección de aproximadamente 25 m de espesor compuesta por conglomerados, areniscas y pelitas negras, que contienen fragmentos de belemnites junto con improntas de bivalvos y fragmentos de tallos vegetales.

La sección reconocida en la península Tabarín puede ser dividida, a grandes rasgos, en dos sectores separados por 5-6 m cubiertos por detritos (fig. 1):

a) Sector inferior, de 8-10 m de espesor, formado por pelitas negras con improntas de bivalvos y areniscas calcáreas de grano mediano con restos de belemnites. Las primeras son macizas o presentan laminación paralela y, a veces, laminación convoluta. Las areniscas son macizas o muestran estratificación entrecruzada.

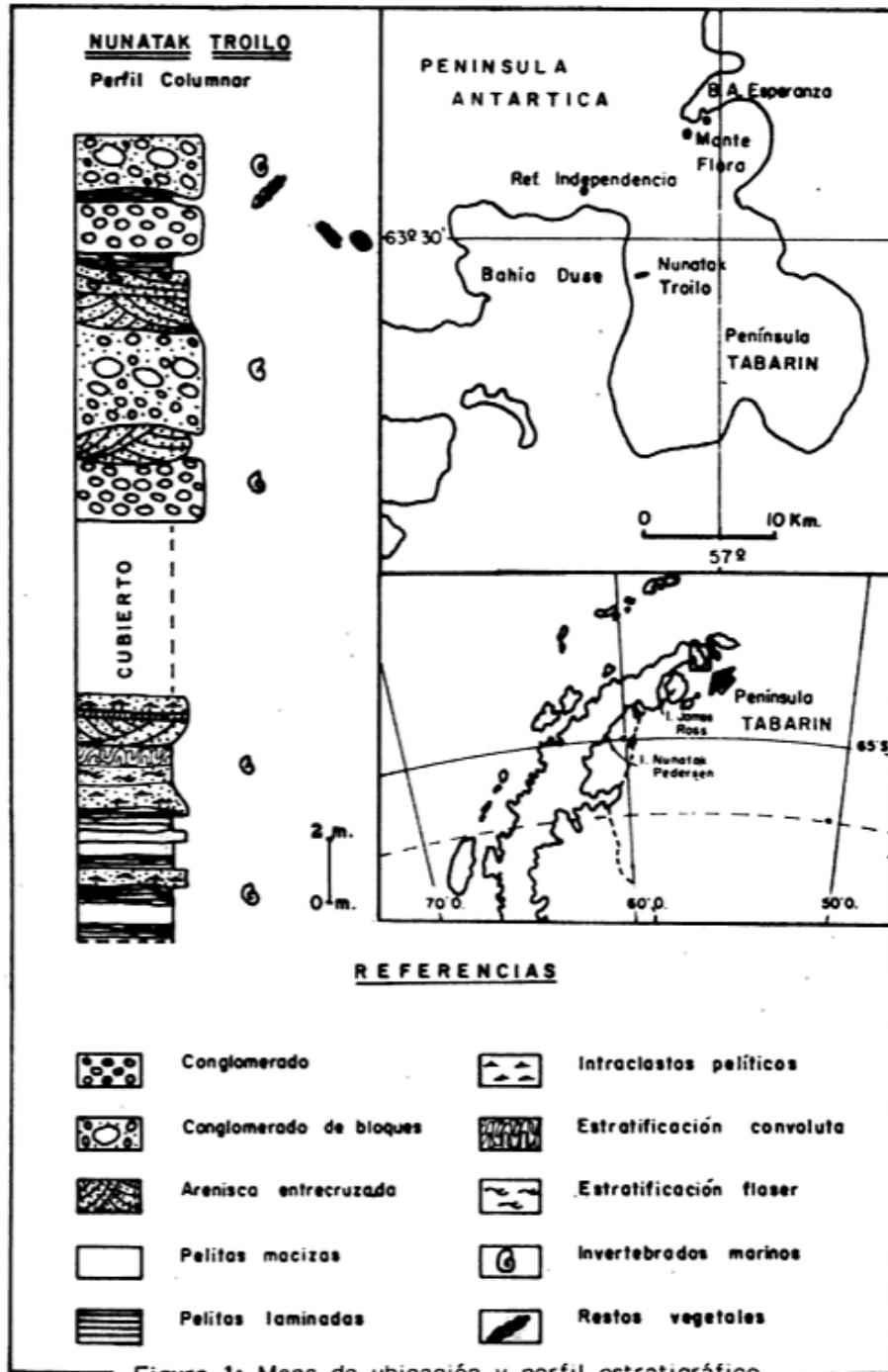
b) Sector superior, de 13 m de espesor, integrado principalmente por conglomerados con abundante matriz arenosa y bloques de hasta 70 cm de diámetro, compuestos por sedimentitas, vulcanitas y metamorfitas de bajo grado, presentando fragmentos de belemnites y tallos vegetales en la matriz. Son frecuentes las intercalaciones de areniscas de grano grueso, a menudo conglomerádicas, con estratificación entrecruzada y,

hacia la parte superior, de delgados niveles pelíticos. Los bloques de metamorfitas y vulcanitas, caracterizados por su buen redondeamiento, presentan gran similitud litológica con las rocas del Complejo Metamórfico Península Trinidad y del Grupo Volcánico Península Antártica aflorantes en la región norte de la península Antártica. Los bloques de sedimentitas son angulosos, compuestos por pelitas negras laminadas con calcáreos intercalados, ocasionalmente por-

tadores de restos de amonites indeterminables. Por la similitud litológica con la Formación Ameghino (Medina y Ramos, 1981) se supone que los bloques provienen de la destrucción de la misma.

#### Edad

Se atribuye una edad cretácica inferior a estas rocas sobre la base de los siguientes argumentos:



a) presencia de belemnites, posiblemente *Belemnopsis* sp. (F. Medina, com. pers. 1984) de edad jurásica superior a cretácica inferior para Antártida.

b) el hallazgo de clastos con amonites en el sector superior del perfil, atribuidos a la Formación Ameghino de edad jurásica superior (Medina y Ramos, 1981), indica una relación de discordancia entre ambas unidades, lo que haría más probable una edad cretácica inferior para la secuencia que se describe.

c) la presencia en los conglomerados de clastos del Grupo Volcánico Península Antártica de edad jurásica superior a cretácica inferior refuerza la hipótesis expresada en el punto "b".

**Significado de la presencia de sedimentitas marinas del Cretácico inferior (?) en la península Tabarín**

Rocas sedimentarias marinas del Cretácico inferior, predominantemente conglomeráticas, han sido reconocidas a lo largo del extremo noreste de la península Antártica, desde el nunatak Pedersen hasta el borde noroeste de la isla James Ross, a través de aproximadamente 250 km. Los rasgos sedimentológicos y el contenido fosilífero de estas rocas permiten suponer que su deposición ocurrió en ambientes marinos costeros, en condiciones de alta energía vinculadas con flujos densos, lo que ha llevado a interpretarlos como depósitos de abanicos submarinos proximales (del Valle y Medina, 1984a). El hallazgo de nuevos afloramientos con las características antes mencionadas permite extender el límite de la cuenca cretácica hasta el extremo norte de la península Antártica y confirmar la importancia a nivel regional del episodio tectónico-sedimentario que originó estos depósitos.

#### Lista de trabajos citados en el texto

- ADIE, R. J., 1955. The petrology of Graham Land - II. The Andean granite-gabbro intrusive suite. *Falk. Isl. Dep. Survey Sci. Rept.* 12: 1-39, Londres.
- \_\_\_\_\_, 1957. The petrology of Graham Land - III. Metamorphic rocks of the Trinity Peninsula Series. *Falk. Isl. Dep. Survey Sci. Rept.* 20: 1-26, Londres.
- ANDERSSON, J. G., 1906. On the geology of Graham Land. *Upsala Univ. Inst. Bull.* 7: 19-71, Upsala.
- BIBBY, J. S., 1966. The stratigraphy of part of northeast Graham Land and the James Ross Island Group. *British Antarctic Survey Sci. Rept.* 53: 1-37, Londres.
- DEL VALLE, R. y F. MEDINA, 1984a. La Formación Pedersen. *Inst. Arg. Cont. Cient.* (en prensa), Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1984b. La Formación Flora. *Inst. Arg. Cont. Cient.* (en prensa), Buenos Aires.
- ELLIOT, D. M., D. R. WATTS, R. B. ALLEY y T. M. GRACANIN, 1978. Geological studies in the northern Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal*, XIII (4): 12-13, Washington.
- GRIKUROV, G. E. y F. A. DIBNER, 1968. Novyye dannye o serif trinit (Cl-e) v Zapadnoy Antarktide. *Dokl. Akad. Nauk SSSR. Geology* 179, (2): 410-412, Moscú.

- MEDINA, F. A. y A. M. RAMOS, 1981. Geología de las inmediaciones del refugio Ameghino (64°26' 1" / 58°59') Tierra de San Martín. *Pla. Antártica. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas*, II, 871-882, San Luis.
- MENDEZ, V. 1982. Geología y manifestaciones minerales de la península Tabarín (Sector Antártico Argentino). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVII (1): 66-79, Buenos Aires.
- NELSON, P. H. H., 1966. The James Ross Island Volcanic Group of northeast Graham Land. *British Antarctic Survey Sci. Rept.* 54: 1-62, Londres.
- STIPANICIC, P. N. y M. I. R. BONETTI, 1970. Posición estratigráfica y edades de las principales floras jurásicas argentinas II Floras Doggerianas y Malmicas. *Ameghiana*, 7 (2): 101-118, Buenos Aires.
- THOMSON, M. R. A., 1977. Mesozoic Palaeogeography of western Antarctica. En *Antarctica Geoscience*. C. Craddock (ed.): 331-337, Madison Wisc.

Recibido: 27 de noviembre, 1984  
Aceptado: 1 de agosto, 1985

**RODOLFO DEL VALLE**

Instituto Antártico Argentino  
Cerrito 1248 - 1010

**ROBERTO SCASSO**

CIRGEO  
J. Ramírez de Velasco 847 - 1414

**GUILLERMO AMBROSINI**

CIRGEO  
J. R. de Velasco 847 - 1414

# RECONOCIMIENTO SISMICO DEL LITORAL SUR MARPLATENSE, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

ROBERTO SCHILLIZZI

## Introducción

El conocimiento estructural, sedimentológico y estratigráfico de la amplia plataforma marina de la República Argentina se halla descrito someramente en libros y revistas especializados de geología marina.

Ewing et al. (1962) concretaron trabajos sísmicos que posteriormente fueron usados por Vila (1965) para establecer nuevos parámetros de análisis de los ambientes de la plataforma.

Son más escasas y restringidas las investigaciones realizadas en aguas de poca profundidad, menores de 50 m, o cercanas a la costa pudiéndose citar en primer lugar un grupo de líneas sísmicas, de amplia separación, obtenidas por las compañías Shell y Esso en el área que se analiza en este trabajo.

Por otra parte las perforaciones realizadas en la continuación marítima de las cuencas del Salado y Colorado contribuyeron a fijar nuevos parámetros estratigráficos y sísmicos.

Yrigoyen (1975) describió el subsuelo y plataforma continental aledaño de la provincia de Buenos Aires con un análisis de los fenómenos tectónicos ocurridos en la misma. Ríos (1977) interpretó líneas magnéticas obtenidas en la prolongación marina de Tandilia.

Trabajos más modernos fueron llevados a cabo por Kostadinoff (1978, 1983) a bordo de buques oceanográficos del CONICET.

## Metodología

Sísmica: se realizaron líneas de sísmica de reflexión tomando como control de las

velocidades los perfiles de refracción de Ewing et al., (1962) y la correlación de este parámetro con los trabajos de Yrigoyen (1975) y Kostadinoff (1978; 1983) obteniéndose tres perfiles.

Energía Sísmica: Se usaron dos cañones de aire de 40 y 10 pulgadas cúbicas de capacidad, uno a cada banda del buque, manteniéndose la presión de trabajo en 110 kg/cm<sup>2</sup> (1600 lb/pulg<sup>2</sup>).

Detección: Para tal fin se usó una línea de hidrófonos agrupados en seis canales de registración, teniendo cada sección activa 32 hidrófonos que combinados con secciones inactivas permitieran una separación entre tramós activos de 66,6 m.

El espaciamiento de los canales se fijó para el primero a 150 m y para el último en 480 m.

La optimización de la anguila fue ajustada para frecuencias bajas, menores de 60 ciclos por segundo; por otra parte se agregó a la misma aletas estabilizadoras a fin de mantenerla a una profundidad de 8 metros.

A los efectos de tener una velocidad óptima de registración en el buque, se mantuvo a la misma entre 5,5 a 6 nudos.

Registración: una vez optimizada la fuente de energía y la detección se ajustaron los parámetros de registro de acuerdo a las respuestas acústicas de las distintas secuencias geológicas.

Los disparos de la fuente de energía se realizaron cada 12 segundos equivalentes a 33,3 metros, que permitieron hacer una sumación de 6 trazas en un mismo punto de reflexión (600 %).

La longitud del registro se mantuvo en

3 segundos lográndose así seguir los diferentes niveles sedimentarios y el basamento a lo largo de toda la trayectoria del trabajo.

El muestreo de la información se obtuvo con un equipo Texas Instrument DFS III colocándose la misma a 4 mseg de tal manera que la frecuencia de Nyquist se llevara a 125 Hz pues se lograría de esta forma optimizar todo el sistema de detección.

La amplificación de las señales y filtros fueron variados de acuerdo con las necesidades.

#### Ubicación de los perfiles (fig. 1)

Los perfiles se hallan dentro de la plataforma marina en conexión con la llanura Interserrana Bonaerense (Rolleri, 1975), cuenca Interserrana Bonaerense (Kostadinoff y de Affolter, 1982), o antefosa de Claromecó (Ramos, 1984).

Para la realización de los mismos se contó con la ayuda del buque oceanográfico del CONICET ARA Puerto Deseado.

El perfil 1 se ubica a 20 km de la costa frente a la ciudad de Necochea; su comienzo se encuentra en  $38^{\circ}45'$  S y  $58^{\circ}35'$  O finalizando en  $38^{\circ}44'$  S y  $58^{\circ}33'$  O. Su extensión es de 3.530 metros, su rumbo suroeste, hallándose su fondo marino entre 40 y 50 m de profundidad.

El perfil 3 a 16 km de la costa y frente

al arroyo El Moro se inicia a los  $38^{\circ}41'$  S y  $58^{\circ}27'$  O finalizando a los  $38^{\circ}39'$  S y  $58^{\circ}27'$  O. Su longitud es de 4.400 metros, el rumbo es similar al anterior estando el fondo marino a la profundidad de 42 metros.

El perfil 6 obtenido frente a la localidad de Boulevard Atlántico tiene su iniciación en los  $38^{\circ}27'$  S y  $57^{\circ}56'$  O. La distancia es de 12 km y su rumbo y longitud son suroeste y 7.100 metros respectivamente. La profundidad del lecho marino se detectó a 42 metros.

La extensión de los tres perfiles alcanzó a los 15 km.

#### Análisis de las secciones sísmicas (figs. 2 y 3)

Basamento: de acuerdo a los datos registrados es posible indicar que la profundidad del basamento sísmico en el perfil 1 sería de 430 m; en el 3 de 453 metros y en el 6 varía entre 477 a 380 metros.

En concordancia con los valores expuestos es posible establecer que entre el perfil 1 y 3 la sección basamental sufre un aumento de su profundidad con una pendiente de 1,4/1000, en dirección noreste y a lo largo de 16 km. Esta tendencia se mantiene también entre el perfil 3 y 6, en especial en su parte inicial, alcanzando valores del orden de 0,55/1000 y con dirección similar a la anterior. Sin embargo, en la finaliza-

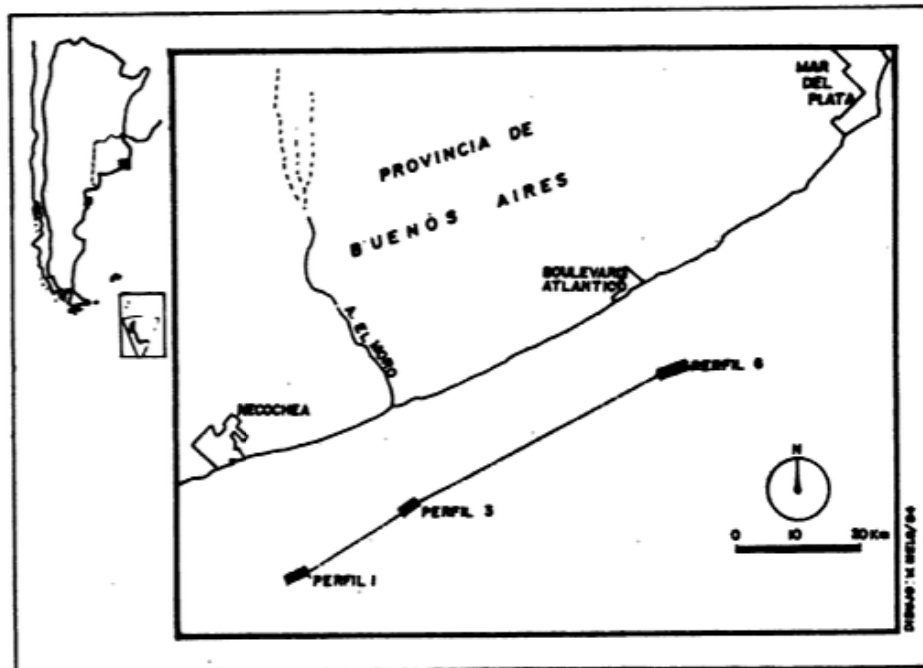


Figura 1: Mapa de ubicación de los perfiles sísmicos realizados.

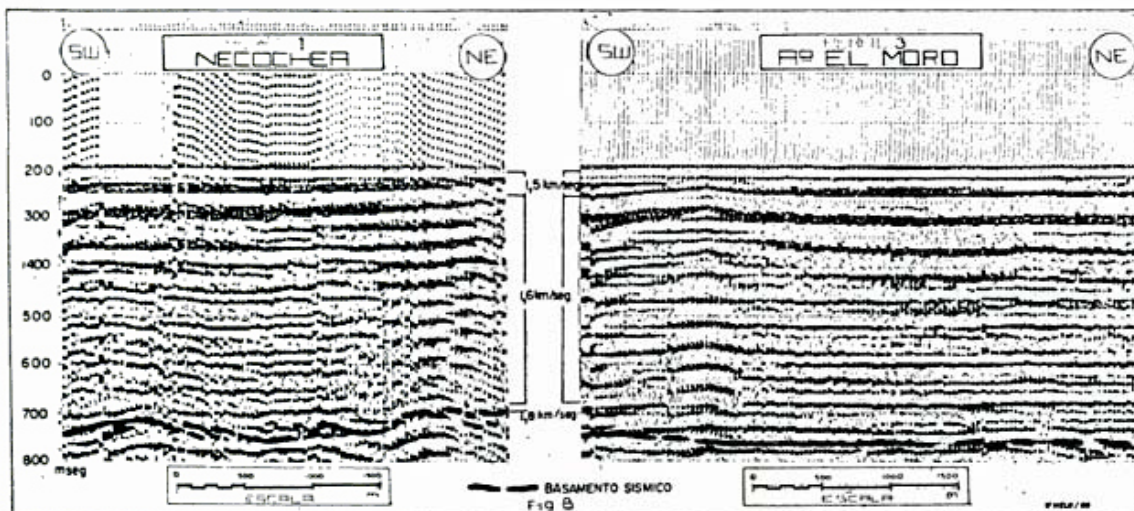


Figura 2: Perfiles sísmicos de Necochea y Ao. El Moro.



Figura 3: Perfil sísmico Boulevard Atlántico.

ción del perfil 6 la sección basamental muestra un ascenso y su pendiente se invierte tomando valores cercanos al 13/1000.

Por último considerando las profundidades halladas en los extremos de los tres perfiles es posible indicar que la pendiente regional del basamento alcanza valores del orden de 0,73/1000 a lo largo de 68 km.

La morfología de este basamento sísmico muestra amplias ondulaciones, fracturaciones y abovedamientos parciales. Esto último es bien visible en el perfil 6, frente a la población de Boulevard Atlántico, el cual alcanza 900 metros de largo estando sus flancos marginados por fallamientos cuya tendencia general en el rumbo sería noroeste, tal como se indica para el Sistema de Tandilia (dominio tectónico C) por Teruggi y Kilmurray (1976).

La disposición irregular, en especial el suave pandeamiento, podría corresponder a acciones erosivas sufridas a lo largo de un tiempo geológico prolongado sin descartarse que al mismo tiempo hayan ocurrido procesos tectónicos que ocasionaron fracturaciones en bloques.

La edad de este basamento sísmico podría equipararse al Paleozoico considerando la presencia del mismo en la perforación realizada en la localidad de Necochea, el

cual fue alcanzado a la profundidad de 219 metros (Llambías y Prozzi, 1975) y el hecho que se encuentre en el borde noreste de la cuenca Interserrana Bonaerense (Kostadinoff y Affolter, 1982) o antefosa de Claramecó (Ramos, 1984).

#### Cubierta sedimentaria

La misma se muestra a lo largo de los tres perfiles con una suave y marcada estratificación salvo en las secciones finales del perfil 6 en el cual la tendencia deposicional muestra un moderado acuanamiento.

Las distintas secuencias sedimentarias no se las observa generalmente disturbadas, empero la sección terminal del perfil 6, donde la cubierta suprayacente se encuentra apoyada sobre el positivo estructural antes mencionado, permite ver un suave abanicamiento de los sedimentos hasta casi la superficie.

Esta disposición podría ser producto de reactivaciones tectónicas ocurridas hasta el Plioceno superior-Cuaternario tal como lo expone Yrigoyen (1975).

Para identificar la posible edad de los sedimentos se ha tomado como base el cuadro siguiente:

EDAD GEOLOGICA	VELOCIDAD SISMICA Km/seg	
	VILA F. 1965	KOSTADINOFF J. 1983
Reciente, Plioceno Mioceno Superior	1.3 - 1.99	1.84 - 1.71
Mioceno Inferior, Cretaceo Superior	1.93 - 2.4	1.98 - 2.07
Cretaceo, Paleozoico Superior	2.74 - 4.09	3.20 - 3.62
Paleozoico Inferior	4.01 - 5.38	4.28 - 5.26
Basamento (Precámbrico)	5.80 - 6.40	5.70 - 6.24

Cuadro I: Comparación de velocidades sísmicas según Vila (1965) y Kostadinoff (1983).

De esta manera se han identificado para las secciones analizadas tres intervalos.

El primero comprende los eventos identificados por la velocidad sísmica de 1,8 km/seg siendo observado notoriamente en los perfiles 1 y 3. En los mismos su espesor alcanza un máximo de 73 metros y un mínimo de 37 m. La presencia de este intervalo en el perfil 6 no es suficientemente clara, no obstante podría inferirse que el mismo se acuña en el alto estructural visi-

ble en la sección inicial del mismo.

De acuerdo a lo expuesto en el cuadro I la edad asignable sería Mioceno superior.

El segundo intervalo comprende velocidades de 1,6 km/seg con potencias entre 328 y 365 metros, pudiéndose apreciar en el interior del mismo desdoblamientos de frecuencias que sugerirían posibles cambios faciales. La sección inferior del mismo muestra una angularidad en la depositación

tendiendo al acunamiento de la misma sobre el positivo estructural que se observa en la porción terminal del perfil 6.

En base a la información actual sobre las velocidades sísmicas y espesores sedimentarios hallados en las perforaciones realizadas entre Mar del Plata y Miramar según Fidalgo et al., (1975) se puede considerar que al intervalo descrito le corresponde una edad pliocena.

Con velocidades de 1,5 km/seg y espesores entre 28 y 44 metros se ha definido a un tercer intervalo, el cual muestra un ligero aumento de potencia en el perfil 6 al mismo tiempo que una suave y prolongada horizontalidad en los tres perfiles analizados.

Las frecuencias sísmicas se hallaban comprendidas entre 14 y 33 Hz.

Teniendo en cuenta las velocidades indi-

cadas oportunamente y la presencia de formaciones sedimentarias con un espesor máximo de 30 metros en el noreste de la provincia de Buenos Aires y cuya edad correspondería al Cuaternario según Santa Cruz (1972), es posible indicar al tercer intervalo como coetáneo con los sedimentos del litoral anteriormente citados.

#### Agradecimientos

Al personal del buque oceanográfico ARA Puerto Deseado por la colaboración prestada. A la Gerencia de Explotación de YPF y Geosource Inc. por el procesamiento sísmico de las secciones. A los miembros del IADO por su colaboración. Al Lic. J. Kostadinoff por la discusión del manuscrito.

El presente trabajo corresponde a la Contribución científica N° 105 del I.A.D.O.

#### Lista de trabajos citados en el texto

EWING, M., J. LUDWIG y J. EWING, 1962. Geophysical investigations in the submerged Argentine coastal plain Par I. Bs. As. to Peninsula Valdez. Geol. Soc. Am. Bull., 74: 275-292, Boulder.  
FIDALGO, F., J. DE FRANCESCO Y R. PASCUAL, 1975. Geología superficial de la Llanura Bonaerense. VI° Congr. Geol. Arg., (Bahía Blanca), Relatorio, 104-128, Buenos Aires.  
KOSTADINOFF, J., 1978. Investigación de la prolongación Este de Tandilia. I.A.D.O. Contr. cient., 39, Bahía Blanca.  
\_\_\_\_\_ y FORT DE AFFOLTER, 1982. Cuenca Interse- rana Bonaerense, Argentina. V° Congr. Lat. Am. de Geol., Actas, IV: 10-1-21, Buenos Aires.  
\_\_\_\_\_, 1983. Interpretación de los resultados geofísicos en la prolongación Este de Tandilia. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVIII (1): 2-16, Buenos Aires.  
LLAMBIAS, E. y C. PROZZI, 1975. Ventania. VI° Congr. Geol. Arg., (Bahía Blanca), Relatorio, 80-101, Buenos Aires.

RAMOS, V., 1984. Patagonia: ¿Un continente Paleozoico a la deriva? IX° Congr. Geol. Arg., (Bariloche), Actas, II: 311-325, Buenos Aires.  
ROLLERI, E., 1975. Provincias Geológicas Bonaerenses. VI° Congr. Geol. Arg., (Bahía Blanca), Relatorio, 29-53, Buenos Aires.  
RIOS, F. F., 1977. Prolongación del arco de Tandilia, 3ª parte. I.A.D.O. Contr. cient., 37, Bahía Blanca.  
SANTA CRUZ, J. N., 1972. Estudio sedimentológico de la Formación Puelches en la provincia de Buenos Aires. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVII (4): 5-62, Buenos Aires.  
TERUGGI, M. y J. KILMURRAY, 1976. Geología Regional Argentina. II° Simp. Acad. Nac. de Ciencias, II: 920-965, Córdoba.  
VILA, F., 1965. Conocimiento actual de la plataforma continental argentina. Secret. de Marina. Serv. Hidrológ. Nacional, 644: 4-10.  
YRIGOYEN, M., 1975. Geología del Subsuelo y Plataforma Continental. VI° Congr. Geol. Arg., Bahía Blanca, Relatorio, 140-168, Buenos Aires.

Recibido: 29 de noviembre, 1984  
Aceptado: 1 de junio, 1985

ROBERTO SCHILLIZZI  
CONICET  
Instituto Argentino de Oceanografía  
Alem 53 - 8000 Bahía Blanca  
Prov. de Buenos Aires.



# LAS SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES: SU VINCULACION A UN CIZALLAMIENTO REGIONAL

JOSE SELLES MARTINEZ

## Introducción

Durante las discusiones surgidas en el seno de la Primera Reunión de Microtectónica, realizada en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires a mediados de 1984 el autor señaló la similitud existente entre el diseño estructural de las Sierras Australes y las formas sigmoidales producidas en procesos de deformación por sisa. La elaboración de esta idea ha conducido a proponer un esquema deformativo que difiere de los anteriormente presentados (Harrington, 1947; Kilmurray, 1975) en el sentido que si bien estos interpretan en forma diferente la geometría de la estructura, ambos modelos la consideran resultado de la deformación en un campo de esfuerzos compresivos cuyo eje máximo tiene dirección suroeste mientras que en el aquí propuesto se considera que la compresión en la dirección mencionada es resultado de la actuación de esfuerzos cizallantes en dirección este-oeste y está íntimamente asociado a una importante elongación en dirección noroeste-sureste.

## El mecanismo de formación de las sierras

Se postula entonces que la estructura de las Sierras Australes es el resultado de la deformación del sistema rocoso entre dos fallas verticales paralelas, de rumbo latitudinal y desplazamiento izquierdo, como resultado del cual se producen esfuerzos compresivos en dirección suroeste y traccionales en dirección noroeste cuya acción se traduce en plegamiento y extensión del sistema en las direcciones respectivas. Las fallas propuestas se ubicarían al norte y al sur de los actuales afloramientos. Estructuras de este tipo han sido desarrolladas

experimentalmente sobre modelos físicos (Soula, 1984) obteniéndose muy buena correlación entre las expectativas teóricas y los resultados obtenidos. En la figura 1 se ilustra el mecanismo propuesto mediante un esquema de bloque diagrama y se señalan los esfuerzos actuantes.

En coincidencia con otros autores (Llambías y Prozzi, 1975; Di Nardo y Dimieri, 1984) se considera que la deformación se produjo en un ambiente caracterizado por la presencia de flujos y a temperaturas no muy elevadas. Estas condiciones habrían primado sobre todo en los primeros momentos del proceso deformativo, produciendo el plegamiento concéntrico asociado a "flujo plástico" como resultado de disolución (solución por presión) y precipitación del material en áreas de subpresiones (extensión en la dirección del eje b). Al progresar la deformación los materiales rocosos alcanzan un comportamiento más frágil, produciéndose fracturación y cataclasis. El cambio en el comportamiento puede estar asociado tanto al aumento del esfuerzo compresivo como a la superación del límite de plegamiento concéntrico, la expulsión de los flujos y/o cambios en la velocidad de cizallamiento y en el nivel estructural. El comportamiento más frágil del basamento en relación con la cubierta sedimentaria estaría evidenciado por su intensa cataclasis y desarrollo de fracturas subparalelas a los planos axiales de los pliegues de las unidades suprayacentes, lo que permitiría su adaptación a las formas plegadas (Cucchi, 1966; Harrington, 1970; Kilmurray, 1975; Varela, Dalla Salda y Cingolani, 1984). Dichas fracturas serían las que posteriormente regularían el comportamiento del sistema al levantarse el borde sudoccidental del mismo por fallamiento inverso, pero sin desarrollo de sobrecorrimientos

sensu stricto.

### Evidencias del mecanismo propuesto

Entre las evidencias que soportan la hipótesis presentada se destaca la importante elongación en la dirección del eje tectónico b, fenómeno que tal como se ilustra en la figura 2 adquiere particular magnitud durante el desarrollo de una deformación del tipo propuesto. Esta elongación está evidenciada en la orientación de los rodados de la Formación La Lola en el cerro Pan de Azúcar (Cucchi, 1966) y en el desarrollo de fajas de brechas (Massabie y Rossello, 1984) perpendiculares a los ejes de los pliegues. En opinión del autor estas corresponderían a fracturas de extensión que van siendo "rellenadas" por fragmentos desprendidos en la pared inmediata y por precipitación del material rocoso que es movilizado por fenómenos de solución por presión. Es incluso probable que estas fracturas sean verdaderas fracturas de tracción producidas por fracturación hidráulica en un medio

con elevada presión de poros. Se propone para las estructuras así originadas el nombre de "brechas de tracción" para diferenciarlas de las brechas miloníticas descritas en los flancos orientales de los pliegues (Massabie y Rossello, 1984).

El vuelco de los planos axiales y la inversión de los flancos orientales producidos como respuesta a la deformación progresiva produce la reorientación de las anisotropías del macizo con respecto al sistema de esfuerzos y ello conlleva un cambio en el estilo deformativo, llegando a producir elongación de los flancos occidentales y replegamiento y brechamiento de los orientales (Di Nardo y Dimieri, 1984; Massabie y Rossello, 1984). Alcanzan en este momento notable intensidad los procesos de cizallamiento que actúan subhorizontalmente en dirección suroeste ya sea sobre conjuntos de estratos como sobre los planos de estratificación, tal como se ilustra en la figura 3. Como consecuencia de ello se produciría la reorientación de los ejes mayores de los clastos del conglomerado de La Lola

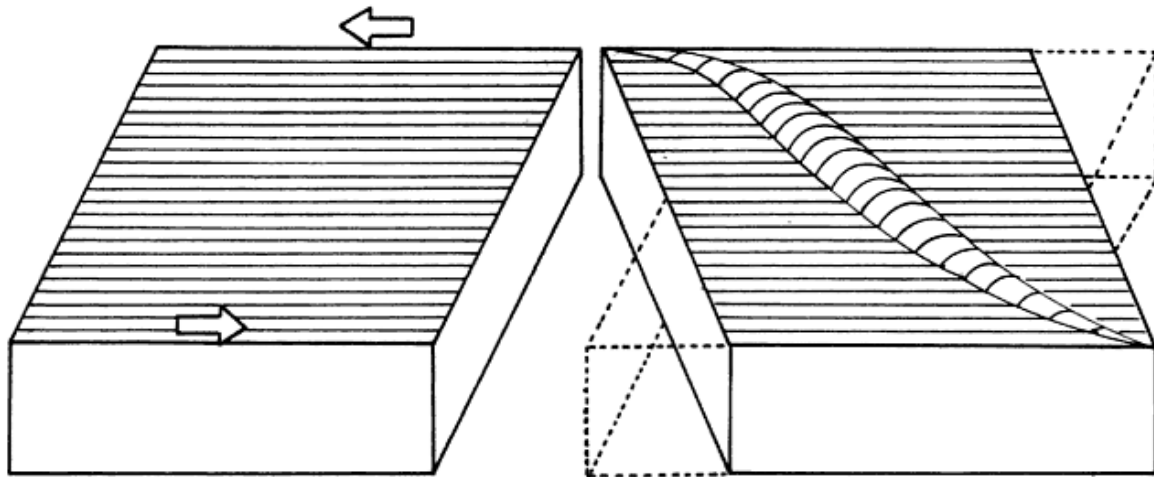


Figura 1: Desarrollo de la estructura plegada por un proceso de cizallamiento. A: estado indeformado; B: estado deformado.

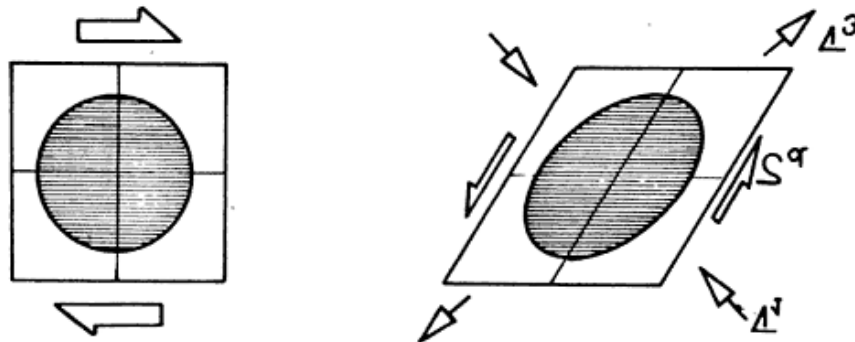


Figura 2: Aparición de esfuerzos de sisa de sentido dextral ( $Z\alpha$ ) como consecuencia de un cizallamiento regional sinistral.  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  son los esfuerzos máximo y mínimo respectivamente. Recuerdese que  $\sigma_3 < 0 < \sigma_1$ .

en los flancos invertidos (afloramientos de los cerros San Mario y del Corral) los cuales adquieren un buzamiento hacia el suroeste (Cucchi, 1966) y también las brechas y "grietas de extensión" escalonadas, dispuestas subparalelamente a la dirección de los ejes de los pliegues (Massabie y Rossello, 1984).

El clivaje presenta una actitud bastante uniforme en toda el área y corresponde al denominado "clivaje de plano axial", con rumbo noroeste e inclinación variable al suroeste, observándose a veces disposición en abanico (Harrington, 1947, 1970; Kilmurray, 1975; Rossello y Massabie, 1981; Ma-

ssabie y Rossello, 1984) Un "clivaje de corte" de dirección aproximadamente perpendicular ha sido citado por Varela, Dalla Salda y Cingolani (1984). Ambas estructuras encuadran dentro del esquema presentado. Los sistemas de diaclasas presentes a nivel regional y local (Cucchi, 1966; Llambías y Prozzi, 1975; Rossello y Massabie, 1981; Massabie y Rosello, 1984) presentan actitudes algo variables según el área y la unidad que se considere, pero en general se corresponden con el modelo presentado, existiendo un juego de diaclasas de extensión de rumbo noreste, subverticales, y un juego de diaclasas de cizalla, que a pesar de la dispersión podrían indicarse como de rumbo aproxi-

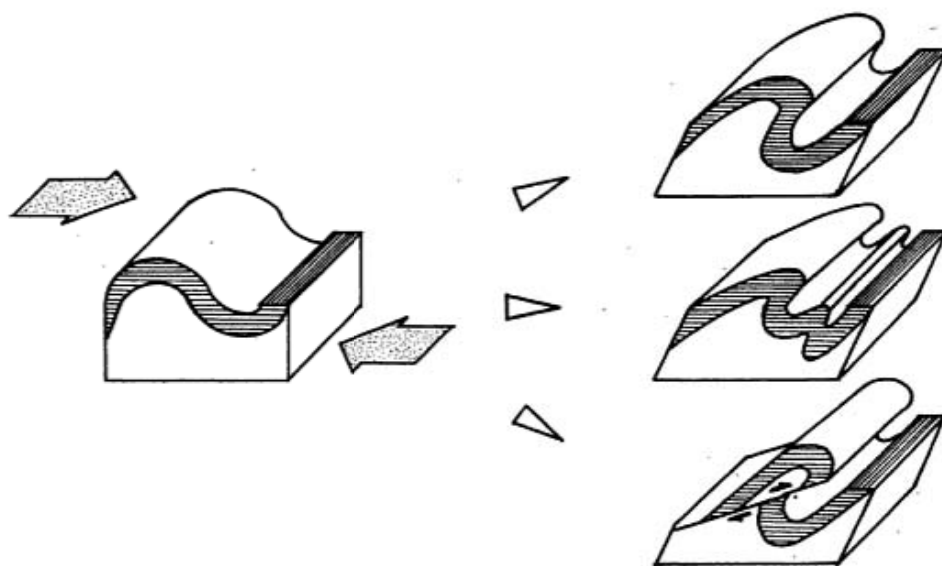


Figura 3: Evolución de un sistema plegado por la aparición de esfuerzos de cizalla en el plano vertical.

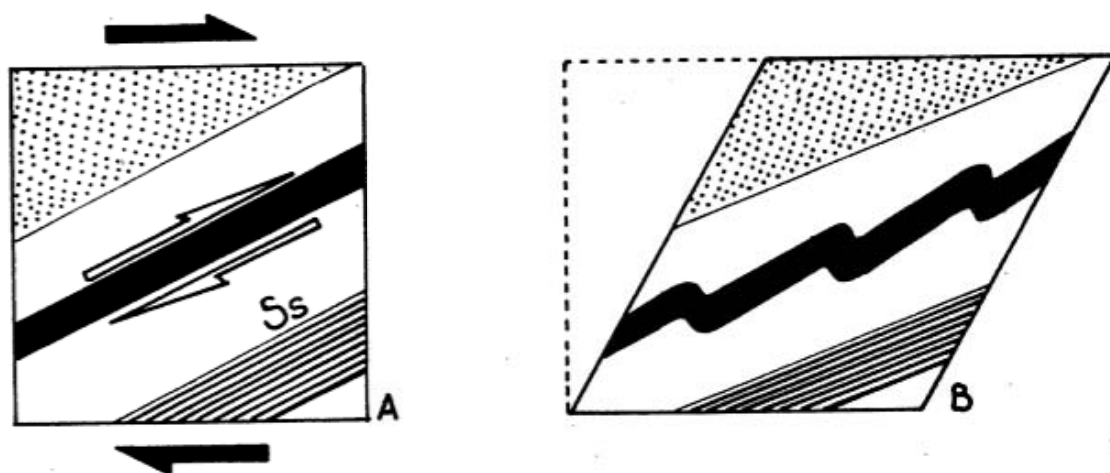


Figura 3b: Aparición de pliegues de orden mayor asociados a esfuerzos de cizalla secundarios originados por un esfuerzo de cizalla en el plano vertical. A: estado indeformado; B: estado deformado; Ss: posición del plano de estratificación.

mado nornoreste y estenoreste. Existen además diaclasas subparalelas a los ejes de los pliegues, a veces rellenas de cuarzo (Suero et al.) que corresponderían a diaclasas de alivio.

Se interpreta también la existencia de un juego de fracturas asociado a las primeras etapas del comportamiento frágil (fracturas de Riedle) cuya actitud inicial sería aproximadamente nornoreste y este-noreste subverticales, pero que a medida que la deformación progresa iría rotando en sentido antihorario, rotación que se haría más evidente hacia los extremos de la sigmoide. Al respecto cabe destacar la disposición en abanico de las abras principales desde el Abra de la Ventana hacia el norte.

La terminación brusca de los afloramientos en el extremo noroeste de las sierras según una línea de dirección este-oeste sugeriría la existencia de una fractura con esa dirección y diaclasas así orientadas han sido citadas por Suero et al. y Rossello y Massabie (1981), estas estructuras serían paralelas a las fallas transcurrentes propuestas.

Evidencias de que hacia las últimas etapas de la deformación la bisectriz del ángulo agudo entre planos de sisa yace en el plano horizontal o subhorizontal han sido señaladas por Rossello y Massabie (1981). Estos autores se basan en la existencia de un juego de diaclasas de rumbo noroeste e inclinación aparente suave al noreste, asociadas a grietas subhorizontales rellenas con carbonato. El desarrollo del clivaje de transposición citado por dichos autores podría estar también vinculado a esta distribución de esfuerzos, la que se vincularía

a la aparición de los esfuerzos cizallantes subhorizontales de dirección suroeste ya citados anteriormente.

Cobbold, P. (com. pers., 1984) ha determinado la presencia de fenómenos de cizallamiento dextral paralela a los ejes de los pliegues. Ello es coherente con una sisa regional de dirección este-oeste, tal como puede observarse en la figura 2.

### Conclusiones

Resumiendo puede decirse que el proceso deformativo generador de la estructura de las Sierras Australes se ha caracterizado por: 1) plegamiento intenso en dirección noreste (dirección tectónica a); 2) notable elongación en la dirección del eje de los pliegues (dirección tectónica b) y 3) elongación secundaria en la dirección perpendicular (dirección tectónica c).

El cizallamiento plegante que se produce entre fallas verticales subparalelas de tipo transcurrente es el mecanismo que, a criterio del autor, mejor explica las estructuras presentes, siendo el mismo responsable de la configuración megatectónica y de las macro y meso estructuras. Fenómenos locales, como la difracción de esfuerzos, la rotación de sus ejes con respecto al esquema regional en algunos puntos, fenómenos locales de cizallamiento, etc. se superpondrían al campo regional explicándose así las dispersiones y variaciones que pueden observarse en escalas reducidas. Los estudios microtectónicos realizados confirman en líneas generales las deducciones y observaciones realizadas en escalas mayores.

### Trabajos citados en el texto

- CUCHI, R. J., 1966. Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXI (2): 71-106, Buenos Aires.
- DI NARDO, L. R. y L. V. DIMIERI, 1984. Posibles mecanismos de deformación de la masa rocosa en las Formaciones Napostá y Providencia. Sierras Australes. Provincia de Buenos Aires. I<sup>o</sup> Reunión de Microtectónica, Actas, 14-17, Buenos Aires.
- HARRINGTON, H. J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m Sierras de Curamalal y de la Ventana. Provincia de Buenos Aires. *Dir. Min. y Geol. Bol. N<sup>o</sup> 61*, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: Cadena autocogénica?. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXV (2): 151-181, Buenos Aires.
- KILMURRAY, J. C., 1968. Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar (Partido de Saavedra, Provincia de Buenos Aires). III<sup>o</sup> Jorn. Geol. Arg., Comodoro Rivadavia, Actas, 217-238, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1975. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX

(4): 331-348, Buenos Aires.

LLAMBIAS, E. J. y C. R. PROZZI, 1975. Ventania. VI<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Bahía Blanca, Relatorio, 79-101, Buenos Aires.

MASSABIE, A. C. y E. A. ROSELLO, 1984. Estructuras deformativas del Abra de la Ventana y adyacencias, Sierras Australes de Buenos Aires. I<sup>o</sup> Reunión de Microtectónica, Actas, 22-25, Buenos Aires.

ROSSELLO, E. A. y A. C. MASSABIE, 1981. Micro y mesoestructuras en las Formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas. Sierras Australes de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIV (3): 272-285, Buenos Aires.

SOULA, J. C., 1984. Genese de bassins sédimentaires en regime de cisaillement transcurrent: modeles experimentaux et exemples géologiques. *Geologie* 93 (1-2): 83-104, Bruxelles.

SUERO, T., et al., 1973. Perfiles geológicos de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *LEMIT, Anales* 3: 1-64, La Plata.

VARELA, R., L. M. DALLA SALDA y C. A. CINGOLANI, 1984. Estructura de las Sierras Colorada, Chasicó y Cortapié. Sierras Australes de Buenos Aires. I<sup>o</sup> Reunión de Microtectónica, Actas, 26-29, Buenos Aires.

JOSE SELLES MARTINEZ

Univ. de Buenos Aires  
Pab. II - Ciudad Universitaria  
1428 - Nuñez - Buenos Aires.

Recibido: 18 de diciembre, 1984

Aceptado: 19 de diciembre, 1985

*Asoc. Geol. Arg. Rev.* XLI (1-2)

# LA HETAEROLITA Y LAS SERIES DE OXIDACION DEL MANGANESO DEL DISTRITO MINERO AGUA DE DIONISIO, PROVINCIA DE CATAMARCA

LIDIA MALVICINI

## Introducción

Al realizar análisis químicos con microsonda electrónica de los óxidos de manganeso de las vetas Alto de la Blenda y Farallón Negro se halló que un mineral con características ópticas bastante parecidas a manganita y a hausmanita, registraba un alto contenido de cinc.

Mediante un diagrama de rayos X, se comprobó que era hetaerolita. Como es un mineral no mencionado hasta el presente en nuestro país, se llevó a cabo el estudio mineralógico y paragenético, poniendo particular atención a su significado dentro de las series de oxidación halladas en los depósitos de manganeso citados.

## Generalidades sobre las vetas

Los depósitos de Alto de la Blenda y Farallón Negro y Los Viscos están en el área de reserva del distrito minero Agua de Dionisio (YMAD) en la provincia de Catamarca, Departamento de Belén, Distrito de Hualfín, a unos 40 km de la localidad de Los Nacimientos (figura 1). Estas vetas están situadas en la caldera de un estrato volcán ahora erodado hasta sus raíces, Llambías, (1970).

Como en los restos de este edificio volcánico hay seis manifestaciones de cobre disseminado expuestas (Sillitoe 1973), estas vetas de Mn, Pb, Zn y metales preciosos son consideradas integrantes de la zonación lateral de los cobres porfíricos.

El emplazamiento de las mismas que corresponde a uno de los últimos eventos magmáticos registrados en el área, puede relacionarse a la circulación de aguas íntimamente ligadas a la evolución de sistemas de cobres porfíricos.

Las vetas se han formado por polipulsaciones minerales de sulfuros (pirita, blenda, calcopirita, galena, tennantita-tetrahedrita, polibasita, argentita, electro y plata nativa), carbonatos de manganeso (rodocrosita cálcica, kutnahorita, manganocalcita) y cuarzo.

Durante el último estadio mineralizador predominaron manganocalcita, calcita y cuarzo.

Por lixiviación y oxidación de los depósitos se produjo la alteración de los minerales primarios originándose óxidos de manganeso supergénicos, goethita, cerusita, goslarita, calcosina, covellina, digenita y oro, Malvicini y Llambías, (1963).

Otros autores atribuyen un origen hipogénico a dichos óxidos de manganeso, Sister, (1965).

Todos los óxidos de manganeso determinados en este distrito, pueden tener un origen hipogénico o supergénico según las condiciones geológicas de la depositación, Hewett y Fleischer, (1960).

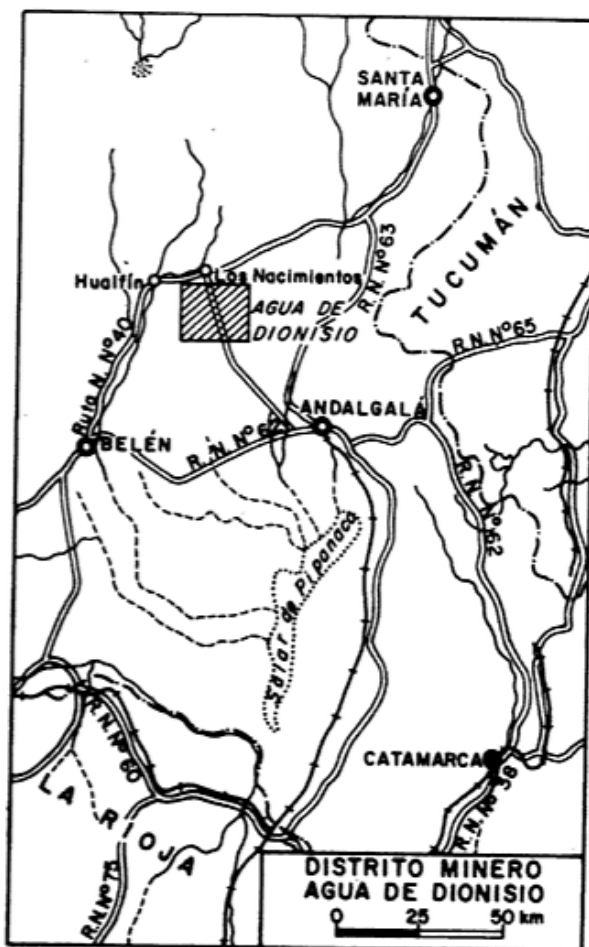
A pesar del hallazgo de nagyaita en Farallón Negro (Schalamuk y Niccolli, 1975), la sola presencia de este mineral en cuarzo asociado a óxidos de manganeso no es determinativa del origen primario de los mismos.

## Mineralogía, texturas y paragenesis de los minerales oxidados

La hetaerolita está asociada a un grupo de minerales oxidados que contienen relictos de sulfuros hipogénicos (blenda, galena, calcopirita, tennantita-tetrahedrita, argentita, electro y pequeñas proporciones de sulfuros supergénicos (covellina y digenita).



Figura 1: Mapa de ubicación.



### Hetaerolita: $ZnMn_2O_3$

Está en cristales octahédricos de hasta 0,1 mm, en ganga de carbonatos, principalmente calcita. Se han hallado individuos maclados según el plano {112}. (lámina 1, figura 2).

En secciones pulidas los cristales son idiomorfos (lámina 1, figuras 2 y 3) llegando a estar algo deformados en tablillas de 0,07 mm (pseudomorfosis?) de manganita.

Reemplaza centrípetamente a goethita (lámina 1, figuras 5 y 6) y a veces a manganita.

Análisis semicuantitativos fueron realizados con microsonda electrónica (EDAX) por la Dra. Celia Puglisi de INTI, sobre dos puntos de la muestra y los porcentajes llevados a cien figuran en el cuadro 1.

La relación Mn/Zn en la fórmula teórica  $ZnMn_2O_3$  es de 1,7 y en los análisis 1 y 2, cuadro 1, es de 1,8 y 1,7 respectivamente.

El diagrama de polvo de rayos X coincide con el dado por Frondel y Klein, (1965), para una hetaerolita de Sterling Hill, New Jersey (USA). Las características ópticas

son las descritas por Uytendogaadt y Burke (1971: 338) y se dan a continuación por tratarse de un mineral poco común.

Color: gris oscuro

pleocroísmo: débil a distinto

anisotropía: fuerte, gris amarillento a gris castaño

dureza relativa: hausmanita, > manganita y > calcofanita.

### Calcofanita:

Este mineral determinado por Malvicini y Llambías, (1963), está en agregados masivos de hasta 1 mm, formados por cristales tabulares, (lámina 1, figura 3), a veces fibrosos. Se halla íntimamente asociada a hetaerolita a la que reemplaza centrípetamente y pseudomórficamente, quedando relictos de este mineral dentro de calcofanita. (lámina 1, figura 4). También desarrolla en hetaerolita venillas ramificadas de 0,02 mm de potencia y venillas intergranulares de 0,005 mm de potencia.

Es el mineral predominante en las muestras y es seguido por hetaerolita.

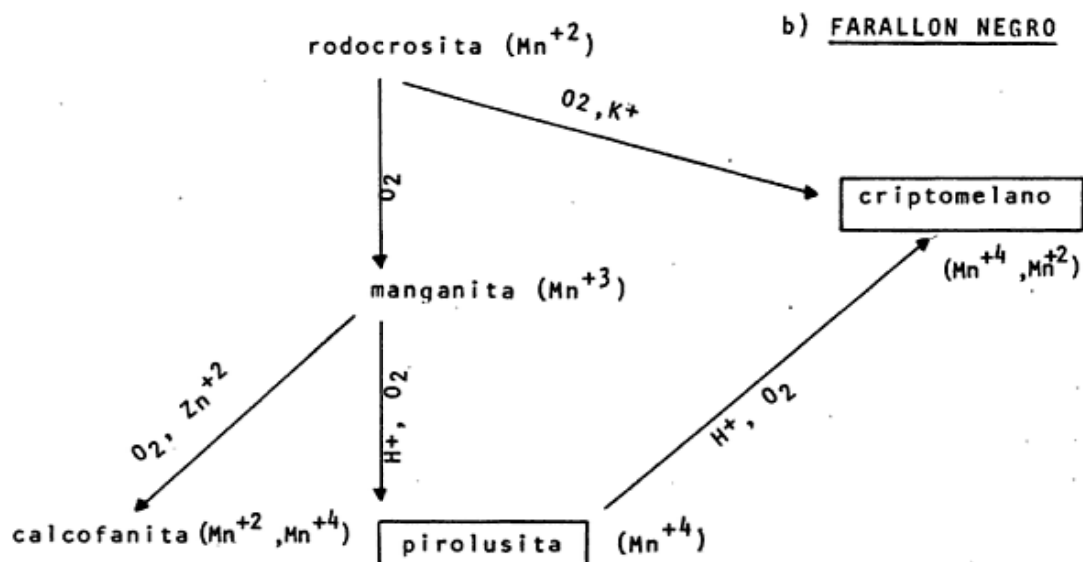
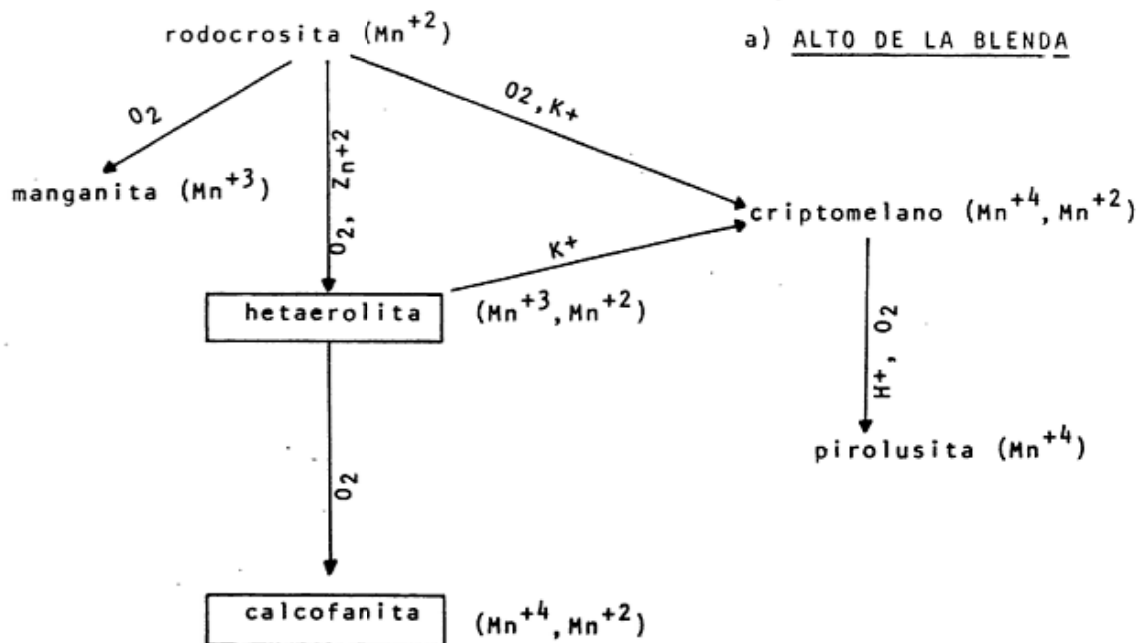


Figura 2: Diagrama esquemático de las series de oxidación desarrolladas a partir de rodocrosita.

#### Criptomelano

Está en menor proporción que los otros dos óxidos descriptivos.

Forma agregados coliformes de hasta 1 mm que reemplazan carbonatos.

Reemplaza centrípetamente y centrífugamente a calcofanita, a veces pseudomórficamente. Forma dentro de este mineral venillas ramificadas de 0,005 mm de potencia.

Reemplaza a hetaerolita, (lámina 1, figura 4), quedando a veces relictos de este

mineral dentro de masas de criptomelano.

Asociado a hetaerolita reemplaza a goethita que es pseudomórfica de pirita (lámina 1, figura 6).

#### Manganita:

Hay relictos de 0,1 mm de este mineral dentro de calcofanita y hetaerolita. Es escasa.

#### Pirolusita:

Es muy escasa. Reemplaza a hetaerolita en cristales de 0,025 mm.



**Figura 1:** Fotografía con microscopio electrónico de hetaerolita, los datos que figuran al pie indican de izquierda a derecha, el valor del segmento blanco, el Kilovoltaje de excitación de los electrones y el aumentos expresado en potencias de diez. **Figura 2:** Cristales de hetaerolita maclados, en ganga de calcita (negro). En aceite, N//. **Figura 3:** Cristales idiomorfos de hetaerolita asociados a tablillas de calcofanita, en calcita (negro). En aceite, N//. **Figura 4:** Relictos de cristales de hetaerolita dentro de un agregado fibroso de calcofanita (mineral fuertemente pleocroico). El mineral blanco en el borde superior izquierdo es criptomelano que está reemplazando pseudomórficamente a hetaerolita. En aceite, N//. **Figura 5:** Cristales de goethita (gris) pseudomórficos de pirita, conteniendo relictos de este sulfuro (blanco). La goethita está reemplazada centrípetamente por hetaerolita (gris oscuro). En aceite, N//. **Figura 6:** Cristales de goethita (gris) pseudomórficos de pirita están reemplazados centrípetamente por hetaerolita (gris claro) y criptomelano (blanco). Arriba a la izquierda hay un cristal idiomorfo de hetaerolita. En aceite, N//.



Cuadro 1: Análisis químicos de la hetaerolita

	1	2	3
CaO	1,02	1,02	
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	67,16	65,25	65,98
ZnO	31,82	33,73	34,02

1, 2: Alto de la Blenda, análisis con microsonda electrónica (EDAX)

3: ZnMn<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, Palache et al., 1955, pág. 716.

#### Goethita:

Está en cristales cúbicos de hasta 1 mm, pseudomórficos de pirita y conteniendo relictos de éste sulfuro.

#### Cerusita:

Está en agregados masivos coliformes de 0,12 mm reemplazando a galena centrápticamente.

#### Series producidas por la oxidación de las vetas de carbonato de manganeso en Alto de la Blenda y Farallón Negro

La rodocrosita cálcica, kutnahorita y manganocalcita de la veta Alto de la Blenda, por acción de aguas descendentes portadoras de aire y potasio (proveniente de la lixiviación de las rocas de caja) y en presencia de iones Zn originados por la descomposición de la blenda, pasan a los óxidos de manganeso indicados en la figura 2 (a). En estos gráficos se comparan las series predominantes en Alto de la Blenda y Farallón Negro (Malvicini y Llambías, 1963). Los minerales más abundantes están encuadrados.

En general puede señalarse que en Alto de la Blenda predomina la serie cincífera mientras que en Farallón Negro la potásica, figura 2 (b). Además ellas destacan de acuerdo a lo investigado que la hetaerolita, calcofanita y criptomelano son bastante estables en Alto de la Blenda, porque no se han hallado reemplazos destacables por pirolusita, como es evidente en Farallón Negro, por lo menos en las zonas estudiadas.

#### Conclusiones

Por acción de aguas descendentes portadoras de oxígeno y potasio se produjo en las vetas, la oxidación de sulfuros con la liberación de iones Zn y la descomposición de carbonatos de manganeso y calcio dando lugar a las series indicadas en la figura 1 (a) y (b). En Alto de la Blenda predomina una serie cincífera mientras que

en Farallón Negro una potásica.

El origen supergénico de los óxidos de manganeso originados en Alto de la Blenda es evidente por el hallazgo de hetaerolita, calcofanita y criptomelano reemplazando goethita conteniendo relictos de pirita.

Esto solo pudo haberse producido por una depositación de óxidos de manganeso posterior a la oxidación de sulfuros a menos que se pueda demostrar que hubo una pulsación de óxidos de manganeso hipogénicos posterior a la oxidación de los minerales metalíferos de las vetas.

Las series determinadas en Alto de la Blenda son bastante estables porque no se han observado importantes pasajes a pirolusita en contraste con Farallón Negro donde éste mineral es muy abundante.

Los factores que pudieron haber determinado la diferencia de los productos finales de oxidación de estas dos vetas son probablemente: 1) Mayor contenido de cinc en Alto de la Blenda que contribuyó a estabilizar dichas series. 2) Erosión más rápida en Alto de la Blenda que en Farallón Negro que disminuyó el grado de lixiviación y circulación de aguas descendentes cargadas de aire.

#### Agradecimientos

Se agradece al Sr. Teodoro Askenasy de la Dirección Nacional de Minería y Geología, la realización del diagrama de rayos X, y a la Dra. Celia Puglisi los análisis con microsonda electrónica.

#### Lista de trabajos citados en el texto

- FRONDEL, C. y C. KLEIN, 1965. Exsolución in Franklinite. *Am. Mineral*, 50: 1670-1680.  
 HEWETT, D. F. y M. FLEISCHER, 1969. Deposits of the Manganese Oxides. *Economic Geol.*, 55 (1): 1-55, Lancaster.  
 LLAMBIAS, E. J., 1970. Geología de los Yacimientos mineros de Agua de Dionisio, provincia de Catamarca, República Argentina. *AMPS*, 1 (1): 2-32, Buenos Aires.  
 MALVICINI, L. y E. J. LLAMBIAS, 1963. Mineralogía y origen de los minerales de manganeso y sus asociados en Farallón Negro, Alto de la Blenda y los Viscos, Hualfín, Catamarca. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XVIII (3-4): 177-199, Buenos Aires.  
 PALACHE, CH., H. BERMAN y C. FRONDEL, 1955. *The System of Mineralogy*. I, John Wiley and Sons, Inc. Chapman and Hall, LTD, New York.  
 SILLITOE, R. H., 1973. The Tops and Bottom of Porphyry Copper Deposits. *Econ. Geol.* 68 (6): 799-815, Buenos Aires.  
 SCHALAMUK, I. y H. B. NICOLLI, 1975. Hallazgo de Nagyagita en Farallón Negro,

Provincia de Catamarca, República Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX (4): 384-387, Buenos Aires.  
SISTER, R., 1966. Yacimientos Mineros de Agua de Dionisio. Proyecto Minero Industrial. Farallón Negro. Anexo I, Informe

Geológico. YMAD, 5-8, Buenos Aires  
UYTENBOGAARDT, W. y E. A. J. BURKE, 1971. Tables for microscopic identification of Ore Minerals. Elsevier Publishing Company, London, New York.

Recibido: 15 de julio, 1985  
Aceptado: 25 de octubre, 1985

LIDIA MALVICINI  
CONICET  
Dirección Nacional de Minería y Geología  
Av. Santa Fe 1548 - 12º piso  
1060 - Buenos Aires

**IIIas. Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales**  
(Santa Rosa, 27 - 31 de octubre de 1986)

Aquellos interesados en participar presentando trabajos y comunicaciones deberán dirigirse a:

Sr. Secretario de las IIIas. Jornadas  
Lic. Jorge O. Tullio  
Asociación Pampeana de Profesionales de Ciencias Naturales  
Uruguay 151 - (6300) Santa Rosa, La Pampa

# GRAPTOFAUNA CARADOCIANA DE QUEBRADA LA CHILCA, SIERRA DE TONTAL, PRECORDILLERA DE SAN JUAN

SARA CECILIA KERLEÑEVICH Y ALFREDO CUERDA

## Introducción

Los depósitos ordovícicos objeto del presente estudio están ubicados en el flanco occidental de la Sierra del Tontal, en la región precordillerana próxima a la localidad de Calingasta (provincia de San Juan).

La secuencia es portadora de una graptofauna caradociana, entre cuyos especímenes fueron identificados los géneros *Orthograptus* sp., *Climacograptus* sp., (con *Climacograptus* aff. *C. antiquus*, Lapworth), *Amplexograptus* sp., *Diplograptus* cf. *D. leptotheca* y *Dicranograptus* sp. Dado que toda la zona está afectada por un grado de metamorfismo incipiente, el material graptolítico no es óptimo, pues presenta cristalización de probables sales de yeso y pirita, depositados sobre la superficie de las tecas, y, complicado por el efecto de la microcorrugación que afecta a la roca.

La región se encuentra al norte de la capital de provincia, llegándose a Calingasta por la ruta 20 de la red de caminos nacionales. Dado el difícil acceso a quebrada La Chilca, el trayecto a la misma se efectuó a lomo de mula, desde Calingasta y a través de la quebrada de Un Salto.

## Antecedentes

La Formación Alcaparrosa (Harrington, 1957, en Harrington y Leanza, 1957) aflora el este y sudeste de Calingasta, provincia de San Juan. La misma ha sido específicamente estudiada por numerosos autores, debiéndose la primera mención de graptolitos en la misma a Angelelli y Trelles (1938). Les suceden Stipanovic y Pozzo, que en 1947/9 hacen mención de graptofaunas en la zona, y Mésigos (1953) que da a co-

nocer la existencia de *Climacograptus* aff. *C. antiquus* Lapw. y *Amplexograptus* sp. en la quebrada de Alcaparrosa.

Turner (1960), Cuerva (1964), Aparicio y Cuerva (1976) realizan nuevas contribuciones respecto de la fauna, dando a conocer una asociación compuesta por los géneros *Climacograptus* sp. indet., *Dicranograptus*?, *Dicellograptus* sp. indet., *Diplograptus*?, *Orthograptus* sp. indet. y *Glyptograptus*? en afloramientos de la Formación Alcaparrosa ubicados unos 9 km al norte del Km 114 de la ruta 20.

Kerleñevich (1981) describe cinco perfiles del Ordovícico (quebrada de Alcaparrosa, quebrada Ciento Treinta y Cuatro, quebrada de La Alumbreira, quebrada del Km 125 y el río Torres) en la zona de Calingasta, mencionando niveles fosilíferos con *Climacograptus* cf. *antiquus* Lapworth, *Dicranograptus* sp. y otros graptolitos caradocianos.

Varela, Cuerva y Schauer hacen referencia en 1982 a una graptofauna con *Climacograptus* para la Formación Cabeceras, que sería el equivalente lateral de la Formación Alcaparrosa. Trabajos relacionados con el tema fueron publicados por Furque y Cuerva (1979), Cuerva y Furque (1979) y Cuerva, Cingolani y Varela (1983).

## Geología

La Formación Alcaparrosa consiste de una sucesión monótona de grauvacas y areniscas feldespáticas, algo metamorizadas, pardo grisáceas y gris verdosas con intercalaciones arcillosas y de lutitas grises, gris-verdosas y negras; apareciendo ocasionalmente sabulitas y rodados, así como calizas de grano fino.

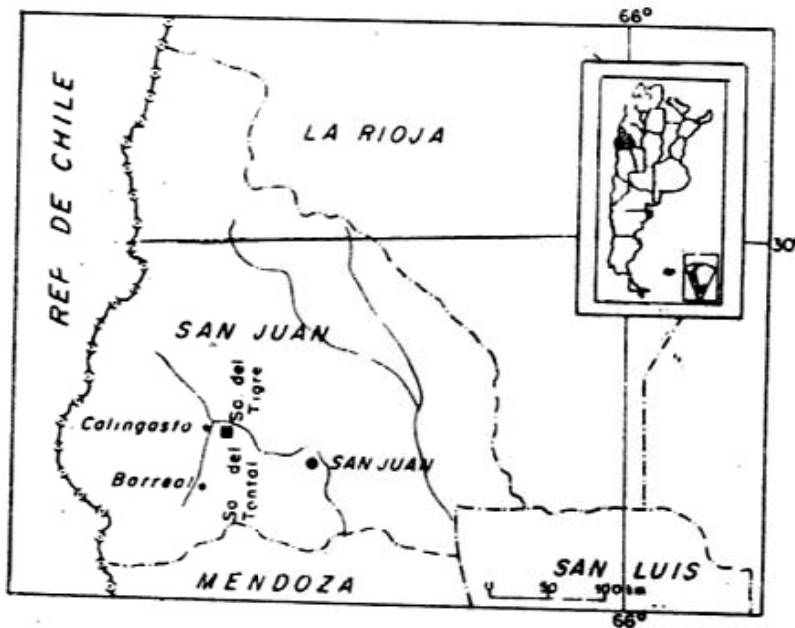


Figura 1: Mapa de ubicación.

Hay intercalaciones de basaltos y doleritas de espesores muy variables, con mantos de lavas almohadilladas, característicos de efusiones submarinas (Quartino et al., 1971; Cortelezzi et al., 1982). El espesor de la Formación Alcaparrosa oscila alrededor de los 1.300 metros, no siendo bien conocidos ni su base ni su techo.

Las grauvacas y areniscas son compactas y masivas, constituidas esencialmente de cuarzo y feldespatos. El tamaño de los granos es mediano y el grosor de los bancos de 0,40 a 0,60 metros.

En general, las lutitas son oscuras a negras, con bajo metamorfismo y portan la graptofauna citada más arriba.

Los movimientos oclóyicos plegaron en anticlinales y sinclinales de corta longitud de onda y fracturaron a la Formación Alcaparrosa, originando la discordancia que separa a los depósitos del Ordovícico de los del Silúrico. Movimientos previos anteriores al Caradociano tuvieron efectos epirogénicos.

En la zona las sedimentitas están distribuidas en fajas alargadas de dirección meridiana, con un leve desvío hacia el sudeste.

#### Descripción del perfil Ordovícico de Quebrada de La Chilca

Aquí se presenta una típica alternancia de grauvacas verdosas amarillentas con lutitas fragmentosas negruzcas portadoras de graptolitos.

De abajo hacia arriba, se suceden:

1. Areniscas micáceas verdes, superficialmente pardas por meteorización, con manchas amarillentas de óxido de hierro. Son subhorizontales, y su granometría es fina y homogénea. Espesor: 1 metro.
2. Lutitas fragmentosas homogéneas, negruzcas y/o gris oscuras; con restos de graptolitos escandentes caradocianos, con los rabdosomas generalmente cubiertos por una eflorescencia blanca (melaniterita).  
Las lutitas son subhorizontales, con mica y carbonatos, encontrándose huecos, fisuras y diaclasas rellenos con sulfatos hidratados de hierro, aluminio y magnesio. La graptofauna incluye: *Dicranograptus* sp.; *Diplograptus* cf. *D. leptotheca*, *Amplexograptus* sp., *Climacograptus* aff. *C. antiquus*, Lapworth, *Glyptograptus* sp. y *Orthograptus* sp. Espesor: 0,45 m.
3. Grauvacas verdoso amarillentas, portadoras de abundantes venillas de cuarzo coloidal. Espesor: 0,75 m.
4. Lutitas finas, oscuras, no fosilíferas. Espesor: 0,70 m.
5. Grauvacas verdoso amarillentas, con venillas de cuarzo coloidal. Espesor: 0,60 m.
6. Cuarcitas de grano fino, subhorizontales. Espesor: 0,35 m.
7. Grauvacas similares a las anteriores, subhorizontales. Espesor: 0,30 m.



Figura 2: Perfil del Ordovícico de la Quebrada La Chilca - Sierra del Tontal.

8. Lutitas finas, oscuras, estériles, subhorizontales. Espesor: 0,44 m.
9. Grauvacas cuarcíticas, subhorizontales. Espesor: 0,40 m.

Cabe destacar que los restos de graptolitos fueron hallados sólo en el primer nivel de lutitas (de abajo hacia arriba), donde hay concentraciones de rabdosomas que probablemente corresponden a tanatocenosis, que indicarían lapsos pasajeros de mínima energía ambiental. La alternancia de lutitas y areniscas grauvácicas constituyen una típica sucesión de flysch en un margen continental abierto con alta energía mecánica en las costas, que disminuiría mar adentro. Las formas halladas (*Dicranograptus* sp.; *Diplograptus* cf. *D. leptotheca*, *Amploxograptus* sp., *Climacograptus* aff. *C. antiquus*, Lapworth, *Glyptograptus* sp. y *Orthograptus* sp.) son comunes en otras localidades precordilleranas aledañas a Calingasta (como la quebrada de Alcaparrosa y la quebrada Ciento Treinta y Cuatro).

#### Conclusiones

1. Se da a conocer una nueva localidad graptolítica caradociana de la Formación Alcaparrosa, ubicada en quebrada La Chilca, Sierra de Tontal, Precordillera de San Juan.
2. Presencia de un nivel con graptolitos escandentes en el perfil estudiado, situado en el tramo de la columna estratigráfica ubicado entre el metro y metro con cuarenta y cinco centímetros del límite inferior de la secuencia.
3. La graptofauna es homologable a la descrita para el Caradociano de otras localidades precordilleranas.

#### Agradecimientos

Las tareas de campo inherentes a la investigación presente fueron llevadas a cabo durante el mes de marzo de 1985, en relación con el relevamiento de la Hoja 20 b, Calingasta. La licenciada Kerlleñevich agradece al doctor Furque (a cargo de la ejecución de la Hoja) su invitación a continuar tareas de investigación sobre el Paleozoico de Precordillera que tiempo atrás ella comenzara.

#### Lista de trabajos citados en el texto

- ANGELELLI, V., y R. TRELLES, 1938. Las alumbres de Rodeo y Barreal y los sulfatos de hierro de La Alcaparrosa (provincia de San Juan). *Bol. Obr. San. Nac.*, 2 (8): 139-158; (9): 264-279; (10): 380-393, Buenos Aires.
- APARICIO E. y A. CUERDA, 1976. Nuevos hallazgos de graptolitos en la vertiente occidental de la Precordillera de San Juan (Calingasta). *Ameghiniana, Asoc. Paleont. Arg., Rev.*, XIII (2): 159-168, Buenos Aires.
- CORTELEZZI, C., G. FURQUE y R. PAVLICEVIC, 1982. Estudio petrológico de las lavas en almohadilla del Caradociano de la zona de Rodeo, departamento Iglesia, provincia de San Juan (Argentina). *Vº Congr. Latin. Geol.*, 2: 161-172, Buenos Aires.
- CUERDA, A., 1964. Una nueva localidad con *Climacograptus aff. antiquus* Lapworth, en la Precordillera de San Juan. *Misc. Com. Inv. Cient. Prov. Bs. As.*, (1): 6-7, La Plata.
- \_\_\_\_\_ y G. FURQUE, 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En *Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Cienc.*, 455-522, Córdoba.
- \_\_\_\_\_, C. CINGOLANI y R. VARELA, 1983. Las graptofaunas de la Formación Los Sombreros, Ordovícico inferior, de la vertiente oriental de la Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana, Asoc. Paleont. Arg., Rev.*, XX, (3-4): 239-260, Buenos Aires.
- FURQUE, G. y A. CUERDA, 1979. Ordovícico argentino. *Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp., Serie "B" (didáctica y complementaria)*, (7): 1-55, Buenos Aires.
- HARRINGTON, H. y A. LEANZA, 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *Univ. Kansas, Dpto. Geol, Spec. Publ.* 1: 1-259, Lawrence.
- KERLLEÑEVICH, S., 1981. El Ordovícico en la zona de Calingasta - Precordillera de San Juan. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVI (4): 372-379, Buenos Aires.
- MESIGOS, M., 1953. El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral "Sierra de Barreal" (provincia de San Juan). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, VIII (2): 65-109, Buenos Aires.
- POZZO, A., 1948. Estudio geológico, estratigráfico y tectónico de la Precordillera, al este del río Los Patos y al sud de Calingasta. Tesis doctoral, Univ. Bs. As., Fac. Cienc. Ex. y Nat. (inéd.), Buenos Aires.
- QUARTINO, B., R. ZARDINI y A. AMOS, 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Monogr.* 1: 1-46, Buenos Aires.
- STIPANICIC, P., 1947. Estudio geológico, estratigráfico y tectónico de la Precordillera al este del río Los patos, en Sorocayense (provincia de San Juan). Tesis doctoral, Univ. Bs. As., Fac. Cienc. Ex. y Nat., (inéd.), Buenos Aires.
- TURNER, J., 1960. Faunas graptolíticas de América del Sur. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XIV (1-2): 5-180, Buenos Aires.
- VARELA, R., A. CUERDA y O. SCHAUER, 1982. Graptolitos ordovícicos en la Formación Cabeceras (vertiente occidental de la Precordillera de San Juan). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVII (4): 384-387, Buenos Aires.

Recibido: 24 de abril, 1985

Aceptado: 4 de agosto, 1986

SARA CECILIA KERLLEÑEVICH

Universidad Nacional del Sur  
Uruguay 248, Dto. 3,  
(8000) Bahía Blanca

ALFREDO CUERDA

Universidad Nacional de La Plata

Paseo del Bosque s/n,  
(1900) La Plata

# RESULTADOS GEOCRONOLOGICOS PRELIMINARES DE LAS FORMACIONES COLOHUINCUL Y HUECHULAFQUEN, PROVINCIA DE NEUQUEN

CLAUDIO ALBERTO PARICA

## Introducción

En esta contribución se dan a conocer los resultados geocronológicos preliminares obtenidos por el método rubidio-estroncio de isocronas sobre roca total, de muestras de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen. Los mismos son parte de una investigación de mayor envergadura que se lleva a cabo en la zona delimitada por los paralelos 39°30' y 40°00' latitud sur y los meridianos de 70°45' y 71°43' longitud oeste, en la provincia de Neuquén.

La comarca en estudio se ubica en la cordillera neuquina en el ámbito de la Hoja Geológica 37 a-b, Junín de Los Andes (Turner, 1973). Las formaciones parcialmente estudiadas al presente, son: Colohuincul (Turner, 1965), en la margen sur, extremo occidental del lago Curruhué Grande (38°51'S y 71°31'O) y Huechulafquen (Turner, 1965), sobre la margen norte del lago homónimo y a ambos lados del arroyo de las Tierras Coloradas (39°45'30"S y 71°24'30"O). La ubicación de las dos zonas investigadas se presenta en la figura 1.

Si bien las edades radimétricas halladas tienen valor preliminar y deben ser confirmadas con un mayor número de determinaciones, los valores hallados y el hecho de ser los primeros para la comarca en estudio, justifican, a juicio del autor, su publicación.

## Litología y correlaciones

### Formación Colohuincul

Dentro de esta unidad se incluyen rocas ecintíticas en general, a las que Turner (1965) en forma tentativa asignó edad Precámbrico o Paleozoico inferior.

Debe destacarse que por su parte Volkheimer (1964) definió la Formación Cushman para rocas similares de bajo y mediano grado de metamorfismo, que afloran en el dominio extra-andino de Neuquén y también en áreas del llamado macizo Nord-patagónico, Cazau (1980) y Digregorio y Uliana (1980) asimilaron esta Formación a la F. Colohuincul, atribuyendo al conjunto una edad pre-carbónica.

Finalmente, González Díaz (1982) sobre la base de relaciones estratigráficas ubicó a ambas Formaciones en el Precámbrico superior o Paleozoico inferior.

### Formación Huechulafquen

Está constituida por rocas graníticas en general y migmatitas, que según Turner (1965), podrían ser diferenciadas en un estudio más detallado, lo que se halla en ejecución por el autor.

Diversos autores como Wehrli (1899), Martínez (1958), Bancho (1958), Coro (1957) y Turner (1965), asignaron a este conjunto una edad Precámbrica superior o Paleozoico inferior. Sin embargo otros investigadores presentaron otros puntos de vista, como Groeber (1942) que relaciona estas plutonitas con los movimientos hercínicos o Ljunger (1931) que las ubica en la denominada "Serie Granodiorítica" al comienzo de la orogenia andina durante el Malm.

### Edades radimétricas obtenidas

Para la Formación Colohuincul se muestrearon esquistos y gneises con buen grado de conservación, en el extremo sudoeste

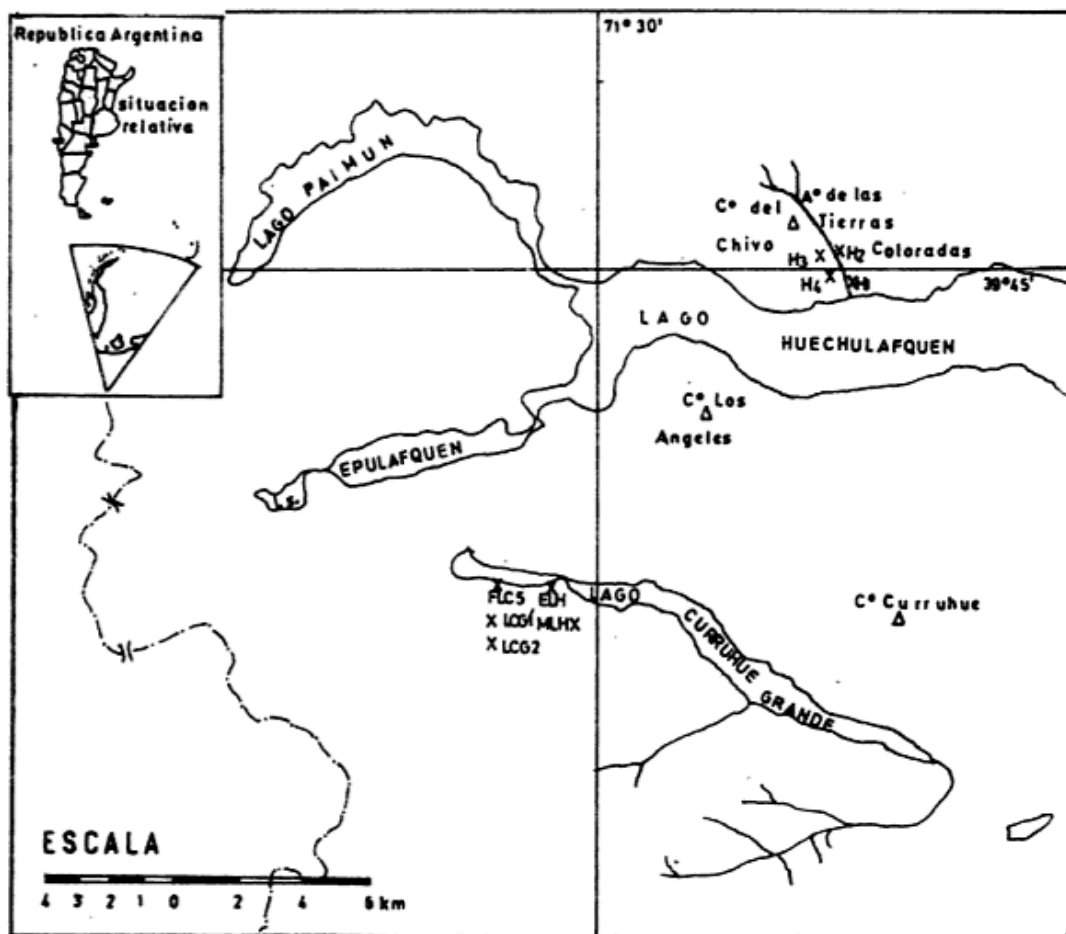


Figura 1: Plano de ubicación. Referencias: X, Ubicación de la muestra; H-FLC 5, Denominación de la muestra.

del lago Curruhué Grande. Los resultados analíticos obtenidos sobre cinco muestras se dan a conocer en el cuadro I.

Sobre la base de estos datos y por medio de un programa de computación, se construyó la recta isocrona correspondiente (figura 2), la que arrojó una edad de  $714 \pm 10$  Ma, con una relación inicial  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7047 \pm 0,0001$ . El coeficiente de regresión para esta isocrona es de 0,9997, lo que indica una buena alineación de todas las muestras sobre esta recta, la desviación media de 0,0367 por su parte indica una

pequeña dispersión de los valores analíticos hallados.

Para la formación Huechulafquen se muestreó un cuerpo granodiorítico hornblendífero, aflorante en la margen norte del lago del mismo nombre. Los resultados analíticos obtenidos para cuatro muestras, se presentan en el cuadro II.

Los datos analíticos permitieron, como en el caso anterior, obtener una isocrona que arrojó una edad de  $116 \pm 12$  Ma, con una relación inicial  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7076 \pm 0,0003$ . En este caso el coeficiente

ARb N°	N° Campo	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
0650	ELH	72	297	$0.7110 \pm 0.0004$	$0.62 \pm 0.019$
0651	MLH	85	402	$0.7109 \pm 0.0004$	$0.60 \pm 0.018$
0652	LCG1	69	252	$0.7125 \pm 0.0004$	$0.77 \pm 0.023$
0653	LCG2	12	459	$0.7054 \pm 0.0004$	$0.07 \pm 0.0002$
0654	FLC5	100	284	$0.7085 \pm 0.0004$	$0.36 \pm 0.011$

Cuadro I: Datos analíticos obtenidos por medio del método rubidio-estroncio para muestras de la Formación Colohuincul.



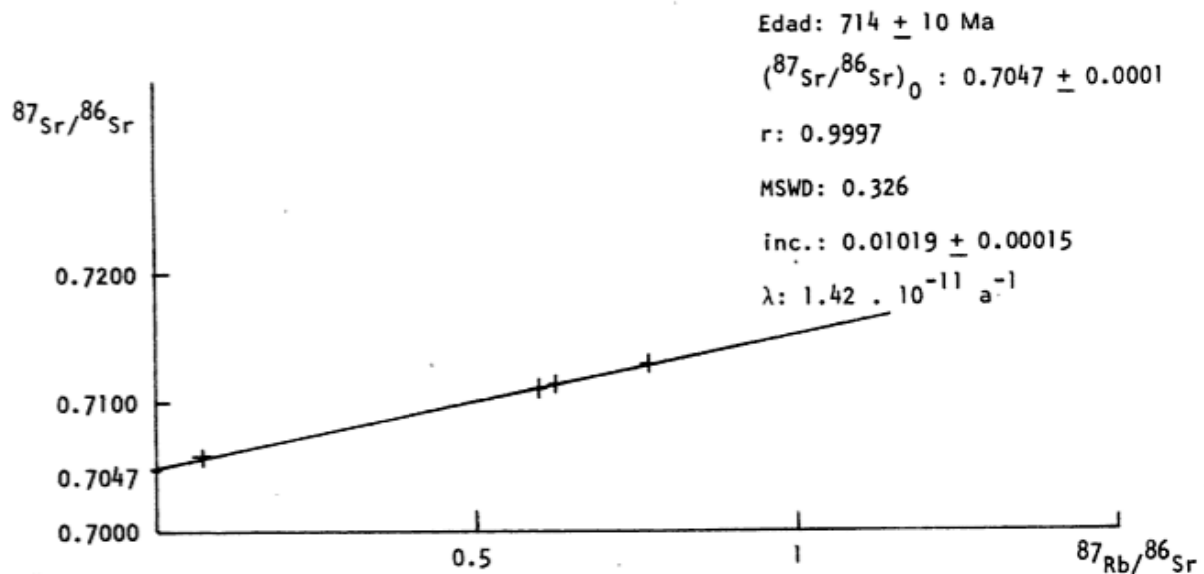


Figura 2: Isocrona rubidio-estroncio sobre roca total para las muestras de la Formación Colohuincul.

de regresión es de 0,9904, que indica una alineación no tan buena como en las muestras de la Formación Colohuincul, mientras que la desviación media señala una mayor dispersión de los resultados.

#### Discusión de los resultados y conclusiones

##### Formación Colohuincul

La edad aquí presentada de  $714 \pm 10$  Ma es la primera en ese orden de magnitud, para la comarca en estudio y asimismo, es comparable con las conocidas para afloramientos de rocas similares en el ámbito extra-andino, distantes no más de 60 km del aquí datado. Linares (en Ostera, 1983) obtuvo para la Formación Cushamen, que como se señalara se homologa a la estudiada, una edad de  $626 \pm 42$  Ma, para rocas aflorantes unos 70 km al suroeste de Piedra del Aguila, sobre la ruta nacional 237.

Por su parte, Ostera (1983), Cagnoni (1983) y Do Campo (1983), para rocas similares que aparecen en la zona de la estancia Collón Cura, presentan una edad rubidio-estroncio de  $462 \pm 40$  Ma. La datación

por el método potasio-argón sobre anfíbol de las mismas rocas, arrojó un valor de  $449 \pm 20$  Ma y el primero de los autores citados menciona otra edad potasio-argón sobre el anfíbol + biotita, de  $440 \pm 20$  Ma para un cuerpo tonalítico cuya relación con la roca encajante se desconoce.

Los datos precedentes, si bien deben ser tomados en cuenta, pueden representar un fenómeno posterior de homogenización isotópica que tuvo lugar en el Ordovício-Silúrico como lo señala Ostera (op. cit.). Este autor concluye que estos cuerpos tonalíticos pueden ser de origen tardío-orogénicos y representantes de la fase final de un evento metamórfico-magmático de edad Ordovícico-Silúrico inferior, correspondiente a la fase oclóyica.

Si bien hasta el presente las edades precámbricas son escasas tanto para esta formación, como así también para su homóloga (Formación Cushamen), ellas son de interés y permiten señalar la presencia de procesos metamórficos a partir del precámbrico superior, lo que será necesario confirmar con investigaciones de mayor detalle que se hallan en ejecución.

ARb N°	N° Campo	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$
0612	H 1	174	159	$0.7129 \pm 0.0004$	$3.09 \pm 0.093$
0613	H 2	87	116	$0.7110 \pm 0.0004$	$2.12 \pm 0.064$
0615	H 4	45	327	$0.7090 \pm 0.0004$	$0.69 \pm 0.019$
0616	H 6	89	171	$0.7098 \pm 0.0004$	$1.47 \pm 0.044$

Cuadro II: Resultados analíticos por el método rubidio-estroncio de muestras de la Formación Huechulafquen.

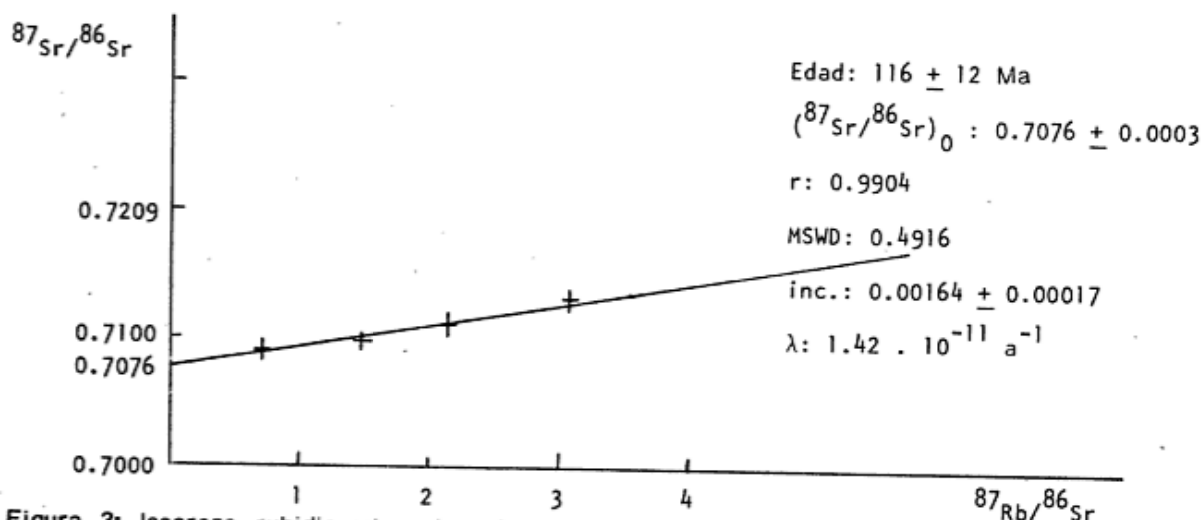


Figura 3: Isocrona rubidio-estroncio sobre roca total de las muestras de la Formación Huechulafquen.

### Formación Huechulafquen

La edad determinada para esta Formación de  $116 \pm 12$  Ma, primera en ese rango en el área, concuerda con lo ya señalado por González Díaz (1982). Este autor prolonga hacia el norte la faja de granitoides cretácicos de ubicación más meridional, sobre la base de edades rubidio-estroncio comprendidas entre 70 y 136 Ma y de otras halladas por potasio-argón entre 100 y 150 millones de años.

El valor aquí mostrado, no presenta argumentos en contrario, ya que el cuerpo granodiorítico datado se halla cubierto por rocas de la Formación Auca Pan, que según Turner (1965) es de edad eocena. Esto último fue parcialmente confirmado por Rapela et al., (1983) al incorporar esta Formación a la Serie Andesítica, sobre la base de una edad de  $33 \pm 2$  Ma hallada para una andesita ácida en las cercanías de su localidad tipo.

Sin embargo, en otras zonas como ser estancia Santa Amalia sobre el río Catan Lil, arroyo Maitenes, cerro León y Pilolil, la Formación Huechulafquen se halla cubier-

ta por la Formación Aluminé a la que Turner (1965) le asignó edad triásica, lo que fue confirmado por Rapela et al. (op. cit.) al obtener una edad de  $201 \pm 10$  Ma para una dacita. En este caso, la Formación Huechulafquen pertenecería al Paleozoico.

Lo indicado precedentemente abriría un interrogante acerca de la posición estratigráfica de esta formación. El autor se inclina a suponer la existencia de más de un evento magmático incluido dentro de la misma: uno de edad cretácica y otro paleozoico. Estudios en realización tratarán de verificar la hipótesis aquí expuesta.

### Agradecimientos

Se desea agradecer al Dr. Enrique Linares la lectura del manuscrito y la discusión de los resultados, a los integrantes del laboratorio rubidio-estroncio del INGEIS, al Dr. Carlos Latorre, a la Dirección de Parques Nacionales por el apoyo brindado, ya que el área de trabajo se encuentra dentro del Parque Nacional Lanín y a la Srta. Vilma Santinon por el mecanografiado del original.

### Lista de trabajos citados en el texto

BANCHERO, J. C., 1958. Informe geológico de las cartas Catán Lil, Junín de los Andes, Paimón y Volcán Lanín. Secr. Ejér. Direc. Gral. Ing., (Inéd.), Buenos Aires.  
CAGNONI, M. C., 1983. Geología y Geocronología de la quebrada de "Las Buitreras", departamento Collón Cura, provincia de Neuquén. Trabajo final de licenciatura, Fac. Cs. Exactas y Naturales, UBA, (Inéd.), Buenos Aires.  
CAZAU, L. B., 1980. Cuenca de Niriuhau-Norquinco-Cushamen. En IIº Simposio de Geología Regional Argentina, Acad. Nac. de Cienc., II: 1149-1230, Córdoba.  
COCO, A. L., 1957. Informe Geológico de las Cartas Fortín 1º y Quillén, Aluminé y Lago Norquinco. Secr. Ejér., Direc. Gral. Ing. (Inéd.), Buenos Aires.  
DIGREGORIO, J. H. y M. A. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. En IIº Simposio de Geología Regional Argentina, Acad. Nac. de Cienc., II: 985-1032, Córdoba.

DO CAMPO, M. D., 1983. Geología y Geocronología de la quebrada del "Puesto Nº 4" o "Corral de Alambre", departamento Collón Cura, provincia de Neuquén. Trabajo final de licenciatura, Fac. Cs. Exactas y Naturales, UBA, (Inéd.), Buenos Aires.  
GONZALEZ DIAZ, E. F., 1982. Chronological zonation of granitic plutonism in the Northern Patagonian Andes: the migration of intrusive cycles. Earth Sci. Rev., 18: 365-393, Amsterdam.  
GROEBER, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41º a 44º y entre los meridianos 69º a 71º. Iº Congr. Panam. Ing. Min. y Geol., An. II: 368-379, Santiago de Chile.  
LJUNGER, E., 1931. Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera. Vorläufige Mitterlung über Staatliche Arbeiten am see Nahuel Huapi in Dem Argentinischen National Park Unter dem 41 Breitegrad. Geol.

- Inst. Un. Upsala, Bull XXIII: 203-242, Upsala. En Dessanti, E. L., 1972. Andes Patagónicos Septentrionales. 1º Simp. Geol. Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc., 655-487, Córdoba.
- MARTINEZ, C. G., 1958. Informe geológico de las cartas San Martín de los Andes y Hua Hum. Secr. Ejér., Direc. Gral. Ing., (inéd.), Buenos Aires.
- OSTERA, H. A., 1983. Geología y Geocronología de la quebrada "El Manzano", departamento Collón Cura, provincia de Neuquén. Trabajo final de licenciatura, Fac. Cs. Exactas y Naturales, UBA (inéd.), Buenos Aires.
- RAPELA, W. W., L. A. SPALLETI y C. J. MERODIO, 1983. Evolución magmática y geotectónica de la "Serie Andesítica" Andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Nordpatagónica. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (3-4): 469-484, Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1965. Estratigrafía de la comarca Junín de los Andes (Neuquén). Acad. Nac. Cienc., Bol. 44: 5-51, Córdoba.
- \_\_\_\_\_, 1973. Descripción geológica de la Hoja 37 a-b, Junín de los Andes, provincia de Neuquén. Serv. Geol. Nac., Bol. 138, Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W., 1964. Estratigrafía de la zona extra-Andina del departamento de Cushamen (Chubut), entre los paralelos 42° y 43° y los meridianos 70° y 71°. Asoc. Geol. Arg., Rev., XIX (2): 85-107, Buenos Aires.
- WEHRLI, L., 1899. Rapport préliminaire sur mon expedition géologique dans la Cordillere argentine-chilienne du 40° et 41° lat. sud (région Nahuel Huapi). Mus. La Plata, Rev. IX: 223-252, La Plata.

Recibido: 3 de mayo, 1985

Aceptado: 5 de octubre, 1985

CLAUDIO ALBERTO PARICA

INGEIS

Departamento de Ciencias Geológicas,  
FCEN-UBA.

Contribución N° 83 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), dependiente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

# HALLAZGO DE BASAMENTO IGNEO-METAMORFICO EN EL BAJO DE LA LEONA, DEPARTAMENTO DESEADO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

MARCELO J. MARQUEZ Y JOSE L. PANZA

Durante las tareas de campaña realizadas en el área de reserva "La Leona" del Plan Patagonia-Comahue, uno de los autores (M. J. M.) localizó un nuevo afloramiento de rocas metamórficas en el Macizo del Deseado. En ocasión del levantamiento por el otro autor (J. L. P.) de la Hoja Geológica 54 f "Bajo de la Leona" de la carta geológico-económica a escala 1:200.000 que viene realizando el Servicio Geológico Nacional, se procedió al reconocimiento y muestreo de los terrenos en cuestión.

El nuevo afloramiento se encuentra en el sector de la laguna Larga, unos dos kilómetros al sur del pique de la mina "La Leona", y a unos 35 km al este de Tres Cerros, por la huella de acceso a la estancia La Leona (véase mapa de ubicación adjunto).

Litológicamente el afloramiento de rocas de basamento está compuesto por esquistos cuarzo-feldespáticos, esquistos micáceos, cuarcitas, gneisses y migmatitas tonalíticas, asociadas a plutonitas de la misma composición. Todas estas rocas están afectadas en grado variable por inyección magmática de naturaleza cuarzosa y granítica.

Este cuerpo posee una forma aproximadamente oval y de reducidas dimensiones, con un largo máximo de unos 1800 metros y un ancho que no supera los 700 metros. Las exposiciones son muy poco notables, desconectadas y apenas sobresalientes en el terreno, debido a la gran cubierta de regolito y materiales modernos que las enmascaran parcialmente.

Se trata de un colgajo de rocas de basamento correspondientes a la caja de las

granodioritas y granitos triásicos (Formación La Leona) que en él se emplazan. Delgados diques de leucogranitos y aplitas triásicos atraviesan en forma discordante a las metamorfitas. El contacto es probablemente del tipo frío, sin evidencias mesoscópicas de efectos de contacto, aunque es claro el control ejercido por la estructura de las rocas metamórficas. El límite oriental del afloramiento se encuentra en contacto tectónico con ignimbritas jurásicas (Formación Chon Aike).

El rumbo general de las estructuras metamórficas (fundamentalmente esquistosidad), tiene valores entre N15°E y N15°O, con inclinación marcada al este y hasta subvertical. La inyección posterior es concordante con este rumbo.

Las rocas esquistosas son de color gris verdoso a gris oscuro y verde negruzco de acuerdo con el contenido de melanosoma, que es fundamentalmente micáceo (biotita, clorita), con marcada orientación de las laminillas; en ocasiones hay también cristales de anfiboles de hasta 0,5 mm de longitud. La esquistosidad está incipiente a moderadamente desarrollada, y en pocas ocasiones puede apreciarse un bandeo de segregación en bandas oscuras micáceas y claras cuarzo-feldespáticas, que puede llegar a estar suavemente plegado.

En cuanto a las rocas gnéissicas, son granosas de grano en general grueso, coloración más clara y con un contenido mucho mayor de material cuarzo-feldespático distribuido en bandas gris claras que se alternan con las verde oscuras con mayor contenido de mafitos. Son rocas en las que no hay desarrollo de estructuras planares, e incluso la foliación está poco marcada.

Los esquistos y gneisses suelen estar

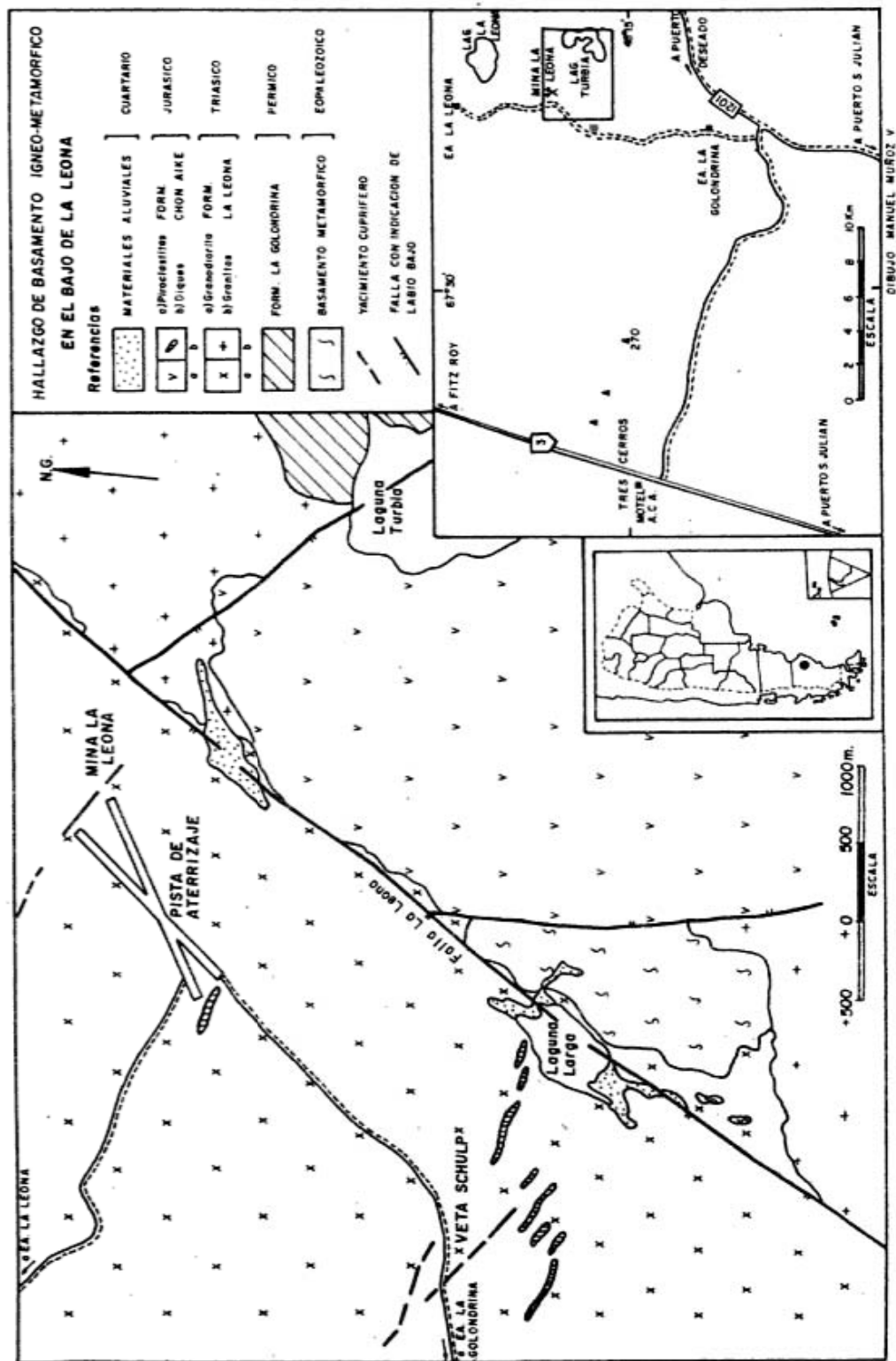


Figura 1: Mapa geológico

afectados por una inyección cuarzo-feldespática tardío-cinemática que en la mayoría de los casos es concordante con la esquistosidad pero que otras veces se resuelve como venas o venillas discordantes de hasta un centímetro de espesor o bien como "ojos" de mayor tamaño.

Las migmatitas presentan una mayor diferenciación del bandeado de segregación, si bien a veces esto es poco evidente, manifestándose solamente grandes cristales de plagioclasa constituyendo típicas embrequititas. Son de grano bastante grueso y en ocasiones se observa claramente el pasaje gradacional hacia rocas de composición tonalítica de típica textura granosa gruesa, en las que las laminillas de biotita se disponen siguiendo una orientación bastante definida (subparalela a la esquistosidad general).

Se encuentran asimismo cuarcitas de grano fino y color gris claro, si bien en superficie meteorizada adquieren tonalidades rojizas por la presencia de compuestos férricos.

Todo este conjunto de rocas sería el resultado de un metamorfismo de tipo regional de grado moderado. Por la paragénesis mineral se está en una facies de esquistos verdes de grado alto a facies de anfibolitas epidóticas. Este metamorfismo habría afectado a secuencias de areniscas cuarzo-feldespáticas, muy poco pelíticas, e incluso probablemente también a rocas tobáceas y/o volcánicas porfíricas.

Rocas plutónicas de composición tonalítica constituyen el extremo de mayor movilización metamórfica del evento granitizante que, partiendo desde secuencias esquistosas, pasa gradual e insensiblemente a gneisses y migmatitas tonalíticas. Las tonalitas se caracterizan por ser rocas gris verdoso oscuras, de grano grueso y sin ninguna orientación de los componentes (biotita, anfíboles y minerales félsicos), que se presentan con disposición irregular. Estas tonalitas sintectónicas constituirían pequeños cuerpos de límites indefinidos y de muy reducido espesor (desde centímetros hasta dos y tres metros).

Con respecto a las rocas de composición granítica asimismo encontradas, se trata sin dudas de un evento post-tectónico frente al episodio metamórfico. Se presentan normalmente como diques o pequeñas masas. Se trata de leucogranitos de color rosado claro, de textura granosa gruesa y con variada cantidad de biotita. Las laminillas micáceas se encuentran moderadamente orientadas en forma subparalela a la esquistosidad general de las metamorfitas.

Estas plutonitas tienen en el campo una presentación similar a los granitos triásicos,

pero se diferencian de éstos por ser algo más oscuras debido a la mayor abundancia de micas, y fundamentalmente por la orientación de éstas paralelamente a la esquistosidad de la roca de caja.

Con este nuevo hallazgo se amplía el conocimiento geológico con respecto al Basamento Eopaleozoico (o Substrato Preantracólfico) de Lesta y Ferello (1972) y de De Giusto et al. (1980). El asomo en cuestión se asemeja notablemente, por forma de yacencia y asociación litológica, con los descritos por Chebli y Ferello (1974) para el área de estancia Tres Hermanas, y por Viera y Pezzuchi (1976) en estancia Dos Hermanos, ambas localidades al norte del Bajo de la Leona.

De acuerdo a las consideraciones efectuadas por Pezzuchi (1978) y por De Giusto et al. (1980) se ubica a las metamorfitas y tonalitas de  $545 \pm 15$  Ma próximas al límite Precámbrico-Cámbrico. Las rocas graníticas han sido asignadas tentativamente al Silúrico por comparación con los leucogranitos descritos por Chebli y Ferello (1974), ya que una datación radimétrica sobre los mismos arrojó una edad de  $406 \pm 10$  Ma (De Giusto et al., 1980), que correspondería al Silúrico superior.

Los autores agradecen al Dr. Luis Dalla Salda por los valiosos comentarios efectuados.

#### Lista de trabajos citados en el texto

- CHEBLI, G. y R. FERELLO, 1974. Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, (Nota Breve), XXIX (4) 479-481, Buenos Aires.
- DE GIUSTO, J. M., C. DI PERSIA y E. PEZZI, 1980. Nesocratón del Deseado, en II Simp. de Geología Regional Argentina. *Acad. Nac. Ciencias*, II: 1389-1430, Córdoba.
- LESTA, P. y R. FERELLO, 1972. Región extraandina de Chubut y Norte de Santa Cruz, en Leanza, A. F. (ed.): *Geol. Regional Argentina*. *Acad. Nac. Ciencias*, 601-653, Córdoba.
- PEZZUCHI, H., 1978. Estudio geológico de la zona de estancia Dos Hermanos, estancia 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral, Univ. Nac. de La Plata, (inéd.), La Plata.
- VIERA, R. y H. PEZZUCHI, 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Extraandina, estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, (Nota Breve), XXXI (4): 281-283, Buenos Aires.

Recibido: 5 de setiembre, 1985  
Aceptado: 7 de abril, 1986

MARCELO J. MARQUEZ  
Plan Patagonia-Comahue  
Barrio Don Bosco  
Km 8 - 9000 - Comodoro Rivadavia

JOSE LUIS PANZA  
Servicio Geológico Nacional  
Av. Santa Fe 1548 - P. B.  
1060 - Buenos Aires

## PHANEROZOIC SEDIMENTARY PHOSPHATES FROM ARGENTINA

H. A. LEANZA\*, A. T. SPIEGELMAN\*\*, C. A. HUGO\*\*, O. MASTANDREA\*\* Y J. C. OBLITAS\*\*

The Argentine Republic have 18 marine basins and/or sedimentation areas with potential possibilities in containing phosphate deposits, which together occupy 631.170 km<sup>2</sup> of its continental surface. Of this, 355.280 km<sup>2</sup> have been prospected, that is 55 % of the original planned program.

As a rule, sedimentary basins are mostly of shallow waters and phosphogenesis took place in restricted areas from the open sea. With the exception of Paleozoic, most of the basins or sedimentation areas were occupying paleolatitudinal positions below 40° south, thus constituting limiting factors in finding economic phosphates deposits. In some basins prospection has already been finalized, in others it was partially done, remaining still basins to be prospected.

Up to the present moment, phosphate bearing rocks were found in Phanerozoic strata as follows:

**Paleozoic:** 1) Middle-Upper Ordovician from "Serie Cuarcítica", Jujuy (Lingula bearing rocks from Labrado and Centinela Fms.), 2) Silurian-Lower Devonian from San Juan Precordillera (Los Espejos and Talacasto Fms.), 3) Lower Devonian from Sierra Grande, Río Negro (Sierra Grande Fm.).

**Mesozoic:** 1) Triassic continental Cacheuta basin, Mendoza (Cacheuta Fm.) 2) Jurassic-Cretaceous boundary from Neuquén and Mendoza basin (Vaca Muerta Fm.), 3) Upper Cretaceous from Austral basin, Santa Cruz (Las Hayas and Mata Amarilla Fms.).

**Cenozoic:** 1) Early Paleocene Salamanca Formation, Chubut, 2) Late Paleocene Río Chico Formation, Chubut, 3) Upper Eocene-Oligocene Patagonia Formation.

Recent guano deposits are also known in islands near the atlantic coast.

The phosphates deposits and occurrences herein described appear at first sight to have no present day economic value in comparisson with extremely important mined phosphate deposits over the world, but development of technology to produce phosphate from uneconomic deposits may occur in a near future, even by using raw phosphate rock directly on cultivable surfaces.

Hypothesis regarding the genesis of Argentine sedimentary phosphates are still in some cases tentative, and may be the subject of further research.

Phosphate Deposits of the World, Volume II. University of Cambridge Press (en prensa). I.G.C.P. Project Nº 156 - Phosphorites.

\* Secretaria de Minería y CONICET

\*\* Secretaría de Minería

# ISOTOPOS DE AZUFRE: SU DETERMINACION EN MATERIALES NATURALES Y APLICACIONES A LA GEOLOGIA

HECTOR O. PANARELLO Y C. DAPEÑA

## INTRODUCCION

El azufre es de especial interés en el campo de la Geología porque está presente en todos los ambientes naturales (litósfera, biósfera, atmósfera, etc.). Es el no metal dominante en la mayoría de los depósitos minerales y muestra un amplio rango de variación en su composición isotópica. Como esta variación en los diversos ambientes geológicos es el resultado de su historia geoquímica, el entendimiento de su distribución y comportamiento mediante la medición de las relaciones isotópicas en esos materiales puede aportar nuevos datos al origen y modo de formación de ciertas rocas y minerales y puede hacer posible la clarificación de muchos procesos geológicos.

Este trabajo forma parte de las investigaciones realizadas por el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) referentes al estudio de la génesis de yacimientos y rocas por medio de la utilización de los isótopos estables de elementos livianos como hidrógeno, carbono, oxígeno y azufre.

Linares (1966, 1968a, 1968b) efectuó los primeros análisis de isótopos del azufre sobre muestras de yacimientos argentinos en el Laboratorio de Geología Económica de la Universidad de Yale, EE.UU. utilizando el método de oxidación mediante corriente de oxígeno (Thode et al., 1949). Los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  obtenidos por ese autor en aquella oportunidad no son comparables con los hallados en INGEIS, ya que los estándares internos utilizados aún no han sido comparados con los internacionales.

En páginas posteriores se presentan los mecanismos de fraccionamiento isotópico

y se da a conocer la técnica experimental para la medición de los isótopos del azufre aplicada en el Laboratorio de Isótopos Estables del INGEIS. Asimismo, se dan a conocer los primeros resultados obtenidos sobre muestras naturales.

## FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO DEL AZUFRE

### Mecanismos de fraccionamiento isotópico

Las evidencias teóricas y experimentales demuestran que las variaciones en la abundancia isotópica del azufre son causadas por fraccionamiento durante procesos geológicos y biológicos. Puesto que los isótopos  $^{32}\text{S}$  y  $^{34}\text{S}$  son mayoritarios, conviene expresar la "abundancia relativa" mediante la relación  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ .

El fraccionamiento isotópico se produce por pequeñas variaciones en el comportamiento de los distintos isótopos debidas a diferencias en sus masas atómicas y causan modificaciones en sus propiedades físico-químicas. En el caso de los isótopos del azufre en la naturaleza, está gobernado fundamentalmente por dos procesos principales: a) el intercambio isotópico en equilibrio, b) el efecto cinético y en menor escala, c) los efectos físicos como la evaporación-condensación y la difusión.

a) En las reacciones de intercambio isotópico en equilibrio entre iones y moléculas, el isótopo pesado ( $^{34}\text{S}$ ) se concentra generalmente en los compuestos que tienen el estado mayor de oxidación (es decir que hay un orden definido de concentración del isótopo pesado en los compuestos con el estado de oxidación mayor) (Tudge y Thode, 1950). El factor de fraccionamiento es mayor a medida que la diferencia de los esta-



dos de oxidación entre los compuestos participantes es más pronunciada. Además, es importante destacar la dependencia térmica de los factores de fraccionamiento: a mayor temperatura menor fraccionamiento y viceversa (Sakai, 1957).

Sakai (op. cit.) también señaló el fraccionamiento en equilibrio entre sulfuros coexistentes. Estas observaciones fueron la base para el desarrollo de la geotermometría basada en los isótopos del azufre, es decir que el fraccionamiento de los isótopos del azufre entre minerales cogenéticos en equilibrio es un indicador de la temperatura de cristalización.

b) Los efectos cinéticos se producen en reacciones rápidas donde no se alcanza el equilibrio isotópico, tanto en procesos químicos inorgánicos como en sistemas biológicos durante la reducción del sulfato a sulfuro. Son causados por diferencias en la velocidad de ruptura de la unión S—O en las moléculas  $^{32}\text{SO}_4^{2-}$  y  $^{34}\text{SO}_4^{2-}$ , de modo que el isótopo liviano ( $^{32}\text{S}$ ) reacciona más rápidamente que el isótopo pesado ( $^{34}\text{S}$ ) (Harrison y Thode, 1957; 1958), dejando al sistema enriquecido en este último.

En los sistemas biológicos, donde se producen las mayores variaciones en la composición isotópica del azufre, la reducción del sulfato se realiza por la acción de bacterias anaeróbicas. El grupo más distintivo de microorganismos es el *Desulfovibrio desulfuricans*, típico de ambientes estrictamente anóxicos y que utilizan el ión sulfato como fuente de oxígeno para su metabolismo. A causa de su naturaleza heterotrófica no pueden utilizar el  $\text{H}_2\text{S}$  producido para biosíntesis y lo liberan al ambiente. En estos sistemas la extensión del fraccionamiento es variable y depende de muchos factores a saber: disponibilidad de sulfato, temperatura, población de bacterias, nutrientes, pH, etc. En general se puede establecer que el grado de fraccionamiento es inversamente proporcional a la velocidad de reducción de sulfato.

c) Respecto a los efectos físicos como la evaporación-condensación y la difusión, hay divergencia (Senftle y Bracken, 1955; Ames, 1961; etc.) en si estos procesos producen o no fraccionamiento isotópico.

#### Distribución de los isótopos del azufre en materiales diversos

En la naturaleza se han observado variaciones en la abundancia de los isótopos del azufre del 150 ‰. Esto permitió agrupar a los materiales terrestres de acuerdo a su contenido isotópico, expresado en  $\delta^{34}\text{S}$  \* como se presenta en la figura 1 (Linares, 1968; Thode y Rees, 1970; Hoefs, 1973; Dapeña, 1983) y que ya fueron tratados

por Linares (1968b).

### TECNICAS DE MEDICION

#### Métodos para la medición de la relación isotópica $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$

De los varios métodos utilizados para la determinación de rutina de la relación isotópica  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  se han seleccionado fundamentalmente los tres más viables a nuestro criterio (dos usan como gas de medición  $\text{SO}_2$  y el tercero  $\text{SF}_6$ ):

1. Oxidación en corriente de oxígeno (Thode et al., 1949);
2. Oxidación con pentóxido de vanadio,  $\text{V}_2\text{O}_5$  (Ricke, 1964);
3. Oxidación con trifluoruro de bromo,  $\text{BrF}_3$  (Puchelt et al., 1971).

En el cuadro I se comparan las técnicas de preparación y medición de estos métodos.

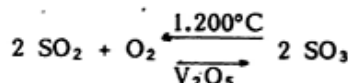
#### Técnica utilizada en INGEIS

La técnica que se describe, instrumentada en INGEIS, es en esencia la desarrollada por Ricke (1964).

La elección del método se realizó por su fácil operabilidad y reproducibilidad; además, permite el procesamiento de 10 o más muestras diarias y éstas después de procesadas se pueden guardar durante largo tiempo (en ampollas) sin sufrir alteraciones o fraccionamiento.

El método de Ricke (1964) consiste en la oxidación del sulfuro a  $\text{SO}_2$  mediante la utilización de un fuerte agente oxidante ( $\text{V}_2\text{O}_5$ ) de acuerdo a lo siguiente:

0,15 mmoles de sulfuro se muelen a malla 100 - 150 y se mezclan íntimamente con 80 - 100 mg de pentóxido de vanadio ( $\text{V}_2\text{O}_5$ ) en una ampolla de Vycor\*. Se desgasifica y deshidrata a  $150^\circ\text{C}$  bajo alto vacío durante una noche vinculando las ampollas al sistema de vacío mediante tubo de P.V.C. flexible, como se ve en la figura 2. Finalizado este proceso se sellan las ampollas a la llama de soplete y se las calcina en una mufla a  $1.200^\circ\text{C}$ . A esta temperatura el equilibrio



se encuentra desplazado hacia la izquierda y se evita la presencia de  $\text{SO}_3$  en la muestra. A fin de mantener la relación  $\text{SO}_2/\text{SO}_3$  de equilibrio a  $1.200^\circ\text{C}$  se enfría súbitamente la ampolla por contacto con un disipador de aluminio.

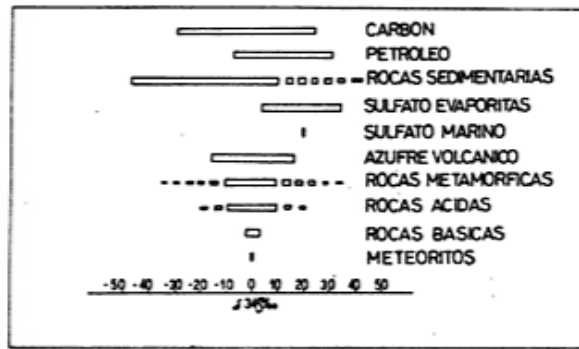


Figura 1: Variaciones del contenido  $\delta^{34}\text{S}$  para diversos materiales (modificado de Thode y Rees, 1970; Hoefs, 1973).

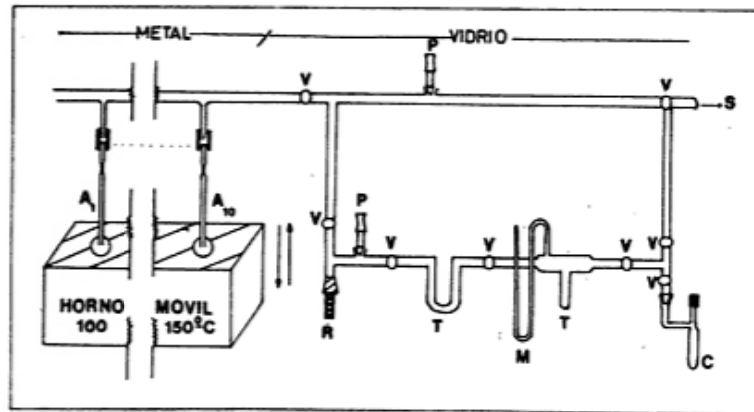


Figura 2: Sistema de extracción de  $\text{SO}_2$  (gas) de sulfuros y azufre elemental.  $A_1$ - $A_2$ : ampollas de cuarzo (muestra +  $\text{V}_2\text{O}_5$ ); P: medidor de vacío Pirani; V: válvulas de alto vacío; T: trampas frías ( $\text{N}_2$  y hielo seco); R: sistema rompe ampollas metálico; M: manómetro; C: colector; S: sistema de alto vacío.

Las ampollas, a diferencia de Ricke (op. cit.) que las lleva directamente al espectrómetro después de la combustión, se incorporan a un sistema de vacío rompiéndolas en la línea de purificación mediante un dispositivo especialmente diseñado para este fin. El  $\text{SO}_2$  se purifica por eliminación de gases livianos  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ , Ar, etc. que eventualmente pueden estar presentes y se transfiere, entrampándolo con nitrógeno líquido, a un colector estándar.

Si las muestras son de sulfatos se las reduce primeramente a un sulfuro ( $\text{CdS}$ ) por acción de una solución de HI, HCl y  $\text{H}_3\text{PO}_2$  de acuerdo con la técnica de Thode et al. (1961) y detallada en Linares (1968b). Los sulfuros así preparados son tratados posteriormente de acuerdo con el método ya descrito.

El gas obtenido se mide contra una referencia de  $\text{SO}_2$  en un espectrómetro de masas Micromass modelo 602-D de doble colector y válvula conmutadora tipo McKinney y su relación isotópica se calcula de acuerdo con la técnica descrita por Panarello et al. (1980).

### Expresión de los resultados

Los resultados obtenidos se expresan como  $\delta^{34}\text{S}$  definido como:

$$\delta^{34}\text{S} = 1.000 \frac{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_M - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_E}{(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_E} \text{‰}$$

donde:

$\delta^{34}\text{S}$ : enriquecimiento isotópico en partes por mil.

$(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_M$ : relación isotópica en la muestra.

$(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_E$ : relación isotópica en el estándar C.D.T.

Un valor  $\delta^{34}\text{S}$  positivo indica que la abundancia del isótopo pesado ( $^{34}\text{S}$ ) es mayor en la muestra que en el estándar, mientras que un valor negativo señala lo contrario.

El error analítico es de  $\pm 0,3 \text{‰}$  (1 $\sigma$ ).

### Estándares utilizados

El estándar internacional aceptado es C.D.T. Canyon Diablo Troilite (Troilita del meteorito del Cañon del Diablo, Arizona - EE.UU.) (Ault y Jensen, 1963). Su relación  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  es  $0,0450 \pm 0,0002$ . Actualmente el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) distribuye dos estándares para intercalibración de laboratorios:

OGS, sulfato de bario precipitado de agua oceánica, cuyo  $\delta^{34}\text{S}$  es igual aproximadamente a  $+20\text{‰}$  vs C.D.T., y

Soufre du Lacq, cuyo  $\delta^{34}\text{S} = +15,8\text{‰}$  con  $\sigma \approx 1$  (valor calculado promedio de siete laboratorios: OIEA, 1983).

En INGEIS se usa como estándar interno el sulfato de bario precipitado de agua de mar en este Instituto y para el cual se adopta un valor de  $\delta^{34}\text{S} = +20,0\text{‰}$  vs C.D.T.\* aunque en el futuro se ajustará de acuerdo con los estándares de la OIEA.

Esta incertidumbre en el estándar de INGEIS no perjudica la evaluación de la reproducibilidad del método ni introduce errores de significación en la mayoría de los estudios isotópicos a realizarse.

Como la medición por espectrometría de masas se realiza midiendo la relación 66/64 y no 34/32 (la masa 66 está compuesta por  $^{34}\text{S}^{16}\text{O}^{16}\text{O} + ^{32}\text{S}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$  principalmente) es necesario tener en cuenta el aporte de la molécula parásita que contiene  $^{18}\text{O}$ . Teniendo en cuenta el  $\delta^{18}\text{O}$  del  $\text{V}_2\text{O}_5$  se llega a la expresión de corrección siguiente:

$$\delta^{34}\text{S} = 1,1 \delta^{66}(\text{SO}_2)$$

donde  $\delta^{66}(\text{SO}_2)$  es la medida espectrométrica (Hulston y Shilton, 1958).

### RESULTADOS EXPERIMENTALES

En el cuadro 2 se presentan los primeros

Características	MÉTODO			
	Oxidación en corriente $\text{O}_2$	Oxidación con $\text{V}_2\text{O}_5$	Oxidación con $\text{BrF}_3$	
Gas de medida	$\text{SO}_2$	$\text{SO}_2$	$\text{SF}_6$	
Exactitud	aceptable	aceptable	excelente	
Reproducibilidad	buena	buena	buena	
Corrección por otras masas	estimada y aproximada	estimada y aproximada	exacta	
Riesgo en la operación	++	+	+++	
Tiempo de conservación *	1 semana (colector)	indefinido (ampolla)	1 semana (colector)	
Costo	\$	\$\$	\$\$\$	
Cantidad de muestras por día	5 - 6	10 - 20	1 - 2	
Espectrometría de masas	Efecto memoria	alto	alto	bajo
	Temp. de medición	>110	>110	ambiente
	Tiempo de medición (mínimo)	60 s	60 s	30 s

Cuadro I: Comparación entre las técnicas más usadas para la preparación de  $\text{SO}_2$  (gas).

Muestra N°	$\text{BaSO}_4$ (INGEIS-10) $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$	VIC $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ (1)	Calcopirita "El Criollo" $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ (2)
1	20,0 *	3,34	7,49
2		3,35	7,67
3		3,40	7,30
4		3,53	7,55
5		3,70	7,20
6		3,36	7,68
7		3,56	7,59
8		3,44	7,98
9		3,36	
10		3,51	
11		3,11	
12		2,92	
13		3,89	
14		3,72	
15		3,65	
16		3,61	
17		3,73	
$\bar{x} \pm s$ (3)		$3,48 \pm 0,24$	$7,56 \pm 0,24$

Cuadro II: Valores isotópicos de los especímenes medidos. (1) VIC: galena de la mina Vicentito, Rfo Negro, República Argentina; (2) Calcopirita El Criollo, Tanti, Córdoba, Rep. Argentina, cedida por E. Linares; (3) s: dispersión estándar de las muestras.

valores  $\delta^{34}\text{S}$  obtenidos en Argentina sobre muestras de sulfuros, calculados tomando como referencia el  $\text{BaSO}_4$  (INGEIS-10). El valor de +20 ‰ vs C.D.T. de este estándar, es por lo tanto supuesto.

Del mismo se desprende que la reproducibilidad es buena para ambas muestras y suficiente para la mayoría de los estudios de génesis de yacimientos y rocas, como así también para aproximar temperaturas de formación.

La muestra denominada VIC (PbS) por su reproducibilidad, pureza y valor cercano a 0 ‰ se usará en el futuro como estándar interno del laboratorio (INGEIS-11). Su valor preliminar se ajustará de acuerdo a los estándares de OIEA.

Linares, (com. pers.) obtuvo para la calcopirita El Criollo una distribución bimodal de valores  $\delta^{34}\text{S}$  rondando el 5 ‰ y el 7 ‰ respectivamente. El último valor coincide con el hallado en este trabajo; el otro (+5,2 ‰) fue publicado por Linares (1968b).

Las diferencias encontradas para esta muestra, son atribuibles a dos posibilidades fundamentales: 1) heterogeneidad de la misma, si se muele a malla >50; 2) cambio en las condiciones de preparación del  $\text{SO}_2$  por el método de Thode et al. (1953). Se añade a todo esto la incerteza introducida al considerarse en este trabajo un valor de +20,0 ‰ para el sulfato marino (<0,3 ‰).

La medición, debido a la naturaleza viscosa y adherente del gas se debe hacer a temperaturas mayores a 110° C por lo que el sistema de introducción, capilares y válvula conmutadora debieron ser calentadas con cintas calefactoras para disminuir así el efecto memoria.

#### Lista de trabajos citados en el texto

- AMES, R. L., 1962. Sulfur isotopic study of the Tintic mining districts, Utah. Unpublished Ph. D. dissertation, Yale Univ.
- AULT, W. y M. L. JENSEN, 1963. A summary of sulfur isotope standards. En M. L. Jensen (ed) Biogeochemistry of sulfur isotopes symposium: 16-29.
- DAPEÑA, C., 1983. Aplicaciones de los isótopos del azufre en la génesis de yacimientos minerales. Informe final, Beca de Iniciación, CONICET, (inéd.).
- FAURE, G., 1977. Principles of isotope geology. J. Wiley and Sons, New York.
- HARRISON, A. G. y H. G. THODE, 1957. The kinetic isotope effect in the chemical reduction of sulphate. *Trans. Faraday Soc.*, 53: 1648-1651, London.
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1958. Mechanism of the bacterial reduction of sulphate from isotope fractionation studies *Trans. Faraday Soc.*, 54: 84-92, London.
- HOEFS, J., 1973. Stable isotope geochemistry. Springer Verlag, New York.
- LINARES, E., 1966. Geología isotópica del yacimiento Huemul, provincia de Mendoza. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXI (3): 181-189, Buenos Aires.

Las características del gas hicieron necesario un período de aproximadamente una semana para estabilizar el espectrómetro de masas que debe medir también  $\text{CO}_2$  e  $\text{H}_2$ . La inestabilidad inicial se debe probablemente a cambios en la superficie del filamento de tungsteno.

#### CONCLUSIONES

El prolongado tiempo de adaptación del  $\text{SO}_2$  hace difícil la medición de la relación  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  en un laboratorio que mide otros isótopos con un solo espectrómetro de masas. La tendencia mundial es tener un espectrómetro de masas dedicado exclusivamente a  $\text{SO}_2$  y otro u otros para  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$  y  $\text{N}_2$ . Esto limita el alcance del laboratorio en muestras de investigación y dificulta la realización de análisis de rutina hasta tanto se disponga de otro espectrómetro.

La reproducibilidad observada es comparable a la de otros laboratorios internacionales que usan  $\text{SO}_2$  como gas de medida y es suficiente para la mayoría de los estudios sobre génesis de yacimientos minerales, evaluación de temperaturas de formación y otras aplicaciones a la geología.

Ambos estándares internos INGEIS-10 ( $\text{BaSO}_4$ ) e INGEIS-11 (VIC-PbS) mostraron constancia al medirse repetidamente uno contra otro, lo que indica homogeneidad de las muestras al grado de molienda malla 200.

#### Agradecimientos

Los autores desean hacer llegar su agradecimiento al Dr. Enrique Linares, Director del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, por la lectura y crítica del trabajo y al Laboratorio de Isótopos Estables del INGEIS por la ayuda prestada en todo momento.

- \_\_\_\_\_, 1968a. Geología isotópica del azufre del yacimiento Aguilar, provincia de Jujuy. IIº Jorn. Geol. Arg., Actas III: 191-198, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1968b. Isótopos del azufre y su utilización en la génesis de algunos yacimientos metalíferos argentinos. IIIº Jorn. Geol. Arg., Actas, II: 207-217, Buenos Aires.
- O.I.E.A., 1984. Advisory group meeting on stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations. Report to the Director General, IAEA, 19-21 september, Viena.
- PANARELLO, H. O., C. M. GARCIA, S. A. VALENCIO y E. LINARES, 1980. Determinación de la composición isotópica del carbono en carbonatos, su utilización en hidrogeología y geología. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXV (4): 460-466, Buenos Aires.
- PUCHELT, H., B. R. SABELS y T. C. HOERING, 1971. Preparation of sulphur hexafluoride for isotope geochemical analysis. *Geochim et Cosmochim Acta* 35 (6): 625-628, Pergamon Press.
- REES, C. E., W. J. JENKINS y J. MONSTER, 1978. The sulphur isotopic composition of ocean water. *Geochim et Cosmochim Acta* 42 (4): 377-381, Pergamon Press.

- RICKE, W., 1964. Präparation von Schwefeldioxid zur massenspektrometrischen Bestimmung des Schwefel-Isotopen-Verhältnisses  $S^{32}/S^{34}$  in natürlichen Schwefelverbindungen. *Z. Analyt. Chem.*, Bd. 199: 401-413.
- SAKAI, H., 1957. Fractionation of sulphur isotopes in nature. *Geochim et Cosmochim Acta* 12: 150-169, Pergamon Press.
- SENFLE, F. E. y J. T. BRACKEN, 1955. Theoretical effect of diffusion on isotopic abundance ratios in rocks and associated fluids. *Geochim et Cosmochim Acta* 7: 61-76, Pergamon Press.
- THODE, H. G., J. MACNAMARA y C. B. COLLINS, 1949. Natural variations in the isotopic content of sulphur and their significance. *Canadian Journ. Research* 27B: 361-373, Ottawa.
- \_\_\_\_\_, J. MONSTER y H. B. DUNFORD, 1961. Sulphur isotope geochemistry. *Geochim et Cosmochim Acta* 25: 159-174, Pergamon Press.
- \_\_\_\_\_, y C. E. REES, 1970. La geoquímica de los isótopos del azufre y el petróleo del Oriente Medio. *Endeavour* XXIX (106): 24-28.
- TUDGE, A. P. y H. G. THODE, 1950. Thermodynamic properties of isotopic compounds of sulphur. *Canadian Journ. Research* 28B: 567-578, Ottawa.

Recibido: 8 de marzo, 1985

Aceptado: 6 de Agosto, 1986

HECTOR O. PANARELLO

C. DAPEÑA

INGEIS - CONICET

Ciudad Universitaria

(1428) Núñez, Buenos Aires

Contribución Nº 84 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica.

COMENTARIO

# LAS RITMITAS DE LA FORMACION SAUCE GRANDE Y SUS IMPLICANCIAS PALEOAMBIENTALES, SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES

A. C. MASSABIE Y E. A. ROSSELLO

Recientemente, Losada y Schillizzi (1985) han dado a conocer una nota breve sobre las ritmitas de la Formación Sauce Grande que se considera oportuno comentar sobre la base del conocimiento previo que los subscriptos poseen sobre el tema.

## A) Sobre el hallazgo de las ritmitas

La presencia de "sedimentitas con laminación rítmica" en las Sierras Australes fue comunicada y descripta por primera vez por Massabie y Rossello (1980: 22) y se refieren a las que afloran en un corte artificial dentro de la Formación Sauce Grande, prácticamente sobre la Formación Lolén, ubicado en las cercanías de la rotonda de acceso a la localidad de Sierra de la Ventana, sobre la ruta provincial N° 76. En esa oportunidad los autores manifestaron que su adscripción a un origen varviforme estaba en elaboración.

Posteriormente, los mismos autores (Rossello y Massabie, 1981: 275) comprueban en este corte al estudiar detalladamente la comarca, la relación del clivaje con la estratificación de la base de la Formación Sauce Grande a partir de la "delicada laminación varviforme". El mapeo realizado en esta ocasión (Lám. N° 1: 273) permitió reconocer estas ritmitas en un sólo lugar y que es estrictamente el indicado por Losada y Schillizzi (1985: 114, figura 1).

A partir de ese hallazgo, recordado nuevamente por Massabie y Rossello (1982: 15), los mismos autores estudian en detalle la discordancia entre las formaciones Lolén y Sauce Grande y su entorno estratigráfico (Massabie y Rossello, 1984a) caracterizando desde el punto de vista paleogeográfico y ambiental a la fracción inferior de la Formación Sauce Grande. También los au-

tores (Massabie y Rossello, 1984b: 27), aluden a la presencia de ritmitas en la porción basal de la Formación Sauce Grande al considerar el límite inferior del Paleozoico Superior en la región de las Sierras Australes.

## B) Sobre la caracterización petrográfica y paleoambiental de las ritmitas

Es indudable que las ritmitas con laminación varviforme de la Formación Sauce Grande, caracterizadas por Massabie y Rossello (1980 y 1984a), son las mismas que hallaron Losada y Schillizzi (1985) y que son las únicas llamativamente bien expuestas que han sido dadas a conocer hasta el presente en las Sierras Australes de Buenos Aires. Sin embargo, litologías semejantes con similar ubicación estratigráfica, han sido reconocidas también en el Perfil N° 3, "Ea El Mirador" (Massabie y Rossello, 1984a: 340 y 343) y al sur del Perfil N° 5, cerca de la margen izquierda del Arroyo del Loro (Massabie y Rossello, 1984a: 340), si bien en estos casos con deficiente exposición.

Estas ritmitas fueron caracterizadas petrográficamente y comparadas con otras del Subgrupo Itararé, dado el interés que su presencia tiene para una adscripción paleoambiental, junto con otros elementos litológicos evaluados que integran los afloramientos de la porción basal de la Formación Sauce Grande a lo largo de los 22 km de exposición discontinua del contacto Lolén-Sauce Grande en la comarca (Massabie y Rossello, 1984a). En este sentido y debido a que para definir y/o aproximar el origen de un ambiente sedimentario antiguo deben concurrir más de una evidencia, de la misma manera que para caracterizarlo

espacialmente, Massabie y Rossello (1984a: 347) interpretan, apoyados en el criterio de litologías asociadas sintetizadas por López Gamundi y Amos (1982), que al menos la porción inferior de la Formación Sauce Grande acusaría una depositación en un ambiente continental de tipo glacial, sobre la base de la presencia de ritmitas várnicas, diamictitas macizas y cuerpos arenosos de canales tipo ésker.

Esta conclusión sintetiza parte de las observaciones realizadas en ocho perfiles y reconocimientos generales del contacto Lolén-Sauce Grande como puede apreciarse en las figuras 1 y 2 del trabajo de Massabie y Rossello (1984a: 140 y 143) que tenía por objeto estudiar en detalle las relaciones estratigráficas entre las formaciones Lolén y Sauce Grande donde se hallan localizadas las ritmitas motivo de este comentario.

#### Lista de trabajos citados en el texto

LOPEZ GAMUNDI, O. R. y A. J. AMOS, 1982. Criteria for identifying old glacigenic deposits. In INQUA Symp. Genes. Lith. Quat. Dep. USA 1981/Argentina 1982, Proc., p. 279-285, Rotterdam.  
LOSADA, O. y R. SCHILLIZZI, 1985. Presencia de ritmitas en la Formación Sauce Grande, Sierra de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*,

XL (1-2): 114-116, Buenos Aires.

MASSABIE, A. C. y E. A. ROSSELLO, 1980. Características litológicas y estructurales de la base de la Formación Sauce Grande, Sierras Australes de Buenos Aires. Reun. Com. Proyecto Paleoz. Sup. y sus Lím. N° 42, IGCP-UNESCO (San Juan), Bol. 3: 22-24, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1982. Observaciones microestratigráficas de la base de la Formación Sauce Grande, Sierras Australes de Buenos Aires. Reun. Com. Proyecto Paleoz. Sup. y sus Lím. N° 42, IGCP-UNESCO (Montevideo), Bol. 5: 15, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1984a. La discordancia pre-formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de Buenos Aires. IX° Congr. Geol. Arg., (Bariloche), Actas I: 337-352, Buenos Aires.

\_\_\_\_\_ y \_\_\_\_\_, 1984b. El límite inferior del Paleozoico superior en las Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina. Ann. Meet. Working Group. Project N° 21, IUGS-UNESCO (Bariloche): 27-28, Buenos Aires.

ROSSELLO, E. A. y A. C. MASSABIE, 1981. Micro y mesoestructuras en las Formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas. Sierras Australes de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXVI (3): 272-285, Buenos Aires.

Recibido: 6 de febrero, 1986

Aceptado: 30 de abril, 1986

ARMANDO C. MASSABIE

Dto. Cs. Geológicas - UBA

Ciudad Universitaria - (1428) Núñez, Buenos Aires

EDUARDO A. ROSSELLO

Dto. Cs. Geológicas - UBA

Dto. Geología, UNS

CONICET

Ciudad Universitaria - (1428) Núñez, Buenos Aires

## REPLICA

## SOBRE LA PRESENCIA DE RITMITAS EN LAS FORMACION SAUCE GRANDE, SIERRA DE LA VENTANA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

† OSCAR LOSADA Y ROBERTO SCHILLIZZI

## Punto A: Sobre el hallazgo de ritmitas

En el trabajo comentado no se ha intentado poner de manifiesto que las ritmitas en cuestión hayan sido encontradas por primera vez por los autores.

La expresión "...El destape hallado..." utilizado en el primer párrafo del subtítulo Descripción, se considera poco feliz ya que intenta expresar que fue encontrado, visto, observado por los autores de este trabajo, hecho que no había acaecido en anteriores visitas a la zona de estudio. Esto no significa desconocer el hallazgo primitivo mencionado por Massabie y Rossello (1980), dado que se tuvo conocimiento de dicha circunstancia al buscar la bibliografía correspondiente. Sin embargo, conociendo la misma solamente por referencias, ya que por razones circunstanciales no pudo contarse con el trabajo publicado, no se estimó correcto citarla en el trabajo.

## Punto B: Sobre la caracterización petrográfica y paleoambiental de las ritmitas

El estudio realizado, si bien no es concluyente en cuanto al origen de estas ritmitas, ha permitido a los autores postular una génesis similar a la establecida por Harrison (1975) para ritmitas por él descritas. Este criterio se sigue manteniendo para determinar el origen de las mismas (ritmitas) en la Formación Sauce Grande. Por tal motivo se considera que no deberían interpretarse como varves a estas laminaciones.

La definición paleoambiental propuesta basada en este criterio es estimativa y no se considera como argumento total y definitivo en el trabajo de referencia. Por otra parte coincide en sus conclusiones con lo establecido por Massabie y Rossello (1984a) en cuanto a que estos depósitos son representativos de un ambiente continental de tipo glacial, agregándose a esta definición

el carácter glacialacustre propuesto por Losada y Schillizzi (1985: 116).

Es indudable que de la lectura del trabajo de estos últimos autores surge el carácter de propuesta preliminar para el origen de estas laminaciones. En consecuencia no se pretende utilizar a éste como criterio único y concluyente para la definición paleoambiental, teniendo en cuenta que, como muy acertadamente lo proponen Massabie y Rossello (op. cit.), debe usarse un conjunto de parámetros para definir un paleoambiente. Sin embargo la conclusión final de ambos trabajos se aproxima en cuanto a su interpretación, particularmente en lo referente a la sección de la Formación Sauce Grande que contiene las ritmitas estudiadas.

## Lista de trabajos citados en el texto

- HARRISON, S. S., 1975. Turbidite origin of glacialacustrine sediments. *Woodcock Lake-Penn-Jorn. Sedim. Petrol.* 45.
- LOSADA O. y R. SCHILLIZZI, 1985. Presencia de ritmitas en la Formación Sauce Grande. Sierra de La Ventana. Provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev. (Nota breve)*, XL (1-2): 114-116, Buenos Aires.
- MASSABIE, A. E. y E. A. ROSSELLO, 1980. Características litológicas y estructurales de la base de la Formación Sauce Grande. Sierras Australes de Buenos Aires. *Reun. Com. Proyecto Paleoz. Sup. y sus Lím. N° 42. IGCP.UNESCO (San Juan), Bol. 3: 22-24, Buenos Aires.*
- \_\_\_\_\_, y \_\_\_\_\_, 1984a. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico. Sierras Australes de Buenos Aires. IX<sup>a</sup> Congr. Geol. Arg., (Bariloche), Actas I: 337-352, Buenos Aires.

ROBERTO SCHILLIZZI

Universidad Nacional del Sur  
Av. Alem 1253 - 8000 Bahía Blanca



COMENTARIO

# LAS TOBAS DE SARMIENTO EN EL MACIZO DE SOMUNCURA

MARIO FRANCHI Y FRANCISCO NULLO

## Introducción

El motivo del presente comentario es analizar algunos aspectos referidos al trabajo "La Formación Sarmiento y el vulcanismo Paleogeno" (Mazzoni, 1985).

En aquel se brinda una interesante y nueva información relacionada con las características petrográficas y químicas de las tefras de esta unidad. De ese punto de vista es un significativo aporte al conocimiento de estos problemas que permiten obtener una mayor comprensión de la génesis y distribución de los depósitos. Este comentario se referirá principalmente a este último aspecto ampliando su distribución y a la vez sugiriendo una nueva área de aporte.

Las piroclastitas de la Formación Sarmiento se han definido como tal en el área del Chubut central como es mostrado en el mapa que acompaña el trabajo referido (Mazzoni, 1985, fig. 1). Estos afloramientos fueron sin duda los primeros así reconocidos por numerosos investigadores. Con el avance del conocimiento geológico de las provincias de Chubut y Río Negro la presencia de unidades equivalentes u homologables a la misma se ha extendido notablemente, como se muestra en la figura 1 de este trabajo.

Estos depósitos aquí mapeados fueron sintetizados de los trabajos de varios autores, entre los que se puede citar a Ardolino (1981); Coira et al. (1985); Corbella (1984); Feruglio (1949); Franchi et al. (1984a); Franchi et al. (1984b); Haller (1981); Lapidó (1981); Mendía y Bayarsky (1981); Nakayama et al. (1979); Nullo (1983); Pesce (1979); Turner (1983); Windhausen (1921, 1922). Con ellos se extiende el dominio de las tobas de Sarmiento, nombre informal con el cual

nos referiremos a los depósitos cineríticos correlacionables temporalmente y en parte homologables con la Formación Sarmiento, hasta el valle del río Negro, al norte de la provincia homónima.

Esta continuación de los afloramientos hacia el norte, ha sido mencionada últimamente por Pascual et al. (1984: 553) quienes al hacer referencia a los depósitos paleógenos de la Provincia de Río Negro expresan "...Las características litológicas y litogenéticas de esas unidades (con o sin registro de vertebrados) no son sustancialmente distintas de aquellas de la Formación Sarmiento del norte de la meseta de Chubut (Spalletti y Mazzoni, 1979). Es correcto inferir, entonces, que los ambientes de llanura reconocidos por las concordantes evidencias sedimentológicas y paleovertebrado-lógicas de la Formación Sarmiento, se extendieron también ampliamente por el territorio rionegrino. Estas llanuras se habrían desarrollado bajo condiciones climáticas que fueran cambiando desde tropicales primero (Paleoceno: Pascual, 1970; Pascual y Odreman Rivas, 1971; Petriella y Archangelsky, 1975) hasta subtropicales húmedas y templado cálidas después (Eoceno-Oligoceno: Pascual op. cit., Gorroño, Pascual y Pombo, 1979)..."

Una síntesis de las relaciones entre las edades mamífero, el clima y los fenómenos diastróficos ocurridos durante el Cenozoico, fue realizada por Pascual (1984). En este trabajo, las edades consideradas abarcan, entre otros, al intervalo que ocupa la Formación Sarmiento.

## Las Tobas de Sarmiento en Río Negro y norte de Chubut

Se detallan brevemente las principales



áreas con piroclastitas que se pueden homologar parcialmente a la Formación Sarmiento y cuyas edades mamífero abarcan el intervalo Eoceno-Oligoceno.

#### 1) Jacobacci-Coli Toro

Las piroclastitas continentales del Eoceno-Oligoceno del área de Ingeniero Jacobacci se conocen desde las primeras descripciones de Wichmann (1934). Posteriormente Groeber (1963) mencionó depósitos de edad Casamayorensis mientras que Casamiquela (1969) describió estas referibles al Mustersense o Casamayorensis a los que se le superponen tobas pertenecientes al Deseadense a Colhuehuapense. En cambio en el área de Coli Toro su descubrimiento es más reciente con la determinación de depósitos piroclásticos y epiclásticos de edad Deseadense (Náñez, 1983). Una síntesis del vulcanismo Paleógeno en esta región y su relación con los episodios contemporáneos de la Cordillera Nordpatagónica y la meseta de Somuncura fue realizado por Coira et al. (1985). En este se detalla la vinculación entre los diferentes pulsos lávicos, en general basálticos, con la emisión de piroclastitas, de composición mesosilíceas a ácidas.

#### 2) Meseta de Somuncura

En la región de Cona Niyeu, Franchi y Sepúlveda (1981) mencionaron depósitos Deseadenses. En la zona de Telsen y alrededores, Nakayama et al. (1979) citaron la presencia de piroclastitas de la Formación Sarmiento, con espesores cercanos a los 50 m mientras que Ardolino (1981) determinó la cronología de los mismos equiparándolos a las edades mamífero Deseadense y Colhuehuapense. Algunos de estos afloramientos habían sido reconocidos ya por Windhausen (1921). En las áreas del cerro Corona y El Tembrao, Ravazzoli (1982) describió piroclastitas de edad oligocena inferior, asignadas a la Formación Sarmiento.

#### 3) Norte del Chubut

En el sector oriental esta unidad ha sido descripta por Haller (1979, 1981) al poniente de Puerto Madryn. Mendía y Bayarsky (1981) la reconocieron al norte del curso inferior del río Chubut, mientras que Laudo (1981) citó depósitos en Cañadón Iglesias. Algo más al oeste Pesce (1979) los describió en el área del arroyo Perdido.

En el tramo medio del río Chubut Turner (1983) y Nullo (1983) describieron estas rocas en la sierra de Cután Cunú y en la zona de Pampa de Agnia respectivamente.

#### 4) Valle del Río Negro

En este sector los afloramientos conocidos como "Capas de Chichinales" o Formación Chichinales contienen niveles piroclásticos bien documentados por la presencia de mamíferos que se extienden desde el Colhuehuapense hasta el Friasense (Windhausen, 1922, Uliana, 1979, Pascual et al., 1984, Franchi et al., 1984 a y b). Por su edad y caracteres litológicos, parte de los depósitos de la Formación Chichinales se habrían originado a raíz de los mismos eventos efusivos que dieron origen a los de la Formación Sarmiento.

#### Consideraciones

Una primera conclusión que se puede extraer de lo expresado es el notable incremento en el volumen de 2000 km<sup>3</sup> de los depósitos propuesto por Mazzoni (op. cit.) que casi se duplicaría.

Respecto al área de proveniencia de estos depósitos, a la postulada por Mazzoni (op. cit.) se agregaría el sector extraandino occidental del Macizo Nordpatagónico, caracterizado en la región de Ing. Jacobacci por Coira et al. (1985). Habría que tener en cuenta también el vulcanismo de la meseta de Somuncura, que permaneció activo durante la mayor parte del Paleógeno y podría haber contribuido significativamente al desarrollo de depósitos cineríticos.

La incorporación de nuevas áreas de depositación, al norte de la provincia del Chubut y en la provincia de Río Negro, modificaría el mecanismo de dispersión de las tefras propuesto, dado que los vientos no debieron haber tenido una dirección preferencial.

La existencia de mantos de lavas y piroclastitas asociadas a aparatos volcánicos de la región extraandina de Río Negro y Chubut permiten sustentar la idea de una amplia dispersión eólica de naturaleza radial más que de direcciones de vientos preferenciales.

#### Lista de trabajos citados en el texto

ARDOLINO, A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la meseta de Somun Cura. Provincia del Chubut. VIII Congr. Geol. Arg., III: 7-23.

- CASAMIQUELA, R., 1963. Sobre un par de anuros del Mioceno de Río Negro (Patagonia) *Wawelia gerholdi* n. gen. et n. sp. (Cerotophryidae) y *Gigantobatrachus parodii* (Leptodactylidae). *Asoc. Paleont. Arg., Rev., Ameghiniana*, III (5): 141-160, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1969. Historia geológica del valle de Hahuel Niyeu, área extraandina del suroeste de la provincia de Río Negro (Rep. Arg.) con especial énfasis en el Pleistoceno. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIV (3): 287-329, Buenos Aires.
- COIRA, B., M. FRANCHI y F. NULLO, 1985. Vulcanismo terciario al oeste de Somuncura y su relación con el arco magmático de la Cordillera nordpatagónica. IV<sup>o</sup> Congr. Geol. Chileno, III: 4/68-4/88, Antofagasta.
- CORBELLA, H., 1984. El vulcanismo de la Altiplanicie del Somuncura. IX<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Relatorio, I (10): 267-300, Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Bol. Inf. Petrol. I-III, Buenos Aires.
- FRANCHI, M., F. NULLO y C. PROSERPIO, 1984a. Mapa Geológico de la provincia de Río Negro. IX<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Relatorio, (inéd.), Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, E. SEPULVEDA y M. ULIANA, 1984b. Las sedimentitas terciarias. IX<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Relatorio, I (9): 215-266, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, y E. SEPULVEDA, 1981. Descripción Geológica de la Hoja 41 h, Cona Niyeu, provincia de Río Negro. *Serv. Geol. Nac.*, (inéd.), Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1963. La Cordillera entre las latitudes 22°20' y 40°S. *Bol. Acad. Nac. Ciencias*, 43: 111-170, Córdoba.
- HALLER, M., 1979. Estratigrafía de la región al poniente de Puerto Madryn, provincia del Chubut. República Argentina. VII<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas, I: 285-297, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1981. Descripción Geológica de la Hoja 43 h, Puerto Madryn, provincia del Chubut. *Serv. Geol. Nac.*, Bol. 184, Buenos Aires.
- LAPIDO, O., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 44 g, Cañadón Iglesias. Provincia del Chubut. *Serv. Geol. Nac.*, Bol. 185, Buenos Aires.
- MAZZONI, M., 1985. La Formación Sarmiento y el vulcanismo paleógeno. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XL (1-2): 60-68, Buenos Aires.
- MENDIA, J. y R. BAYARSKY, 1981. Estratigrafía del terciario del valle inferior del río Chubut. VIII<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., III: 593-606, Buenos Aires.
- NAKAYAMA, C., J. SCIUTTO, E. CASTRILLO y C. FERNANDEZ, 1979. Contribución al conocimiento del sector noreste de la provincia del Chubut. VII<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., I: 657-670, Buenos Aires.
- NANEZ, C., 1983. Observaciones geológicas en el borde suroccidental de la meseta de Coli Toro, provincia de Río Negro. *Fac. Cs. Ex. Fis. Nat., U.B.A.*, trabajo final de licenciatura, (inéd.), Buenos Aires.
- NULLO, F., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 45 c, Pampa de Agnia, provincia del Chubut. *Serv. Geol. Nac.*, Bol. 199, Buenos Aires.
- PASCUAL, R., 1984. La sucesión de las edades mamífero, de los climas y del diastrófismo sudamericanos durante el Cenozoico: Fenómenos concurrentes. *An. Acad. Nac. Ex. Fis. Nat.*, 36: 15-37, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, P. BONDESIO, M. G. VUCETICH, G. J. SCILLATO YANE, M. BOND y E. P. TONNI, 1984. Vertebrados fósiles cenozoicos. IX<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Relatorio, II (9): 539-561, Buenos Aires.
- PESCE, A., 1979. Estratigrafía del arroyo Perdido en su tramo medio e inferior. Provincia del Chubut. VII<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., I: 315-333, Buenos Aires.
- RAVAZZOLI, I., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 40 h, Cerro Corona, provincia de Río Negro. *Serv. Geol. Nac.*, Bol. 190, Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 44 d, Colán Conuë, provincia del Chubut. *Serv. Geol. Nac.*, Bol. 197, Buenos Aires.
- ULIANA, M., 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, provincias de Neuquén y Río Negro. *Univ. Nac. La Plata. Tesis doctorado*, (inéd.), La Plata.
- WICHMANN, R., 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios de Río Negro y Neuquén. *Dir. Min. Geol. Hidrol. Publ.* 39, Buenos Aires.
- WINDHAUSEN, A., 1921. Informe sobre un viaje de reconocimiento geológico en la parte nordeste del Territorio del Chubut, con referencia especial a la cuestión de la provisión de agua a Puerto Madryn. *Min. Agric. Nac. Dir. Gen. Min. Geol. Hidrol.*, Bol. 24, Serie B, Buenos Aires.
- \_\_\_\_\_, 1922. Estudios geológicos en el valle superior del río Negro. *Min. Agric. Dir. Gral. Min. Bol.* 29, Serie b (Geol.): 1-91, Buenos Aires.

Recibido: 20 de febrero, 1986

Aceptado: 23 de abril, 1986

MARIO FRANCHI

FRANCISCO NULLO

Servicio Geológico Nacional

Av. Santa Fe 1548 - P. 13<sup>o</sup>  
1060 - Buenos Aires

## NOTA NECROLOGICA

WILLIAM E. HUMPHREY  
(1914-1984)

El 22 de julio de 1984, a los 69 años de edad, falleció en Houston, Texas, tras una prolongada enfermedad el Doctor William (Bill) Humphrey, antiguo socio de nuestra institución (Nº 0046). Nacido en Detroit, Michigan el 25 de setiembre de 1914, realizó sus estudios universitarios entre 1939 y 1947 obteniendo en este último año el Doctorado en Geología en la Universidad de Michigan en Ann Arbor. Realizó su tesis en la Sierra de los Muertos, en el norte de Méjico, estudio considerado fundamental en la geología de aquella región. Allí fue donde tuvo su primer contacto con países latinos a cuya modalidad se adaptó con entera facilidad profundizando el aprendizaje del idioma castellano sobre el cual adquirió un total dominio, llegando a la sutileza de conocer los modismos de casi todos los países de habla hispana. Su relación con Méjico continuó por varios años y como geólogo con la conocida firma De Golyer y Mc Naughton asesoró a la empresa estatal Pemex en exploración de hidrocarburos, realizando trabajos de campo que permitieron establecer las bases de la compleja estratigrafía y estructura del norte de Méjico, en particular los cambios de facies sedimentarias del Jurásico superior y Cretácico. Como geólogo consultor realizó luego trabajos en España, familiarizándose asimismo, con la geología del Medio Oriente y el norte de Africa.

Sus conocimientos paleontológicos sobre las faunas limítrofes jurásico-cretácicas de México fueron particularmente sólidos, tal como lo reconociera oportunamente el Dr. Armando F. Leanza, quien fuera entrañable amigo del extinto, al designar como *Windhausenicerias humphreyi* una nueva especie de ammonite del Jurásico superior de Neuquén.

En nuestro país llevó a cabo, para la compañía de Petroleros Ultramar, estudios en la región central de Neuquén y sud de Mendoza definiendo con notable conocimiento las áreas de mayor potencial exploratorio.

A comienzos de 1958 inició su actividad en Pan American International Oil Co., subsidiaria de la Standard Oil de Indiana, como vicepresidente a cargo de la exploración en diversos países del mundo, continuando en ese cargo con la compañía sucesora Amoco International.

Desempeñándose en esta última compañía, realizó estudios y concretó contratos de exploración en unos treinta países, lo cual le permitió ahondar en el conocimiento científico adquiriendo una invaluable experiencia en la relación con países de muy diferentes razas y culturas.

En 1976, retirado de Amoco International, continuó su actividad de consultoría en varios países como Japón, la República Popular China, Brasil y Méjico.

El Dr. Humphrey además de miembro de nuestra asociación integró la Geological Society of America, la Asociación Geológica Mejicana, The Paleontological Society, The American Association of Petroleum Geologists, la Asociación Mejicana de Geólogos Petroleros. Fue asimismo miembro de la Geologischen Vereinigung y de la Academia Yugoslava de Artes y Ciencias. Sus numerosos trabajos han cubierto muy diversos aspectos de la geología del petróleo, sirviendo de fundamento a importantes proyectos exploratorios.

Los que tuvimos el privilegio de ser sus amigos rendimos un postrero homenaje a quien fue ejemplo por su calidad humana y profesionalismo.

Dr. Horacio A. Díaz

## NOTICIAS

## CONGRESO VOLCANOLÓGICO INTERNACIONAL

Auckland-Hamilton-Rotorua, Nueva Zelandia  
1-9 de febrero de 1986

El Congreso Volcanológico Internacional, auspiciado por la Royal Society of New Zealand y la Asociación Internacional de Volcanología y Química del Interior de la Tierra (IAVCEI), se desarrolló entre los días 1 y 9 de febrero de 1986, con la participación de más de cuatrocientos asistentes -entre los que se contaban 3 latinoamericanos- procedentes de alrededor de 50 países.

Funcionaron 22 sesiones en las que fueron expuestos 345 trabajos científicos, agrupados en varios simposios: Volcanismo de Nueva Zelandia, Depósitos de flujos piroclásticos y sus mecanismos eruptivos (1), Erupciones freatomagmáticas y el rol del agua en el volcanismo explosivo (2), Geoquímica de magmas, controles tectónicos sobre la petrogénesis en áreas volcánicas y en sistemas geotermales con abundante agua (5), Tectónica, geofísica y volcanismo en bordes de placas (6). Asimismo, se desarrolló un simposio, especial, que abordó los siguientes temas: Calderas, Volcanismo Precámbrico y Paleozoico y Petrología y química de magmas.

Las sesiones se realizaron en las instalaciones de la Universidad de Auckland de Waikato (Hamilton). Al respecto, es interesante mencionar la atención dedicada a la creciente influencia asignada al agua externa en las explosiones volcánicas y en los depósitos generados, y el progreso en el conocimiento teórico y experimental de la dinámica y cinemática de explosiones y agentes de transporte. Asimismo conviene señalar las distintas opiniones escuchadas respecto a la génesis y diferenciación de tipos litológicos aún poco comprendidos tales como las reoignimbritas y lavas félsicas de extensión regional.

En lo que atañe a trabajos presentados en relación con la geología argentina, se pueden señalar:

- a. "Large volume ignimbrites in the Central Andes. Petrological characteristics and techniques for international correlation". S. L. de Silva P. W. Francis.
- b. "Petrological characteristics of the ignimbrites of the Cerro Galán Caldera, North West Argentina". P. W. Francis, L. J. O'Callaghan, R. S. J. Sparka, R. S. Thorpe, C. J. Hawkesworth y S. Tait.
- c. "Eogene ignimbrites in North Western Patagonia, Argentina". M. Mazzoni y E. Aragón.
- d. "Petrogenesis of volcanic arc magmas from two centers in the Chilean Andes, southern volcanic zone". J. P. Davidson, R. S. Harmon, M. A. Dungan, N. J. Mac Millan, S. Moorbath, K. M. Ferguson, L. López Escobar y M. T. Colucci.
- e. "Geochemistry of Villarica, Quetrupillan and Lanin volcanoes" (39.5 S). R. Hickey, F. A. Frey, L. López Escobar.
- f. "Crustal influence on arc magmatism in Central Chile". W. Hildreth.
- g. "Lithospheric remobilization in continental flood basalts: evidence from the Paraná (Brazil)". M. S. Mantovani, C. J. Hawkesworth, P. N. Taylor, Z. Placz.
- h. "Crustal contamination versus enriched mantle: evidence from the Central Andes". G. Rogers y C. J. Hawkesworth.
- i. "Geochemistry and tectonic setting of alkaline volcanic rocks in the Antarctic Peninsula". J. L. Smellie.
- j. "500 volcanoes: a census of the Central Andes". C. A. Wood, P. W. Francis y A. Bury.

Las excursiones intracongreso tuvieron por objetivo la revisión de geoformas, lavas y depósitos piroclásticos -especialmente los de carácter hidromagmático. Se revisaron en el terreno los caracteres de yacencia, texturas y estructuras de los depósitos y lavas de Crater Hill, en las inmediaciones del aeropuerto de Auckland, y los correspondientes a las erupciones 1886 y 1917 de Tarawera y Waimangu respectivamente en las cercanías de Rotorua. En esta zona se hicieron observaciones en diferentes sectores de la caldera homónima, dedicándose particular atención a las manifestaciones geotermales del área, tales como Waimangu y Whakarewarewa.

El programa del congreso fue completado en horarios nocturnos con la proyección de filmes sobre volcanismo actual en Islandia, Italia (Etna), Indonesia (Goolagung), Nueva Guinea y Norteamérica (Yellowstone).

Finalmente, la oportunidad sirvió para reuniones de los miembros del IAVCEI, en especial de los grupos de trabajo "Explosive volcanism" y "Volcanic Hazards". El primero, que integra quien suscribe, procedió a nombrar nuevas autoridades en Bruce Houghton (New Zealand Geol. Surv.) y Colin J. Wilson (New Zealand, Auckland Univ.). La presidencia saliente (W. Elston, Univ.

N. Mexico, U.S.A.) informó sobre los avances de los contactos con la Organización Internacional de Aviación Civil (ICAC), acerca de la detección de plumas atmosféricas de cenizas volcánicas por control satelitario, para la prevención de accidentes en aeronaves, tales como los producidos en los dos últimos años. Las próximas reuniones del grupo de trabajo serán durante la reunión general de UGGI en agosto de 1987, en Vancouver (Canadá), y en 1989 en Santa Fe, Nuevo México, en la Reunión Ordinaria del IAVCEI. Se aceptó la proposición del Dr. M. Semet (Francia) de efectuar un taller de campo, con apoyo de la Universidad de Paris, en las Antillas Francesas, para el lapso febrero-abril de 1988.

El IAVCEI tuvo una reunión general, dirigida por el Dr. Hans U. Schmincke, quien informó sobre la nueva forma de la publicación periódica del IAVCEI, que será ahora editada por Springer-Verlag, con el título de "Bulletin of Volcanology". Además de los trabajos tradicionales, publicará en más artículos cortos (no más de cuatro hojas), discusiones y réplicas, noticias del IAVCEI, y novedades de los observatorios volcanológicos.

Informó también sobre los simposios interdisciplinarios en que participará el IAVCEI con otras asociaciones del UGGI, y de los propios de la asociación (Vancouver), que versarán sobre los siguientes temas: "Tefrocronología y tefroestratigrafía",

"Física y modelos mecánicos de las erupciones", "Volátiles en magmas", "Perforaciones de carácter científico en calderas", "Erupciones recientes: Mt. St. Helens, Chichón y Nevados del Ruiz". Además dio a conocer los próximos eventos auspiciados por el IAVCEI, que serán la Sexta Conferencia Internacional sobre Geocronología, Cosmocronología y Geología Isotópica (Cambridge, Inglaterra, 30/6 al 6/7, 1986), Cuarta Conferencia Internacional sobre Kimberlitas (Perth, Australia, 11 al 15/8, 1986), y Simposio de Hawaii, sobre cómo funcionan los volcanes (Honolulu, 19 al 23/1, 1987). En este último, se tocarán los siguientes tópicos: "dinámica de erupción y procesos de intrusión", "monitoreo de volcanes activos", "pronóstico de erupciones volcánicas", "valoración de riesgos volcánicos", "reducción del riesgo volcánico". Asimismo, el Dr. Schmincke dió lectura a la nota con la invitación del Subcomité Nacional del IAVCEI, para contribuir al simposio "Vulcanismo Andino" que se proyecta desarrollar en Tucumán, en oportunidad del próximo Congreso Geológico Argentino, en octubre de 1987.

Dr. MARIO M. MAZZONI

Presidente del Sub-comité Nacional  
Asociación Internacional de Volcanología  
y Química del Interior de la Tierra (UGGI)  
Centro de Investigaciones Geológicas (CIG)  
Calle 1 N° 644, (1900) La Plata

GIESE, P. (Ed.), 1986. Forschungsberichte aus der zentralen Anden (21°-25°S) und aus dem Atlas-System (Marokko) 1981-1985. Berliner geowiss. Abh. (A) 66: 1-264, Berlin.

Esta obra presenta los recientes resultados de la investigación germana en la región de los Andes Centrales que abarca una gran gama de estudios geofísicos y geológicos. Si bien el énfasis principal está dado sobre las investigaciones realizadas en el norte de Chile, presenta interesantes datos isotópicos de terrenos aflorantes en diversos sectores de la Puna y Cordillera Oriental argentina.

Los trabajos comprenden extensos resúmenes en español o inglés que hacen accesibles los resultados de las investigaciones aún a aquellos lectores no familiarizados con el idioma alemán.

Entre las contribuciones sobre la región andina se destacan las siguientes:

— K. - J. Reutter. Das Projekt "Mobilität aktiver Kontinentalränder" in den zentralen Anden: Eine Einleitung.

— Bunn, F., E. Wetzig & P. Wigger. Seismologische Studien in der zentralen Anden.

— Wigger, P. Krustenseismische Untersuchungen in Nord-Chile und Sud-Bolivien.

— Schwarz, G., E. Martínez & J. Bannister. Untersuchungen zur elektrischen Leitfähigkeit in den zentralen Anden.

— Damm, K. - W., S. Pichowlak & W. Todt. Geochimie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des metamorphen Grundgebirges in Nordchile.

— Bahlburg, H., C. Breitzkreuz & W. Zeil. Paläozoische Sedimente Nordchiles.

— Hillebrandt, A., M. Groschke, P. Prinz & H. - G. Wilke. Marines Mesozoikum in Nordchile zwischen 21° und 26°.

— Buchelt, M. & W. Zeil. Petrographische und geochemische Untersuchungen an jurassischen Vulkaniten der Porphyrit-Formation in der Küstenkordillere Nord-Chiles.

— Buchelt, M. & K. - J. Reutter. Photo-

geologische Untersuchungen an einer LANDSAT-Szene aus dem Anden-Segment zwischen 20°30' und 22°S.

- Scheuber, E., R. Rossling & K. - J. Reutter. Strukturen der chilenischen Küstenkordillere zwischen Paposo und Antofagasta.
- Haberer, H. & K. - J. Reutter. Strukturgeologische und stratigraphische Untersuchungen im Bereich der Quebrada Guatacondo (21°S), Nord-Chile.
- Haak, V. & P. Giese. Subduction induced petrological processes as inferred from magnetotelluric, seismological and seismic observations in N-Chile and S-Bolivia.
- Reutter, K. - J. K. Schwab & P. Giese. Oberflächen- und Tiefenstrukturen in

den zentralen Anden.

Merece destacarse la gran cantidad de nuevos análisis geoquímicos sobre diferentes tipos de rocas, así como los análisis isotópicos de Nd-Sm y las edades calculadas a partir de los mismos que se convierten en uno de los primeros resultados radimétricos utilizando esas técnicas que se cuenta en esta región de los Andes Argentino-Chilenos.

La calidad de impresión es excelente, la bibliografía de los diferentes tópicos tratados es complejiva y lo novedoso de muchos de los datos presentados harán sin duda convertir a este volumen de la *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen* en una obra de consulta obligada para los estudiosos de la Cordillera Andina.

Víctor A. Ramos

---

#### Circum Pacific Jurassic Research Group (IGCP 171)

Entre el 13 y el 20 de octubre de 1985 se realizó en Japón la tercera reunión de campo de este proyecto del Programa Internacional de Correlación Geológica, como continuación de las efectuadas en Canadá (1982) y Argentina (1983). La misma fue organizada por el profesor T. Sato de la Universidad de Tsukuba y contó con la participación de 30 investigadores representando a 11 países, entre ellos Argentina. Los dos primeros días fueron dedicados, en el ámbito de la Universidad de Tsukuba, a la presentación de informes por parte de los presentes. Posteriormente se efectuaron excursiones a localidades del Jurásico. Así se realizaron observaciones en: la facies con Radiolarios de los Montes Yamizo y Ashio, la facies calcárea de la región de

Soma en los Montes Abukuma, y la facies clástica con moluscos de los Montes Kitakami. Una reunión final fue realizada en Sodehama en la cual se discutió la prolongación del proyecto y se consideraron las futuras actividades, entre ellas la publicación de una serie de "Taxa Range Chartas", la preparación de un libro, con un Atlas sobre fósiles, referido a la región circum-pacífica, y la eventual realización de otra reunión de campo en Nueva Zelandia u Oregón (U.S.A.). Todos los aspectos de esta reunión fueron excelentemente organizados, incluyendo la publicación de una guía de campo y los informes presentados por los asistentes. Es de destacar la magnífica hospitalidad brindada tanto por colegas como por autoridades universitarias, municipales, periodismo y población en general, del país huésped.

A. C. Riccardi

---

#### Reunión sobre orogenia de márgenes continentales

Entre el 19 y el 22 de febrero de 1986 se realizó en Berlín, Alemania, una reunión organizada por el "Forschergruppe Mobilität Aktiver Kontinentalränder", con el apoyo de la "Deutsche Forschungsgemeinschaft" y de la "Freie Universität Berlin" y la "Technische Universität Berlin". Se contó con la participación de numerosos miembros alemanes del grupo y una serie de invitados de Argentina, Bolivia, Chile, Francia, Holanda, Marruecos y U.S.A. El primer día de la reunión estuvo dedicado a la presentación de trabajos sobre el Sistema del Atlas del norte de Africa, y en los dos días subsiguientes se realizaron exposiciones

sobre los Andes centrales. En este último caso las presentaciones abarcaron mayormente los resultados de las investigaciones que viene realizando el grupo alemán sobre los más variados aspectos de la geología de la región ubicada entre 21 y 25°S, y que abarca Chile y partes de Argentina y Bolivia. Resultados de estas investigaciones han sido publicados en un volumen especial del "Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen". El último día de la reunión estuvo dedicado a discutir las actividades futuras. Este proyecto continuará hasta 1990, pudiendo extenderse en ciertos temas hasta 1991-2, años en los que se publicarán los resultados obtenidos en uno o dos libros. En forma inmediata se espera completar un mapa geológico en escala 1:500.000 de



la región entre 21 y 25°S de Chile, Argentina, Bolivia y Paraguay occidental. Las tareas del grupo se seguirán efectuando en el NO de Argentina con la colaboración de la Universidad Nacional de Salta, mientras que más al sur continuarán desarrollando trabajos investigadores de la Universidad de Cornell (U.S.A.) en colaboración con miembros de Universidades y centros provinciales. Próximas reuniones del grupo se

realizarán en Argentina y Chile. La reunión realizada pone de relieve el creciente interés en el estudio planificado de diferentes aspectos geológicos en la geología de nuestro país, por grupos de investigadores extranjeros con substanciales recursos económicos.

A. C. Riccardi

## NOTICIAS

### 1ª Reunión Científica del CAPLI Horco-Molle, 5 al 7 de noviembre de 1986

#### Primera Circular

Buenos Aires, 30 de junio de 1986

El Comité Ejecutivo (CE) del Comité Argentino para el Programa de la Litosfera (CAPLI) ha resuelto realizar los días 5, 6 y 7 de noviembre del corriente año, la 1ª Reunión Científica en la Residencia Universitaria de Horco-Molle de la Universidad Nacional de Tucumán, ubicada en la ladera del Co. San Javier próxima a la ciudad de San Miguel de Tucumán. Dicha reunión está auspiciada por la Comisión Inter-Uniones de la Litosfera (CIUL) del Consejo Internacional de Uniones Científicas, el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y la Universidad Nacional de Tucumán. En la misma se realizará la presentación del Programa de Transectas del CAPLI-CIUL y comunicaciones científicas sobre el estado actual del conocimiento de los principales temas de cada uno de los Grupos de Trabajo (GT) del CAPLI.

#### Recepción de Resúmenes

Los interesados en presentar trabajos deberán enviar antes del 30 de septiembre del corriente año, título y resumen de no más de 150 palabras en castellano e inglés, al Coordinador del GT o Transecta correspondiente al tema presentado.

Las direcciones de los Coordinadores de GT y de Transecta a las que debe dirigirse para enviar sus resúmenes y/o solicitar información son las siguientes:

#### Grupos de trabajos del CAPLI

GT- 1: Movimientos y deformaciones de las placas  
Coordinador:  
Ing. Antonio Introcaso

IFIR  
Av. Pellegrini 250  
2000 - Rosario

GT- 2: Naturaleza y Evolución de la litosfera continental  
Coordinador:  
Dr. Víctor Ramos  
Dpto. Cs. Geológicas  
Fac. Cs. Ex. y Naturales  
Cdad. Universitaria - P. 2  
1428 - Buenos Aires

GT- 3: Procesos Intraplacas  
Coordinador:  
Dr. Bruno Baldis  
Depto. de Geología  
Fac. de Cs. Ex. y Nat.  
Univ. Nac. de San Juan  
Av. Lib. San Martín 1109-0  
5400 - San Juan

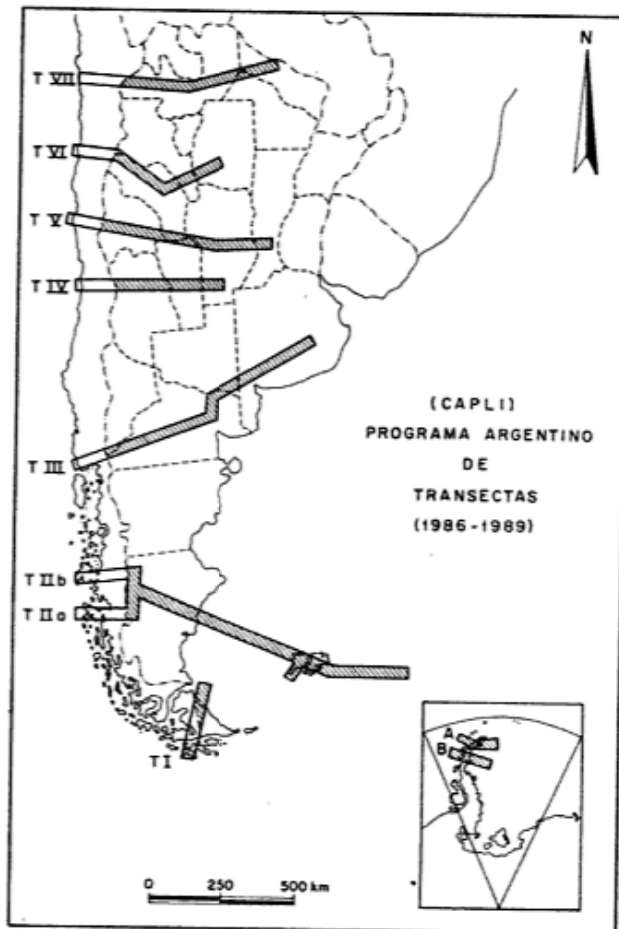
GT- 6: Estructura, propiedades físicas, composición y dinámica del sistema litosfera-astenosfera  
Coordinador:  
Lic. José Febrer  
Dpto. de Geofísica  
Ctro. Esp. S. Miguel  
Av. Mitre 3100  
1663 - S. Miguel (Bs. As.)

#### Programa Argentino de Transectas (CAPLI)

Transecta 1:  
Dr. Carlos Cingolani  
Ctro. de Inv. Geológicas  
Calle 1, N° 644  
1900 - La Plata

Transecta 2:  
Dr. Francisco Nullo  
Scio. Geológico Nacional  
Santa Fe 1548  
1060 - Bs. As.

Transecta 3:  
Dr. Ricardo Varela  
Ctro. de Inv. Geológicas  
Calle 1 N° 644  
1900 - La Plata



Dr. José Kostadinoff  
 Inst. Arg. de Oceanografía  
 Av. Alem 53  
 8000 - Bahía Blanca

Transecta 4:  
 Ing. Antonio Introcaso  
 IFIR  
 Av. Pellegrini 250  
 2000 - Rosario

Dr. Víctor Ramos  
 Depto. Cs. Geológicas  
 Fac. Cs. Ex. y Naturales  
 Univ. de Buenos Aires  
 Ciudad Universitaria - P. 2  
 1428 - Buenos Aires

Transecta 5:  
 Dr. Bruno Baldis

Presidente  
 Dr. Luis H. Dalla Salda  
 Ctro. Inv. Geológicas  
 Calle 1 Nº 644  
 1900 - La Plata

Dpto. de Geología  
 Univ. Nac. de San Juan  
 Av. Lib. S. Martín 1109-0  
 5400 - San Juan

Lic. Enrique Triep  
 Inst. Simológico Zonda  
 Univ. Nac. San Juan  
 Av. Lib. S. Martín 1109-0  
 5400 - San Juan

Transecta 6:  
 Dr. Hugo Fournier  
 Instituto Investigaciones  
 Aplicadas Cs. Espaciales  
 Casilla de Correo 131  
 5500 - Mendoza

Dr. Alejandro Toselli  
 Cátedra de Petrología  
 Univ. Nac. de Tucumán

Miguel Lillo 205  
 4000 - Tucumán

Transecta 7:  
 Dr. Ricardo Omarini  
 Univ. Nac. de Salta  
 Bs. As. 177  
 4400 - Salta

Lic. José Febrer  
 Dpto. de Geofísica  
 Ctro. Esp. S. Miguel  
 Av. Mitre 3100  
 1663 - S. Miguel (Bs. As.)

Transectas A y B:  
 Sector Antártico Argentino  
 Dr. Carlos Rinaldi  
 Inst. Antártico Argentino  
 Cerrito 1248  
 1010 - Buenos Aires

Secretario  
 Dr. Juan F. Vilas  
 Dpto. Cs. Geológicas  
 Fac. Cs. Ex. y Nat.  
 Ciud. Univ. P. 2  
 1428 - Buenos Aires

PROYECTO N° 156 - FOSFORITAS del P.I.C.G.

VII SIMPOSIO Y ENCUENTRO DE CAMPO: SUDESTE DE ESTADOS UNIDOS DE NORTE AMERICA

El Simposio se desarrolló con singular éxito entre el 4 y 17 de Mayo de 1985 en los estados de Carolina del Norte y Florida, E. U. de Norteamérica. El doble aspecto científico y práctico de los fosfatos, uno de los recursos no renovables más importantes del planeta por su significación socio-económica, permitió a los líderes del Proyecto, doctores S. R. Riggs y W. C. Burnett, obtener el auspicio y ayuda financiera de las instituciones siguientes: East Carolina University, Florida State University, North Carolina Oceanographic Consortium, National Science Foundation, U. S. Geological Survey, International Union of Geological Sciences, North Carolina Geological Survey, Florida Geological Survey, International Fertilizer Development Center, Florida Institute of Phosphate Council, Agrico Chemical Co., W. R. Grace Co., C. F. Industries, Occidental Chemical, Mobil Chemical, Beker Phosphate Co. y Formland Industries. Con tan calificados patrocinadores, no resultó extraño que en el Simposio pudieran reunirse especialistas en fosfatos de 40 países. Nombres tan célebres en la literatura como V. Mc Kelvey, R. Sheldon, J. Catchart, S. Altschuler, F. Manheim, A. Notholt, D. Cullen, P. J. Cook, J. Shergold y muchos otros se hallaban presentes, lográndose en las dos largas semanas que duró el encuentro no sólo aprender inmensamente, sino también estrechar contactos personales tan importantes para la entusiasta prosecución de las investigaciones.

La primera parte del encuentro tuvo lugar en Greenville, N. C., desarrollándose sendos seminarios, a saber: 1) Revista geológica del sistema fosfogénico del sudeste de E. U. (Mayo 6) y 2) Depósitos fosfáticos mundiales Neógenos a Recientes (Mayo 10). En el interín se examinaron las exposiciones de las formaciones fosfáticas del Mioceno (Pungo River y Yorktown) del Distrito Aurora en las minas Lee Creek (Texasgulf) y South Creek (N. C. Phosphate Co.), obteniéndose en esta última muestras de testigos de perforaciones de las citadas formaciones. El 9 de Mayo el grupo científico abordó el buque oceanográfico Cape Hatteras para navegar sobre las fosforitas submarinas de Onslow Bay, discutiendo aspectos de geología y exploración de fosforitas de plataforma continental con demost-

traciones de perfiles sísmicos de alta resolución, sonar de barrido, muestreo y análisis químicos del fondo marino y recursos fosfáticos potenciales. Un vuelo charter entre Greenville, N. C. y Orlando, Fla., permitió estudiar desde el aire aspectos geológicos de márgenes continentales tan íntimamente vinculados con los fosfatos de fondo marino.

La segunda parte del Simposio se desarrolló en el estado de Florida, reconociéndose con sumo detalle sedimentitas mioceñas portadoras de fosfatos de las Formaciones Bone Valley y Peace River en los distritos sur y central de Florida, con especial atención a los niveles enriquecidos secundariamente por retrabajado de **pebbles, pellets** y nódulos asociados con importantes procesos de meteorización.

En la ciudad de Tallahassee tuvieron lugar los dos seminarios restantes, a saber: 1) Procesos climáticos y oceanográficos Holocenos y fosfogénesis, 2) Procesos paleoclimáticos y paleoceanográficos Neógenos y fosfogénesis (Mayo 17), los cuales se desarrollaron con gran éxito en el auditorio de la Florida State University.

Previamente al Simposio (30 de Abril al 4 de Mayo) se dictó un curso sobre Geología de Depósitos Fosfáticos a cargo de los doctores Sheldon, Riggs, Mc Clellan, Burnett y Altschuler.

En la reunión plenaria se convino en aceptar por unanimidad el ofrecimiento de Venezuela de ser sede del próximo encuentro del Proyecto N° 156, en fecha a fijar entre los meses de Mayo-Junio de 1986, mientras que se aceptaron en principio las propuestas de Túnez para 1987 e Israel para 1988. También se constituyó una comisión para implementar la creación de un quinto grupo de trabajos del Proyecto N° 156 que será denominado Fosfatos Igneos, de indudable interés no sólo para países con depósitos de carbonatitas sino también para aquellos con importantes afloramientos de rocas ígneas alcalinas y básicas.

Ciertamente, los organizadores Stan y Bill Burnett y otros miembros del Proyecto merecen nuestro más cálido elogio por la excelente organización, posibilitando que el encuentro se desarrollara en un clima de gran simpatía y cordialidad que hizo que representantes de tan distantes y diferentes regiones del planeta se sintieran durante dos semanas hermanados en total armonía en una misma familia que lucha contra el hambre en el mundo.

Héctor A. Leanza

## INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

La Asociación Geológica Argentina publica su Revista con trabajos, notas breves, comentarios y réplicas, además de sus series A: Monografías y B: Didáctica y Complementaria, y las que en el futuro puedan establecerse por la Comisión Directiva de acuerdo a la siguiente modalidad:

### Revista

Es una publicación periódica que edita contribuciones referidas a las ciencias geológicas, preferentemente relacionadas a la Argentina y de otros países geologicamente vinculados. Estas contribuciones pueden comprender:

#### a) Trabajos

Son contribuciones originales cuya extensión no deberá exceder 30 páginas (tamaño carta: 22 x 28 cm) dactilografiadas a doble espacio a través de todo el texto; con sangría en los comienzos de párrafos separados por punto aparte. En carácter de excepción se recibirán trabajos más extensos, pero tanto el Director como los árbitros deberán dejar constancia que su longitud inusual está avalada por la calidad y cantidad de los datos e interpretaciones presentes en la contribución. Los trabajos de mayor extensión pueden ser considerados para su publicación en la Serie A: Monografías.

Los trabajos deberán ser inéditos y no serán aceptados trabajos consistentes en simples descripciones de objetos: para que cumplan con su finalidad científica y/o técnica, ellos deberán ser acompañados con las interpretaciones y conclusiones pertinentes.

Las contribuciones deberán estar escritas en castellano, permitiéndose sólo excepcionalmente la presentación en un idioma extranjero, si el autor se hiciese cargo de los costos extras de su impresión.

Los trabajos serán sometidos a arbitraje por el Director de la Revista, requiriéndose dos o más arbitrajes si se lo considera conveniente. A pedido del Director de la Revista, los autores podrán sugerir nombres de los posibles árbitros, locales o extranjeros, en temas muy especializados. En caso de disenso entre la opinión de los árbitros y del (o los) autor(es), el Director de la Revista, asesorado por el Comité Editorial, decidirá según corresponda. Las características principales a tener en cuenta para su aceptación serán la originalidad y la excelencia de la contribución.

Cuadros o apéndices con excesiva cantidad de datos, que no sean necesarios para el entendimiento del trabajo, deberán ser obviados. Los autores en estos casos pon-

drán los mismos a disposición de los interesados.

Los autores deben realizar sus contribuciones en la forma más breve posible. Estas deberán estar dirigidas a sus pares y no deben tratar de explicar los temas para que sean comprensibles a todos los lectores, debiendo suplantar explicaciones elementales a través de referencias bibliográficas apropiadas.

En aquellos casos donde los autores o grupo de autores expresen su intención de que dos o más trabajos sean publicados en forma conjunta, dado que presentan una unidad temática, tal como la de ciertas Reuniones, Simposios o Coloquios, ellos podrán estar contenidos en un número de la Revista. Este número será publicado de acuerdo al turno dado por el número de orden del último trabajo presentado de la unidad temática. Todos los trabajos serán arbitrados de acuerdo a los procedimientos usuales.

#### b) Notas breves

Deberán estar restringidas a informes breves (no más de 6 páginas tamaño carta), dactilografiadas a doble espacio, incluyendo figuras y referencias bibliográficas.

Estarán dirigidas a dar a conocer hallazgos suficientemente importantes que merezcan su pronta publicación o a presentar nuevas técnicas y metodologías, o nuevos datos (isotópicos, paleontológicos, etc.) cuyo contenido sea realmente significativo. Serán sometidos a arbitraje.

#### c) Comentarios y réplicas

Los comentarios se concentrarán exclusivamente a artículos publicados en números recientes de la Revista y/o de las actas de los Congresos Geológicos Argentinos, y serán aceptados para su publicación si son breves, de naturaleza técnica y realicen un aporte sustancial al mejor entendimiento del problema analizado. Las réplicas a estos comentarios serán solicitadas a los autores del trabajo motivo del comentario y generalmente publicadas en forma conjunta. Ambos serán sometidos a los procesos usuales de arbitraje.

### Serie A: Monografías

Esta serie está dedicada a síntesis o monografías que por su extensión no tengan cabida en la Revista. El objetivo de las mismas pueden ser estudios regionales o revisiones originales sobre temas o problemas específicos. Deberán ser trabajos originales de una excelencia académica significativa, que justifiquen su publicación. Las mismas serán sometidas a arbitraje por el Director y el Comité Editorial, quienes de-

cidirán acerca de su aceptación técnica, quedando supeditada a la Comisión Directiva su aprobación final, la que dependerá de los medios financieros disponibles. Dado que la publicación periódica de la Revista, tiene prioridad sobre esta serie, aquellas que tengan financiamiento propio serán bienvenidas.

#### **Serie B: Didáctica y Complementaria**

Esta serie estará dedicada a trabajos de carácter didáctico, como textos, diccionarios específicos, catálogos, etc. los que por ser de suma utilidad para la comunidad geológica, justifiquen el esfuerzo editorial de la Asociación. Estos trabajos serán arbitrados mediante los procedimientos habituales, pero su publicación deberá ser aprobada por la Comisión Directiva, la que proveerá los medios necesarios para su edición.

### **GUIA PARA LA PREPARACION DE LOS MANUSCRITOS**

#### **Instrucciones generales**

El manuscrito deberá ser presentado en original y un duplicado, incluyendo copias de las ilustraciones y fotografías al Director de la Revista, quien le asignará un número de orden. El manuscrito deberá ser dactilografiado de un sólo lado, en papel tamaño carta (22 x 28 cm), con márgenes amplios de 3 a 4 cm, para permitir la inclusión de comentarios de los árbitros. Todo el manuscrito debe ser dactilografiado a doble espacio. Sólo aquellas palabras a ser impresas en itálica deberán ser subrayadas, restringiéndose su uso a lo estrictamente necesario.

La primer página deberá contener el título del trabajo, los nombres de los autores, un resumen y abstract correspondiente, así como un número adecuado de palabras clave en inglés. Las páginas subsiguientes deberán ser numeradas correlativamente.

Se sugiere a los autores que hagan leer críticamente sus manuscritos por otros colegas, no sólo para correcciones en el estilo, sino también por su contenido científico, en forma previa a la presentación en la Revista.

Se recomienda en forma general seguir el siguiente ordenamiento para las diferentes partes del texto: Introducción - Objetivos - Material o área estudiada - Métodos y técnicas empleados - Resultados - Análisis o discusión - Conclusiones - Agradecimientos - Lista de trabajos citados en el texto - Cuadros - Epígrafe de las figuras.

El propósito del trabajo debe estar expresamente expuesto en la introducción. Si bien se respetará el estilo de cada autor, dado que éste es personal, se deberá

tener presente que en la escritura de artículos científicos la precisión es mucho más importante que la elegancia de la prosa.

#### **Título**

El título del trabajo deberá ser conciso, informativo e indicativo del contenido del trabajo. Deberá evitar palabras tales como: Contribución al conocimiento... o Algunas consideraciones acerca de... o similares.

Recuerde que el título es frecuentemente el único elemento que dispone el lector para decidir si necesita o no consultar el trabajo.

#### **Resumen y Abstract**

No deberá exceder las 250 palabras, debiéndose traducir el mismo al inglés indefectiblemente. Este debe ser una síntesis de los resultados no debiéndose incluir detalles metodológicos, salvo que éstos sean novedosos o necesarios para la comprensión del problema analizado. En el mismo no deben incluirse citas ni referencias.

#### **Lista de trabajos citados en el texto**

Esta deberá ser escrita siguiendo el ordenamiento en uso en los últimos números de la Revista. Cada referencia deberá tener nombre de los autores, año de publicación, título completo del trabajo, nombre de la publicación periódica subrayado, número de tomo y de páginas y lugar de publicación. Las obras no periódicas deberán tener el título subrayado, los editores si los hubiere, número de páginas, editorial y lugar de publicación.

#### **Cuadros**

Serán identificados en números romanos, deberán tener un título breve y ser referidos consecutivamente en el texto. Se presentarán en páginas separadas al final del texto, indicándose en el mismo el lugar apropiado para su inserción. Su formato no debe exceder el de una hoja tamaño carta (22 x 28 cm). Los cuadros no deben duplicar información contenida en el texto, sino por lo contrario servir para abreviar el mismo.

#### **Ilustraciones**

Las ilustraciones deberán ser planificadas de tal manera que su formato final no exceda 14,5 x 21,5 cm o que puedan ser reducidas a una columna del texto (6,8 cm) o al ancho de página (14,5 cm). El original no deberá ser más de dos veces mayor que el tamaño final. Las líneas deben ser lo suficientemente gruesas (mayores de 0,3 mm) para permitir su reducción. Las letras y números deberán ser planificados para que sean mayores de 1,5 mm después de su reducción.

Las ilustraciones deberán ser presentadas

en un original en tinta negra indeleble y un juego de copias, no admitiéndose como originales copias heliográficas o de otro tipo. Todas ellas indefectiblemente deberán presentar una preparación cartográfica adecuada, evitándose la escritura manuscrita. Los mapas y perfiles deberán llevar escala gráfica y coordenadas geográficas. El mapa de ubicación será esquemático y de tamaño reducido.

Las fotografías deberán presentarse en un juego de papel brillante y deberán ser de óptima calidad. En caso de presentar varias se recomienda agruparlas en bloques o láminas planificadas en forma coherente con la caja de la Revista.

Las figuras deberán ser compactas evitándose grandes espacios libres o desprovistos de información. Las mismas deberán ser citadas en el texto y los autores deben dejar indicado su lugar de inserción. Toda figura deberá tener su epígrafe cuyos textos serán presentados en página aparte al final del manuscrito.

#### De los autores

Estos deberán ser miembros de la Asociación. Excepcionalmente serán permitidas contribuciones de autores no miembros con la anuencia de la Comisión Directiva.

Al final del manuscrito deberán dejar constancia de su lugar de trabajo, institución y dirección postal correspondiente.

### FE DE ERRATAS

En el trabajo de S. Césari, Tomo XL (3-4): 293-296, 1985, donde dice (pág. 293): "La Palinozona Potoniensporites-Lundbladiapora de la Cuenca Paganzo", debe decir: "La Palinozona Potonieisporites-Lundbladispóra de la Cuenca Paganzo"; donde dice (pág. 295): "...principalmente de granos de polen, las cuales sólo muestran diferencias porcentuales de partición", debe decir: "...principalmente de granos de polen, las cuales sólo muestran diferencias porcentuales de participación".

**El presente número ha sido financiado en parte con subsidios del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, que no se hacen responsables del contenido del mismo.**

Este libro se terminó de imprimir el 30 de Septiembre de 1986 en los talleres gráficos de ZLOTOPIORO S.A.C.I.F., sito en la calle Sarmiento 3149, Buenos Aires, R. Argentina.

Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huchulafquen, provincia de Neuquén C. A. PARICA	201
Hallazgo de basamento igneo-metamórfico en el Bajo de La Leona, departamento Deseado, provincia de Santa Cruz J. L. PANZA y M. MARQUEZ	206
Isótopos de azufre. Su determinación en materiales naturales y aplicaciones a la geología H. PANARELLO y C. DAPEÑA	210
<i>Resúmenes</i>	
Phanerozoic sedimentary phosphates from Argentina H. A. LEANZA, A. T. SPIEGELMAN, C. A. HUGO, O. MASTANDREA y J. C. OBLITAS	209
<i>Comentario</i>	
Las ritmitas de la Formación Sauce Grande y sus implicancias paleoambientales, Sierras Australes de Buenos Aires A. C. MASSABIE y E. A. ROSSELLO	216
<i>Réplica</i>	
Sobre la presencia de ritmitas en la Formación Sauce Grande, sierra La Ventana, provincia de Buenos Aires R. SCHILLIZZI	218
<i>Comentario</i>	
Las Tobas de Sarmiento en el Macizo de Somuncura M. FRANCHI y F. NULLO	219
<i>Nota Necrológica:</i> DR. WILLIAM E. HUMPHREY	223
Noticia	224
Instrucciones para los autores	230
Fe de erratas	232



# Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XLI - N<sup>os.</sup> 1-2

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión N <sup>o</sup> 2612
	FRANQUEO PAGADO Concesión N <sup>o</sup> 3667

## CONTENIDO

Interpretación geofísica y geológica del basamento en el noreste de la provincia de Río Negro R. SCHILLIZZI, J. KOSTADINOFF y C. H. LABUDIA	1
La magnetoestratigrafía del "Ensenadense" y "Bonaerense" de la ciudad de La Plata (excavación Nuevo Teatro Argentino): su significado geológico M. L. BOBBIO, M. DEVINCENZI, M. J. ORGEIRA y D. A. VALENCIO	7
Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén E. LLAMBA S	22
Paleohidráulica: la reconstrucción de parámetros hidráulicos a partir de las rocas sedimentarias G. GONZÁLEZ BONORINO	33
Estudio roentgenográfico de fluoritas G. ALIOTTA	40
Geocronología rubidio-estroncio del grupo Santa Victoria, provincia de Salta G. RIAL	51
Estratigrafía del Ordovícico de la sierra de Zapla, provincia de Jujuy C. R. MONALDI, M. A. BOSO y J. C. FERNÁNDEZ	62
Geología del cerro Caquel y aledaños, departamento Futaleufú, provincia del Chubut J. I. BENITO y J. CHERNICOFF	70
Formación Caleufú (Nov. Nom.): reinterpretación de las Formaciones Río Negro y Alicura, en el área de Collon Cura, Sur de Neuquén E. F. GONZÁLEZ D'AZ, J. C. RIGGI y L. FAUQUÉ	81
Turbiditas en la sección basal de la Formación Ansilta, Paleozoico superior de la Precordillera Occidental, provincia de San Juan O. LÓPEZ GAMUNDI	106
Geología de los cerros Tornquist y Recreo, sierra de La Ventana, provincia de Buenos Aires E. M. LEONE	117
El perfil de la quebrada La Delfina, provincia de San Juan E. G. OTTONE y C. L. AZCUY	124
Geología y evolución tectónica de las islas Barnevelt; Atlántico Sur V. A. RAMOS, M. HALLER y F. BUTRON	137
Morfoclimas y paleoformas en la evolución geomorfológica de la sierra de Ancasti (Cuaternario superior), Catamarca J. M. SAYAGO	155
Paleomagnetismo y edad relativa del drift Fichileufu en su área tipo, San Carlos de Bariloche, Río Negro K. P. KODAMA, J. RABASSA, E. B. EVENSON y M. CLINCH	165
<i>Notas Breves</i>	
Rocas sedimentarias marinas mesozoicas en la península Tabarín, extremo nororiental de la península antártica R. del VALLE, G. AMBROSINI y R. A. SCASSO	179
Reconocimiento sísmico del litoral sur marplatense, provincia de Buenos Aires R. SCHILLIZZI	182
Las sierras australes de Buenos Aires: su vinculación a un cizallamiento regional J. SELLES MARTÍNEZ	187
La heterolita y las series de oxidación del manganeso del distrito minero Agua de Dionisio, provincia de Catamarca L. MALVICINI	191
Graptofauna caradociana en quebrada La Chilca, al norte de Calingasta, Precordillera de San Juan S. C. KERLENEVICH y A. CUERDA	197

(Continúa retirada contratapa)

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a:  
MAIPU 645, piso 1<sup>o</sup>, 1006 Buenos Aires, República Argentina