

AMBIENTES DE SEDIMENTACION, ESTRATIGRAFIA Y PROVENIENCIA DE LA SECUENCIA MARINA DEL Terciario SUPERIOR DE LA REGION DE PENINSULA VALDES, CHUBUT

Roberto A. Scasso y Claudia del Río

RESUMEN

Se efectuó el análisis paleoambiental y faunístico de la secuencia sedimentaria marina del Terciario superior, aflorante en el sector nororiental de la provincia del Chubut y, especialmente, en la región de Puerto Madryn y península Valdés. El mismo permitió definir un único ciclo sedimentario marino de carácter general regresivo que abarca las unidades conocidas como "Patagoniense" (Formación Gaiman) y "Entreterriense-Rionegrense" (Formación Puerto Madryn). Las facies basales corresponden a sedimentos de plataforma depositados por debajo de la base del tren de olas; por encima se encuentran depósitos de menor profundidad dominados por tormentas y acción de mareas; la secuencia culmina con niveles de paleosuelos.

Se delimitó la costa occidental del mar que depositó a los sedimentos entreterrienses y el área de proveniencia de los mismos. La superficie de contacto entre el "Patagoniense" y el "Entreterriense" es considerada como una probable "superficie de omisión".

Finalmente se correlaciona tentativamente el "Patagoniense" con los tramos asignados al Mioceno inferior y Oligoceno del pozo YPF Ch. PV. es-1.

ABSTRACT

Paleoenvironmental and faunistical analyses of the marine sedimentary sequence (Upper Tertiary) outcropping in the northeastern part of Chubut, principally in Puerto Madryn and península Valdés regions, is presented. A single marine sedimentary cycle is defined, which comprises the "Patagoniense" beds (Gaiman Formation) and the "Entreterriense-Rionegrense" beds (Puerto Madryn Formation). The lower facies were deposited in a shelf environment below the wave train base level. Overlying them deposits which represent a storm-and-tide dominated shallow water environment occur. Capping the sequence paleosols levels are found.

The western coast of the Upper Tertiary "Entreterriense" sea is delimited and the provenance of sediments is studied.

The surface between "Entreterriense" and "Patagoniense" beds is considered a probable "omission surface".

Finally a tentative correlation between "Patagoniense" and the lower Miocene and Oligocene levels of the YPF Ch. PV es-1 is proposed.

INTRODUCCION

En la región de península Valdés, alrededores de Puerto Madryn y en general en el noreste de la provincia del Chubut, afloran extensamente sedimentitas del Terciario superior. Estas rocas han sido el motivo central de este estudio, que se encuadra dentro del Plan de Trabajo "Estratigrafía del Terciario Marino de la Patagonia" del Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos.

Entre los años 1981-1985 se realizaron cuatro campañas durante las cuales se levantaron 20 perfiles sedimentológicos de detalle complementados con observaciones en otras localida-

des de la región, y se efectuó la recolección de material fosilífero según niveles para los estudios paleontológicos y bioestratigráficos. Los estudios litológicos y texturales comprendieron la descripción de 20 cortes delgados y alrededor de 50 preparaciones de grano suelto para la caracterización de la fracción tamaño arena. La fracción arcilla se analizó mediante difracción de rayos X. Se trataron 25 muestras, obteniéndose difractogramas de cada muestra sin orientación, orientada, con tratamiento térmico (550°C-2 horas) y orientada en atmósfera de glicol (24 horas). Los análisis granulométricos realizados sobre 30 muestras apuntaron a la caracterización de las diversas facies mediante

ANTECEDENTES

parámetros estadísticos. Se realizaron mediciones de paleocorrientes en areniscas con estratificación entrecruzada de mediana y gran escala en 11 localidades.

En el trabajo se emplean algunas de las conclusiones paleontológicas y bioestratigráficas correspondientes al tema de tesis doctoral de uno de los autores (C. del R.)

Tradicionalmente las rocas terciarias del sector noreste de la Patagonia han sido objeto de estudios geológicos y paleontológicos. Los mismos se remontan a las investigaciones de Darwin (1846) y posteriormente, hacia fines del siglo pasado y principios del corriente, estas se-

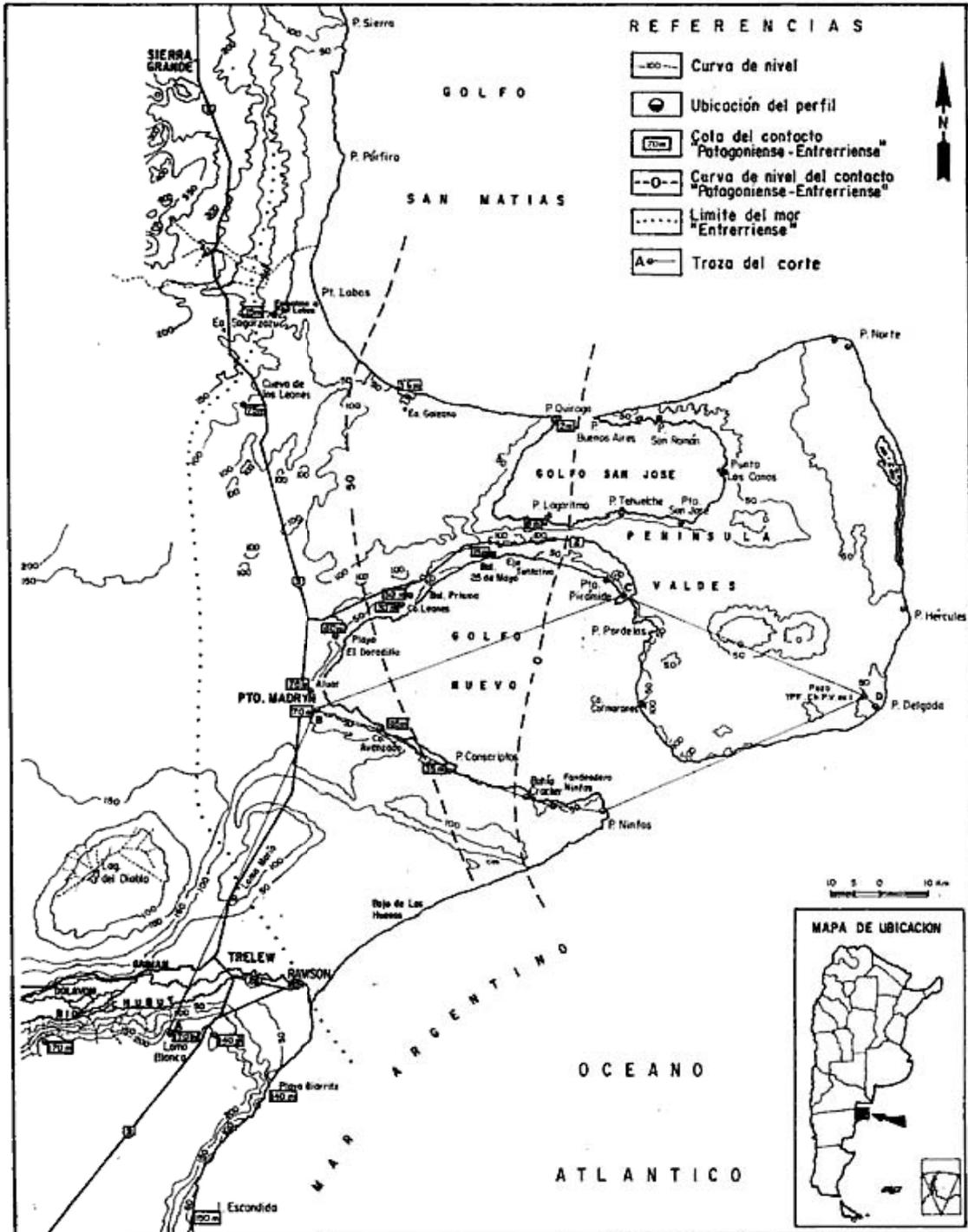


Figura 1.— Mapa del sector estudiado y ubicación de las localidades de los perfiles. Se presentan curvas estructurales del contacto "Entrerriense"- "Patagónico" y el límite occidental del mar "Entrerriense".

cuencias fueron motivo de estudio para F. Ameghino (1889, 1894, 1897, 1898 y 1906) y C. Ameghino (1890). El material fosilífero fue analizado por Ihering (1907). Asimismo, son dignos de mención los trabajos de Wilckens (1905), Rovereto (1913 y 1921), Windhassen (1921) y especialmente las detalladas observaciones de Frenguelli (1926) y Feruglio (1949). De los trabajos citados surgió el conocimiento básico de la estratigrafía del Terciario de la Patagonia. En lo que respecta al "Entrerriense" y "Rionegrense" (según nomenclatura de Frenguelli, 1926), se atribuyó edad miocena-pliocena a estos depósitos, existiendo diferencias de interpretación con respecto a los distintos pisos presentes. También se hizo hincapié en el carácter decididamente marino del "Entrerriense", en contraste con la paulatina continentalización evidenciada por las capas rionegrenses.

El trabajo de Feruglio (1949) establece o reafirma una serie de criterios:

- elige como localidad típica del "Entrerriense" y "Rionegrense" en Patagonia a la península Valdés y golfo Nuevo, incluyendo en esas unidades a los afloramientos del valle inferior del río Chubut hasta Boca de la Zanja.
- reconoce una discordancia erosiva entre el "Patagoniense" y el "Entrerriense" que lo suprayace.
- remarca la indefinición del contacto del "Entrerriense" con el "Rionegrense" que se le sobrepone.
- incorpora a la parte basal del "Entrerriense" a los depósitos correspondientes al "Aonikense" (Rovereto, 1913 y 1921 y Frenguelli, 1926).

Posteriormente resulta de sumo interés el aporte de Masiuk *et al.* (1976), quienes sobre la base de información micropaleontológica del pozo YPF Ch.PV. es-1 ubicado en el extremo oriental de península Valdés, establecieron la secuencia estratigráfica presente en el subsuelo.

Haller (1978, 1981a y 1983) denominó Formación Puerto Madryn al "Entrerriense" y "Rionegrense" aflorante en la zona de Puerto Madryn y en península Valdés, tomando barrancas Blancas como localidad tipo. Atribuyó a estas capas edad miocena superior por el contenido fosilífero, agregando que el ambiente de formación de las sedimentitas fue un mar templado cálido en las cercanías de la costa y halló evidencias de regresión marina en los términos superiores del perfil de barrancas Blancas. Por debajo de la Formación Puerto

Madryn aflora la Formación Gaiman (Haller y Mendía, 1980) que es atribuida provisoriamente al lapso Eoceno superior-Oligoceno por Haller (1983) en la región de Valdés.

Spiegelman y Busteros (1978) avanzaron en la caracterización litológica de estas rocas en barrancas Blancas y bahía Cracker. Estas autoras afirmaron que el área de aporte de las sedimentitas se ubicaba al oeste y noroeste de la zona estudiada, en relación con complejos efusivos eocenos.

Haller (1981b y 1983) definió una nueva unidad, las "Areniscas del Casco", en el extremo oriental de península Valdés. Las sedimentitas que la componen se hallarían plegadas en una serie de anticlinales y sinclinales con ejes N80°-75°O. Por el contenido fosilífero y su supuesta relación de discordancia angular con la Formación Puerto Madryn que la suprayace, atribuyó tentativamente a estas capas edad eocena media a superior. Indicó que en el Oligoceno-Mioceno inferior existió en la región un alto estructural limitado al norte y al sur por fallas con rechazos del orden de los 600 m que habrían provocado una variación en el eje de depocentros para el Oligoceno-Mioceno inferior.

Mendía y Bayarsky (1981) y Mendía (1984) aportaron nuevos datos acerca de la presencia y caracterización de la Formación Puerto Madryn en los acantilados de la costa cercana a Rawson y barrancas de la margen sur del valle inferior del río Chubut.

En el trabajo presentado por Cortés (1981) se describieron sedimentitas pertenecientes a la Formación Puerto Madryn en la zona de Cueva de los Leones y Puerto Lobos. A su vez, sobre la base de un mapa de afloramientos se determinó la probable extensión del "mar enterriense" en el Mioceno superior siguiendo en general el criterio de Feruglio, y estableciendo con mayor precisión el borde norte de la cuenca.

Los trabajos de Sato (1981) y Castro (1981) aportaron detallados estudios sedimentológicos y consideraciones paleoambientales y paleoecológicas a través del estudio de 4 y 3 perfiles respectivamente en península Valdés.

Del Río (1982) aportó datos sedimentológicos y el estudio paleontológico que realizó significa una profundización en el conocimiento de la megafauna de invertebrados marinos. Recientemente, De Vries *et al.* (1983) dieron a conocer un perfil de las capas aflorantes cerca de punta Buenos Aires (golfo San José) en las cuales reconocieron depósitos que

representan una transición entre un ambiente marino de costa afuera (en la base del perfil) hasta planicies supratidales y pantanos salobres (en el techo), configurando así una secuencia regresiva.

**BIOESTRATIGRAFIA Y
CARACTERISTICAS
PALEONTOLOGICAS**

Los niveles "patagonienses" de la base de la secuencia sedimentaria terciaria aflorante en Puerto Madryn y alrededores, están integrados por pelitas y areniscas tobáceas blanquecinas muy bioturbadas y con escaso contenido de cuerpos fósiles. En este último caso se trata de moldes de turrítelas, ostreas, pinnas, mytilus, escasos pectínidos y decápodos y restos de vertebrados marinos acumulados en cuerpos lentiformes pequeños. El tipo de fosilización y el mal estado de conservación de la fauna impiden su clasificación sistemática.

La actividad orgánica está representada por abundantes trazas intraestratales de alimentación (*feeding traces*), de morada (*dwelling traces*) y de reptación (*crawling traces*). El análisis de las mismas permitió inferir que esta icnocenosis correspondería a la icnofacies *Cruziana* de Seilacher (1967) por debajo del nivel de base de las olas.

Sobre esta unidad se encuentran las capas atribuidas al "Entrerriense" y justo por debajo del contacto, dentro del "Patagoniense", se observa una notable intensificación de la biotur-

bación que impide en algunos casos la identificación de cada una de las trazas fósiles, proporcionando a los sedimentos una textura moteada.

La megafauna de invertebrados marinos contenida en los niveles "entrerrienses" permite comprobar que no existe elemento alguno para suponer la presencia de dos ciclos sedimentarios, considerados por algunos de los autores precedentes, como "Entrerriense" y "Rionegrense". Las coquinas presentes en los niveles inferiores del "Entrerriense" en las localidades de cerro Avanzado, El Doradillo y cerro Leones (véase figura 2) son portadoras de la misma asociación faunística que caracteriza a los niveles superiores de la secuencia aflorante en punta Norte y punta Ninfas y que fueran incluidos anteriormente dentro del "Rionegrense" (del Río, 1985a). Como se explicará más adelante, las diferencias litológicas halladas entre el "Entrerriense" y el "Rionegrense" corresponden a facies sedimentarias depositadas en distintos ambientes. La ausencia o disminución de coquinas y la variación en la distribución, abundancia y estado de conservación de la fauna entre el "Entrerriense" y los niveles atribuidos al "Rionegrense", (niveles superiores de Puerto Pirámides, bahía Cracker y punta Delgada y niveles inferiores de punta Ninfas), podría deberse a diferencias en el ambiente de depositación. En efecto, la sedimentación marina se habría producido en un ambiente menos propicio para la vida de los organismos o

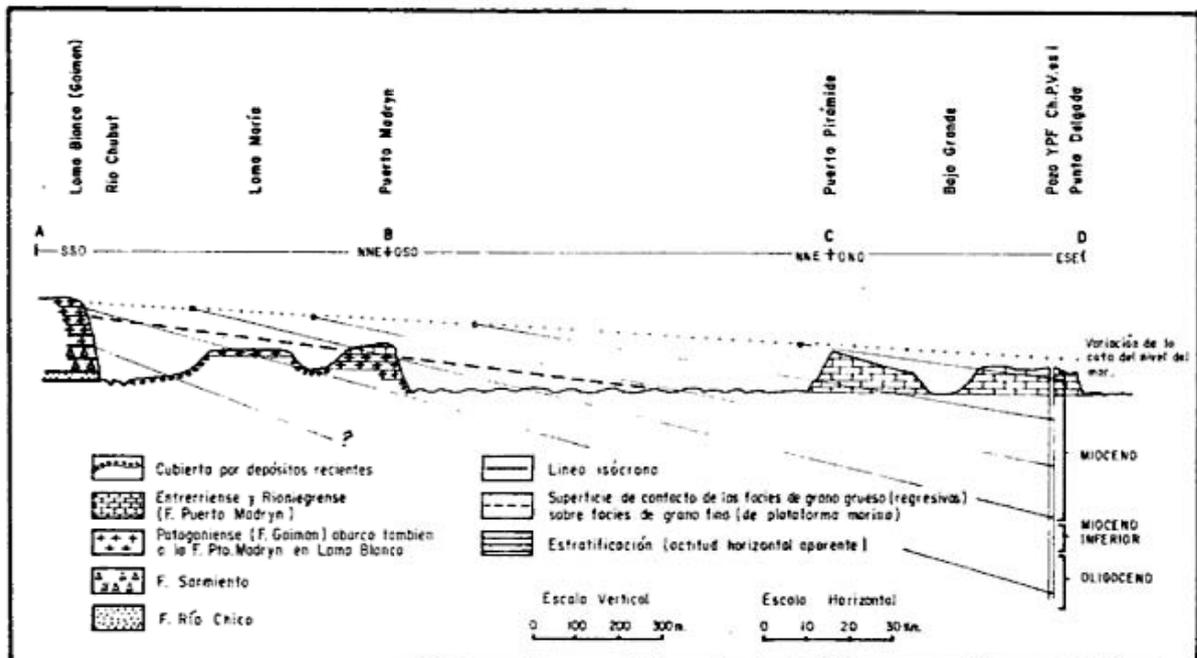


Figura 3.— Corte geológico esquemático, interpretativo de la sedimentación miocena en el noreste del Chubut. La traza de las líneas de tiempo (isocronas) intersecta a los contactos entre unidades litológicas.

donde no se dieron las condiciones que provocasen su acumulación.

La fauna miocena es altamente diversa y abundante y está compuesta principalmente por moluscos, equinodermos y braquiópodos y en menor proporción briozoarios y artrópodos (decápodos y balánidos).

Los bivalvos están representados principalmente por las siguientes familias: Veneridae, Carditidae, Glycymeridae, Pectinidae y Ostreidae, los gastrópodos por las familias Muricidae y Architectonicidae, los equinodermos por la Familia Monophorasteridae y los braquiópodos por la familia Terebratulidae. En la mayoría de los casos se trata de acumulaciones *post-mortem*. El estado de conservación de la fauna y el tipo de concentraciones fosilíferas permitieron diferenciar los siguientes tipos de coquinas: (las facies correspondientes se describen en el análisis ambiental.)

Coquinas presentes en la facies 1

La asociación pertenece a una tanatocenosis exótica con individuos altamente triturados, lo que imposibilita su clasificación sistemática y evidencia un transporte prolongado hacia un ambiente distinto del cual provienen los individuos fosilizados.

Coquinas presentes en la facies 2

Niveles ostreros compuestos por sedimentos pelíticos o areniscas muy finas con individuos en posición de vida o posición horizontal con

ambas valvas cerradas. Esta asociación representaría a la comunidad viva (véase foto 1).

Las comunidades que originaron estas acumulaciones estaban integradas por taxones de hábitos principalmente bentónicos que caracterizaban tanto la epifauna como la infauna. Como representantes de la primera categoría se encuentran fundamentalmente pectínidos y ostreas y, dentro de la segunda, glycymeridos, árcidos y la mayoría de los veneridos.

Coquinas presentes en la facies 3

Los individuos se hallan dispuestos al azar, tratándose de una agrupación *post-mortem* del tipo indígena. Las conchillas se presentan enteras, con bordes y ornamentación intactos y a veces articulados. El grado de mezcla varía desde alto a muy bajo estando constituidas en el último caso por niveles formados sólo por pectínidos, o por pectínidos, ostreas y turritelas, o por pectínidos y braquiópodos o únicamente por monoforasteridos. Este tipo de coquina implica un transporte poco prolongado, y la asociación fosilífera representaría, en los casos de bajo grado de mezcla, a la comunidad viva que fue removida y sufrió escaso transporte dentro del ambiente donde vivían.

EDAD

Ihering (1907) propone una edad miocena temprana para la fauna "entrerriense". Poste-

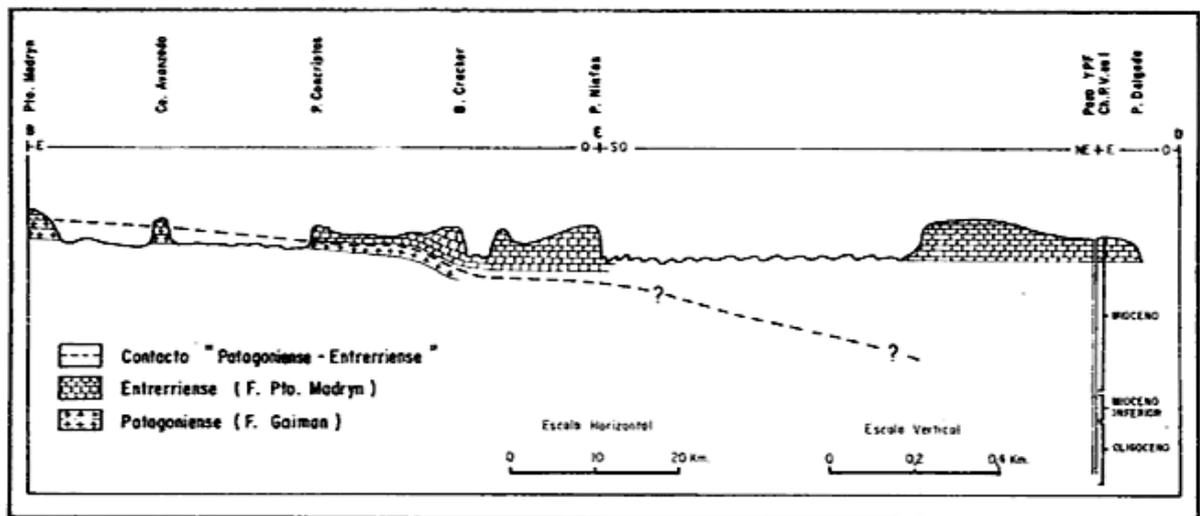


Figura 4.— Perfil geológico de la margen sur del golfo Nuevo y costa sureste de la península Valdés. Obsérvese el suave alabeo de las capas en el sector de bahía Craker.

riormente el estudio de ostrácodos contenidos en los niveles sedimentarios de Puerto Pirámides efectuado por García (1970), indicó que pertenecen al Mioceno. El análisis de los foraminíferos de esta secuencia fue realizado por Malumian y Masiuk (1973), Masiuk *et al.* (1976) y Malumian (1978). Estos autores, basados en la presencia de la asociación de "*Protelphidium tuberculatum* (d'Orb.), que caracteriza a estos niveles, proponen la presencia de aguas hiposalinas, someras y más cálidas que las actuales para el mar "entrerriense", y una edad miocena superior para sus depósitos.

Por otra parte Zinsmeister *et al.* (1981) obtienen una edad K-Ar de 9,41 ma (Mioceno superior) promedio de tres concentrados de vidrio de una toba de la parte superior del "Rionegrense" de bahía Cracker.

El análisis de la megafauna de invertebrados realizado por del Río (1985a y 1985b) indica

edad miocena para los sedimentos "entrerrienses".

MARCO ESTRATIGRAFICO Y CORRELACIONES

Para el análisis estratigráfico de estas secuencias se han utilizado dos criterios diferentes. Por lo general, los autores de los trabajos más antiguos tendieron a definir unidades con sentido cronoestratigráfico, utilizando términos como "Patagoniense", "Enterriense" y "Rionegrense". Posteriormente la tendencia fue definir unidades litoestratigráficas, de donde surgió la nomenclatura de Formación Gaiman y Formación Puerto Madryn. En este trabajo se ha optado por las denominaciones antiguas, que resultaron más adecuadas para los objetivos de definir y correlacionar ciclos sedimentarios, sin

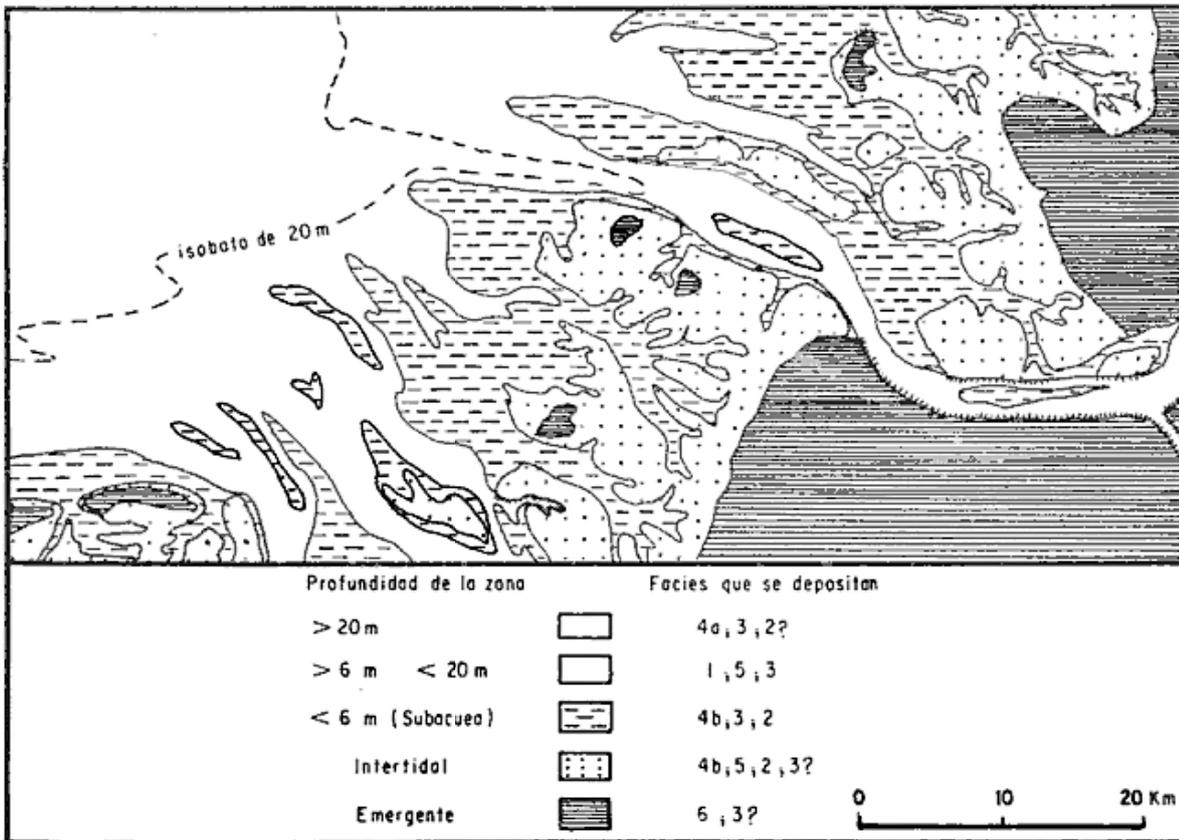


Figura 5.— Modelo de sedimentación propuesto para los sistemas de canales y lenguas arenosas paralelas a los mismos que se encuentra representado en las partes media y superior de la secuencia. Modificado del mapa de la parte sur de la bahía Alemana (German Bay) en el mar del Norte, cerca de la desembocadura del río Elba. (Reineck y Singh, 1973)



Foto 1.— Coquina de ostreas en posición de vida. Facies 2.

que por ello se desconozca la validez de los conceptos litoestratigráficos. Cuando se utiliza el término "Patagoniense", sin aclaraciones, se hace referencia a las pelitas de colores blanquecinos aflorantes en la región de Puerto Madryn e istmo Ameghino; "Enterriense" se considera con significado netamente cronoestratigráfico como "rocas portadoras de megafauna miocena característica de península Valdés". Este término abarca al "Rionegrense" marino de la zona, como se planteará más adelante, y cuya utilización indica "parte superior del Enterriense" sin que medie discordancia entre ambas unidades.

De los antecedentes citados se puede bosquejar un cuadro estratigráfico para las sedimentitas terciarias de superficie: las capas más antiguas corresponden al "Patagoniense" y están constituidas por pelitas tobáceas blanquecinas, cuya edad no ha sido aún establecida con precisión, si bien en este trabajo se les atribuye tentativamente edad oligocena superior a miocena inferior. Sobre estos niveles aparece el "Enterriense" compuesto por areniscas y pelitas de colores castaños y amarillentos. Hacia el techo de la secuencia, los cambios de facies producen una variación de colores, que se tornan grises; estos niveles fueron anterior-

mente asignados al "Rionegrense". Coronan la secuencia niveles de "rodados patagónicos", que generalmente biselan la parte superior de las capas miocenas, aunque se han observado localidades (punta Delgada y punta Hércules) en las cuales no existen tales depósitos.

En la base del perfil de punta Hércules aparecen niveles que fueron considerados como una unidad más antigua que el "Patagoniense" o Formación Gaimán, y denominados informalmente como "Areniscas del Casco" (Haller, 1981b). En el presente trabajo esas capas son incluidas en el "Enterriense" por presentar la misma megafauna de invertebrados marinos y similar composición litológica y porque se interpreta que la disposición inclinada de parte de las capas de esa unidad se debe a sus características deposicionales (véase "Interpretación de facies 1" y figura 8).

El estudio de las unidades presentes en el subsuelo fue realizado por Masiuk *et al.* (1976) en el pozo YPF Ch.Pv. es-1. Estos autores, a través del análisis microfaunístico, asignaron al Mioceno medio-superior al tramo comprendido entre 55-370 mbbp, correlacionándolo con el "Enterriense" de superficie; al Mioceno inferior al tramo entre 370-420mbbp, y al Oligoceno al tramo entre 450-570 mbbp (véase

figuras 3 y 4). En el presente trabajo se correlaciona tentativamente la sección intermedia y parte de la sección inferior de ese pozo (Oligoceno-Mioceno inferior) con el "Patagoniense" de superficie de la región de Puerto Madryn, cuya edad es incierta, por hallarse ambas unidades en concordancia por debajo de secciones probadamente "Entrerrienses". Esto se sitúa dentro de un esquema paleogeográfico general en el cual los mayores espesores de sedimentitas oligocenas y miocenas se depositaron en el sector oriental (facies predominantemente pelíticas), mientras que hacia el oeste estos niveles se acufian marcadamente.

Se considera la existencia de un gran ciclo sedimentario que abarcó al "Patagoniense", "Entrerriense" y "Rionegrense" y que finalizó con una regresión marina, en la cual la retirada del mar se produjo desde el oeste y sudoeste hacia el este y noreste. Las variaciones de facies entre las tres unidades se interpretan como debidas a cambios en las condiciones de sedimentación motivadas por una gradual disminución en la profundidad del mar en la cuenca, sin que medie una retirada completa y nuevo avance del mar entre cada unidad. Por lo tanto y siguiendo esta idea el techo de la secuencia marina en todas las localidades de la región debería ser sucesivamente más joven hacia el este y noreste. Tal posibilidad no ha sido aún demostrada por una variación en los componentes faunísticos dado el corto período involucrado. Por otra parte esto encuadra dentro del panorama general de los cuerpos sedimentarios terciarios

de la costa patagónica, que presentan capas horizontales y subhorizontales que se acufian hacia el oeste. Cabe señalar que, de acuerdo a la correlación efectuada más arriba, el "Patagoniense" del área de estudio, (Oligoceno-Mioceno inferior) sería más joven que las capas patagonienses asignadas a la Formación Gaiman por Mendía y Bayarsky (1981) de las localidades de loma Blanca (Gaiman), playa Biarritz y Dolavon situadas hacia el sudoeste. Estos últimos niveles son portadores de ejemplares del género *Venericardia* (*Venericor*) de edad eocena superior (Camacho y Fernández, 1956). Hacia el noroeste, en Cueva de Los Leones, el "Patagoniense" también contiene abundantes representantes de *Venericardia* (*Venericor*) inmediatamente por debajo del contacto con el "Entrerriense". Esto implica un considerable hiato y demuestra que en los bordes de la cuenca la sedimentación no fue continua como en la parte central sino que ocurrieron pequeñas transgresiones marginales.

En el área estudiada los indicios de actividad diastrófica se reducen a ligeras inclinaciones de las capas y a fallas directas de pocos metros de rechazo.

LA SUPERFICIE DE CONTACTO ENTRE EL "PATAGONIENSE" Y EL "ENTRERRIENSE"

Esta superficie queda expuesta en numerosas localidades de la región al oeste del istmo Car-

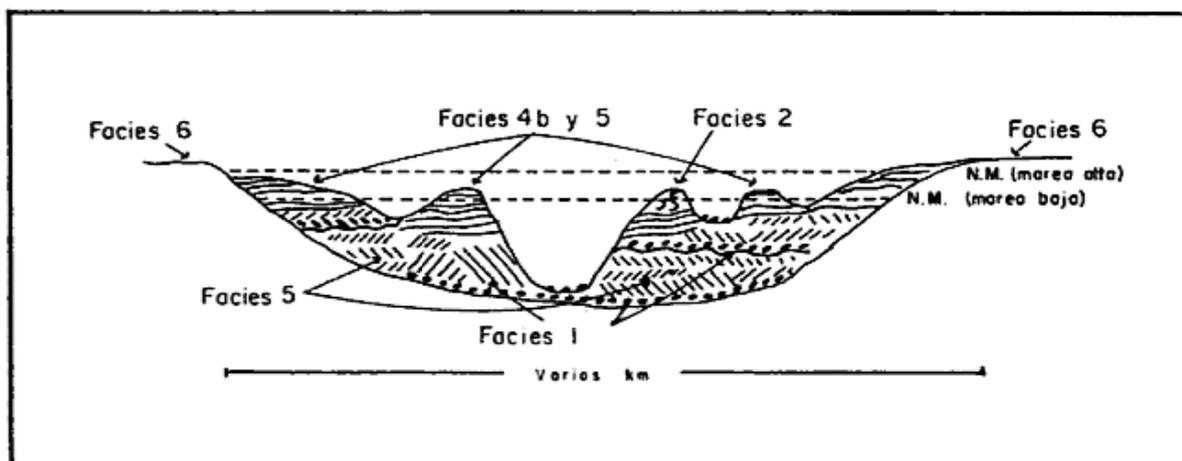


Figura 6.— Sección transversal a un canal principal de mareas (estuárico?), con la localización de las facies que se depositarían en condiciones normales, fuera de los períodos de tempestades. Modificado de Spalletti (1980).

Asociación Geológica Argentina

LOCALIDAD	COTA DEL CONTACTO PATAG-ENTRERRIENSE	COTA MÁXIMA DE AFLORAM. ENTRERRIENSE	UBICACIÓN
Empalme a Puerto Lobos	75 ± 15m	Aprox. 95m	Sobre el camino a Pto. Lobos a unos 10 km de la Ruta 3
Cueva de los Leones	75 ± 10m	Aprox. 110m	Barranca al oeste de la Ruta 3
Ea. Galeano	36m		Al norte de la Ea. (Haller, 1983)
Punta Quiroga	2m	Aprox. 90m	En las inmediaciones del Faro
Punta de los Conos	Bajo el nivel del mar	Aprox. 35m	Acantilados de la punta costa E del Golfo San José
Fondeadero San Román	Bajo el nivel del mar		En los acantilados al este y oeste del Fondeadero
Puerto San José	Bajo el nivel del mar		En los acantilados al oeste del Fondeadero
Baliza 25 de Mayo	15 ± 5m	Aprox. 95m	En las inmediaciones de la Baliza
Baliza C° Prisma	Aprox. 30m		En las inmediaciones de la Baliza
Punta Logaritmo	8 m		Extremo norte de la Punta
Punta Tehuelche	Bajo el nivel del mar		Acantilados del borde norte de la Punta
Cerro Leones o Prismático	Aprox. 30m		1,5 km al SE de la Baliza Prisma
Playa Doradillo	60 ± 5m	Aprox. 110m	Barranca 1 km al oeste de la Playa
Autódromo Pto. Madryn	70 ± 5m	Aprox. 120m	Sobre la barranca al sur del autódromo
Acceso a ALUAR Puerto Madryn	70 ± 5m	Aprox. 100m	Barrancos al sur del camino
C° Avanzado	65 ± 5m	Aprox. 90m	En las inmediaciones de la Baliza
Punta Conscriptos	35 ± 5m	Aprox. 95m	En el borde oeste del Bajo Hondo
Bahía Cracker	Bajo el nivel del mar	Aprox. 60m	En los acantilados al oeste de la Estancia
Fondeadero Ninfas	Bajo el nivel del mar	Aprox. 60m	En los acantilados al oeste de la Ea. El Pedral
Punta Ninfas	Bajo el nivel del mar	Aprox. 100m	En las inmediaciones del faro
Punta Delgada	Bajo el nivel del mar	Aprox. 50m	En las inmediaciones del faro
Pozo YPF Ch. PV es - I	320 m. b.n.m.	Aprox. 50m	(Mosiuk et al 1976), cercano a Pta. Delgada
Punta Hércules	Bajo el nivel del mar	Aprox. 55m	Al N. de la punta; lugar del naufragio del Pte. Roca
Punta Norte	Bajo el nivel del mar	Aprox. 45m	En las inmediaciones del Faro. Otro perfil en La Lobería
Cerro Cormoranes	Bajo el nivel del mar	Aprox. 100m	En los acantilados del oeste del cerro
Puerto Pirámide	Bajo el nivel del mar	Aprox. 105m	En los acantilados del C° Olazábal y en la Lobería
Loma María	A cota 130m aflora Patagónica		En el extremo sur de la loma. Corte de la Ruta 3
Trelew	140 ± 10m	Aprox. 200m	Barrancas de la barda S del río Chubut. Corte Ruta 3
Playa Biarritz	Aprox. 140m	Aprox. 200m	(Mendía y Bayarsky-1981) Al S del río Chubut
Loma Blanca Gaiman	Aprox. 170m	Aprox. 205m	Barrancas al sur del río Chubut frente a Gaiman
Isla Escondida	Aprox. 150m	Aprox. 180m	(Spiegelman y Busteros, 1978)
Dolavon	Aprox. 170m	Aprox. 205m	Barrancas al sur del río Chubut frente a Dolavon

Cuadro 1.- Ubicación de los perfiles y cotas del contacto "Patagónico-Entrerriense" y cota máxima de afloramientos entrerrienses. En el caso de las seis últimas localidades del cuadro no aparece fauna entrerriense, si bien las facies son similares.

los Ameghino. Precisamente en este último lugar se hunde hacia el este por debajo del nivel del mar. Un relevamiento de las distintas cotas a las cuales se encuentra el contacto (véase cuadro I y figura 1), permite apreciar que esta superficie inclina muy suavemente hacia el este, con una pendiente menor de 1°. Localmente, sin embargo, se verifican también bajas pendientes en otras direcciones, dentro de un gradiente general de inclinación al este y que posiblemente esté vinculado con la pendiente original de la cuenca. Esta superficie muestra una notable regularidad en todos los puntos en los que se la ha observado. Por debajo de la misma el "Patagoniense" presenta una gran homogeneidad litológica, siendo su constitución pelitas de coloración superficial blanca, normalmente masivas y con intensa bioturbación. Sobre el contacto, el "Entreriense" presenta variadas facies que incluyen desde conglomerados finos a pelitas y, en particular, es notorio el cambio de coloración (amarillentarrojiza y ocre) en contraste con los colores claros del "Patagoniense". Se debe aclarar que estas últimas capas son grises y verdosas en húmedo y, por lo tanto, que el mencionado contraste es más aparente que real, aunque impresione fuertemente al observador. Tradicionalmente se ha considerado a la superficie de contacto entre ambas unidades como una discordancia erosiva (véase antecedentes). Nuestras observaciones permiten destacar lo siguiente:

- en la parte superior del "Patagoniense", en algunas localidades, se observa un gradual cambio de coloración y el desarrollo de estructuras sedimentarias infrecuentes como laminación paralela y estratificación ondulosa, lenticular y flaser, que indicarían una sedimentación más somera que la normal del "Patagoniense", y que parecería señalar un pasaje transicional hacia las condiciones de sedimentación del "Entreriense".
- no se observa biselamiento de los estratos superiores del "Patagoniense", como es el caso de un banco de coloración gris que se puede seguir a lo largo de la costa del golfo Nuevo desde punta Logaritmo hasta punta Conscriptos.
- el pasaje entre ambas unidades es gradual (cerro Avanzado I - cerro Leones) o hay una superficie de erosión muy regular (playa Doradillo - cerro Avanzado) pasando por una gama de situaciones intermedias (véase foto 2).

- niveles ferruginosos en el contacto y también dentro del "Patagoniense" que pueden atribuirse a superficies de discontinuidad o altos transitorios en la sedimentación.
- la bioturbación observada en los niveles cercanos al contacto representa una asociación previa a la existencia de la posible discordancia (*pre-omission suite*) y otra de tipo simultáneo (*omission suite*). En el primer caso se advierte con frecuencia que la bioturbación en el techo del "Patagoniense", inmediatamente por debajo del contacto, es más densa que en el resto de la unidad, lo que es índice de una prolongada exposición (véase foto 3). En el segundo caso hay perforaciones de organismos litófagos como pholades, capaces de perforar superficies duras, lo que indicaría un relativo induramiento del fondo marino. No se observan casos de biselamiento de perforaciones. Por lo general el relleno de los tubos y perforaciones grandes situados en el contacto se ha efectuado con material de los bancos superiores, ya que estas formas actuaron como trampas para el sedimento. En un caso se hallaron dentro de un tubo vertical clastos tamaño conglomerado fino, de un tamaño mucho mayor que el del sedimento que se encuentra por encima de ese banco, lo que se interpreta como una prueba de la existencia de condiciones de mayor energía, no representadas por depósitos, previas a la depositación del banco inmediatamente superior (cerro Avanzado). Las evidencias registradas presentan cierta ambigüedad por cuanto no permiten definir en forma terminante la existencia de una discordancia erosiva, y sin embargo hay un cambio importante en los sedimentos de una a otra unidad, acompañado en algunos lugares por una marcada superficie de discontinuidad. En el presente trabajo se postula que los depósitos "entrerienses" sedimentaron en un ambiente marino más somero que el existente durante la depositación del "Patagoniense", o sea que ambas unidades se depositaron durante un mismo ciclo de sedimentación dentro de un mar de tendencia regresiva. Por lo tanto no media entre ambas una retirada completa del mar y luego una nueva transgresión. La superficie de con-

tacto entre ambas unidades se considera una "superficie de omisión" (*omission surface*) en el sentido propuesto por Bromley (1975), en la cual la erosión fue

leve o nula, y que se caracteriza por un hiato considerable en la sedimentación vinculado con una disminución del aporte.



Foto 2.— Contacto entre el "Patagoniense", (capas inferiores) con el "Enterriense" que lo suprayace. Obsérvese el banco de coloración ligeramente más oscura, inmediatamente por debajo del contacto, que se sigue regionalmente en numerosas localidades. Cerro Avanzado.



Foto 3.— Contacto entre el "Patagoniense" y el "Enterriense" en punta Quiroga. Obsérvese la densa bioturbación por debajo del contacto. Por sobre el mismo aparecen coquinas atribuidas a la facies 3, formadas por corrientes de turbidez generadas durante tormentas.

Durante este período las condiciones marinas permanecieron estables y posteriormente ocurrió un cambio en las características de la sedimentación que dió origen a los depósitos "enterrrienses". La confirmación de esta propuesta queda supeditada a futuros estudios, en especial paleontológicos, ya que la edad de los niveles "patagónicos" de la región no es aún bien conocida. Para los mismos se propone tentativamente una edad miocena inferior a oligocena superior (véase figura 3) (véase también la discusión de edad en párrafo anterior).

En los acantilados costeros se encuentran los mejores afloramientos y a menudo es posible el seguimiento lateral de los bancos a lo largo de varios cientos de metros. En la gran mayoría de los casos las capas muestran actitud subhorizontal. Las observaciones realizadas indican que los litosomas del "Enterrriense y Rionegrese" llegan a desarrollar una relativa continuidad lateral, pero no se han registrado unidades útiles como "bancos guías". Efectivamente, los acuífamientos laterales e interdigitaciones entre facies presentan la elevada frecuencia típica de las sedimentitas de zonas costeras. Por lo tanto, las inferencias paleoambientales se realizan en función de las frecuencias relativas de aparición de cada facies.

ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL

Las características geográficas del área se reflejan en el tipo de secciones aflorantes, en las cuales el desarrollo vertical de la secuencia es reducido (en general no superior a los 100 m). Por lo tanto se hace necesaria la integración de los distintos perfiles para lograr una columna estratigráfica general.

Las seis facies que se describen a continuación fueron definidas en función de su litología, contenido fosilífero, bioturbación, estructuras sedimentarias y geometría. En sus características generales, los depósitos estudiados presentan similitud con los de "costas mixtas clástico-carbonáticas" descritas por Selley (1976) y en particular con los depósitos miocenos del norte de Libia (Selley, 1969).

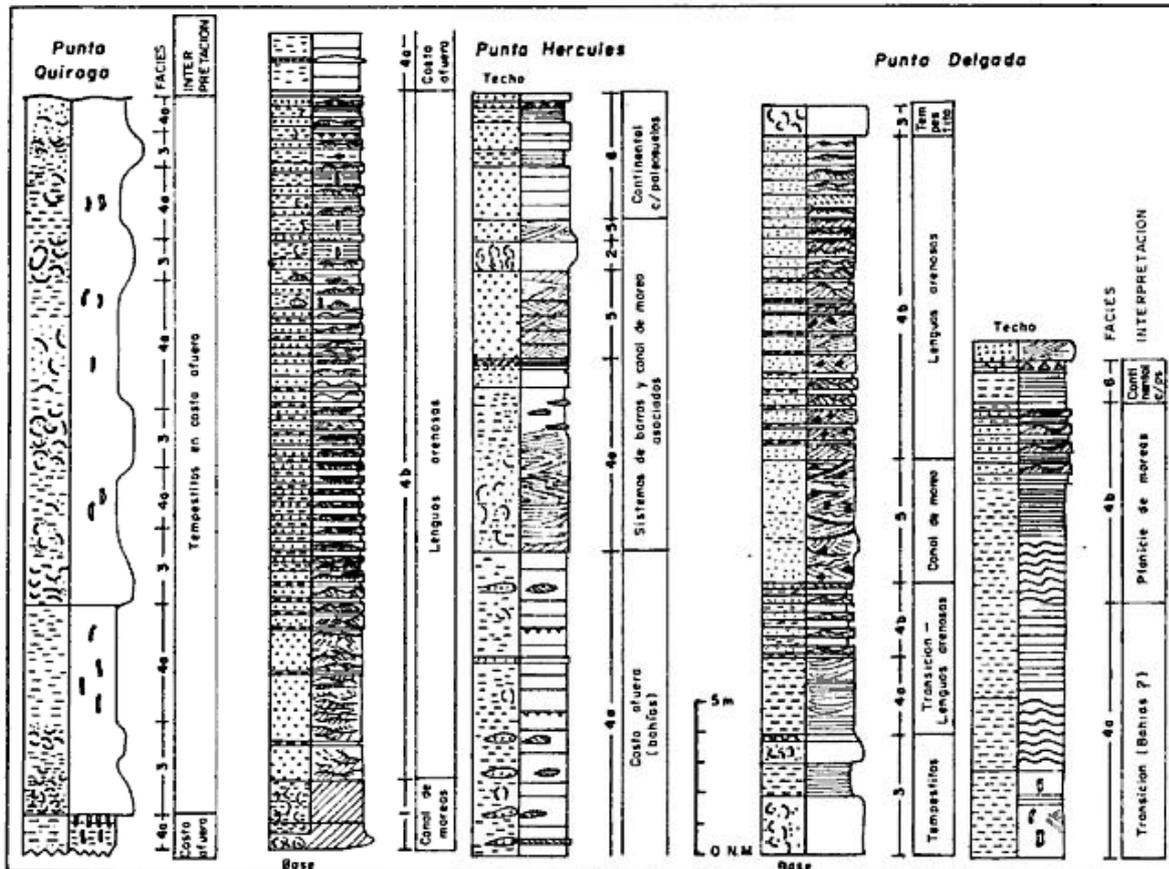


Figura 7.— Perfiles sedimentológicos de detalle, elegidos como ejemplos, de las localidades de punta Quiroga, punta Hércules y punta Delgada. Referencias en la figura 10.

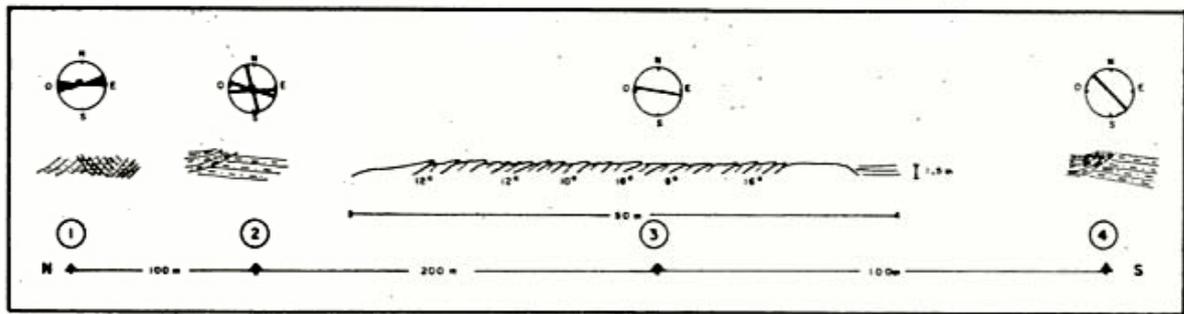


Figura 8.— Esquema de los afloramientos en el área de las restingas al sur de punta Hércules. En la parte inferior se indican las distancias relativas entre afloramientos. 1.- Areniscas con estratificación entrecruzada de mediana y gran escala. También afloran pelitas y areniscas con laminación horizontal. 2. y 4.- Pelitas con estratificación levemente inclinada y estructura de "corte y relleno". 3.- Sección transversal a la restinga principal (véase también foto 5) con indicación de la inclinación de las capas. Las paleocorrientes se midieron sobre estratificación entrecruzada (1) o longitudinalmente a las direcciones de los canales (casos 2, 3 y 4).

Facies 1. Areniscas conglomerádicas y coquinoideas (conchillas fragmentadas)

Descripción

Esta facies está compuesta por areniscas coquinoideas de grano grueso, coquinas y areniscas conglomerádicas, de color gris a pardo amarillento, con clastos mal seleccionados, con abundantes restos de conchillas fragmentadas y con la ornamentación desgastada por el transporte y el retrabajo sufridos. Los restos orgánicos presentes indican tanatocenosis con gran mezcla de individuos (pectínidos, gastrópodos, ostréidos, balanús, briozoarios, equinodermos).

Son muy comunes los intraclastos pelíticos. En el caso de las coquinas la matriz es siempre tamaño arena y por lo general gruesa. Las rocas se pueden clasificar como arenitas lítico-feldespáticas (Dott, 1964) pasando a "grainstone" (Dunham, 1962), en las cuales los fragmentos líticos son de volcanitas y tobas denotando así su naturaleza volcanoclástica. Las capas pueden presentar estratificación horizontal, a menudo con concentración en la base de los bancos de grandes valvas de ostras dispuestas con la superficie cóncava hacia abajo. Otra estructura sedimentaria común es la estratificación entrecruzada tipo beta (Allen, 1963) y la estratificación entrecruzada en artesas de mediana y gran escala con juegos de hasta 3 m de espesor (zona de bahía Cracker) cuyas capas frontales inclinan entre 10° y 25°, presentando entre juego y juego superficies de reactivación y de corte y relleno. El espesor de los bancos varía entre 0,3 y 0,4 m. Estos cuerpos presentan base erosiva, con un contacto inferior neto e irregular, y son granodecrecientes hacia el techo

cuyo contacto con las unidades superiores es transicional. La geometría es generalmente lenticular, conformando lentes muy aplanados de varios cientos de metros de longitud y hasta 6 m de espesor (cerro Avanzado), si bien las dimensiones son menores en la mayoría de los casos y hasta llegan a observarse formas con base marcadamente convexa, típicas de secciones de pequeños canales que han sido abandonados sin sufrir procesos de migración lateral.

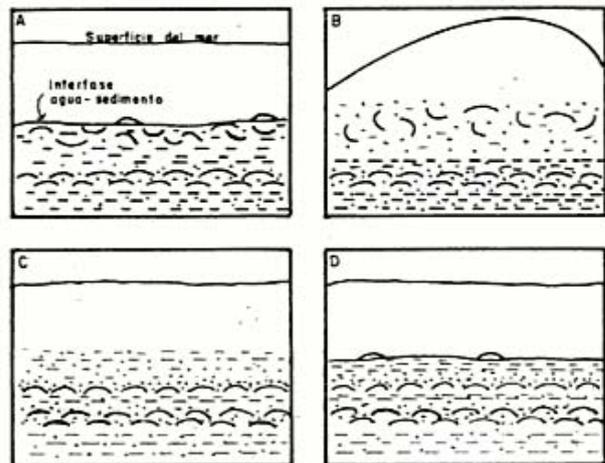


Figura 9.— Mecanismo propuesto para el desarrollo de niveles residuales de tormenta: A.- acumulación de conchillas de organismos muertos *in situ* de la fauna bentónica. B.- Pasaje de grandes olas de tormenta y remoción y suspensión de sedimentos y conchillas. C.- Rápida decantación de las conchillas y partículas tamaño arena que se concentran en la base del paquete, seguida por una sedimentación más lenta del material fino. D.- Se reimplantan las condiciones iniciales.

Interpretación

Las características de estas sedimentitas indican una depositación en un medio de alta fluidez y gran energía, sometido a corrientes intensas con una dirección predominante. El movimiento de las partículas fue fundamentalmente tractivo, o las mismas, debido a su gran peso (por ejemplo las grandes valvas de ostras), fueron concentradas por la remoción del material más fino y orientadas hidrodinamicamente. Se trataba de corrientes encauzadas cuyos depósitos presentan geometría lenticular o, por migración lateral, mantiforme. La base erosiva es indicada por la supresión de bancos inferiores y la abundancia de intraclastos pelíticos, ambas características propias del desarrollo de canales. Los niveles con estratificación paralela se atribuyen a un régimen de flujo alto conformando las típicas facies residuales de canal. El medio era de alta energía debido a grandes movimientos de agua en un régimen de mareas con grandes fluctuaciones entre baja y pleamar o a tormentas, que desplazándose hacia el continente ascendían momentáneamente el nivel local del mar, y cuyas corrientes de retorno se encauzaban a través de los canales de mareas. La abundancia de cuerpos fósiles y la ausencia de trazas permite relacionar estas coquinas con el modelo generalizado de Rhoads (1975) dentro del cual corresponderían a bancos "retrabajados por corrientes tidales u olas (canales de marea)". Estos canales presentaban, a juzgar por sus depósitos, diversas magnitudes, que van desde canales principales (estuarios?) a pequeños arroyos de marea dentro de las planicies intermareales (véase figuras 5 y 6). Las paleocorrientes medidas en la estratificación entrecruzada de esta facies y en la de la facies 5 muestran una distribución polimodal y con direcciones de flujo hacia el este y norte con una gran dispersión de datos y localmente con valores opuestos (hacia el oeste y el sur). En casos particulares (cerro Prismático) la orientación indicada por las capas frontales de una coquina arenosa con estratificación entrecruzada tipo beta (Allen, 1963) (véase foto 4) es hacia el oeste, es decir hacia la costa, como es característico de los depósitos de "washover" dentro de zonas de albúfera (Reinson en Walker, 1980). Sobre las facies residuales aparecen normalmente coquinas y areniscas con estratificación entrecruzada de escala muy grande (hasta 3 m cada juego), producto de corrientes tractivas persistentes con una gran carga de sedimentos que regularon la sedimentación bajo

la forma de grandes barras migratorias, "alternate bars" (Collinson y Thompson, 1982: 82). Estas estructuras se encuentran principalmente al sector sureste de la zona estudiada (bahía Cracker y cerro Avanzado) y se las asocia a los canales principales del sistema, ya que como antes se mencionara, es de este sector de donde provendría el aporte principal de sedimentos del continente. También en este sector, al oeste de bahía Cracker, se observó a lo largo de unos 300 m de afloramientos en un acantilado, una extensa superficie de discordancia suavemente erosiva, con 5° de inclinación hacia el noroeste. La misma separa sedimentos pelíticos, situados por debajo, de areniscas y coquinas consideradas como depósitos de canales. Se considera que esta superficie es producto de la erosión producida en la base de alguno de los canales principales del sistema.

En el caso de algunos canales y arroyos de mareas de menores dimensiones los depósitos de los mismos difieren de los antes descriptos. Un caso verdaderamente notable es el del perfil ubicado al sur de punta Hércules (véase figura 7) cerca de los restos del remolcador Presidente Roca. En la base de los acantilados se desarrolla una restinga de forma alargada y perpendicular a la costa, sólo observable durante la baja marea. La misma ha sido labrada por el mar en las sedimentitas terciarias y debe su forma a la mayor consolidación de las rocas que la componen. La erosión marina ha puesto en relieve las características geométricas de este cuerpo sedimentario (véase figura 8 y foto 5) que de otra manera no se hubieran advertido. Este cuerpo es el resultado de la migración de una barra en espolón hacia el norte, seguramente asociada a la migración de un canal de marea que corría con dirección este-oeste. La barra presenta un núcleo masivo en su borde sur, compuesto por una arenisca coquinoidea con matriz arenosa muy fina limosa y cemento carbonático que le otorga una resistencia superior al resto de los sedimentos que la rodeaban y que fueron erosionados por el mar. Las capas inclinadas (entre 8° y 18°) al norte, presentan similar composición al núcleo. Al norte y sur de este lugar, en otros afloramientos de la restinga, se pueden observar estratificación entrecruzada en artesas amplias y de bajo ángulo frontal y estructuras de corte y relleno en pelitas, limolitas y areniscas de grano fino (véase foto 6). También aparece aisladamente estratificación entrecruzada de mediana escala con láminas compuestas por areniscas de grano grueso y restos de conchi-

ilas. Las mediciones de paleocorrientes (véase figura 8) junto con la dirección de los canales

indican que las corrientes actuaban localmente con sentido este-oeste a noroeste-sureste.



Foto 4.— Areniscas coquinoideas con estratificación entrecruzada tipo beta (Allen, 1963). Cerro Leones.



Foto 5.— Vista de la restinga en las cercanías de punta Hércules. Se distingue el núcleo de la barra sobre el borde derecho (S) de la misma, y hacia la izquierda (N) las capas acrecionadas por migración lateral de la barra longitudinal sobre el canal asociado.

Facies 2: Coquinas de organismos no transportados

Descripción

Esta facies se caracteriza por la presencia de bancos con *Ostrea* y *Glycymeris* con ambas valvas articuladas y, en el caso de las ostreas con los umbones hacia abajo y ocasionalmente soldadas entre sí (véase foto 1). También se incluyen dentro de esta facies niveles delgados de ostreas en los que los organismos evidencian muy escaso retrabajo (han sido apenas desplazados de su posición original) y por lo tanto no pueden definirse como en posición de vida. La matriz es arena muy fina a limo y se encuentra también rellenando el interior de las valvas. El análisis granulométrico de una muestra de la matriz arrojó los siguientes valores: 41 % arena muy fina; 26 % limo; 33 % arcilla. Además es frecuente la presencia de niveles ricos en yeso, en parte de origen epigenético.

Esta facies no es muy común en los perfiles analizados y en los casos registrados los bancos presentan geometría lenticular, con un espesor máximo de 0,4 m. Se observó el pasaje lateral de estos depósitos a la facies 3.

Interpretación

Se trata de bancos de organismos coloniales (*Ostrea*) o solitarios (*Glycymeris*) típicos de zonas de escasa profundidad de agua, tales como bancos y barras subtidales a intertidales (véase figura 6). Así lo indica Grinnell (1974) para arrecifes ostreros actuales de la región de Florida. También se vinculan los bancos de ostreas a ambientes de albúfera (Reinson en Walker, 1980). En este estudio se comprobó la presencia de ostreas aisladas en depósitos pelíticos atribuidos a plataforma interna por debajo de la base del tren de olas como los de la facies 4a. Las ostreas presentan en estos casos ambas valvas articuladas y a su alrededor no aparecen evidencias de la acción de corrientes con energía suficiente para movilizarlas. Esto plantea la posibilidad de que hubiesen vivido solitariamente en ese ambiente cuyas características tales como un sustrato blando y falta de elementos visibles de fijación, se apartarían de lo que se indica como un habitat apropiado para estos organismos.

En la mayoría de los casos la erosión por migración lateral de canales inter-barras o por efecto de las tempestades hacen que los restos de los organismos pasen a formar parte de co-

quinas de los tipos 1 y 3, luego de sufrir un período de transporte de intensidad y duración variables. Esto queda evidenciado por el pasaje lateral entre la presente facies y las otras mencionadas. La fina granometría de la matriz y el contenido de yeso indican respectivamente baja energía del ambiente y posiblemente cierta restricción de la circulación del agua vinculable a zonas de albúfera o bahía.

Facies 3: Coquinas con matriz pelítica y pelitas asociadas

Descripción

Se trata de coquinas con matriz pelítica o arenosa de grano muy fino, de color castaño y pardo amarillento. Los fósiles que las constituyen no superan en ningún caso el 70 % del total de la roca, siendo por lo general de alrededor de un 30 %. Son depósitos formados principalmente por ostreas, pectínidos, pectínidos y turritellas o brachiópodos, ostreas y turritellas o constituidos solamente por equinodermos. En algunos casos aparece un grado mayor de mezcla incorporándose briozoarios, balánidos, decápodos, scaphódos y restos de vertebrados marinos.

Los fósiles conforman tanatocenosis con poco transporte y retrabajo, se encuentran con ambas valvas articuladas o desarticuladas, la ornamentación está bien preservada y los bordes enteros. Las valvas se disponen horizontalmente con la concavidad hacia arriba o hacia abajo indistintamente. En un bajo porcentaje pueden encontrarse conchillas rotas. Texturalmente son "packstone" y presentan a menudo cemento carbonático. Los bancos presentan frecuentemente base neta y plana, a veces erosiva, con concentraciones de restos de organismos (véase foto 3). Tienen gradación normal pero excepcionalmente se observa gradación inversa con concentración de conchillas en la parte superior del nivel y estratificación entrecruzada. Los bancos netamente coquinoideos no superan los 0,5 m de espesor (en general 0,3 m o menor) y pasan gradualmente hacia arriba a pelitas arenosas algo tobáceas con fósiles dispersos. La repetición de estos "ciclos" llega a constituir espesores de hasta 6 m. En las pelitas arenosas es común la estructura interna masiva y la laminación horizontal, a veces obliterada por bioturbación. Los depósitos presentan geometría mantiforme con regular continuidad lateral y suaves acuñamientos.

Interpretación

Se considera a estos depósitos sedimentados en un ambiente situado por debajo del tren de olas y relativamente cercano a la costa. Durante las tormentas se producía remoción de material del fondo marino normalmente en reposo. Este fondo era de tipo fangoso y en él vivían taxones epifaunales e infaunales, cuyas asociaciones fósiles presentan bajo grado de mezcla lo cual indicaría que los agentes de transporte no alcanzaron a mezclar los taxones de las distintas comunidades vivas. En estos casos la concentración de conchillas se produce por remoción del material del fondo compuesto por organismos y sedimentos finos, debido a olas de gran amplitud durante las tormentas. Estas ondas generaron gradientes de presión sobre el fondo que provocaron movimientos del material. El sedimento más fino quedó en suspensión mientras que el más grueso (conchillas o material tamaño arena) sedimentó rápidamente produciendo estructura gradada (véase figura 9). Este proceso produjo escasa rotura de las conchillas que se encuentran bien conservadas. Según Rhoads (1975) estas características corresponderían a "conchillas transportadas por una tormenta a un área de alto grado de sedimentación". Sobre la capa de las tempestitas se reanudó la sedimentación normal de pelitas de fondo a menudo acompañadas de material tobáceo, de lluvias de cenizas, con restos de fósiles aislados. No aparece una directa vinculación entre los episodios volcánicos, representados por horizontes que llegan a ser tobas puras y la concentración de conchillas, como cabría esperar si estos fenómenos hubieran provocado la mortandad de los organismos.

Brenner y Davies (1973) definen una facies llamada "residual de tormenta" (*storm-lag*) que representa una variación de la facies anterior ya que sería producto de verdaderas corrientes de turbidez generadas durante las tormentas, en las cuales el material que es removido y puesto en suspensión en la zona litoral se desplaza en forma de flujo denso llevado por las corrientes de retorno en parte a través de los canales de marea (véase figuras 5 y 6). Estas corrientes se generan luego de que un sistema de tormentas, moviéndose desde el mar hacia la costa, produce un ascenso temporario del nivel del agua. Cuando la tormenta cede o se desplaza sobre el continente se produce el mencionado fenómeno. La sedimentación tiene lugar en un régimen de flujo de lecho plano de alta energía

que previamente erosionó sobre el fondo marino preexistente. A medida que la corriente pierde capacidad se produce la sedimentación del material más fino con estructura gradada normal. En estos casos los depósitos de las facies 3 se encuentran mar adentro y se interdigitan hacia la costa con los de las facies 1. También se ha observado la asociación de esta facies con pelitas y areniscas finas con estratificación *hummocky* (punta Ninfas y punta Delgada, véase figura 7) atribuida a depósitos de tormentas en un ambiente situado por debajo de la base del tren de olas en condiciones de buen tiempo (Mount, 1982; Walker, 1980).

Entre los flujos densos con movimiento tangencial y las capas de tempestitas descritas en primer lugar hay ciertas diferencias: una mayor mezcla de organismos con conchillas algo más fracturadas, la base erosiva y la geometría más irregular. Cabe, por lo tanto, a las características de la facies 3 una interpretación de este tipo, considerando que ambos procesos presentan directa asociación.

Facies 4a: Pelitas laminadas o masivas y tobas

Descripción

Las pelitas son de color blanco (secas) y verde oscuro, gris pardo o castaño en húmedo. Con ellas aparecen niveles de tobas de color gris claro (cineríticas) a castaño o pardo amarillento. Las pelitas son compactas y en su composición muestran montmorillonita, illita y caolinita, predominando la primera. La fracción tamaño arena fina ocupa el 0,5 % al 30 %; la fracción tamaño limo entre el 22 % y el 42 % y la fracción arcilla entre el 27 % y el 68 %. La variabilidad es muy grande debido a la contribución piroclástica. Efectivamente, en la fracción tamaño arena abundan las trizas vítreas junto con clastos de moscovita, restos de diatomeas centradas y pennadas, espículas silíceas de esponjas y la asociación mineralógica común en estas rocas. Las tobas son friables y suelen presentar aspecto masivo o estratificación horizontal y algunas veces estratificación convoluta. Las pelitas son masivas o presentan laminación paralela; en primer caso la estructura puede deberse a la bioturbación. Esporádicamente aparecen intercalaciones de coquinas en bancos de unos 3 cm de espesor y lentes arenosos delgados. Otras estructuras son las debidas a la deformación sindeposicional del tipo de asentamientos (punta Norte, base del

perfil) y estratificación *hummocky* (puntas Hércules y Ninfas), que pasa gradualmente a un tipo de estructura de corte y relleno con una superficie erosiva en la base en forma de amplia artesa de poca concavidad. El relleno pelítico se adecúa a esa geometría (puntas Hércules, Delgada y Ninfas; véase figura 7). En la facies pelítica pueden aparecer delgados niveles horizontales de yeso y venillas inclinadas o verticales del mismo material acompañadas por rosetas y concreciones.

El contenido de fósiles es escaso, o al menos poco evidente, ya que se registran generalmente moldes; también se verifica la presencia de restos vegetales (tallos y hojas pequeños) y ocasionalmente trozos de troncos de hasta 20 cm de diámetro que han sufrido una incipiente carbonización.

El "Patagoniense" aflorante en la parte inferior de los perfiles está caracterizado por la presencia continua de esta facies, con algunas características propias: son pelitas masivas o groseramente estratificadas; posiblemente la ausencia de laminación se debe a la bioturbación, con niveles de cuerpos fósiles frecuentemente contenidos en lentes. Las trazas pertenecen a la facies de *Cruziana* (Seilacher, 1967), en este caso a la zona situada debajo de la base del tren de olas. Los restos de organismos corresponden a bivalvos, gastrópodos, decápodos y restos de vertebrados marinos. La composición granulométrica porcentual promedio es de: arcilla (55 %), limo (40 %), arena (5 %). En esta última fracción aparece abundante vidrio volcánico, micas, fragmentos líticos, magnetita, cuarzo, feldespato, hipersteno y augita. También son abundantes los restos de diatomeas y espículas silíceas de esponjas.

Interpretación

Dentro de esta facies se agrupan sedimentos depositados por suspensión en un ambiente marino de plataforma interna, posiblemente de poca profundidad de agua y baja energía (véase figura 5). A la sedimentación normal se suma el material proveniente de lluvias de cenizas volcánicas, cuyo potencial de preservación es alto al depositarse en ambientes de aguas tranquilas del tipo de "costa afuera" o en bahías. Dentro de la sedimentación pelítica normal aparecen abundantes restos de diatomeas y espículas silíceas de esponjas. Además hay mencionados ostrácodos y foraminíferos (Sato, 1981, Castro, 1981, Haller, 1981a, 1983).

En el "Enterriense" las intercalaciones de niveles delgados de coquinas (correspondientes

a las facies 3) y la presente estratificación tipo *hummocky* y estructuras asociadas, sugieren que el fondo quedaba esporádicamente expuesto a la acción de olas de tormentas y de corrientes submarinas con capacidad erosiva. También es directa la vinculación de esta facies con un ambiente de barras y canales en zonas submareales y en la desembocadura de canales de marea.

En las tobas la estratificación convoluta es producto del escape de agua atrapada durante la rápida depositación de las partículas. Las venillas, niveles horizontales y concreciones de yeso, si bien son típicamente de origen secundario, indican una composición original del sedimento rica en sulfatos o en sulfuros de origen volcánico; eventualmente podrían contribuir a la formación de yeso la existencia de cuerpos de agua de circulación restringida.

Facies 4b. Areniscas y pelitas interestratificadas

Descripción

Esta facies alcanza buen desarrollo en toda la zona, principalmente en la parte superior de la columna sedimentaria que ha sido denominada "Rionegrense" (véase figuras 2, 7 y 10). Las areniscas son de color gris o castaño amarillento y las pelitas blancas (secas) y pardas, verde oscuras o castaño oscuras (húmedas). Las areniscas presentan grano fino a muy fino, contienen abundante matriz limo arcillosa, siendo por lo tanto mal seleccionadas. Contienen frecuentemente intraclastos pelíticos. Ambas litologías se interestratifican en bancos horizontales de 1 a 5 cm de espesor. Raramente se observan bancos de hasta 30 cm de espesor. La estratificación es horizontal o en forma de amplias artesas con muy bajo ángulo de inclinación siguiendo la geometría del fondo. Son muy abundantes las estratificaciónes flaser, ondulosa, lenticular y ondultica (véase foto 6) llegando en ocasiones a observarse estratificación entrecruzada de mediana escala. Las ondulitas son principalmente asimétricas, siendo generadas por corrientes cuyo sentido variaba alternativamente. Son menos comunes las ondulitas escalonadas y de tipo simétrico generadas por oleaje. Los índices de óndula medidos varían entre 3 y 7,5. En las pelitas también aparecen ondulitas simétricas y estratificación convoluta, si bien la estructura más frecuente es la laminación paralela de 0,1 a

0,5 mm de espesor. Se encuentran esporádicamente intercalados delgados niveles de coquinas correspondientes a la facies 3.

La bioturbación se compone de "burrows" de hasta 2 cm de diámetro, verticales, a veces ramificados, con relleno arenoso, y de tubos verticales de 10 cm de longitud y 1 cm de diámetro, cuya pared externa se encuentra ornamentada por formas anilladas.

Las conchillas no son abundantes, predominan los restos de gastrópodos y bivalvos. En las pelitas suelen aparecer restos vegetales muy oxidados.

Esta facies presenta desarrollos verticales cercanos a los 15 m con gran continuidad lateral. Dentro de la misma las distintas estructuras sedimentarias aparecen en proporciones variables pasando gradualmente unas a otras. También varían las proporciones relativas entre arenas y pelitas.

Interpretación

Estos depósitos se atribuyen a lenguas arenosas (*sand tongues*) tal como las describen Reineck y Singh (1973) en la región de Nordengründe, al sur del estuario del río Elba, que se asocian a canales de marea en sus tramos submareales y en la desembocadura (véase figura 5). En planta estos cuerpos presentan forma de abanicos o extensas barras cuyo mayor desarrollo se produce en forma perpendicular a la costa y paralelo al trazado de los canales de marea, con los que se encuentran

genéticamente relacionados. Alternativamente se puede interpretar a esta facies como sedimentada en una planicie de mareas sometida intermitentemente a exposición subaérea, hipótesis que parece más probable en los casos en que abundan los clastos pelíticos. En todos los casos la depositación fue controlada por un régimen de mareas cuyo resultado es la alternancia de niveles arenosos con granometría y estructuras indicativas de un régimen de flujo bajo, de corrientes tractivas con poca carga de sedimentos, y pelíticos originados por decantación de suspensiones durante los intervalos de calma (baja y pleamar).

Como se ha mencionado, esta facies se encuentra principalmente en la parte superior de la secuencia, por ejemplo, en el caso del perfil de punta Hércules (véase figura 7) y representa los últimos estadios del mar mioceno previamente a la emersión final evidenciada por la aparición de facies continentales con paleosuelos.

Facies 5. Areniscas con estratificación entrecruzada de mediana y gran escala

Descripción

Se compone de areniscas líticas de color gris, gris azulado o castaño amarillento, friables, de granometría arena fina a gruesa, con selección variable. Las muestras analizadas arrojaron valores entre 0,35 y 0,71 (bien y moderadamente bien seleccionadas) según Folk y Ward (1957). En estas rocas la fracción

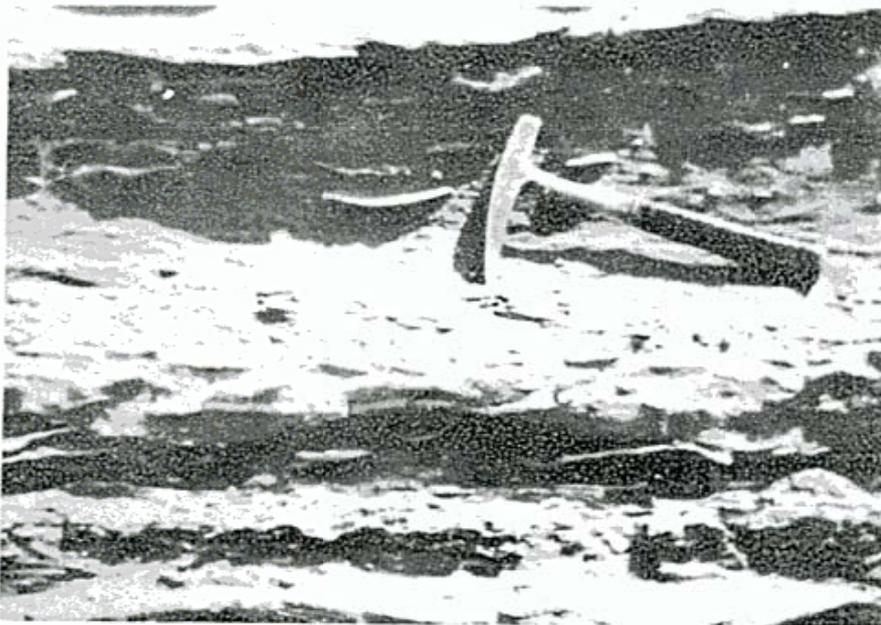


Foto 6.— Estratificación ondulítica y flaser en areniscas finas y pelitas de la facies 4b. Parte inferior del perfil de punta Hércules.

tamaño arena ocupa un 74 % a un 90 % del volumen total, la fracción limosa entre 2 % y un 13 % y la fracción arcillosa entre un 5 % y un 13 %. En la figura 11 se grafican las curvas de probabilidades para la fracción de tamaño mayor que ϕ 7, comprobándose notable similitud entre los segmentos y la ubicación de los puntos de inflexión de las curvas, que se interpretan como debidos a tracción-saltación-suspensión, en cuanto a su forma de transporte. Los clastos de las areniscas son subangulosos, abundan los intraclastos pelíticos (véase foto 7) y los fragmentos pequeños de conchillas. Las estructuras sedimentarias más comunes son estratificación entrecruzada planar y en artesas de mediana y gran escala, por lo general de bajo ángulo frontal y con estructura de corte y relleno vinculadas con superficies de reactivación. Las láminas de la estratificación entrecruzada suelen presentar internamente variaciones granulométricas dentro de la fracción tamaño arena e incluso llegando a ser pelíticas (véase figura 7). También suelen observarse láminas con concentración de opacos (principalmente hematita y magnetita) y ocasionalmente ondulitas incluídas dentro de las láminas entrecruzadas. Entre juego y juego (*set y set*) de estratificación entrecruzada suelen aparecer niveles pelíticos delgados. Cada juego presenta espesores que fluctúan entre 0,3 y 1 m. Estos

cuerpos presentan base neta, erosiva con forma convexa y techo plano alcanzando espesores de hasta 8 m (en promedio de 2 a 3 m) y rápido acuñamiento lateral en algunas decenas de metros (véase foto 8).

La presencia de bioturbación es ocasional y a veces se concentra en el techo de los cuerpos sedimentarios. Son generalmente *burrows* verticales de variadas dimensiones. Se verificó el pasaje lateral en continuidad física con sedimentos de la facies 1.

Interpretación

Estos sedimentos se consideran depositados por un agente áqueo de alta fluidez, sometido a corrientes de moderada energía y pulsatorias, cuya intensidad, dirección y sentido, variaban con el tiempo. Esto se verifica por la variabilidad de las paleocorrientes y la presencia entre juego y juego de delgados niveles pelíticos que evidencian una periódica disminución de la energía del medio. La sedimentación se habría producido bajo la forma de megaóndulas de bajo regimen de flujo que se desplazaban por canales de mareas sometidas a corrientes de flujo y reflujo. En los intervalos de aguas quietas (pleamar y bajamar) la depositación ocurría por decantación de partículas finas. La geometría lenticular, base convexa y techo plano, y el contacto inferior

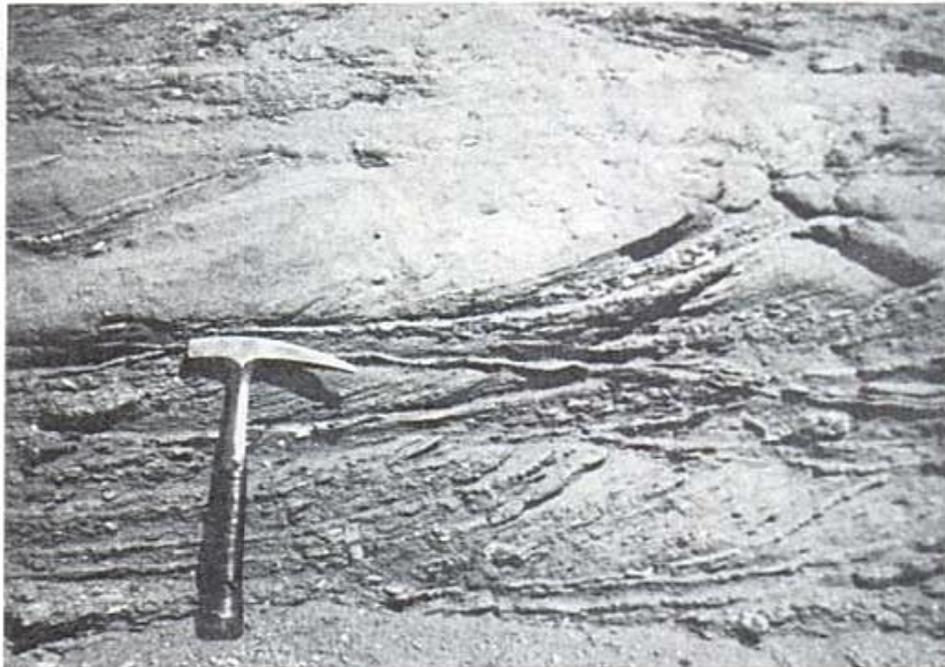


Foto 7.— Areniscas con estratificación entrecruzada en artesas y gran abundancia de intraclastos pelíticos tamaño grava fina. También aparecen preservadas láminas pelíticas entre las láminas arenosas. (faro Ninfas).

erosivo, refuerzan la hipótesis de sedimentación en canales.

Dentro del ambiente general de sedimentación dominado por mareas, esta facies se considera característica de canales y arroyos en zonas intermareales y submareales, representando mayormente la sedimentación normal, o sea, no vinculada a episodios catastróficos (véase figura 6). Hay una directa asociación con las facies 1 y 4b. En este último caso las areniscas y pelitas interestratificadas, cuyo ambiente de sedimentación es planicies de marea y lenguas arenosas, se encuentran genéticamente relacionadas con los procesos de migración lateral de los canales de marea. También es posible la presencia de megaóndulas en la parte inferior de planicies de marea (Kukal, 1971), posibilidad que debe considerarse en función de la asociación inmediata presente.

Facies 6

Descripción

Se compone de areniscas con matriz pelítica y pelitas de coloración variada (grises, verdes, castaño oscuras, pardas y negras). También se incluyen dentro de esta facies pelitas con abundantes restos vegetales y con niveles horizontales de yeso. En estas capas se registran con

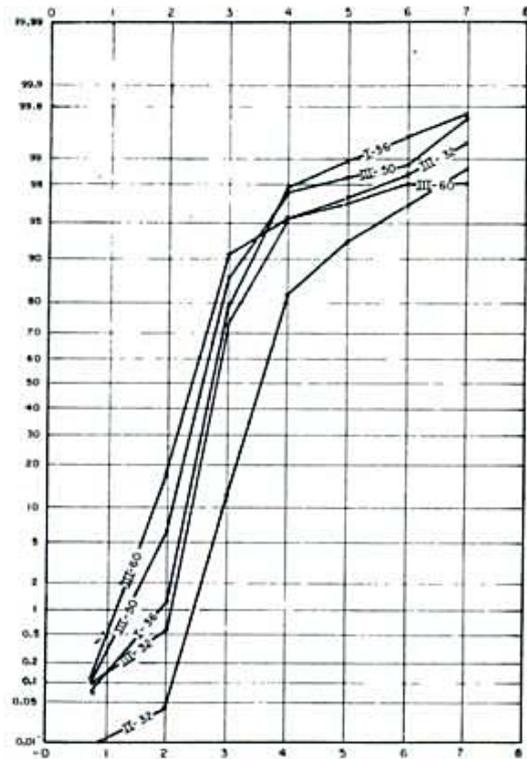


Figura 11: Resultado del análisis granulométrico de cinco muestras correspondientes a la facies 5, excluidas las partículas de tamaño menor que $\phi = 8$. Obsérvese la similitud en la distribución granulométrica para muestras de distintos perfiles y el gran desarrollo de los segmentos inferiores (fracción movilizada por corrientes tractivas).



Foto 8.— Areniscas coquinoideas con estratificación entrecruzada de gran escala (facies 5). El cuerpo presenta geometría lenticular, cuya base erosiva está labrada en pelitas y areniscas de la facies 4b (punta Delgada).

frecuencia impregnaciones y pátinas de caliche de tonalidad blanquecina. Son menos abundantes los niveles con muñecos de tosca, moteados por concreciones de óxido de hierro y raíces. Ocasionalmente aparecen bancos de cineritas grises que, como en el caso de bahía Cracker, pueden presentar estratificación convoluta. La composición de las areniscas revela su origen piroclástico y que, en general, no han sufrido prolongado transporte. El aspecto escamoso superficial de las pelitas es típico de las bentonitas expuestas a la acción meteórica.

Interpretación

Las pelitas con abundantes restos vegetales y niveles de yeso se consideran depositadas en pantanos salobres (véase figura 5). Con respecto a los niveles de caliche, tosca, concreciones de óxido de hierro y raíces, se los encuentra fundamentalmente en la parte superior de los perfiles en los cuales no existe una superficie de discordancia erosiva asociada a la sedimentación de los "Rodados Patagónicos". Estos perfiles se encuentran en su mayoría en la parte oriental de la península Valdés (puntas Hércules y Delgada, véase figura 7) y sobre la costa sudoriental del golfo Nuevo (punta Conscriptos, véase figura 10). En la zona de Trelew, sobre la barda sur del río Chubut afloran capas continentales de posible edad miocena, en las cuales esta facies de halla presente. Son niveles de paleosuelos de pobre desarrollo vertical (0,5 m en promedio) en areniscas y pelitas de composición volcánica. Esta facies es representativa de un período cuya duración es difícil de estimar, que transcurre luego de la retirada del mar mioceno y hasta la depositación de los "Rodados Patagónicos" de origen fluvial o, en otros casos, de areniscas friables de origen eólico y edad incierta (holocena?).

MODELO PALEOAMBIENTAL

El modelo general propuesto implica que la sedimentación ocurrió en un mar somero de plataforma y con una marcada tendencia regresiva. En este contexto los sedimentos iniciales se depositaron en un fondo marino por debajo de la base del tren de olas (facies 4a "Patagónica") conformando una monótona secuencia pelítica con fuerte bioturbación. Dentro de la misma, y especialmente en el límite con las facies suprayacentes, aparecen evidencias de la existencia de superficies de

omisión, que marcan la disminución temporaria en la tasa de sedimentación a niveles mínimos (véase Análisis Paleoambiental). Paulatinamente este ambiente se tornó más somero y comenzó a ser influenciado por las tormentas, cuyos depósitos (facies 3) son más frecuentes en la parte media de la secuencia. Paralelamente en los sectores costeros comenzó el desarrollo de una extensa red de arroyos y canales de mareas de magnitud variable (véase figuras 5 y 6), cuyos depósitos más notables (facies 1 y 5) se encuentran en la zona sur del golfo Nuevo y que podrían indicar un sistema estuárico, con aporte fluvial proveniente del sudeste (véase La superficie de contacto entre el "Patagónica" y el "Entreriense"). Se interpreta que las mareas regularon la sedimentación bajo la forma de lenguas arenosas submareales e intermareales (facies 4b) de geometría elongada perpendicular a la línea de costa. Las mismas estaban separadas entre sí por canales (facies 5 y 1) y asociados a barras y bancos arenosos y limosos submareales que contenían comunidades de organismos, algunos de los cuales se preservaron en posición de vida (facies 2). En la parte superior de la secuencia aparecen con mayor frecuencia depósitos atribuibles a planicies de mareas (facies 4b). También en este ámbito aparecen depósitos de tempestitas (facies 3) interestratificados con las facies normales. Se considera que los niveles de paleosuelos de las facies 6 indican la emersión de los terrenos ocurrida posiblemente a fines del Mioceno y por lo tanto la finalización del ciclo sedimentario.

PALEOGEOGRAFIA

De acuerdo con la naturaleza y distribución de los sedimentos miocenos la cuenca "Entreriense" del noreste del Chubut presentaría la forma de un brazo de mar (o de una amplia bahía) marginado al norte por las elevaciones de Sierra Grande y al sur, por la elevación gradual del terreno hacia la zona del río Chubut (véase figura 1). En la actualidad las cotas del terreno aumentan rápidamente hacia el norte, oeste y sur de la región de Puerto Madryn y se supone que otro tanto ocurría durante el Mioceno, ya que es llamativa la ausencia de depósitos con fauna entreriense fuera de la región de Valdés (no aparecen más allá del meridiano situado unos 25 km al oeste de Puerto Madryn, ni tampoco en cotas superiores a los

120 m s.n.m. véase cuadro I). En esta parte del mar mioceno, la línea de máximo desarrollo hacia el oeste (véase figura 1) no alcanzó a superar al mencionado meridiano, siendo muy probable que hacia el este su extensión haya sido la de la actual plataforma submarina. Hacia el norte, más allá de Sierra Grande extensas regiones hoy emergidas fueron cubiertas por el mar mioceno (Camacho, 1967). Hacia el sur de la zona estudiada no se han registrado depósitos con fauna "entrerriense", lo que evidencia un desplazamiento hacia el norte de las áreas marinas del Mioceno inferior, con respecto a las transgresiones del Terciario inferior (Camacho, 1969). Resulta de interés la posible vinculación de las capas aflorantes en la parte superior de las secuencias de loma Blanca (Bryn Gwyn), Dolavon, Trelew, Cerro Pan de Azúcar (todas estas localidades se encuentran en las bardas norte y sur del río Chubut), playa Biarritz e isla Escondida (véase figuras 1 y 3). En estos casos se observa que capas de coloración gris a castaño-amarillenta sobreyacen a sedimentitas de color blanco atribuidas al "Patagoniense", lo que ha llevado a diversos autores a correlacionarlas con los niveles "entrerrienses" de península Valdés. Si bien las facies son litológicamente similares, y por lo tanto se justifica su asimilación litoestratigráfica con el "Enterriense" bajo la denominación de Formación Puerto Madryn, el contenido de invertebrados marinos es netamente diferente ya que la fauna de equinoideos, cuyos ejemplares pueden asignarse al género *Monophoraster*, también se hallan presentes en los tramos cuspidales pertenecientes al "Patagoniense" de cerro Chenque, Comodoro Rivadavia (Parma, 1986, com. pers.), siendo diferentes a los taxones presentes en la península Valdés. Esto sustentaría la idea de una regresión marina que, posteriormente a la transgresión "Patagoniense", deja depósitos más antiguos hacia el sudoeste y oeste y cuyos términos más jóvenes se encuentran hacia el noreste y este.

Con respecto al aporte de sedimentos a la cuenca, se han destacado depósitos continentales de espesor relativamente importante y atribuibles al Mioceno en las siguientes localidades del sector sur del área: isla Escondida (Spiegelman y Busteros, 1978), playa Biarritz (Mendía y Bayarsky, 1981) y Mendía (1984) y barda sur del río Chubut frente a Trelew. Estos depósitos se encuentran sobreyaciendo a depósitos marinos del "Patagoniense" (Formación Gaiman) en concordancia, siendo a su

vez cubiertos por "Rodados Patagónicos". Las características de los depósitos mencionados en primer lugar, de ambiente fluvial, indicarían una vía de aporte importante de sedimentos por ese medio, y desde el sector sur, a la cuenca "Enterriense". Por otra parte la distribución de las facies sedimentarias dentro del "Enterriense" muestra una mayor frecuencia de las facies de mayor energía (1-3-5) en el sector suroeste del golfo Nuevo (bahía Cracker-punta Conscriptos-cerro Avanzado) como resultado de la existencia de grandes canales (ambiente estuárico?) atribuidos a mareas.

En el entorno paleogeográfico expresado los sucesivos descensos del nivel del mar habrían restringido la sedimentación marina cada vez más hacia el este y noreste. En las figuras 1 y 4 se puede observar la suave pendiente hacia el este de la superficie que separa al "Enterriense" del "Patagoniense", que en su parte oeste se supone debida a la pendiente original de la cuenca. El espesor de sedimentitas es máximo en la zona oriental de la península Valdés (400 metros, de los cuales 320 m quedan por debajo del nivel actual del mar) (datos del pozo YPF.Ch.PV. es-1 - Masiuk *et al.*, 1976). Hacia el oeste los espesores disminuyen gradualmente comenzando a aflorar rocas más antiguas y la desaparición de los depósitos "entrerrienses" en esa dirección, más allá del meridiano que pasa a 25 km al occidente de Puerto Madryn, se debería a que esa zona nunca estuvo cubierta por el mar en la época miocena.

PROCEDENCIA Y AREAS DE APORTE

Las variedades litológicas principales de las rocas estudiadas pueden agruparse siguiendo sus características composicionales y granulométricas en tres clases:

- 1) Pelitas, pelitas tufíticas y tobas finas.
- 2) Arenitas líticas y feldespáticas (Dott, 1964), tufitas y tobas.
- 3) Areniscas coquinoideas, coquinas arenosas y coquinas.

Dentro de esta última clase caben las rocas denominadas *grainstones* y *wackstones*, (Dunham, 1962). Como puede observarse, dentro de las clases 1 y 2 se asocian sedimentitas epiclásticas con sus equivalentes granulométricos de rocas piroclásticas, ya que estas últimas ocupan un porcentaje importante dentro del volumen total de sedimentación. Efectivamente, en los distintos perfiles levantados es frecuente

la presencia de niveles cuyas características (abundancia de trizas y fragmentos pumíceos, matriz vítrea abundante, clastos extremadamente angulosos, etc.), indican un indiscutible origen piroclástico primario. En muchos otros casos, el estudio de las estructuras sedimentarias, textura y composición de las sedimentitas revelan el carácter híbrido típico de las tufitas, en las cuales el aporte piroclástico sigue siendo mayoritario pero aparecen clastos de otros orígenes y habiendo sufrido un retrabajo variable. Finalmente existen las sedimentitas cuyos rasgos permiten clasificarlas como epiclásticas normales. En el caso de la asociación 3, tienen importante participación los restos de organismos marinos, cuyas conchillas o fragmentos de las mismas han sido transportadas como clastos y, a menudo, son componentes casi exclusivos de la fracción conglomerádica de las rocas. Por otra parte en la fracción fina son muy frecuentes los restos de diatomeas y espículas silíceas de esponjas.

La composición promedio y las características de los componentes (cuadro I) permiten establecer asociaciones mineralógicas que, junto con los fragmentos líticos y el vidrio volcánico, son indicadores de las rocas de las cuales provienen o, en el caso de aporte piroclástico, de la composición de los eyectos. Se pueden distinguir los siguientes tipos: a) volcanitas y tobas, básicas y mesosilíceas: indican este origen los fragmentos líticos de volcanitas con pastas hialopiliticas, intersertales, intergranulares y pilotáxicas, los fragmentos líticos de tobas y los clastos monominerales de andesina, labradorita, olivina, augita, hipersteno, magnetita, ilmenita y lamprobolita. En las plagioclasas son frecuentes los individuos zonales, con cristales negativos, bordes engolfados y rebordes vítreos. Los piroxenos muestran a menudo bordes aserrados. b) volcanitas, ignimbritas y tobas ácidas: indican este origen los fragmentos líticos de volcanitas e ignimbritas con pastas felsíticas y microgranosas, los fragmentos líticos de tobas cuarzosas y clastos monominerales tales como oligoclasa, con rebordes vítreos, bordes engolfados e individuos zonales abundantes; cuarzo límpido, angulosos, con extinción relámpago y engolfamientos; ortosa, sanidina, biotita y titanita. c) plutonitas ácidas: indican este origen los clastos monominerales de oligoclasa, ortosa, cuarzo, microclino, turmalina, magnetita, biotita, moscovita y titanita. d) metamorfitas: fragmentos líticos de esquistos, cuarzo policristalino con recristaliza-

ción paralela a los planos de ciza, hornblenda azul-verde, tremolita-actinolita, moscovita y granate.

De las asociaciones mencionadas, tienen mayor importancia las de tipo volcánico-piroclástico, como se deduce de las proporciones relativas de los componentes y de las características de los mismos (véase cuadro II). Las rocas plutónicas y metamórficas afloran escasamente en la región y lo mismo debió ocurrir durante el Mioceno. En cuanto al aporte por erosión de rocas sedimentarias, es muy factible que el retrabajo durante el Mioceno de los sedimentos terciarios depositados previamente haya contribuido al relleno de la cuenca, pero no ha sido posible identificar tal clase de detritos.

Una fuente importante de detritos, por su cercanía y extensión, debió ser la Formación Marifil (Malvicini y Llambías, 1972), cuyos afloramientos rodean la cuenca por el oeste y noroeste. La misma está constituida por riolitas, ignimbritas leucoriolíticas y riolitas intrusivas de edad triásica a cretácica. También equivalen a esta Formación afloramientos de tobas, pórfiros cuaríferos, ignimbritas, traquitas y aglomerados porfídicos ubicados al este de Las Plumas (Chebli, 1980), a la vez correlacionables con las Formaciones Chon-Aike y La Matilde. Este conjunto ha aportado parte de los materiales de la asociación "b". Sin embargo, como se expresó anteriormente, existe un aporte piroclástico-volcánico importante, cuyo origen debe buscarse en las efusiones volcánicas contemporáneas o ligeramente anteriores a la sedimentación. En la zona NE del Chubut y SE de Río Negro existen extensas áreas cubiertas por piroclastitas y volcanitas de edad oligocena a miocena. Ardolino, (1981) distribuye a estas rocas en:

- Formación Somún Cura: basaltos
- Formación Bajo Hondo: basalto y tobas básicas y ácidas con niveles epiclásticos.
- Basalto La Mesada: basaltos olivínicos
- Formación Quiñelaf: volcanitas mesosilíceas, generalmente traquíticas (tobas, ignimbritas y pórfidos).

Este volcanismo, cuya naturaleza varía entre básica y ácida, con predominio del primer tipo, debe haber constituido la principal fuente de aporte para el relleno de la cuenca (asociaciones "a" y "b"). La composición de sus productos aparece reflejada en la de los depósitos miocenos, ya se trate de piroclastitas caídas directamente en la cuenca o de volcanitas y piroclastitas que, luego de depositarse en áreas marginales a la cubeta, han sido retrabajadas por los

Asociación Geológica Argentina

COMPOSICION DE LAS SEDIMENTITAS MIOCENAS				
FRACCION CLASTICA	% (Promedio)	VARIETADES (Componentes Principales-Secundarios y Subordinados)	OBSERVACIONES	
FRACCION TAMANO ARENA A LIMO GRUESO	Plagioclasa	29%	Ppal=Andesina-Labradorita Sec.= Oligoclasa	Bordes engolfados, cristales negativos, individuos zonales, clastos angulosos.
	Frag.Líticos	27%	Ppal= Vulcanitas mesosilícicas a básicas. Sec= Vulc.ácidas Sub= Metamorfitas,plutonitas	Texturas: intersertal-pilotáxica hialopilitica Texturas: felsítica-microgranosa
	Vidrio	27%	Ppal= Incoloro Sub= Pardo	Incoloro=nbálsamo-trizas, frag.pumíceos, % muy variable. nbálsamo-trizas y frag.pumíceos
	Cuarzo	12%	Ppal= Volcánico Sub= Igneo-metamórfico	Límpido, bordes engolfados y corroídos,extinción relámpago. Con inclusiones, extinción ondulosa a mortero. Recristalizados.
	Glauconita	2%		Pellets
	Feldespato Alcal.	2%	Ppal=Ortosa Sec= Microclino	
	Epidoto	aprox. 1%	Ppal= Pistacita-Sec=Zoicita	
	Augita	"		Bordes aserrados, adherencias vítreas.
	Hipersteno	"		
	Hornblenda	"	Ppal=Verde-Sec=Castaña Azul	Bordes aserrados
	Muscovita	aprox.0,5%		
	Magnetita	"		
	Hematita	"		
	Opalo	"		
	Clorita	"		
ACCESORIOS	< 0,2%	Granate-Titanoaugita-Lamprobolita-Biotita-Olivina-Titanita-Turmalina-Zircón-Apatita-Ilmenita-Leucoxeno-Calcedonia-Tremolita-Actinolita-Glaucofano		
RESTOS ORGANOGENOS				
Carbonáticos	%variable	Restos de conchilla de megafauna-Foraminíferos-Ostrácodos		
Silíceos	2%	Diatomeas-espículas de esponjas.		
Fosfáticos	aprox.0,5%	Restos óseos de vertebrados marinos (colofanita y dahlita).		
F. ARCILLA	Montmorillonita		Componente principal	
	Illita		Componente secundario	
	Caolín		Componente secundario	
	Interest.Mont.-Illit		Componente secundario	

Cuadro II.— Composición porcentual promedio de las sedimentitas "entrerrienses" de la región de península Valdés. Datos propios y de Castro (1981) y Sato (1981).

agentes de transporte y sedimentadas en el mar. Existen otros elementos que apoyan lo antedicho. En primer lugar, la gran inmadurez mineralógica de los sedimentos, cuya relación de clastos de cuarzo + fánita/fragmentos líticos + feldespatos, arroja un valor de 0,20. En segundo lugar el escaso redondeamiento de los clastos (subangulosos en promedio) y la presencia de

minerales inestables como olivino, hornblenda, tremolita-actinolita, hipersteno, dióxido y de vidrio volcánico, indican escaso retrabajo y rápido sepultamiento. En un cuadro paleogeográfico como el del Terciario de la costa patagónica, consistente en mares someros con extensas plataformas y con numerosas transgresiones y regresiones, sería lógico esperar depósitos con

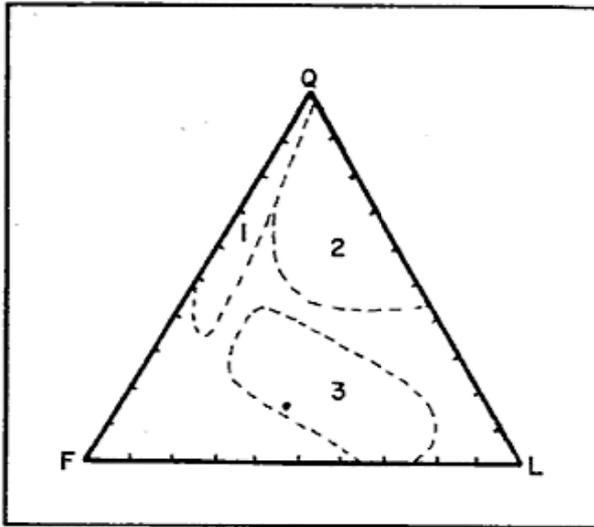


Figura 12.— Diagrama triangular QFL. Se grafican los valores promedio de las muestras analizadas (70) con respecto al contenido de granos de cuarzo mono y policristalino (Q = 17%); granos de feldespato (F = 44 %) y fragmentos líticos (L = 39 %). Los sectores delimitados corresponden a proveniencia de: 1) Bloques continentales. 2) Orógenos reciclados. 3) Arcos magmáticos. (Según Dickinson y Suczek, 1979).

gran madurez mineralógica debido al retrabajo al que serían sometidos los sedimentos en sucesivas transgresiones y regresiones. Sin embargo los sedimentos son inmaduros y la fracción arcillosa de los mismos es fundamentalmente montmorillonítica. Como es sabido, una de las formas más comunes de generación de montmorillonita se debe a la alteración del vidrio volcánico, inestable, de tobas y tufitas especialmente cuando la porosidad es elevada (Millot, 1964) como en el caso de las rocas que nos ocupan.

Por lo expuesto se deduce que el aporte volcánico directo o indirecto durante el Oligoceno y Mioceno han sido la fuente principal de aporte de detritos. Esto configuró una asociación netamente volcánico-clástica en el sentido propuesto por Pettijohn *et al.* (1973), a pesar de que los afloramientos de estas rocas se encuentran actualmente más alejados de la cuenca que los de otras litologías. Es también interesante destacar que las areniscas grises que caracterizan al "Rionegrense" deben su color a la concentración de minerales pesados y opacos de origen volcánico, resultado del transporte y retrabajo de los mismos en medios acuosos dominados por corrientes de marea, como se deduce que han sido los últimos estadios del mar mioceno en la cuenca.

De acuerdo con los esquemas de Dickinson y Suczek (1979) estas sedimentitas presentan una composición que indicaría la presencia de un "arco magmático" (véase figura 12) dentro del contexto de la teoría de la tectónica de placas. La evidencia geológica general se opone a esta posibilidad, ya que es ampliamente conocida la naturaleza de margen continental pasivo, "tipo Atlántico", del borde oriental de la Patagonia durante el Terciario superior.

CONCLUSIONES

1.- Se define para la región de Puerto Madryn y península Valdés un único ciclo sedimentario marino que abarca a las unidades denominadas "Patagoniense", "Entrerriense" y "Rionegrense".

2.- El mencionado ciclo es de naturaleza regresiva, ya que el "Patagoniense" (la unidad más antigua), es el resultado de depósitos de plataforma de baja energía por debajo de la base del tren de olas. Posteriormente se deposita el "Entrerriense", cuyas facies corresponden a un ambiente marino somero dominado por tormentas y con acción de mareas. La secuencia continúa con los depósitos del "Rionegrense", típicos de lenguas arenosas submareales con menor influencia de las tormentas y culmina con niveles de paleosuelos en las localidades en que la parte superior no ha sido erosionada.

3.- Se reafirma el criterio ya expresado por del Río (1985a) en cuanto a que la megafauna de invertebrados marinos del "Entrerriense y Rionegrense" no permite establecer asociaciones diferentes para cada una de estas unidades, sugiriendo que la depositación ocurrió en un intervalo relativamente corto.

4.- Se correlaciona en forma tentativa el "Patagoniense" de la zona de Puerto Madryn e istmo Ameghino con el tramo comprendido entre los 420-370 mbbp (Mioceno inferior) y parte del tramo entre los 450-570 mbbp (Oligoceno) del pozo YPF. CH PV.es-1.

5.- Se considera a las "Areniscas del Casco" (Haller, 1981b) como parte integrante del "Entrerriense" o Formación Puerto Madryn (Haller, 1978) sobre la base de sus características faciales y paleontológicas.

6.- Los depósitos del "Patagoniense" presentan una asociación de trazas fósiles correspondiente a la Facies de Cruziana (Seilacher, 1967) en su zona de depositación inferior, por debajo de la base del tren de olas.

7.- A través de las observaciones en afloramientos se interpreta la superficie de contacto del "Patagoniense" con el "Enterriense" como "una superficie de omisión", en el sentido dado por Bromley (1975).

8.- Se circunscribe la extensión del "mar enterriense" en la zona nororiental del Chubut, delimitándose su margen hacia el oeste, como asimismo la cota máxima a la que podrían ser hallados los sedimentos de este mar, teniendo en cuenta la poca magnitud o ausencia de levantamientos tectónicos diferenciales en la zona más próxima al continente.

9.- Se propone una paulatina regresión del mar de oeste a este en la zona, si bien no se descartan pequeños retrocesos y avances del mismo, hasta la emersión final a fines del Mioceno.

10.- Se definen asociaciones mineralógicas que indican un aporte principal volcánico, piroclástico directo y por erosión de volcánicas y piroclásticas de edad oligocena y miocena de naturaleza variada, principalmente mesosilícica a básica. En segundo lugar los clastos provienen de la destrucción de rocas de la Formación Marifil y equivalentes, volcánicas, pórfidos, ignimbritas y tobas de tipo ácido, que afloran extensamente en la región noreste del Chubut. En menor medida aparecen asociaciones mineralógicas provenientes de rocas plutónicas y metamórficas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer especialmente al Dr. Horacio Camacho por su orientación y el permanente aliento brindado durante la ejecución de este trabajo y por la lectura crítica del mismo.

Asimismo, agradecemos a la licenciada María Susana Alonso y a la señora Isabel López de Olivero, del laboratorio de Rayos X del CIRGEO por los estudios de difracción de rayos X y al licenciado Guillermo Ambrosini y a la Unidad de Sedimentología del CIRGEO, por los análisis granulométricos efectuados. A los licenciados José Mendía y Graciela Parma por la desinteresada ayuda prestada, al señor Rodolfo Brunet, al Jefe de la Base Naval en punta Delgada, Norberto Guanuco y muy especialmente a los guardafaunas José María Musmeci, Liliana de Musmeci y Juan Carlos López por el apoyo logístico brindado.

Al Dr. Gualter Chebli por la lectura crítica del manuscrito y sus sugerencias en los aspectos relacionados con el estudio de ambientes sedimentarios.

Al CONICET el reconocimiento por el financiamiento de las tareas realizadas y al Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos (CIRGEO),

por proporcionar su apoyo en los trabajos de campaña y laboratorio como así también al Centro Nacional Patagónico (CENPAT-Puerto Madryn) por la ayuda recibida en el lugar de trabajo.

También tuvieron colaboración en las tareas de campaña las licenciadas Mónica Falcone, Marcela Jáuregui, Andrea Caramés y el profesor Daniel Grau.

A los científicos y tripulación del barco Hero de la National Science Foundation (E.E.U.U.) a bordo del cual se realizó la campaña del año 1981.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALLEN, J. R. L., 1963. *The classification of cross-stratified units with notes on the origin*. Sedimentology, 2: 93-114.
- AMEGHINO, C., 1890. *Exploraciones geológicas en la Patagonia*. Inst. Geogr. Arg., Bol., XI, Buenos Aires.
- AMEGHINO, F., 1889. *Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles*. Acad. Nac. Cienc., Actas, VI, Córdoba.
- , 1894. *Ennumération Synoptique des especes del mammiferes fossiles des formations éocenes de patagonie*. Acad. Nac. Cienc., Bol., XIII: 259-445, Córdoba.
- , 1897. *Mammiferes crétacés de l'Argentine. Deuxieme contribution a la connaissance de la faune mammologique des couches a Pyrotherium*. Inst. Geogr. Arg., Bol., XVIII: 405-517, Buenos Aires.
- , 1898. *Sinopsis Geológica-Paleontológica en "Segundo Censo de la República Argentina"*. I: 111-225, Buenos Aires.
- , 1906. *Les formations sedimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie, avec un parallele entre leur faunes mammologiques et celles de l'ancien continent*. An. Mus. Nac. Buenos Aires. (Tiraje aparte), Buenos Aires.
- ARDOLINO, A. A., 1981. *El volcanismo cenozoico del borde suroriental de la Meseta de Somuncurá. Provincia del Chubut*. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 7-23, Buenos Aires.
- BRENNER, R. L. y D. K. DAVIES, 1973. *Storm-generated coquinoid sandstone genesis of High Energy Marine Sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana*. Geol. Soc. Am., Bull. 84: 1685-1698.
- BROMLEY, R. G., 1975. *Trace fossils at Omission surfaces: En Frey, R. W., 1975. A study of trace fossils*. Chapter 18, Springer-Verlag, Berlin.
- CAMACHO, H. H., 1967. *Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXII (4): 253-280, Buenos Aires.
- , 1969. *La Paleografía patagónica*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIV (4): 357-370, Buenos Aires.
- y J. A. FERNANDEZ, 1956. *La transgresión patagoniense en la costa atlántica entre Comodoro Rivadavia y el curso inferior del río Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XI (1): 23-45, Buenos Aires.
- CASTRO, L. N., 1981. *Estudio sedimentológico de las psamitas, pelitas y calizas de la Formación Puerto Madryn, correspondiente a las localidades de puer-*

Asociación Geológica Argentina

- to Pirámides y punta Delgada, península de Valdés, provincia del Chubut. Trabajo final de licenciatura, UBA (inéd.), Buenos Aires.
- COLLINSON, J. D. y D. B. THOMPSON, 1982.** *Sedimentary structures*. Ed. G. Allen y Unwin, London.
- CORTES, J. N., 1981.** *Estratigrafía cenozoica y estructura al oeste de la Península de Valdés, Chubut. Consideraciones tectónicas y paleogeográficas*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (4): 424-445, Buenos Aires.
- DARWIN, Ch., 1846.** *Geological observations on coral reefs, volcanic islands and on South America*. Londres.
- DEL RIO, C. J., 1982.** *Estudio litológico y paleontológico del Terciario marino de la Península de Valdés, provincia del Chubut*. Trab. Final de Lic., UBA, (inéd.), Buenos Aires.
- , 1985a. *Estudio bioestratigráfico de las sedimentitas terciarias marinas de la Península de Valdés (provincia del Chubut) y sus vinculaciones con las de Paraná (provincia de Entre Ríos)*. Informe Final (CONICET), Buenos Aires.
- , 1985b. *Primera mención de la Subfamilia Architectonicidae (Mollusca: Gastropoda) en el Terciario de la Patagonia (República Argentina)*. Ameghiniana, XXII (3-4): 263-268, Buenos Aires.
- DE VRIES, J., ZAWISKIE, J. M. y W. J. ZINSMEISTER, 1983.** *Expedition to Valdés. Miocene Stratigraphy an Recent silled basins*. Antarctic Journal of the United States 18 (5): 76-77.
- DICKINSON, W. R. y C. A. SUCZEK, 1979.** *Plate tectonics and sandstone composition*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 63 (12): 2164-2183.
- DOTT, R. L., 1964.** *Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification?*. Jour. Sed. Petrology, 34: 625-632.
- DUNHAM, R. J., 1962.** *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1: 108-121.
- FERUGLIO, E., 1949.** *Descripción geológica de la Patagonia*. D. G. YPF II, Buenos Aires.
- FOLK, R. L. y W. C. WARD, 1957.** *Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters*. Jour. Sed. Petrology, 27: 3-26.
- FRENGUELLI, J., 1926.** *El Entrerriense del Golfo Nuevo en el Chubut*. Acad. Nac. Cienc., Bol. XXIX: 191-270, Córdoba.
- GARCIA, E., 1970.** *Ostracodes du Miocene de la République Argentine ("Entrerriense" de la Península Valdés)*. IV^o Colloque Africain de Micropaleontologie, Abidjan: 391-417, Abidjan.
- GRINNELL, K. S., (Jr.), 1974.** *Vertical orientation of shell on some Florida oyster reefs*. Jour. Sed. Petrology, 44: 116-122.
- HALLER, M. J., 1978.** *Estratigrafía de la región al poniente de Puerto Madryn, provincia del Chubut, República Argentina*. VII^o Congr. Geol. Arg., Actas, I: 285-297, Buenos Aires.
- , 1981a. *Descripción geológica de la Hoja 43H, Puerto Madryn, Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol. 184, Buenos Aires.
- , 1981b. *Las sedimentitas plegadas de la margen oriental de la Península de Valdés*. VIII^o Congr. Geol. Arg., Actas, III: 25-32, Buenos Aires.
- , 1983. *Descripción geológica de las Hojas 42i, Golfo San José; 42j, Caleta Valdés; 43i, Golfo Nuevo; 43j, Punta Delgada, provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol., (en prensa), Buenos Aires.
- y J. E. MENDIA, 1980. *Las sedimentitas del ciclo Patagoniano en el litoral atlántico nordpatagónico. Coloquio "Ricardo Wichman"*. Asoc. Geol. Arg., Buenos Aires, 28-11-80. En Mendía, J. E. y A. Bayarsky (1981).
- IHERING, H., 1907.** *Les mollusques fossiles du Tertiaire et Crétace supérieur de l'Argentine*. An. Mus. Nac. Hist. Nat., Buenos Aires, (3) VII: 1-611, Buenos Aires.
- KUKAL, Z., 1971.** *Geology of recent sediments*. Academic Press, Praga.
- LESTA, P., FERELLO, R. y G. A. CHEBLI, 1980.** *Chubut Extrandino*. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc., II: 1307-1387, Córdoba.
- MALUMIAN, N., 1978.** *Esbozo paleoecológico de las asociaciones foraminíferológicas terciarias de la Argentina*. Ameghiniana, XV (1-2): 161-171, Buenos Aires.
- y V. MASIUK, 1973. *Asociaciones foraminíferológicas fósiles de la República Argentina*. V^o Congr. Geol. Arg., Actas, III: 433-453, Buenos Aires.
- MALVICINI, L. y E. J. LLAMBIAS, 1972.** *Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut*. V^o Congr. Geol. Arg., Actas, II: 185-202, Buenos Aires.
- MASIUK, V., BECKER, D. y A. GARCIA ESPIASSE, 1976.** *Micropaleontología y sedimentología del Pozo YPF Ch PV es-1 (Península de Valdés, provincia del Chubut, República Argentina)*. Importancia y correlaciones. ARPEL, XXIV, Buenos Aires.
- MENDIA, J. E., 1984.** *Descripción geológica de las Hojas 44h, Rawson y 44i, Bajo de los Huesos, provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol. (en prensa), Buenos Aires.
- y A. BAYARSKY, 1981. *Estratigrafía del Terciario del Valle Inferior del Río Chubut*. VIII^o Congr. Geol. Arg., Actas, III: 593-603, Buenos Aires.
- MILLOT, G., 1964.** *Geologie des Argiles*. Masson & Cie., Paris.
- MOUNT, J. F., 1982.** *Storm-Surge-Ebb origin of Hummocky Cross-Stratified Units of the Andrews Mountain Member, Campito Formation (Lower Cambria White Inyo Mountains, Eastern California)*. Jour. Sed. Petrology, 52: 941-959.
- PETTIJOHN, F. J., P. E. POTTER y R. SIEVER, 1973.** *Sand and sandstone*. Springer Verlag, New York.
- REINECK, H. W. y I. B. SINGH, 1973.** *Depositional sedimentary environment with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag, New York.
- REINSON, G. E., 1980.** *Barrier island systems*. En Walker, R. G., 1980. *Facies Models*. Chapter 6, Geoscience Canada, Reprint Series, 1.
- RHOADS, D. C., 1975.** *The paleoecological and environmental significance of trace fossils*. En Frey, R. W., 1975. *A study of trace fossils*. Chapter 9, Springer Verlag, Berlin.
- ROVERETO, G., 1913.** *La Penisola Valdés, e la forme costiere della Patagonia settentrionale*. Reale Acad. dei Lincei. Estratto del Col. XXIII, Sec. 5, 1^o sem, (2): 103-105.
- , 1921. *Studi di geomorfologia argentina, V. La Penisola Valdez*. Bol. Soc. Geol. Ital., XI, Roma.
- SATO, A. M., 1981.** *Estudio sedimentológico de 4 perfiles realizados en sedimentitas terciarias del ámbito de*

Asociación Geológica Argentina

- Península de Valdés*. Trab. Final de Licenciatura, (inéd.), Fac. Cs. Ex. y Nat., Buenos Aires.
- SEILACHER, A., 1967. *Bathymetry of trace fossils*. Marine Geology, 5: 413-429.
- SELLEY, R. C., 1969. *Near-Shore marine and continental sediments of Sirte basin, Libya*. Q. J. Geol. Soc. Lond., 124: 419-460, Irlanda del Norte.
- SELLEY, R. C., 1976. *Medios sedimentarios antiguos*. Ed. H. Blume, Madrid.
- SPALLETTI, L. A., 1980. *Paleoambientes sedimentarios*. Asoc. Geol. Arg.; Serie B, Did. y Comp., 8, Buenos Aires.
- SPIEGELMAN, A. T. y A. G. BUSTEROS, 1978. *Caracterización litoestratigráfica de las sedimentitas terciarias en las localidades de Barrancas Blancas (Puerto Madryn), Bahía Cracker e Isla Escondida (Punta Lobos), provincia del Chubut, República Argentina*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 659-671, Buenos Aires.
- WALKER, R. G., 1980. *Facies models*. Geoscience Canada, Reprint, Series 1.
- WILCKENS, O., 1905. *Die Meeresablagerungen der Kreide- und Tertiärformation in Patagonien Neues Jahrb. F. Min. G. u P., XXI, Stuttgart*.
- WINDHAUSSEN, A., 1921. *Viaje de reconocimiento geológico en la parte nordeste del Territorio del Chubut, con referencia especial a la provisión de agua de Puerto Madryn*. Dir. Gral. de Minas Geol. e Hidrol., Bol. 24, serie B, Buenos Aires.
- ZINSMEISTER, W. J., L. G. MARSHALL, R. E. DRAKE y G. H. CURTIS, 1981. *First Radioisotope (Potassium-Argon) Age of Marine Neogene Rionegro Beds in northeastern Patagonia, Argentine*. Science, 212:440.

Recibido: 26 de marzo, 1986

Aceptado: 30 de abril, 1987

ROBERTO A. SCASSO
CLAUDIA DEL RIO

CIRGEO
Ramírez de Velasco 847
1414 Buenos Aires

COMPOSICION DE SEDIMENTITAS SILICOCLASTICAS TERCIARIAS DE LA CUENCA DE ÑIRIHUAU (PATAGONIA OCCIDENTAL) Y SU SIGNIFICADO TECTONICO

Luis A. Spalletti y Sergio D. Matheos

RESUMEN

Se estudia la composición petrográfica de 85 muestras de la Formación Ñirihuau y equivalentes (Oligoceno-Mioceno) en la cuenca de Ñirihuau y Cordillera Patagónica Septentrional, con el objeto de hacer su caracterización petrofacial y definir las principales tendencias composicionales regionales.

El estudio consiste en determinaciones texturales y composicionales cuali-cuantitativas. En general, las sedimentitas muestran buen grado de consolidación y escasa alteración mineral. Predominan las rocas moderada a pobremente seleccionadas con granos subangulosos a subredondeados. La composición media es $Q_{12}F_{29}R_{59}$. El 55 % son arenitas, principalmente líticas; las wackes son tanto líticas como feldespáticas.

Las facies sedimentarias originadas por agentes ácuos se caracterizan por predominio de arenitas. Las depositadas por agentes más viscosos se componen de wackes líticas y feldespáticas.

Los rasgos de los litoclastos y cristaloclastos revelan que la procedencia resultó en su mayor parte volcánica. El principal volumen de detritos andesíticos derivó del Cinturón de El Maitén (Oligoceno) y probablemente también del Grupo Divisadero (Cretácico). Los materiales piroclásticos ácidos habrían sido aportados en su mayoría desde el Cinturón de Pilcaniyeu (Paleoceno-Eoceno). Se infiere que el batolito cretácico no habría tenido aún expresión positiva durante la acumulación de los detritos estudiados.

La distribución de puntos en diagramas ternarios refleja aportes desde arco magmático. En los gráficos $QmFR$ y $QtFL$ se ha encontrado importante dispersión de puntos, mientras que el $QpLvLsm$, con claro predominio de líticos volcánicos, muestra concentración en el campo atribuido a arcos magmáticos poco evolucionados temporalmente o con escasa disección.

La asociación composicional litovolcánica resulta típica de las cuencas de retroarco e intra-antearco desarrolladas a lo largo de márgenes continentales activos.

ABSTRACT

Petrofacies characteristics and compositional trends of siliciclastic rocks from western Patagonia Oligocene-Miocene units have been studied.

Moderate an poorly sorted sandstones and fine conglomerates with subangular and subrounded grains predominate in the sequences. Mean clastic composition is $Q_{12}F_{29}R_{59}$. Arenites (55 %) are mainly lithic and characterize sedimentary facies deposited by tractive currents. Mudflow formed facies are composed of lithic wackes, whereas lacustrine turbidites show feldspathic mud-supported sandstones.

Clastic provenance is essentially volcanic. The El Maitén Belt (Oligocene), and probably the Divisadero Group (Cretaceous), provided andesitic materials. The Pilcaniyeu Belt (Paleocene-Eocene), placed towards the east and northeast of the sedimentary basin, is considered the main source of acidic (pyroclastic) debris. Crustal provenance, skery scarce, so it is inferred that the Cretaceous batholith did not crop out during the deposition of the studied rocks.

Compositional ternary diagrams suggest magmatic arc provenance. However, $QmFR$ and $QtFL$ plots show strong dispersion of values. The distribution of lithic fragments in $QpLvLsm$ diagram indicates clastic derivation from undissected magmatic arcs.

INTRODUCCION

Las sedimentitas volcánicas de la Formación Ñirihuau (Oligoceno-Mioceno) y sus equivalentes (cf. Spalletti, 1983) constituyen los depósitos más antiguos de la cuenca de Ñirihuau y se extienden hasta el ámbito de la Cordillera Patagónica Septentrional. El área

abarcada por esta unidad va desde los $70^{\circ}30'$ a los $71^{\circ}30'$ de longitud oeste y desde los 40° a los $42^{\circ}30'$ de latitud sur.

Durante el tiempo de acumulación de la Formación Ñirihuau y equivalentes se desarrolló un dominio fluvial-lacustre en los sectores norte y oriental de la región, un dominio deltaico con secuencias constructivas y destructivas en la

zona centro-septentrional, un dominio transicional en los sectores sur y central (con facies fluviales lacustres, litorales y marinas poco profundas) y un dominio circalitoral hacia el oeste de la cuenca (Spalletti, 1983).

En las diversas áreas de acumulación, la unidad está caracterizada por el predominio de psamitas, psefitas y pelitas epiclásticas, a las que se asocian niveles de piroclásticas primarias (tobas normales, tobas soldadas) y escasas lavas intermedias a básicas (cf. Spalletti, 1981; Spalletti *et al.*, 1982). En forma esporádica aparecen en la sucesión intercalaciones de sedimentitas carbonáticas bioclásticas de ambientes litorales marinos y lacustres.

En 1981, Spalletti describió nueve facies sedimentarias para la Formación Ñirihuau en la región de Bariloche. La mayoría de ellas (6) son de tipo epiclástica, dos piroclásticas primarias y una epiproclástica.

El objetivo del presente trabajo es caracterizar desde el punto de vista petrofacial a las sedimentitas psamíticas (y psefíticas) epiclásticas de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes, así como definir las principales tendencias composicionales regionales. Se trata además de establecer la procedencia de los materiales y su vinculación con los fenómenos de subducción y con los principales rasgos del arco magmático paleógeno.

MARCO GEOLOGICO Y CARACTERES GENERALES DE LA CUENCA DE DEPOSITACION

La figura 1 muestra un plano de la región estudiada, en el que se incluye la distribución de afloramientos de las sedimentitas terciarias, así como de las unidades de basamento, plutónicas y volcánicas previas al Terciario (con exclusión del batolito cretácico de la Cordillera Septentrional). En esta ilustración puede apreciarse que el relleno sedimentario de la cuenca de Ñirihuau (Formaciones Ñirihuau y Collón Cura) no ha pasado más al este del meridiano de 60°30'O, donde se ve limitado por una serie de altos (Calcatapul-Lonco Trapial-Taquetrén) constituidos por rocas plutónicas-metamórficas (Formación Mamil Choique), granitoides (Formación Lipetrén) y volcánicas triásicas (Formación Garamilla) y jurásicas (Formación Taquetrén).

Para la Formación Ñirihuau, los límites son aún más restringidos, ya que el Cinturón de Pil-

caniyeu (Rapela *et al.*, 1984, 1986) -conformado por volcanitas paleoceno-eocenas- controló su desarrollo tanto hacia el este como hacia el norte de la cuenca de depositación.

El arco magmático oligoceno (Cinturón de El Maitén, Formación Ventana) limitó, a su vez, dos cubetas bastante bien definidas, aunque con muy probables conexiones locales: una hacia el este (cuenca de retroarco, antefosa de Ñirihuau según Ramos y Cortés, 1984) y otra hacia el oeste (cuenca de intra-antearco). Esta última quedó, por su parte, parcialmente limitada hacia el oeste por los remanentes de los arcos magmáticos jurásico y cretácico (véase figura 1). La cuenca de Ñirihuau, ahora bastante angosta en sentido este-oeste, debe haber sido mucho más amplia, al estar de la estructura de corrimiento hacia el este del cinturón de El Maitén, determinada por Ramos y Cortés (*op. cit.*).

Las cuencas sedimentarias mencionadas, y muy especialmente la de Ñirihuau, han sido controladas por complejos sistemas de fallas transcurrentes (cf. Coira *et al.*, 1975; Dalla Salda y Franzese, 1987), en particular por los lineamientos de Nahuel Huapí, Río Chico y Mamil Choique, todos de rumbo normoroeste-sursureste (véase figura 1) y con anastomosamiento hacia el sureste. Los límites norte y sur de la cuenca coinciden también con zonas de fallas transcurrentes, pero de rumbo este-oeste (Los Chilenos y Ancud-Río Chubut, respectivamente).

La disposición de los depocentros y depoejes principales de las cuencas, muy recostados hacia el Cinturón de El Maitén, y la distribución asimétrica de facies sedimentarias, permiten inferir un mayor grado de inestabilidad (subsistencia) y más marcados desniveles en la zona de influencia del arco magmático oligoceno (cf. Ramos y Cortés, 1984).

TECNICAS DE ESTUDIO

Para el presente trabajo se analizaron 85 muestras de los perfiles de cerro Otto, cerro Carbón, Ñorquincó, río Azul y río Blanco (Cholila) (véase figura 1).

El estudio microscópico de cortes delgados comprendió el reconocimiento y conteo puntual de los componentes de psamitas muy finas a muy gruesas y psefitas (sabulitas hasta conglomerados finos) y epiclásticas e híbridas (tuffíticas). En general, las sedimentitas

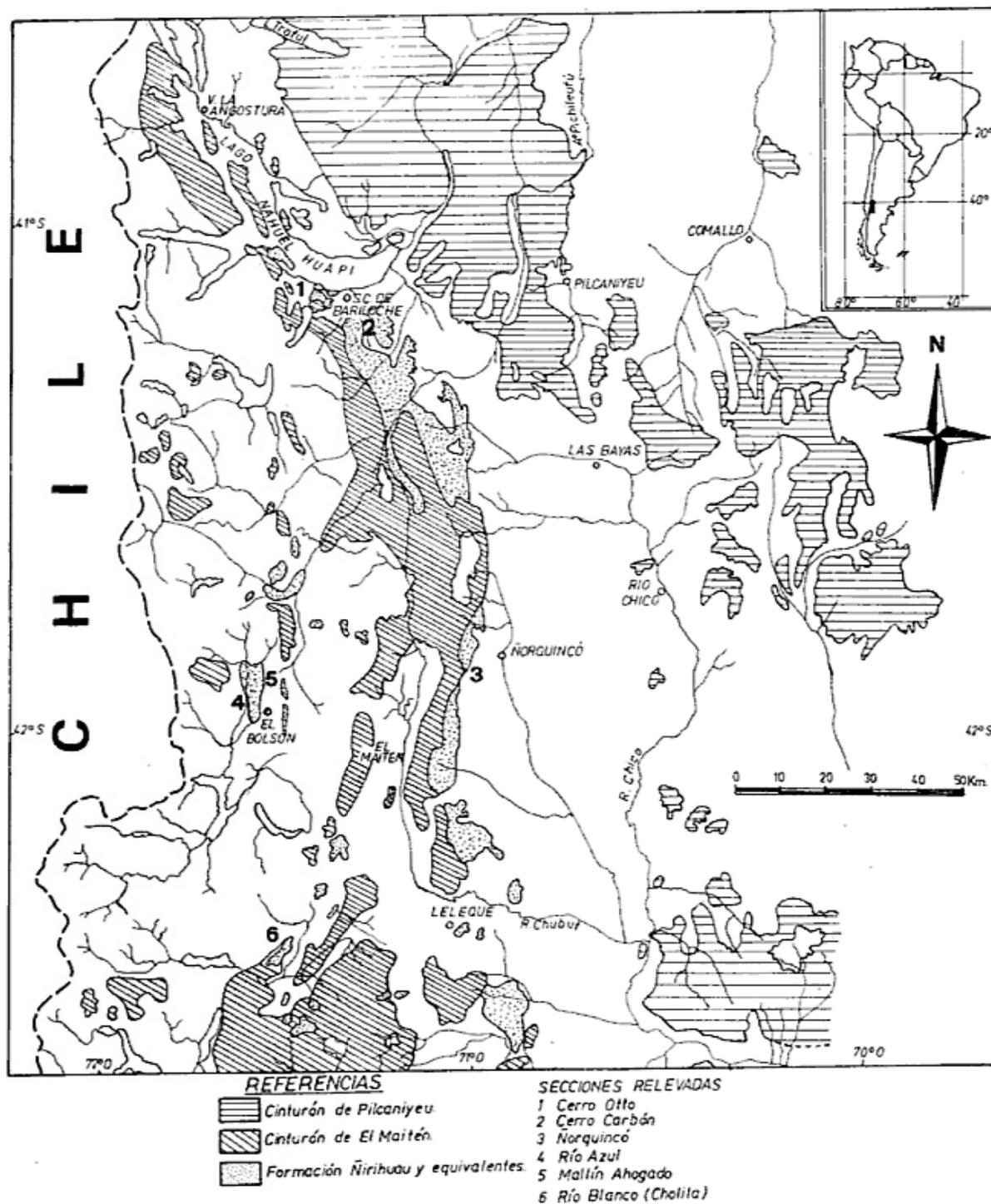


Figura 1.— Mapa general de ubicación y de las localidades estudiadas.

muestran buen grado de consolidación, por lo que los cortes reflejan adecuadamente las características de los componentes y -sobre todo- los atributos texturales.

En todos los casos, los cortes delgados se efectuaron transversalmente a la estratificación y con preferencia en los sectores macizos de las muestras psamíticas (cf. Ingersoll, 1978). Las determinaciones cuantitativas consistieron en el conteo de 200 a 400 clastos por preparado, así como de la matriz y cemento.

Por lo común, las rocas presentan escaso a moderado grado de alteración, lo que facilita el reconocimiento óptico de las especies minerales. Con todo, en algunos casos muestran fenómenos de recristalización de granos y autigénesis de ceolitas, carbonatos y arcillas que han provocado reemplazos parciales de clastos y modificaciones de las relaciones entre los componentes detríticos originales.

Uno de los efectos postdeposicionales más evidente es el de compactación de la roca por carga o por esfuerzos tectónicos, el que en algunos casos lleva a la deformación de los lúlicos y a la fracturación de los monoclastos.

En lo que hace al reconocimiento de componentes, debe destacarse que la tarea más dificultosa, aún en muestras poco alteradas o deformadas, fue la de la diferenciación del tipo de matriz y de los cementos. En las rocas estudiadas se ha reconocido principalmente una matriz verdadera con parcial recristalización (ortomatriz en el sentido de Dickinson, 1970), aunque por el fenómeno de aplastamiento de lúlicos puede estar presente también la denominada pseudomatriz.

En todos los casos, se consideró matriz al material detrítico de granulometría inferior a los 30 micrones (cf. Spalletti, 1973; Leeder, 1982), siempre que la textura de la sedimentita fuese fuerte a moderadamente heterogénea, es decir que exista toda una gama de tamaños desde las fracciones psamíticas hasta las pelíticas más finas.

El reconocimiento de los principales monoclastos (cuarzo y feldespato) resultó relativamente sencillo por la existencia de alguna alteración y maclado en los últimos. En cuanto a los litoclastos, vale destacar que se hizo bastante difícil discriminar a veces entre fragmentos pelíticos (paraclastos) y matriz, así como entre lúlicos piroclásticos y matriz en rocas con textura heterogénea o tufíticas con fuerte deformación.

TRATAMIENTO DE LOS DATOS

En el presente trabajo se emplearon los parámetros petrofaciales utilizados por Dickinson y Rich (1972) e Ingersoll (1978), con el agregado de algunos especialmente aplicables a las sedimentitas de la Formación Nirihuau y equivalentes.

A los fines del tratamiento de los atributos composicionales se estableció el porcentaje de cuarzo monocristalino, feldespatos, litoclastos totales y litoclastos inestables respecto al total de esos tres (QFR) componentes principales. Se definió la proporción clastos/matriz o clastos/cemento y las relaciones feldespato potásico/plagioclasa, plagioclasa/feldespato total y lúlicos estables/lúlicos inestables. Asimismo, se calculó el tenor porcentual de monocuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en relación al total de granos monocristalinos.

En el aspecto textural, se determinó la granulometría media y máxima de los granos por Pettijohn *et al.*, (1972), y de Folk (1968) modificada por Mack *et al.*, (1981).

Los principales datos petrofaciales fueron agrupados por secciones y/o regiones, estimándose para cada uno de los valores medios y su desviación standard.

CARACTERES GENERALES DE LAS SEDIMENTITAS

Estas sedimentitas poseen una granulometría media variable entre arena muy fina y gránulo. Los máximos tamaños de clasto, en algunas muestras llegan a más de 5 mm. En el cuadro I figuran los principales atributos texturales, así como el tipo granulométrico de sedimentita. Vale aclarar al respecto que la mayoría de las psamíticas estudiadas tiene su granulometría media en clases psamíticas debido a que se empleó la clasificación textural de Willman (1942), en la que la discriminación entre arenas y gravas se hace al tenor de 25 % de material grueso.

Como puede apreciarse en el cuadro I, se han reconocido rocas desde mal hasta bien seleccionadas. No obstante, es claro el predominio de las variedades moderada a pobremente seleccionadas. En cuanto a la redondez, se aprecia mayor frecuencia de los individuos subangulosos y subredondeados (véase cuadro I).

La proporción de matriz es variable (véase cuadro I). Un 55 % de las muestras carece o posee menos del 15 % de matriz (arenitas). Una buena parte de las wackes tiene discreto tenor de matriz, variable entre 15 y 25 % (véase cuadro I). Estudios comparativos entre la proporción de matriz y el tamaño medio permitieron deducir que las wackes prevalecen entre las granulometrías muy finas y finas, en tanto que las arenitas se hacen dominantes en las medianas y gruesas.

Todos estos rasgos, sumados al tenor de matriz, permiten considerar a estos sedimentos como inmaduros a poco maduros desde el punto de vista textural, de acuerdo al concepto de Folk (1951).

ASPECTOS COMPOSICIONALES

Cuarzo. Se presenta en individuos mono y policristalinos. El cuarzo monocristalino muestra predominantemente extinción normal y se encuentra desprovisto de inclusiones. Su morfología tiende a ecuanter, aunque hay algunos individuos esquirlosos, más elongados. En algunas oportunidades se identificaron granos con engolfamientos, a veces rellenos con calcedonia radiada.

El cuarzo policristalino se presenta bajo distintas formas. Por un lado está constituido por un mosaico de individuos entre 30 y 70 micrones unidos por contactos fuertemente suturales; los cristales tienden a formas ecuanteras e isodimensionales, careciendo de orientación preferencial. Otros policlastos están hechos de agregados microcristalinos de cuarzo o calcedonia, algunos con impurezas micáceas y otros con pigmentos orgánicos de tono oscuro. Esporádicamente se han identificado clastos de calcedonia cebraica.

En general, los fragmentos de cuarzo muestran incipientes crecimientos secundarios. Rocas con matriz o con textura de fango sostén permiten deducir que la redondez es discreta (angulosos hasta subredondeados).

Feldespatos. Se reconocen individuos potásicos y calcosódicos. El feldespato potásico es esencialmente ortoclasa monocristalina o con macla Carlsbad, extinción normal y con gran frecuencia alterada a argilominerales, raras veces calcitizada. En forma subordinada aparecen individuos pequeños de sanidina con buen estado de conservación.

La plagioclasa es de composición intermedia a básica (andesina-labradorita), mucho menos comúnmente cálcica (bitownita) o sódica (oligoclasa-albita). Se presenta bajo la forma de típicos individuos tabulares límpidos con maclado polisintético, siendo frecuentes en algunas muestras los granos con zonación. En general las plagioclasas se presentan en granos monocristalinos gruesos hasta finos, es decir que no varían su tenor con los cambios granulométricos. Las variedades sódicas suelen tener pequeñas dimensiones.

Particularmente, las plagioclasas poseen un contraste grado de alteración en distintas muestras. Algunas se caracterizan por la presencia de granos muy frescos, en tanto otras están marcadamente alteradas a arcilla (sericitización). Son menos frecuentes las sedimentitas en las que coexisten plagioclasas con diverso grado de alteración.

Los feldespatos son poco redondeados. Predominan clastos tabulares subangulosos a fracturados. Entre los fragmentos pequeños se destacan las formas esquirlosas.

Clastos líticos. Aparte de los individuos policristalinos cuarzosos, son muy frecuentes en estas sedimentitas los litoclastos de naturaleza volcánica y piroclástica. Entre los primeros se destacan las pastas de lavas intermedias (andesíticas) con textura pilotáxica, microporfírica y fluidal, asiduamente alteradas a minerales opacos, y de lavas ácidas (dacíticas) con textura felsítica y felsofírica. Los líticos piroclásticos consisten principalmente en pastas ignimbríticas eutaxíticas y fluidales, y de tobas no soldadas porfíricas y afíricas con fina base vitroclástica.

Por otra parte, en buen número de psamitas aparecen paraclastos (intraformacionales) de arcilitas y fangolitas, a veces carbonosas. En rocas gruesas (sabulitas y conglomerados) se han identificado líticos de areniscas.

En general, los litoclastos tienen diverso grado de madurez, aunque se destacan individuos subredondeados y redondeados. No obstante, en muchos de estos granos resulta insegura la determinación morfométrica por el ya comentado fenómeno de deformación postdeposicional.

Matriz. Está constituida por materiales detríticos de variadas dimensiones, desde fragmentos limosos de alrededor de 30 micrones hasta partículas finamente arcillosas que mar-

can toda una transición textural desde los componentes psamíticos y limosos gruesos. En la matriz participan monopartículas esquirlosas de cuarzo y feldespatos junto a micas y argilominerales, asociadas a minerales opacos (hematita, magnetita) o a materia orgánica finamente dividida.

Con cierta frecuencia la matriz tiene neto carácter piroclástico, revelado por la presencia de pequeñas trizas y pulvículas de vidrio volcánico moderada a fuertemente alterado a esmectita y clorita.

La composición de las partículas más finas es muy similar a la de las intercalaciones pelíticas que aparecen en la secuencia (cf. Spalletti e Iñiguez, 1981). Se identifican argilominerales montmorilloníticos, cloríticos, illíticos en distinta proporción, interstratificados irregulares y ceolitas (clinoptilolita, wairakita y laumonita). En ocasiones, los argilominerales muestran buen grado de recristalización diagenética. Vale agregar que algunas psamitas poseen la matriz parcialmente calcitizada.

Cemento. Es uno de los componentes que ofrece ciertas dificultades para su identificación en las sedimentitas estudiadas. En muchos casos, fenómenos de cementación parcial se dan por crecimiento autígeno de cuarzo y feldespatos, que lleva al desarrollo de contactos intergranulares irregulares (aserrados, cóncavo-convexos) y rectos. Psamitas tufolíticas o con matriz piroclástica muestran signos de silificación microcristalina a amorfa debido a alteración de vidrio volcánico.

Es bastante común en arenitas la presencia de cemento carbonático granospartítico. Escasas muestras poseen parcial cementación ceolítica.

En la Formación Ñirihuau se encuentran psamitas y sabulitas con textura de grano sostenido y moderado a buen grado de selección en las que aparece una fina base arcillosa, a veces recristalizada. Se sospecha al respecto que el material intersticial pudo haber precipitado en los poros a modo de una epimatriz (según Dickinson, 1970), aunque no se descarta tampoco que se haya infiltrado mecánicamente, una vez depositado el lote más grueso, bajo condiciones de escasa energía. Cualquiera sea el origen de la fracción fina, las sedimentitas portadoras se han considerado arenitas a los fines de su clasificación.

Otros componentes. El lote de minerales detríticos se completa con la presencia de fragmentos de minerales opacos (magnetita, hematita) y micáceos (biotita, clorita y moscovita). Particularmente en la porción más alta del perfil de cerro Carbón, aparecen con asiduidad clastos de piroxenos monoclinicos en buen estado de conservación. Los granos de carbonato biogénico se dan sólo en las zonas de influencia de los niveles fosilíferos hallados en los perfiles de cerro Carbón, Ñorquincó y río Azul (El Bolsón).

PROPORCION DE LOS COMPONENTES Y PRINCIPALES VARIETADES LITOLÓGICAS

Los litoclastos son los componentes más abundantes de las sedimentitas estudiadas (véase cuadro II). Su proporción media por localidades (véase cuadro III) revela tenores máximos del orden de 60 % en los perfiles de cerro Otto y cerro Carbón y decrecimiento (a 54 % y 49 %) hacia sectores más orientales y australes de la cuenca.

Los feldespatos aparecen con tenores bastante más bajos (cuadro II), aunque en algunas sedimentitas (especialmente wáckicas) se manifiestan como los componentes de mayor abundancia. En promedio por localidades muestran una proporción cercana al 30 % (véase cuadro III).

Por su parte, el cuarzo monocristalino se encuentra con contenidos notoriamente bajos (cuadro II), en especial en las secciones de cerro Otto y cerro Carbón donde alcanza alrededor de 10 % en promedio (cuadro III). Se eleva algo su proporción hacia los perfiles de Ñorquincó (20 %) y del sector sudoeste de la cuenca (17 %) (cuadro 3).

El triángulo composicional de la figura 2a permite apreciar la distribución de puntos, los que se ubican hacia el sector basal y con franca predisposición hacia el vértice de los litoclastos. De acuerdo a la clasificación de Dott (1964, modificada), la gran mayoría de los wackes y arenitas son líticas (84 %), aunque algunas de ellas, en particular las variedades wáckicas, pasan al campo de los tipos arcósicos. De la observación de la figura 2a, surge también una grosera tendencia al incremento de cuarzo a medida que aumenta la proporción de feldespatos.

Vale destacar que la proporción de líticos inestables respecto al total de QFR muestra variaciones, ya que es alta en el cerro Carbón y en la zona de Cholila-El Bolsón, mientras que resulta más baja en cerro Otto y Ñorquincó (cuadro III). En la gran mayoría de las muestras se evidencia neto predominio de los clastos líticos inestables (volcanitas, piroclastitas) sobre los estables (policuarzo) (cuadro II).

De la misma manera, es notoria la prevalencia de plagioclasas sobre los feldespatos potásicos. La elevada cifra del índice plagioclasa/feldespato total muestra la importancia de las variedades calcosódicas en las secciones de cerro Carbón, Ñorquincó y Cholila-El

Bolsón (cuadro III). La menor proporción relativa de plagioclasas en el perfil del cerro Otto no sólo está mostrada por el bajo valor de la relación plagioclasa/feldespato total, sino también por el mayor porcentaje promedio de feldespato potásico respecto al total de QmPK (véase cuadro III, figura 4a).

En cuanto al contenido de minerales, conviene destacar que en algunas muestras del perfil del cerro Carbón se han encontrado concentraciones de clásticos opacos bastante elevadas, variables entre 10 % y 26 %. En general, las especies pesadas (incluidas micas y piroxenos) no superan el 2 % del total de componentes detríticos.

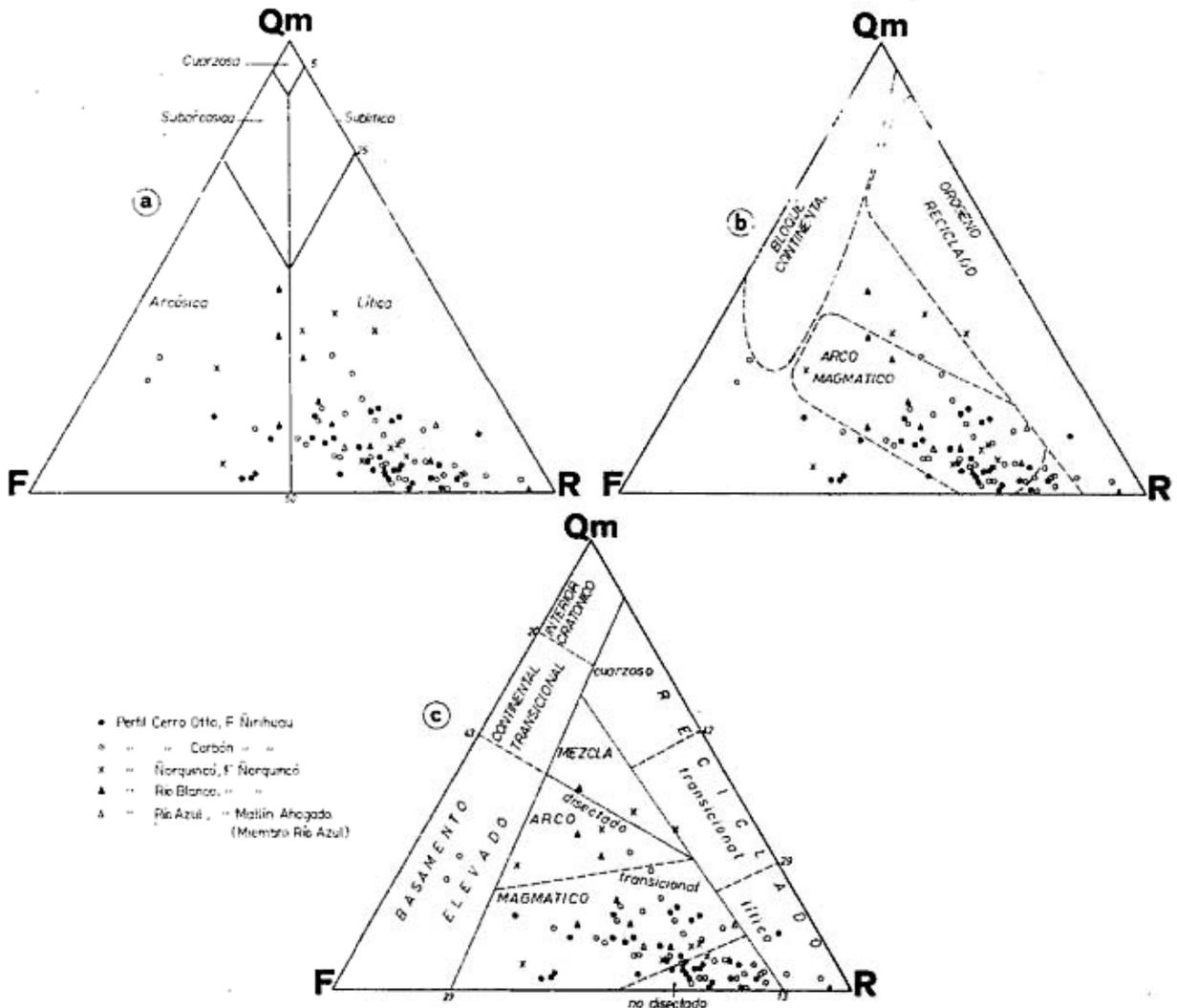


Figura 2.— Diagramas QmFR
 a: diagrama QmFr con clasificación de Dott (1964) modificada por Pettijohn *et al.* (1972).
 b: diagrama QmFr con campos de procedencia según Dickinson y Suczek (1979).
 c: diagrama QmFR con clasificación mineralógico-tectónica de Potter (1984).

LOS TIPOS LITOLÓGICOS Y LAS FACIES SEDIMENTARIAS

El presente estudio ha permitido encontrar algunas relaciones entre los tipos litológicos y las facies sedimentarias reconocidas por Spalletti (1981) en la Formación Ñirihuau.

Las facies granodecrecientes desde conglomerados hasta pelitas están esencialmente formadas por arenitas líticas, seguidas por wackes líticas. Por su parte, las facies psamita-pelita, conglomerados lenticulares y conglomerados granocrecientes se destacan por su elevado tenor en arenitas líticas. La facies de conglomerado-diamictita, que caracteriza al sector cuspidal de la unidad en la región de Bariloche (sección 2, figura 1), se compone de wackes líticas, mientras que la asociación wacke-lutita está constituida por wackes principalmente feldespáticas.

De este modo se comprueba que las rocas mejor seleccionadas se muestrearon en las facies atribuidas por Spalletti (1981) a agentes fluidos, esencialmente ácuos. Por su parte, las wackes predominan en las asociaciones generadas por agentes más viscosos. La composición feldespática de las sedimentitas que caracterizan a la facies de wacke-lutita puede atribuirse a la provisión de componentes piroclásticos esenciales (cristaloclastos feldespáticos y pulvículas vítreas incorporadas a la matriz), por lo que se infiere una manifiesta relación entre fenómenos volcánicos explosivos y generación de corrientes de densidad en los ambientes ácuos de la cuenca deposicional.

PROCEDENCIA DE LOS MATERIALES

La procedencia se determinó sobre la base de los atributos de los litoclastos y cristaloclastos, según los criterios de Gilligan (1920), Krynine (1940), Rimsaite (1967), Blatt (1967, 1982), Pittman (1963) y Young (1976).

Los líticos constituyen los más seguros indicadores de roca proveedora y revelan un esencial aporte de rocas volcánicas y piroclásticas intermedias y ácidas. En forma subordinada se aprecia contribución de terrenos sedimentarios.

Los granos de cuarzo monocristalino, con extinción normal, límpidos y de morfología ecuante, a lo que se suma la presencia de engolfamientos, proceden también de materiales volcánicos y/o piroclásticos. Su escaso tenor

sugiere escasez en el aporte de efusivas con fenocristales cuarzosos.

A juzgar por la relativa abundancia de litoclastos silíceos con agregados microcristalinos de cuarzo y calcedonia, se supone que los mismos derivan de pastas (volcánicas-piroclásticas) silicificadas, o de segregaciones vinculadas con la actividad efusiva. Con todo, no se descartan las procedencias desde terrenos sedimentarios.

Las observaciones microscópicas revelan que los feldespatos potásicos proceden de volcanitas y piroclastitas soldadas ácidas, dado que fenocristales potásicos de litoclastos porfíricos y microporfíricos muestran aproximadamente las mismas características que los cristaloclastos.

Por su parte, las plagioclasas, con sus individuos gruesos y tabulares de composición intermedia a cálcica, con frecuente zonación, denotan aporte desde volcanitas andesíticas. La plagioclasa esquirlosa puede derivar también de volcanitas, piroclastitas o ser simplemente el resultado de la ruptura de fragmentos cristalinos más gruesos. No se descarta en este caso la autigénesis de individuos de plagioclasa sódica durante el soterramiento.

El variable grado de alteración de los feldespatos, en especial plagioclasa, puede ser indicativo de mezcla de aporte volcánico directo con otro que refleja un ciclo sedimentario anterior.

La derivación desde terrenos o por fenómenos volcánicos, también queda evidenciada por la presencia de clastos de piroxenos monoclinos muy frescos, biotita y clorita. Los escasos y pequeños fragmentos moscovíticos se suponen policíclicos o bien debidos a la existencia de un restringido aporte de clásticos finos desde fuentes lejanas, quizás por acción eólica.

La procedencia volcánica de los componentes detríticos de la Formación Ñirihuau y equivalentes se debe tanto a la existencia de fenómenos efusivos sincrónicos con la depositación (especialmente piroclásticos, *cf.* Spalletti, *et al.*, 1982) como a la denudación de volcanitas y piroclastitas pre-existentes. Con todo, en razón de la escasa actividad volcánica durante la depositación de la unidad (Rapela, *et al.*, 1984) en relación con los eventos que la precedieron, debe deducirse que la mayor parte de los materiales detríticos han sido aportados por la destrucción de volcanitas más antiguas.

Al parecer, la influencia de la actividad volcánica concomitante con la sedimentación se

manifiesta en rocas con elementos piroclásticos, especialmente incorporados a la matriz. Además, la sección más alta de la región de Bariloche (cerro Carbón) contiene abundantes especies metaestables (piroxenos monoclinicos y plagioclasas cálcicas) con buen grado de conservación que pueden asignarse a ese origen.

Por su constitución petrográfica, las sedimentitas estudiadas muestran notable semejanza con las volcanitas de los cinturones terciarios de la Cordillera Patagónica Septentrional y borde occidental del Macizo Norpatagónico. Los elementos ácidos, tales como clastos de ignimbritas y pastas dacíticas habrían derivado en buena parte del Cinturón de Pilcaniyeu (Paleoceno-Eoceno; Rapela *et al.*, 1984, 1986). Mientras tanto, los individuos de composición andesítica, plagioclasas y subordinados detritos sedimentarios habrían procedido en su mayoría de la erosión del arco magmático oligoceno (Cinturón de El Maitén, Rapela *et al.*, 1986). Materiales de naturaleza volcánica también han sido aportados desde las secuencias volcánicas cretácicas, jurásicas y triásicas, que muestran buen desarrollo en toda la región (véase figura 1) y poseen rasgos composicionales similares a los de los cinturones volcánicos terciarios.

Los mayores volúmenes clásticos de la unidad se relacionan con las derivaciones andesíticas. No obstante, el tramo basal de la Formación Ñirihuau en la región de Bariloche (cerro Otto) parece haber recibido importante provisión desde facies ignimbríticas (riodacíticas) y plinianas.

Debe señalarse que los estudios composicionales muestran la ausencia casi total de elementos pertenecientes a rocas corticales, tanto plutónicas como metamórficas. Es evidente entonces la escasa significación de los aportes cratónicos (del Macizo Norpatagónico) y de otras masas de granitoides de la actual región andina. Con todo, algunos niveles muy localizados muestran derivación de rocas de basamento y graníticas, tal como ocurre con conglomerados ricos en cuarzo lechoso ubicados en el tercio inferior de la secuencia en la región de Las Bayas (Cazau, com. pers.).

Los rasgos mencionados, sugieren que en los tiempos en que se produjo la depositación de la Formación Ñirihuau, el batolito cretácico se encontraba —al menos en su mayor parte— en el subsuelo, y que las expresiones topográficas positivas eran predominantemente de naturaleza volcánica.

Las mayores elevaciones (y más intensos aportes) se encontraban en la región del Cinturón de El Maitén (volcanismo oligoceno de arco), y en las áreas de afloramientos de los complejos lávicos cretácico y jurásico de la actual Cordillera Patagónica. Por su parte, los aportes desde el antepaís (Patagonia extrandina) eran subordinados, produciéndose la máxima derivación detrítica en dicho sector desde la faja o cinturón volcánico ignimbrítico de Pilcaniyeu, y quizás también desde terrenos volcánicos triásicos (Formación Garamilla) y jurásicos (Formación Taquetrén) (véase figura 1).

Por otro lado, la composición mineralógica de las psamitas y psefitas estudiadas permite confirmar las deducciones de Spalletti (1981, 1983) en el sentido de considerar tectónicamente inestable a la cuenca deposicional de la Formación Ñirihuau. La baja madurez textural de los granos, aún en las sedimentitas de moderada a buena selección, revela escaso grado de retrabajamiento mecánico y, por ende, poca distancia de transporte y rápido soterramiento de los sedimentos.

Asimismo, las pequeñas distancias recorridas desde las áreas de aporte a las de acumulación quedan confirmadas por los propios atributos composicionales. Así, en las sedimentitas estudiadas no se ha encontrado enriquecimiento en cuarzo detrítico, fenómeno significativo en arenas sometidas a considerable retrabajo mecánico, especialmente bajo condiciones de climas cálidos y húmedos (*cf.* Suttner *et al.*, 1981; Franzinelli y Potter, 1983). Con todo, Mancini (com. epist.) ha determinado que algunos niveles lacustres costeros muestran maduración mineralógica por retrabajamiento mecánico.

El consecuente predominio de componentes lábiles (litoclastos inestables y feldespatos) resulta típico de las cubetas subsidentes y particularmente de las sedimentitas asociadas a arcos magmáticos. Composiciones de esta índole son óptimas para analizar las posibles relaciones entre los atributos de los sedimentos y los rasgos tectónicos de las regiones al momento de la depositación.

LA COMPOSICION DE SEDIMENTITAS Y SU EMPLAZAMIENTO TECTONICO

Durante los últimos años se ha producido un importante avance en la investigación de la composición de las rocas clásticas y la tectónica

global (cf. Spalletti *et al.*, 1986). En particular, los mayores esfuerzos se han destinado a definir las características geotectónicas de las áreas de aporte a través de los rasgos mineralógicos y petrográficos de los constituyentes clásticos.

La distribución de puntos en diagramas composicionales ternarios del tipo QFR y QFL refleja una gran similitud entre las rocas de la Formación Ñirihuau y las que caracterizan a zonas de márgenes continentales dominadas por regímenes de subducción activa (Dickinson y Valloni, 1980; Valloni y Maynard, 1981; Maynard *et al.*, 1982; Yerino y Maynard, 1984; Potter, 1984).

Las figuras 2 b-c y 3 a-b muestran justamente la estrecha relación entre las composiciones obtenidas y los campos establecidos para procedencias de arcos magmáticos.

Tal como lo indicara Ingersoll (1978), las arenas derivadas de arcos magmáticos tienen más bajo contenido de cuarzo y más elevado de feldespatos y líticos en comparación con otros emplazamientos tectónicos. En coincidencia con nuestros datos, la marcada abundancia de fragmentos volcánicos intermedios a básicos refleja con preferencia la citada derivación (Dickinson y Rich, 1972; Ingersoll, *op. cit.*; Dickinson y Suczek, 1979; Mack *et al.*, 1983). En este sentido, también son elocuentes la elevada relación plagioclasa/feldespato total y líticos volcánicos/líticos inestables (Ingersoll, *op. cit.*). La asociación composicional litovolcánica, rica en líticos volcánicos y con predominio de plagioclasa sobre feldespato potásico, es indicadora para Valloni y Mezzadri (1984) de aportes desde la cobertura volcánica de arcos magmáticos.

Esta asociación, a la que pueden asignarse las sedimentitas estudiadas, caracteriza a los depósitos que ocupan tanto posiciones de antearco como de retroarco. De allí que entre los sectores analizados en la cuenca de Ñirihuau no se hayan obtenido mayores diferencias composicionales.

Por otra parte Yerino y Maynard (*op. cit.*) y Enkeboll (1982) atribuyen el alto tenor de litoclastos de las arenas de margen continental activo a la elevada provisión de detritos piroclásticos desde las áreas volcánicas activas. Este no parece ser el caso en la Formación Ñirihuau, en la que a las eventuales acciones volcánicas y piroclásticas contemporáneas se les deben sumar importantes efectos de denudación de un arco magmático cercano.

En relación con las zonas de subducción, algunos autores han intentado, aunque no con marcado suceso, la discriminación de distintos tipos de cuencas sobre la base de la composición. Así, Maynard *et al.*, (1982; véase figura 3b) han pretendido reconocer entre sedimentitas de cuencas asociadas a arcos de margen continental (feldespáticas con líticos), de cuencas de trasarco vinculadas a arcos de islas (feldespatos y líticos en proporciones equivalentes) y de antearco de arcos de islas (muy líticas). No obstante, han encontrado bastante superposición entre los campos correspondientes a estos tres grupos de muestras. En el caso de la Formación Ñirihuau, la composición resultante está desplazada hacia el vértice de los líticos en comparación con el campo asignado por estos autores a las cuencas de margen continental activo (cf. véase figura 3b).

Por otra parte, Maynard (1984) ha empleado a los feldespatos como indicadores de marco tectónico. A pesar de considerables superposiciones entre los campos definidos, estableció que las rocas de margen continental se caracterizan por elevado valor de la relación P/F y por plagioclasas de composición intermedia, tal como ocurre en el ejemplo de la Formación Ñirihuau.

La simplicidad de las petrofacies de la Formación Ñirihuau contrasta con las complejas asociaciones mineralógicas-petrográficas encontradas por Ingersoll (1978) y Spalletti *et al.* (1986) en rocas derivadas de arcos magmáticos disectados. Con todo, nuestros datos muestran considerable dispersión (véase figuras 2 y 3) comparable a la obtenida por Yerino y Maynard (1984), aunque mayor que la señalada por Dickinson y Suczek (1979) y Maynard *et al.* (1982) para procedencias de arco magmático.

Las características composicionales de la Formación Ñirihuau revelan que el aporte plutónico y metamórfico ha sido despreciable. Ello es indicativo de derivación a partir de un arco poco evolucionado en el tiempo (Ingersoll, 1978) no disectado (cf. Valloni y Mezzadri, 1984). Nótese que aún en nuestro caso el aporte es eminentemente volcánico, la alta dispersión de puntos en gráficos QFR transgrede el límite para arcos no disectados establecidos por Potter (1984), (véase figura 2b y c).

Algo similar ocurre con los diagramas QmPK en los que se aprecia elevada dispersión que rebasa los límites sugeridos por Dickinson y Suczek (1979) para la procedencia de arco magmático (véase figura 4a).

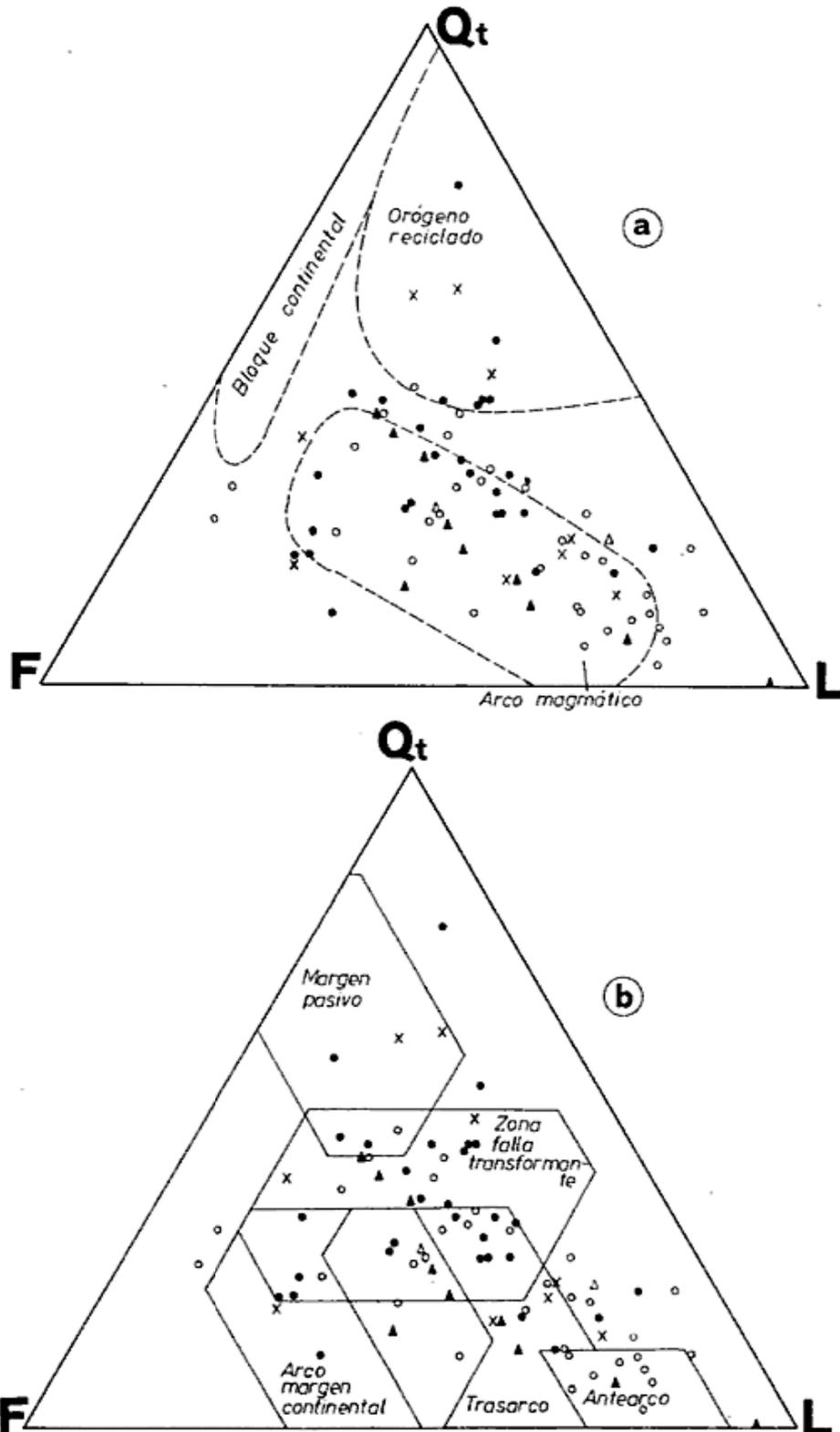


Figura 3.— Diagramas QtFL. Mismos símbolos que en figura 2.
 a: diagrama QtFL con campos de procedencia según Dickinson y Suczek (1979).
 b: diagrama QtFL con campos de procedencia según Maynard *et al.* (1982).

En cambio, cuando se consideran exclusivamente los litoclastos (véase figura 4b), la contribución desde arcos magmáticos no disectados

queda reflejada por gran riqueza de litoclastos volcánicos (*cf.* Dickinson y Suczek, *op. cit.*; Ingersoll y Suczek, 1979). Sólo a medida que se

reciben mayores aportes desde arcos disectados se va incrementando el tenor de líticos metamórficos y sedimentarios con el con- siguiente aumento en la dispersión de puntos en los diagramas.

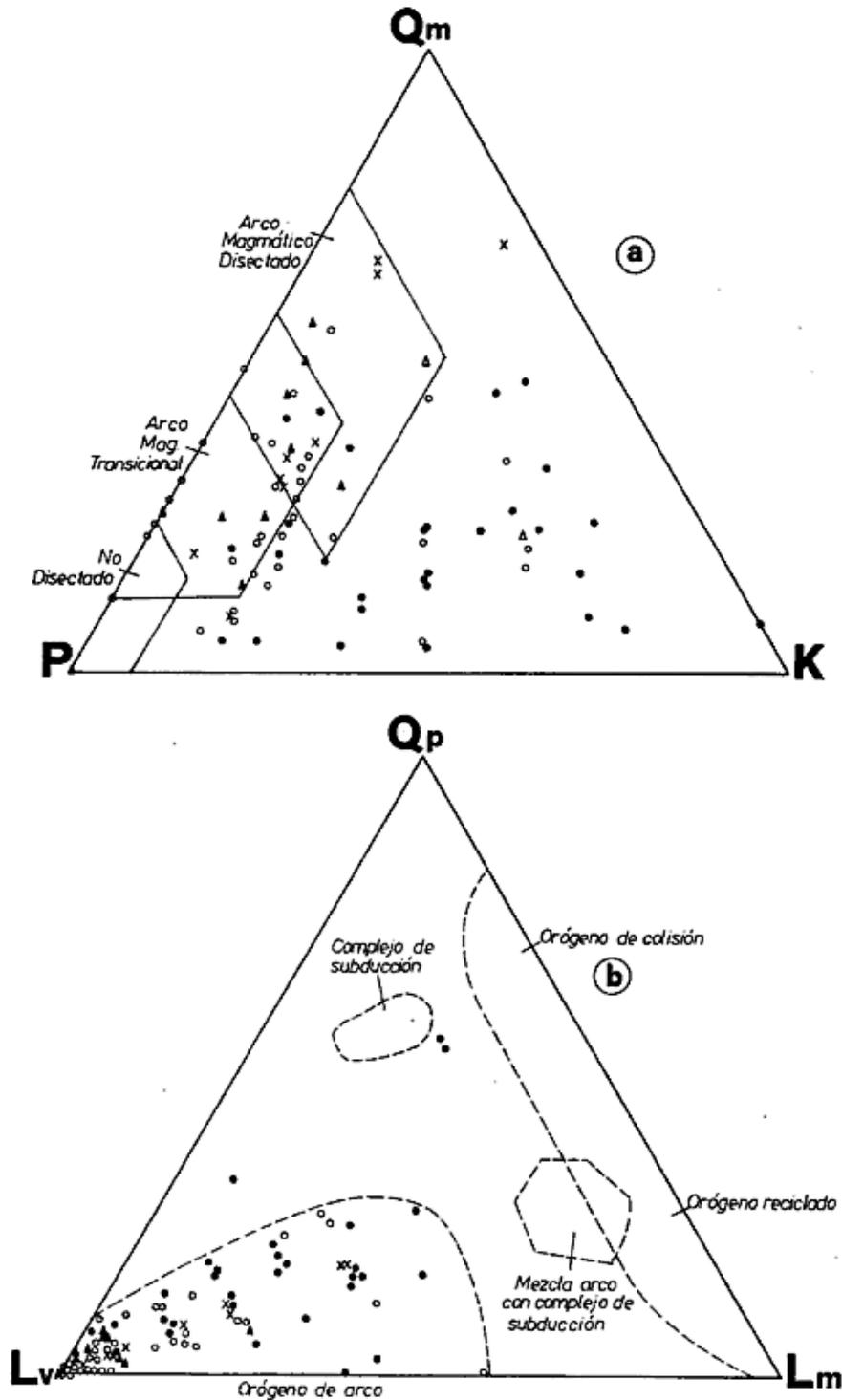


Figura 4.- Otros diagramas triangulares. Mismos símbolos que en figura 2.
 a: diagrama QmPK con límites tentativos para procedencias de arcos magmáticos según Dickinson y Suczek (1979).
 b: diagrama QpLvLsm con límites para áreas de aporte según Dickinson y Suczek (1979) modificado por Mack *et al.* (1983).

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Cuadro I: Datos texturales de las sedimentitas estudiadas.

Muestra	Tamaño medio micrones	Tamaño máximo micrones	Litología	Selección	Redondez	Matriz %	Cemento Arcil.	% Otros
CO 7	900	4000	Psf	Mo	sa-sr		17	
CO 8	800	3720	Psm	Mo	sa		30	
CO 11	800	3000	Psm	Mo	sr-sa		35	
CO 12	600	6000	Psm	Mo	sr-sa		22	
CO 14	900	3000	Psf	Mo-B	sa		20	
CO 19b	700	2100	Psm	Mo	sa-sr	27		
CO 23	550	2500	Psm	Mo	a-sa		12	
CO 25	250	2285	Psm	Mo	a	38		
CO 68	125	824	Psm	Ma	a-sa	52		
CO 69	300	2700	Psm	Mo	a-sr	18		
CO 29	500	4000	Psf	Ma	sa	27		
CO 32	250	750	Psm	B	sr-sa		10	
CO 35	950	4000	Psf	Mo	sa-r			14
CO 36	130	630	Psm	Ma	sr-sa	20		
CO 38	1000	6000	Psm	Mo	sa-sr	13		
CO 39	2500	10000	Psf	Mo	sr		8	
CO 41	400	2000	Psm	Mo-B	r-sr	10		5
CO 42	120	2000	Psm	Ma	sr-sa	29		
CO 44	90	1000	Psm	B	sr-sa	16		5
CO 46	600	7000	Psf	Mo	a-sr		11	
CO 47	300	1185	Psm	Mo	sr-sa		10	
CO 51	250	800	Psm	Mo	sa	13		
CO 52	380	3000	Psm	Mo	sr-sa		9	
CO 53	300	4000	Psm	Mo-Po	sa	14		
CO 56	285	1300	Psm	Mo	sr-sa	18		
CO 59	540	2530	Psm	Mo-Po	sa-r		10	
CO 62	800	3500	Psf	Mo	r-sr			15
CO 63	300	1000	Psm	Mo	sr	18		
CO 64	130	300	Psm	Po	sa	26		
CO 65	600	3800	Psm	Po	sr			12
CC 5	250	3000	Psm	B	sr-a		13	
CC 6	1200	4300	Psf	Mo	sr-a			7
CC 9	300	2000	Psm	Mo	a	10		
CC 14	250	3000	Psm	Mo	sa-a	12		
CC 15	600	3500	Psm	B	sr-sa		6	
CC 20	200	1585	Psm	Mo	sa	18		
CC 21	50	1100	Psm	Mo	sr	70		
CC 26	410	4700	Psm	Mo	sr-sa		14	
CC 27	400	2400	Psm	Mo-Po	sr-a		16	
CC 28	50	1000	Psm	Ma	a-sr	65		
CC 29	800	3200	Psf	Mo	sr-a		8	
CC 30	250	1900	Psm	Po	sa-sr	28		
CC 32	350	1500	Psm	Po	sa	20		
CC 37	250	4600	Psm	Mo	sr-sa		14	
CC 38b	150	3000	Psm	Mo-B	sa			12
CC 39	250	2660	Psm	B	sr-r			10
CC 40	100	6000	Psm	Ma	sa-sr	30		
CC 41b	1000	5000	Psf	B	sa		5	
CC 42	90	2500	Psm	Po	sa-sr	20		
CC 43	630	6000	Psf	Mo	sr		13	
CC 44	60	250	Psm	Po	sa	44		
CC 44b	90	270	Psm	Po	a-sa	22		
CC 45	1000-200	7000	Psf	Mo	r			5
CC 46	800	3000	Psf	Mo	r-sr		10	
CC 47	800	4755	Psf	Mo	sr		8	
CC 49	350	2370	Psm	Po	sa-sr		17	
CC 51	300	880	Psm	B	sr-a			5
CC 54	1000	10000	Psf	Mo	sa			4
CC 55	80	3000	Psm	Po	sr-a	25		
CC 56	550	10000	Psf	Po	sa	20		
CC 57	920	9500	Psm	Mo	sr		17	
CC 58	800	12000	Psf	Po	a-sr	20		
CC 59	150	2000	Psm	Po	a-sr	40		
CC 60	1000	18000	Psf	Po-Mo	a-sr	22		
Ñ -11	550	2800	Psm	Mo	sr	34		
Ñ -12	430	2750	Psm	Po	sr	42		
Ñ 1	400	800	Psm	B	sr-r			20
Ñ 2	330	2500	Psm	Mo	sa	10		
Ñ 5			Psm	Mo-B	sa		14	
Ñ 6	120	1200	Psm	Mo	sa-sr	35		
Ñ 12	250	2700	Psm	Po	sr	16		
Ñ -6	250	1050	Psm	Mo	sr-sa	25		
Ñ -8	600	3200	Psm	Po	sa	30		

Referencias: CO: cerro Otto; CC: cerro Carbón; Ñ: Ñorquincó
Psf: psefita; Psm: psamita
Mo: moderada; B: buena; Po: pobre; Ma: mala
a: angulosos; sa: subangulosos; sr: subredondeados; r: redondeados

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Cuadro II: Datos composicionales de las sedimentitas estudiadas.

Muestra	Porcentajes de QFR				K/P	RE/Ri	Porcentajes de QmPK			Clasificación
	Qm %	F %	R %	Ri %			Qm %	P %	K %	
CO7	13	8	79	16	3:1	80:20	47	13	40	AL
CO 8	10	32	58	12	4:1	80:20	24	15	61	AL
CO 11	4	55	41	25	4:1	40:60	7	19	74	AA
CO 12	4	38	57	34	3:1	40:60	9	23	68	AL
CO 14	5	27	68	47	3:1	30:70	16	21	63	AL
CO 19b	17	53	27	24	1:3	10:90	24	57	19	WF
CO 23	5	28	67	38	1:1	50:50	15	43	42	AL
CO 25	3	56	41	33	1:4	20:80	5	76	19	WF (T)
CO 68	12	48	40	20	1:5	50:50	20	67	13	WF
CO 69	3	57	39	23	1:3	40:60	5	71	24	WF
CO 29	18	26	56	45	1:5	20:80	41	49	10	WF (T)
CO 32	17	34	46	23	3:1	50:50	33	17	50	AL
CO 35	19	23	57	45	2:1	20:80	45	18	37	AL
CO 36	6	17	75	66	2:1	12:88	26	25	49	WL
CO 38	6	25	68	63	1:3	8:92	19	61	20	AL
CO 39	1	27	72	56	3:5	22:78	4	60	36	AL
CO 39	1	27	72	56	3:5	22:78	4	60	36	AL
CO 41	2	24	72	50		30:70	8		92	AL (T)
CO 42	8	26	63	31	7:3	50:50	23	23	54	WL (T)
CO 44	3	15	80	33	1:1	58:42	16	42	42	WL (T)
CO 46	5	31	63	30	1:1	53:47	14	43	43	AL
CO 47	3	27	67	47	2:3	30:70	10	54	36	AL
CO 51	4	28	66	40	2:3	40:60	12	53	35	AL (T)
CO 52	3	10	85	69	3:2	19:81	23	31	46	AL
CO 53	11	37	51	19	1:1	63:37	23	39	38	AL (T)
CO 56	1	21	78	48	1:1	38:62	4	48	48	WL
CO59	12	39	48	34	1:1	30:70	23	39	38	AL
CO62	17	20	62	37	1:6	40:60	46	46	8	AL
CO 63	12	21	52	36	1:2	31:69	36	43	21	WL (T)
CO 64	16	22	61	36	1:3	40:60	42	44	14	WL (T)
CO 65	7	31	61	34	1:2	43:55	18	55	27	AL
CC 5	6	29	64	26	1:3	59:41	17	62	21	AL
CC 6	7	21	72	57	1:3	20:80	25	56	19	AL
CC 9	31	25	42	34	1:4	20:80	55	36	99	AL (T)
CC 14	21	22	53	48	P	8:92	49	51	—	AL (T)
CC 15	13	25	61	42	2:1	30:70	34	22	44	AL
CC 20	19	35	46	39	1:3	15:85	35	49	16	WL
CC 21	16	37	47	42	1:4	10:90	30	56	14	WL (T)
CC 26	18	31	51	39	1:5	22:78	37	53	10	AL
CC 27	3	26	70	56	1:4	20:80	10	72	18	AL
CC 28	11	24	65	65	1:3	0:100	31	52	17	WL (T)
CC 29	4	18	77	72	1:5	7:93	18	68	14	AL
CC 30	3	28	69	34	1:4	50:50	9	73	18	WL (T)
CC 32	8	38	54	51	1:4	5:95	17	66	17	WL
CC 37	8	37	55	38	2:1	30:70	17	28	55	AL
CC 38b	11	41	47	23	1:1	50:50	21	40	39	AL
CC 39	8	28	61	35	1:3	43:57	22	59	19	AL
CC 40	14	50	36	27	1:2	25:75	22	52	26	WF (T)
CC 41b	3	5	92	74		20:80	37	63	—	AL
CC 42	3	19	76	61	1:3	20:80	14	65	21	WL
CC 43	1	18	79	79	1:1	0:100	5	48	47	AL
CC 44	30	60	10	10	1:3	0:100	33	51	16	WF (T)
CC 44b	25	65	10	10	1:3	0:100	28	54	18	WF (T)
CC 45	4	15	80	76	1:4	5:95	21	63	16	AL
CC 46	2	15	82	78	P	5:95	12	88	—	AL)
CC 47	6	24	64	64	2:1	0:100	20	26	54	AL
CC 49	12	42	45	39	1:4	14:86	22	62	16	AL
CC 51	27	35	48	24	1:1	50:50	44	28	28	AL
CC 54	4	14	80	72	P	10:90	22	78	—	AL
CC 55	2	26	68	68	1:5	0:100	7	78	15	WL
CC 56	16	26	58	58	1:7	0:100	38	56	8	WL
CC 57	14	17	68	64	1:5	6:94	45	46	9	AL
CC 58	6	15	78	74	P	5:95	28	72	—	WL (T)
CC 59	7	22	70	70	P	0:100	24	76	—	WL (T)
CC 60	4	9	85	81	P	5:95	31	69	—	WL (T)
RA 2	15	15	70	63	1:1	10:90	50	25	25	AL
RA 3	10	35	55	38	2:1	30:70	22	26	52	AL
RB 3	20	35	45	41	1:4	30:70	36	51	13	WL (T)
RB 5	35	35	35	27	1:5	10:90	50	42	8	WF (T)
RB 7	45	35	25	24	1:6	5:95	56	38	6	WF (T)
RB 8	30	33	37	33	1:6	10:90	45	47	8	WL (T)
RB 9	—	5	95	95	P	0:100	—	100	—	AL
RB 11	7	20	73	73	P	0:100	26	74	—	AL
RB 12	15	35	50	45	1:2	10:90	30	47	23	WL (T)
RB 13	5	30	65	58	1:4	10:90	14	69	17	WL (T)
RB 14	15	45	40	40	1:4	0:100	25	60	15	WF (T)
RB 15	10	30	60	54	1:7	10:90	25	66	9	AL
N-11	7	30	60	54	1:9	10:90	19	73	8	WL (T)
N-12	10	22	64	58	1:4	10:90	31	55	14	WL (T)
N1	36	16	48	24	5:1	50:50	69	5	26	AL
N2	40	22	38	19	3:7	50:50	64	25	11	AL (T)
N5	28	47	22	15	1:3	30:70	37	47	16	AA
N6	36	18	44	35	3:7	20:80	66	24	10	WL (T)
N12	11	20	65	58	1:4	10:90	35	52	13	WL (T)
N-6	6	58	34	24	1:4	30:70	9	73	18	WF (T)
N-8	8	18	68	68	1:4	0:100	31	55	14	WL (T)

Referencias: CO: cerro Otto; CC: cerro Carbón; RA: río Blanco; N: Norquincó

Qm %: cuarzo monocristalino; F: feldespato total; R: lúlicos totales; Ri: lúlicos inestables; K/P: feldespato potásico/plagioclasa; Re/Ri: lúlicos estables/lúlicos inestables.

AL: arenita lítica; AA: arenita arcósica; WF: wacke feldespática; WL: wacke lítica; (T): tufíticas o

Cuadro III: Datos composicionales por localidades

	Cerro Oto 30	Cerro Carbón 34	Norquinoé 9	Sector sudeste 12
Número de datos				
Cuarzo respecto al total de QFR media desviación standard	8,2 5,7	11 8,4	20 14	17 13
Feldespato respecto al total QFR media desviación standard	30 13	28 13	28 15	29 11
Líticos respecto al total QFR media desviación standard	60 14	61 19	49 16	54 20
Monocuarzo respecto al total QmPK media desviación standard	21 13	26 12	40 21	32 16
Feldespato potásico respecto al total QmPK media desviación standard	39 20	18 15	14 5	15 14
Plagioclasa respecto al total QmPK media desviación standard	40 19	17 17	23 23	21 21
Líticos inestables respecto QFR media desviación standard	37 14	51 21	39 20	49 21
Plagioclasa/feldespato total media desviación standard	0,51 0,20	0,70 0,23	0,71 0,21	0,77 0,18

CONCLUSIONES

- 1.- La composición media de las sedimentitas silicoclásticas estudiadas en la Formación Ñirihuau y equivalentes es de Q₁₂F₂₉R₅₉.
- 2.- Predominan las rocas moderada a pobremente seleccionadas con clastos subangulosos y subredondeados.
- 3.- Se han clasificado como arenitas (55 %) principalmente líticas y wackes líticas y feldespáticas.
- 4.- Las facies sedimentarias formadas por agentes ácuos se caracterizan por el predominio de arenitas. Por su parte, las originadas por agentes más viscosos se componen de wackes, líticas en el caso de la facies conglomerado-diamictita y principalmente feldespáticas en la facies de wacke-lutita.
- 5.- Las características de cristaloclastos y litoclastos indican procedencia esencialmente volcánica.
- 6.- La mayor parte de los detritos derivaron de la destrucción de volcanitas más antiguas, en especial del Cinturón de El Maitén (Oligoceno) y del Grupo Divisadero (Cretácico) (aportes andesíticos). Las contribuciones ácidas, frecuentes en algunas secciones, se consideran mayormente debidas a la denudación del Cinturón de Pilcaniyeu (Paleoceno-Eoceno), ubicado hacia el este y noreste de la cuenca. No se descarta tampoco un subordinado aporte detrítico de efusiones (en especial piroclásticas) sincrónicas con la depositación.
- 7.- Los aportes de rocas corticales son prácticamente nulos. La provisión desde el Macizo Norpatagónico fue despreciable y el batolito cretácico no había alcanzado aún expresión topográfica positiva.
- 8.- Los datos texturales y composicionales permiten inferir corto transporte y rápido soterramiento en una cuenca subsidente estrechamente asociada a las áreas de aporte.
- 9.- La distribución de puntos en diagramas composicionales ternarios QmFR, QtFL, QmPK y QpLvLsm, muestra que las rocas de la Formación Ñirihuau y equivalentes reflejan aportes desde arcos magmáticos no disectados. En los diagramas QmFR y QtFL se ha encontrado importante dispersión de puntos, mientras que en el QpLvLsm se da alta concentración de datos alrededor del vértice de los litovolcánicos.
- 10.- La asociación composicional litovolcánica encontrada se considera característica de cuencas de retroarco e intra-antearco controladas por sistemas de fallas transcurrentes y vinculadas a un margen continental activo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL
TEXTO

- BLATT, H., 1967. *Original characteristics of clastic quartz grains*. Jour. Sed. Petrol. 37: 401-494.
- , 1982. *Sedimentary petrology*. Freeman & Co.: 564 pp., San Francisco.
- COIRA, B. L., F. NULLO, C. PROSERPIO y V. RAMOS, 1975. *Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Norpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut) República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (1): 361-383, Buenos Aires.
- DALLA SALDA, L. y J. FRANZESE, 1987. *Las megafracturas del Macizo y la Cordillera Norpatagónica y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias*. Rev. Geol. Chilena (en prensa).
- DICKINSON, W. R., 1970. *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Jour. Sed. Petrol., 40: 695-707.
- y E. I. RICH, 1972. *Petrology intervals and petrofacies in the Great Valley Sequence, Sacramento Valley, California*. Geol. Soc. Am. Bull., 83: 3007-3024, Boulder.
- y C. A. SUCZEK, 1979. *Plate tectonics and sandstone composition*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 63: 2164-2182, Tulsa.
- y R. VALLONI, 1980. *Plate tectonics and provenance of sands in modern ocean basins*. Geology, 8: 82-86, Washington.
- DOTT, R. L. jr., 1964. *Wacke-graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification?* Jour. Sed. Petrol., 34: 625-632.
- ENKEBOLL, R. H., 1982. *Petrology and provenance of sands and gravels from the Middle America Trench and trench slope, southwestern Mexico and Guatemala*. Init. Rept. Deep Sea Drill., Proj. 66: 521-530.
- FOLK, R. L., 1951. *Stages of textural maturity in sedimentary rocks*. Jour. Sed. Petrol., 21: 127-130.
- , 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's: 1-170, Austin.
- FRANZINELLI, E. y P. E. POTTER, 1983. *Petrology, chemistry and texture of modern river sands, Amazon River System*. Jour. Geol., 91: 23-29, Chicago.
- GILLIGAN, A., 1920. *The petrography of the Millstone Grit of Yorkshire*. Geol. Soc. London, IV^o Jour., 75: 260-262.
- INGERSOLL, R. V., 1978. *Petrofacies and petrologic evolution of the Late Cretaceous fore-arc basin, northern and central California*. Jour. Geol., 86: 335-352, Chicago.
- y C. A. SUCZEK, 1979. *Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, Deep Sea Drill. Proj. Sites 211 and 218*. Jour. Sed. Petrol., 49: 1217-1228.
- KRYNINE, P. D., 1940. *Petrology and genesis of the Third Bradford Sand*. P. State College, Bull. 29: 1-132.
- LLEDER, M. R., 1982. *Sedimentology. Process and product*. Allen & Unwin: 1-344, Boston.
- MACK, G. H., W. C. JAMES y W. A. THOMAS, 1981. *Orogenic provenance of Mississippian sandstones associated with Southern Appalachian-Ouachita Orogen*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 65: 1444-1456, Tulsa.
- , W. A. THOMAS y C. A. HORSEY, 1983. *Composition of Carboniferous sandstones and tectonic framework of Southern Appalachian-Ouachita Orogen*. Jour. Sed. Petrol. 53: 931-347.
- MAYNARD, J. B., 1984. *Composition of plagioclase feldspar in modern deep sea sands: relationships to tectonic setting*. Sedimentology, 31: 493-501.
- , R. VALLONI y H. S. YU, 1982. *Composition of modern deep sea sands from arc-related basins*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 10: 551-561.
- PETTITJOHN, F. J., P. E. POTTER y R. SIEVER, 1972. *Sand and sandstone*. Springer: 1-618, Berlin.
- PITTMAN, E. D., 1963. *Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance*. Jour. Sed. Petrol., 33: 380-386.
- POTTER, P. E., 1984. *South American modern beach sand and plate tectonics*. Nature, 311, 5987: 645-648.
- RAMOS, V. A. y J. M. CORTES, 1984. *Estructura e interpretación tectónica*. IX^o Congr. Geol. Arg., Relat., I (8): 317-346, Buenos Aires.
- RAPELA, C. W., L. A. SPALLETTI, J. C. MERODIO y E. ARAGON, 1984. *El vulcanismo paleoceno-eoceno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica*. IX^o Congr. Geol. Arg., Relat., I (8): 189-213, Buenos Aires.
- , — y —, 1986. *The paleogene cordilleran series of the Patagonian Volcanic Province*. Comunicaciones, 35: 197-199, Univ. Chile, Santiago.
- RIMSAITE, J., 1967. *Optical heterogeneity of feldspars observed in diverse Canadian rocks*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 47: 61-76.
- SPALLETTI, L. A., 1973. *Estudio granulométrico estadístico de las sedimentitas de la Formación Guanadacol (Carbónico) en la Sierra de Maz*. Rev. Mus. La Plata, Nva. Ser. Geol., IX, 71: 9-23, La Plata.
- , 1981. *Facies sedimentarias de la Formación Nirihuau en la región de San Carlos de Bariloche, provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII, 454-478, Buenos Aires.
- , J. C. MERODIO y V. G. POSADAS, 1982. *Caracteres petrográficos y geoquímicos de las piroclastitas de la Formación Nirihuau*. Asoc. Geol. Arg., Rev., 37: 50-65, Buenos Aires.
- e A. M. INIGUEZ RODRIGUEZ, 1981. *Significado geológico de los argilominerales y ceolitas de sedimentitas volcánicas terciarias (Formación Nirihuau)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI: 358-371, Buenos Aires.
- SPALLETTI, L. A., A. M. BLASI y S. D. MATHEOS, 1986. *Estudio composicional de pefitas actuales de la Argentina y su significado tectónico*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLI: 356-366, Buenos Aires.
- SUTTNER, L. J., A. BASU y G. H. MACK, 1981. *Climate and the origin of quartz arenites*. Jour. Sed. Petrol., 51: 1235-1246.
- VALLONI, R. y J. B. MAYNARD, 1981. *Detrital modes of recent deep sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation*. Sedimentology, 28: 75-83.
- y G. MEZZADRI, 1984. *Compositional suites of terrigenous deep sea sands of the present continental margins*. Sedimentology, 31 353-364.
- WILLMAN, H. B., 1942. *Geology and mineral resources of the Marseilles, Ottawa and Steater Quadrangles*. Illin. Geol. Survey, Bull., 66: 343-344.
- YERINO, L. N. y J. B. MAYNARD, 1984. *Petrography of modern marine sands from the Peru-Chile Trench and adjacent areas*. Sedimentology, 31: 83-89.
- YOUNG, S., 1976. *Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks*. Jour. Sed. Petrol., 46: 595-603.

Recibido: 2 de junio, 1986
Aceptado: 1 de octubre, 1987

LUIS A. SPALLETTI
SERGIO D. MATHEOS
CIG -CONICET

EL MESOZOICO y CENOZOICO SEDIMENTARIO DE LA COMARCA DE LOS MICHES, PROVINCIA DEL NEUQUEN

Juan Carlos M. Zanettini, Vicente Méndez y Eduardo Zappettini

RESUMEN

Se describen las características litológicas de las Formaciones Los Molles, La Manga y Tordillo-Río Damas (Jurásico), del Grupo Mendoza (Jurásico-Cretácico) y de la Formación Arroyo Palao (Terciario) que se manifiestan en el noroeste de la provincia del Neuquén, al oeste de la localidad de Andacollo. Al mismo tiempo se da una síntesis estratigráfica de la comarca.

ABSTRACT

The lithologic characteristics of the Los Molles, La Manga and Tordillo-Río Damas Formations (Jurassic), Mendoza Group (Jurassic-Cretaceous) and Arroyo Palao Formation (Tertiary) which outcrop in the northwest of the Neuquén province, west of the Andacollo, are described. At the same time a stratigraphic synthesis of the region is given.

INTRODUCCION

La presente contribución tiene por objeto dar a conocer los aspectos estratigráficos de las entidades sedimentarias mesozoicas y terciarias descubiertas en la comarca de Los Miches.

La misma se halla situada en el sector noroccidental de la provincia del Neuquén, al oeste de la localidad de Andacollo. El acceso a ella se realiza por las rutas provinciales 43 y 21, desde la ciudad de Chos Malal, llegándose a diversos sitios por caminos secundarios a partir de Andacollo y de El Cholar.

Estudios geológicos anteriores, de carácter regional, fueron efectuados por Groeber (1918, 1921, 1929 y 1963), Braccacini (1964), Yrigoyen (1972 y 1979), Digregorio (1972 y 1978), Digregorio y Uliana (1975, 1980) y Uliana (1978). De índole minera son los trabajos inéditos de Pérez Ruedi (1961) y Sarris (1964).

SINTESIS ESTRATIGRAFICA

El cuadro estratigráfico sintetiza las características de las unidades expuestas en la comarca, las cuales son claramente distinguibles por su litología y relaciones mutuas.

Las rocas más antiguas aflorantes son sedimentitas marinas y continentales de edad

jurásicas referibles a las Formaciones Los Molles, La Manga y Tordillo-Río Damas, sobre las que se disponen sedimentos marinos de edad jurásica-cretácica del Grupo Mendoza.

Rocas andesíticas, sus tobas y aglomerados que se reúnen en el Grupo Molle (Groeber, 1946, nom. subst. Yrigoyen, 1972) representan al tiempo Eoceno superior-Mioceno inferior?. Afloran al nordeste de la comarca bordeando al río Nahueve.

A lo largo de la parte central de la región se encuentran sedimentitas continentales, que incluyen mantos de carbón, pertenecientes a la Formación Arroyo Palao, del Oligoceno superior?-Mioceno inferior, en discordancia angular sobre la Formación Río Damas y el Grupo Mendoza.

Siguen stocks de variadas dimensiones compuestos por rocas silíceas y mesosilíceas que constituyen el miembro plutónico del Grupo Palaoco (Groeber, 1946, nom. subst. Zanettini, 1987) de edad Miocena media a superior. Dichos stocks intruyen entidades jurásicas, cretácicas y terciarias, las que a su vez son cubiertas en discordancia por las tobas y basaltos del miembro efusivo del mismo grupo, cuyas manifestaciones ocupan la mayor parte de la comarca.

Sobre las rocas eruptivas del Grupo Palaoco y en menor escala sobre las sedimentitas

mesozoicas y terciarias, en relación también discordante, se asientan las volcanitas pliocenas del Basalto Coyocho (Groeber, 1946, nom. subst. Yrigoyen, 1972) que afloran en cuerpos dispersos y de variadas dimensiones en la faja central de la región. En el sector oriental afloran las rocas efusivas pleistocenas de los Basaltos Chapua y Puente (Groeber, 1946, nomb. subst. Yrigoyen, 1972), las que se asientan en discordancia sobre las unidades sedimentarias del Mesozoico y Terciario y las Volcanitas Molle, Palaoco y Coyocho.

La secuencia culmina con depósitos morénicos de la última glaciación pleistocena y glaciafluviales, aluviales y coluviales recientes y actuales. Depósitos de remoción en masa cubren algunas laderas.

SEDIMENTITAS MESOZOICAS Y CENOZOICAS

Las sedimentitas mesozoicas y terciarias, motivo de este trabajo, afloran en conjunto en una faja elongada en sentido meridiano situada en el centro y noroeste de la comarca.

Las rocas jurásicas y cretácicas fueron mencionadas y su distribución esquematizada por primera vez por Groeber (1921; 1929: 30, lám. IV). Con posterioridad Pérez Ruedi (*op. cit.*), asignó edad terciaria al conjunto de los sedimentos mesozoicos y terciarios. Luego Braccini (*op. cit.*) describió todo el conjunto sedimentario como Grupo Choiyoi. Digregorio (1972) y Digregorio y Uliana (1975 y 1980), adoptaron igual criterio que Braccini, en tanto que en el mapa geológico de la República Argentina (Ramos y Pesce, 1982), dicho conjunto aparece como sedimentos continentales cretácicos s. l.

JURASICO

Formación Los Molles (Weaver, 1931)

Se manifiesta en un pequeño afloramiento situado en el curso inferior del río Lileo, con su base oculta y cubierta en discordancia por aglomerados andesíticos del Grupo Molle y volcanitas del Basalto Chapua.

Está integrada por lutitas negras, negro verdoso y pardo grisáceo oscuro, de estructura hojosa, alternantes con delgados bancos de areniscas ferruginosas de grano fino a mediano, color verde olivo y pardo oscuro, que se tornan

predominantes en la parte media de la secuencia en la que alternan, además, finas capas irregulares de carbonato fibroso y agregados fibroradiales de baritina conformando nódulos. En la parte superior se intercalan escasos niveles de 10 a 20 cm de espesor de tobas vítreas y líticas basálticas, de color negro.

En todo el afloramiento se encuentran restos fósiles de bivalvos y algunos de braquiópodos no determinables por su deformación y mala conservación. En la parte media de la secuencia se ubicaron troncos silicificados y carbonizados.

En otra pequeña manifestación, situada sobre el mismo río al sudoeste de Los Miches, Groeber (1921) citó el hallazgo de *Plewomya sp.* El espesor aflorante de la entidad es de 30 metros aproximadamente.

La presencia de material micáceo en las lutitas sugiere la proximidad del área de aporte y el carácter ferruginoso de las areniscas indica la existencia de materiales ferríferos expuestos y erosionados en dicha área. Los niveles tobíferos evidencian una actividad volcánica coetánea con la sedimentación.

La litología y el contenido fosilífero revelan un ambiente de depositación litoral a sublitoral semirestringido y de aguas tranquilas.

A pesar de su deficiente conservación, la paleofauna descubierta señalaría edad jurásica inferior (R. Levy de Caminos, com. pers., 1986). De acuerdo con Digregorio (1972), la edad de la formación varía entre Lías inferior y Bayociano dentro de la cuenca neuquina.

Formación La Manga (Stipanovic y Mingramm, 1953)

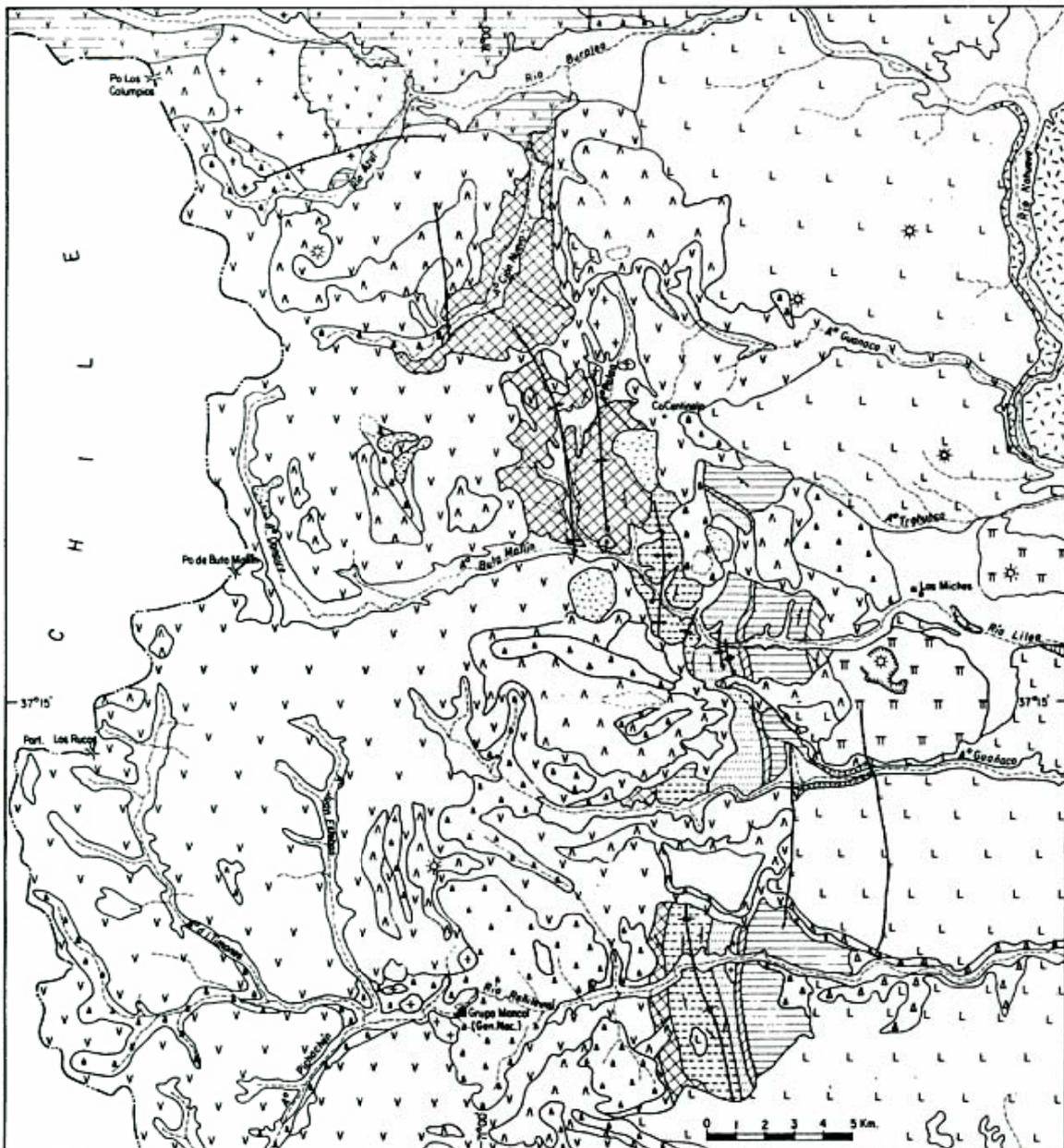
Aflora solamente en el curso medio del río Lileo, al oeste de Los Miches; no se observa el piso y el techo infrayace concordantemente a la Formación Tordillo. En discordancia angular le sobreyacen volcanitas del Grupo Palaoco y de los Basaltos Coyocho y Puente.

Dentro de la unidad se distinguen tres secciones, según sus características litológicas. La sección inferior es una alternancia de calcilitas de grano muy fino, de colores gris oscuro y verde olivo oscuro, deleznable, arcilitas calcáreas en bancos de 15 cm de potencia y areniscas calcáreas de iguales colores en capas de 3 a 25 cm de espesor, con intercalaciones de calizas oolíticas de color gris y ocre verdoso; la proporción de areniscas calcáreas aumenta hacia arriba y se interponen calizas clásticas. La sección concluye con una repetición de la

Asociación Geológica Argentina

Cuadro estratigráfico

Unidades tiempo		Unidades litológicas	Litología	Espesor en metros	Fases Diastróficas		
CENOZOICO	CUATERNARIO		Depósitos de remoción en masa, aluviales, coluviales, glacioluviales y glaciaños				
			Basalto Puente	Basaltos		- Diaguitica - Quéchuica	
			Basalto Chapua				
		Basalto Coyocho					
	TERCIARIO	PLIOCENO					
		MIOCENO	S/M	Miembro efusivo	Basaltos y tobas		
				Miembro plutónico	Intrusivos silíceos y mesosilíceos		
		I	F. Arroyo Palao	Areniscas, areniscas tobáceas, pelitas, conglomerados, mantos de carbón	±500		
	OLIGOCENO EOCENO SUP.	Grupo Molle	Andesitas, aglomerados y tobas		- Incaica		
	MESOZOICO	CRETACICO	MENDOCIANO	F. Agrio	Calclutitas y calcarenitas	±1200	- Miránica
F. Mulichinco				Areniscas, areniscas tobáceas, conglomerados	± 900	- Catanlílica	
F. Vaca Muerta				Lutitas y calizas	±150	- Araucánica	
JURASICO		CHACAYANO	Formación Río Damas	Andesitas, aglomerados y tobas	Areniscas, areniscas tobáceas, conglomerados y aglomerados volcánicos	±3000 ±1900	
			Formación Tordillo				
		LOTENIANO	F. La Manga	Calclutitas, areniscas calcáreas, calizas oolíticas, clásticas y microcristalinas, limolitas y variedades conglomerádicas	±300		
		CUYANO					- Sanjörgica
			F. Los Molles	Lutitas, areniscas ferruginosas y tobas basálticas	±30	- Rioatuélica	



GEOLOGIA DE LA COMARCA DE LOS MICHES (Neuquén)

REFERENCIAS

<table border="0"> <tr> <td></td> <td>Depósito de remoción en masa</td> <td rowspan="10">} CUARTARIO</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Aluvio, coluvio</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Depósitos glaciifluviales</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Depósitos glaciarios</td> </tr> <tr> <td></td> <td>B. Puente</td> </tr> <tr> <td></td> <td>B Chapua</td> </tr> <tr> <td></td> <td>B Coyocho</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Miembro plutónico</td> <td rowspan="2">} Terciario</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Miembro efusivo</td> </tr> </table>		Depósito de remoción en masa	} CUARTARIO		Aluvio, coluvio		Depósitos glaciifluviales		Depósitos glaciarios		B. Puente		B Chapua		B Coyocho		Miembro plutónico	} Terciario		Miembro efusivo	<table border="0"> <tr> <td></td> <td>F. Arroyo Palao</td> <td rowspan="10">} Grupo Mendaza</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Gpo. Molle</td> </tr> <tr> <td></td> <td>F. Agrio</td> </tr> <tr> <td></td> <td>F. Mulichinco</td> </tr> <tr> <td></td> <td>F. Vaca Muerta</td> </tr> <tr> <td></td> <td>F. Río Damas y F. Tordillo</td> </tr> <tr> <td></td> <td>F. La Manga</td> </tr> <tr> <td></td> <td>F. Los Molles</td> </tr> </table>		F. Arroyo Palao	} Grupo Mendaza		Gpo. Molle		F. Agrio		F. Mulichinco		F. Vaca Muerta		F. Río Damas y F. Tordillo		F. La Manga		F. Los Molles	<table border="0"> <tr> <td></td> <td>Contacto</td> <td rowspan="10">} Terciario</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Falla</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Anticlinal</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Sinclinal</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Cono volcánico</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Cráter</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Rumbo e inclinación de estratos</td> </tr> </table>		Contacto	} Terciario		Falla		Anticlinal		Sinclinal		Cono volcánico		Cráter		Rumbo e inclinación de estratos	<p>MAPA DE UBICACION</p>
	Depósito de remoción en masa	} CUARTARIO																																																					
	Aluvio, coluvio																																																						
	Depósitos glaciifluviales																																																						
	Depósitos glaciarios																																																						
	B. Puente																																																						
	B Chapua																																																						
	B Coyocho																																																						
	Miembro plutónico			} Terciario																																																			
	Miembro efusivo																																																						
	F. Arroyo Palao		} Grupo Mendaza																																																				
	Gpo. Molle																																																						
	F. Agrio																																																						
	F. Mulichinco																																																						
	F. Vaca Muerta																																																						
	F. Río Damas y F. Tordillo																																																						
	F. La Manga																																																						
	F. Los Molles																																																						
	Contacto	} Terciario																																																					
	Falla																																																						
	Anticlinal																																																						
	Sinclinal																																																						
	Cono volcánico																																																						
	Cráter																																																						
	Rumbo e inclinación de estratos																																																						

Autores: J.C. Zanettini, V. Méndez y E. Zappettini

1986

- Dib. R. Sempere

Figura 1.— Geología de la comarca de Los Miches, provincia del Neuquén.

secuencia, agregándose a ella estratos de caliza microcristalina de colores gris y blanco lechoso, de grano muy fino, de hasta un metro de espesor. Localmente se observan venillas de carbonato supergénico rellenando diaclasas y superficies planas de estratificación.

La sección media se integra con calcarenitas de grano muy fino y colores verde grisáceo y gris oscuro verdoso y calcilutitas verde oliva oscuro que constituyen paquetes de hasta 1,50 m de potencia, con intercalaciones de calcarenitas conglomerádicas color verde grisáceo en capas de 15 a 35 cm de espesor.

La sección superior es una secuencia de limolitas de grano muy fino, color pardo oscuro, finamente estratificadas, muy frágiles y areniscas carbonáticas de grano fino y color gris, con intercalaciones de calcarenitas de grano muy fino y color gris mediano a oscuro, de 5 a 10 cm de espesor. Remata con calcarenitas localmente conglomerádicas, color gris pardusco y pardo rojizo, conteniendo oolitas y agregados de glauconita, como así también una abundante disseminación de pirita xenomorfa en la parte cuspidal.

La entidad alcanza 300 m de potencia aproximadamente y en ella se hallaron restos de braquiópodos indeterminables en la parte baja de la sección superior.

La litología revela un ambiente de deposición marino litoral a sublitoral de aguas someras y agitadas, con pasaje vertical a condiciones levemente reductoras de una cuenca semirestringida que se torna decididamente anaeróbica al final de la sedimentación y como preludio a la depositación de los elementos continentales que sobreyacen a la formación.

La existencia de escasa dolomita en el tramo basal indicaría la presencia de arrecifes y el carácter tal vez penesalino de las aguas, sugerido también por la estructura oolítica de algunas calizas.

Las secciones inferior y media tienen cierta similitud con la Formación Barda Negra (Digregorio, 1972) del subsuelo del área de engolfamiento de la cuenca, mientras que la superior por su carácter regresivo se correspondería parcial y lateralmente con la Formación Auquico, aspecto éste observado al sur de la comarca, entre Campana Mahúda y la sierra de la Vaca Muerta (Digregorio, 1978; Zanettini, 1979).

De acuerdo con la paleofauna amonitifera que porta en otras comarcas de la cuenca neuquina, la unidad se correlaciona con el Oxfor-

diano (Argoviano-Secuaniano) (Stipanovic, 1951).

Formación Tordillo (Groeber, 1929)

Constituye tres manifestaciones ubicadas entre el arroyo Trohunco y un poco al sur del río Refileuvú. La base, concordante sobre la Formación La Manga, solamente se observa en el río Lileo; en el techo es sobreyacida en concordancia por la Formación Vaca Muerta. Volcanitas del Terciario superior y Pleistoceno, la cubren en discordancia angular.

Se diferencian en la unidad tres secciones. La inferior, compuesta por areniscas arcóscas de grano fino, de colores pardo grisáceo, pardo rojizo y ocre claro, con estratificación entrecruzada fina a delgada, entre las que se intercalan areniscas tobáceas de grano mediano, color gris verdoso, deleznales, y areniscas conglomerádicas color gris pardusco y verde claro, con estratificación cruzada, en bancos de hasta 2 metros de potencia. Hacia arriba continúan areniscas tobáceas de grano mediano, color verde claro y pardo rojizo, con interposiciones de tobas vítreas andesíticas y traquiandesíticas, color gris pardusco, de grano grueso, conglomerados gruesos y aglomerados volcánicos gris verdosos en capas de hasta 3 metros de espesor.

La sección media está integrada por lutitas negras de estratificación fina con intercalaciones de areniscas de igual color y conglomerados finos, color verde claro, de 20 cm a 1 m de potencia. Esta sección está ausente en el río Refileuvú.

La sección superior se constituye con areniscas tobáceas de grano mediano, color gris verdoso y rojo pardusco, con intercalaciones de tobas verdes en estratos de 2 a 3 m de espesor y escasos aglomerados volcánicos color pardo oscuro.

El espesor aproximado de la entidad es de 1.900 m y en ella solamente hemos encontrado restos de troncos petrificados en la base de la sección superior.

La litología señalada representa depósitos continentales de origen fluvial con actividad efusiva simultánea y la interposición local de una facies lacustre expresada por la sección media.

La Formación Tordillo aquí descripta (Miembro Rojo, Digregorio, 1978), se corresponde y engrana lateralmente con la Formación Río Damas, aflorante en el extremo noroeste de la comarca y hacia el oeste en territorio chileno. La secuencia es intermedia entre Río Damas,

eminente lávica y piroclástica, y Tordillo propia del centro-oeste neuquino, con sedimentos más finos característicos de llanura aluvial. Por sus relaciones estratigráficas con unidades fosilíferas infra y suprayacentes, la formación es asignada al Kimeridgiano (Groeber, 1929).

Formación Río Damas (Klohn, 1960)

Aflora en el extremo noroeste de la comarca; no se observa la base y en el techo está cubierta en discordancia angular por sedimentitas terciarias de la Formación Arroyo Palao y volcanitas de igual edad y cuaternarias correspondientes al Grupo Palaoco y a los Basaltos Coyocho y Chapua; la intruyen rocas silíceas del grupo antedicho.

Esta unidad, que constituye la facies proximal del volcanismo jurásico superior y coalesce lateralmente con la Formación Tordillo, está integrada por una alternancia de mantos de andesitas y bancos de tobas, tobas aglomerádicas y aglomerados volcánicos de composición andesítica. El color general de las rocas es pardo rojizo y violado, encontrándose una baja proporción de capas gris-rojizas y verde grisáceas. Las tobas se hallan depositadas en estratos de mediano a grueso espesor, mientras que la potencia de los mantos andesíticos y bancos aglomerádicos es muy gruesa, el conjunto de la sucesión carece de restos fosilíferos. Espesor: 3000 m aproximadamente.

Con la Formación Río Damas, que corresponde al Chilelense basal de Groeber (1947: 147), se correlaciona la Formación Epulahuquén (Pesce, 1981) aflorante inmediatamente al norte de la comarca. Por ser contemporánea de la Formación Tordillo se le asigna edad kimeridgiana (Klohn, *op. cit.*).

JURASICO-CRETACICO INFERIOR

Grupo Mendoza (Groeber, 1946, nom. subst. Yrigoyen, 1972)

Formación Vaca Muerta (Weaver, 1931)

Sus afloramientos acompañan a los de la Formación Tordillo sobre la que yace en concordancia; de la misma forma pasa en el techo a la Formación Mulichinco. En discordancia angular la cubren parcialmente efusivas terciarias y cuaternarias y depósitos morénicos de esta edad.

Está integrada por lutitas gris oscuro, casi negras, finamente estratificadas, delezna-

bles con intercalaciones de calizas microcristalinas de grano muy fino, color gris mediano verdoso y pardo grisáceo, dispuestas en estratos de 15 a 20 cm de potencia que se incrementan hacia la parte superior de la entidad, donde las lutitas adquieren color ocre por meteorización.

El espesor de la formación se estima en 150 m no habiéndose hallado en ella restos fósiles.

La litología sugiere un ambiente de depositación marino litoral restringido, de aguas calmas y someras. Sobre base paleontológica se le asigna edad tithoniana a valanginiana inferior en otras comarcas de la cuenca neuquina (Digregorio, 1972).

Formación Mulichinco (Weaver, 1931)

Se presentó en los mismos sitios que la entidad antes descrita, asentada sobre ella en concordancia y sobrepuesta de igual manera por la Formación Agrio. Volcanitas terciarias y cuaternarias, como así también depósitos morénicos, la cubren en discordancia angular; en el río Reñileuvú es intruída por un dique de pórfido diorítico relacionable con el miembro plutónico del Grupo Palaoco.

Está constituida por una secuencia de areniscas y areniscas tobáceas de grano mediano a grueso, color gris verdoso, dispuestas en estratos de mediano espesor con intercalaciones de términos conglomerádicos de igual color y conglomerados gris blanquecino y pardusco en capas de hasta 2 m de potencia.

El espesor de la unidad se estima en 900 m, observándose una disminución del mismo por acuñaamiento estratigráfico hacia el sur.

Por la litología indicada se interpretan depósitos litorales de mar abierto con actividad volcánica coetánea, referible ésta a la acción de la fase diastrófica Catanlílica.

No se han encontrado en la formación fósiles que certifiquen su edad, la que es berriasiana superior a hauteriviana inferior dentro de la cuenca neuquina (Digregorio, 1972).

Formación Agrio (Weaver, 1931)

Sus manifestaciones adoptan la misma distribución que las anteriores unidades. Sucede en concordancia a la Formación Mulichinco y es sobrepuesta en discordancia angular por la Formación Arroyo Palao. De igual forma le sobreyacen volcanitas del Grupo Palaoco y del Basalto Chapua.

Está compuesto por una sucesión alternante de calcilitas de grano fino, color gris claro verdoso, y calcarenitas de grano mediano,

color gris a gris oscuro que toman color ocre por meteorización. Ambos tipos de rocas portan cristales de pirita dispersos. No se determinaron restos fosilíferos. Espesor: 1200 m aproximadamente.

La litología señala un ambiente de deposición marino sublitoral parcialmente anaeróbico.

La edad de la Formación, indicada por paleofauna en otros sectores de la cuenca, es haureriviana a barremiana inferior (Digregorio, 1972).

TERCIARIO

Formación Arroyo Palao (nov. nom.)

Se propone este nombre formal para designar a los Estratos del Arroyo Los Tábanos y Estratos del Arroyo Carbón (Sarris, *op. cit.*, Uliana, *op. cit.*), por cuanto ambas entidades constituyen una sucesión sedimentaria continental continua.

La mayor parte de los afloramientos se encuentran ubicados en el centro-norte de la región, sobre ambas laderas a lo largo de los arroyos Cajón Nuevo y Palao. Se exponen también en el arroyo Guañaco y en una angosta faja meridional que cruza el río Reñileuvú.

En la base se apoya en discordancia angular sobre las Formaciones Río Damas y Agrio, siendo sobrepuesta en el techo de la misma manera por rocas efusivas del Grupo Palaoco y, en escasa proporción, de los Basaltos Coyocho y Chapua; la penetran stocks mesosilícicos del grupo mencionado y diques andesíticos de posible edad pliocena.

La secuencia muestra tres secciones distinguibles por su composición litológica y coloración.

La sección inferior, de unos 100 m de espesor, se integra con areniscas de grano fino a mediano, grises y gris verdoso, que alternan con arcilitas y lutitas grises a gris oscuro y verdes en estratos finos.

La sección media, de 60 metros de potencia aproximadamente, se constituye con lutitas y arcilitas gris oscuras a gris mediano con las que se intercalan areniscas de grano fino a mediano y hasta grueso, color gris a gris perdisco, localmente con estratificación entrecruzada. Algunas lentes y bancos de conglomerados finos se presentan en el tercio inferior mientras que en el tercio superior se hallan areniscas tobáceas de grano mediano, color gris a blanco, y tres horizontes de carbón.

La sección superior, con un espesor aproximado de 220 metros, se compone de areniscas y areniscas tobáceas de grano fino a mediano, en parte grueso, de color gris y en menor escala verde y blanco amarillento, con estratificación entrecruzada local, que alternan con lutitas y arcilitas grises y verdes que se hallan en proporción menor. En toda la secuencia se interponen estratos lentiformes de conglomerados finos, en parte tobáceos, color gris, y en los tramos medio y superior lutitas carbonosas y bituminosas.

La unidad remata con un conglomerado grueso, de unos 25 a 30 m de potencia, compuesto por rodados semiangulosos y redondeados de sedimentitas, volcanitas y metamorfitas en matriz tobácea.

Estimamos en 500 m el espesor total de la entidad que en la parte alta de la sección inferior contiene restos vegetales nothofagáceos en niveles lutíticos y gastrópodos y valvas de *Diplodon sp.* en areniscas.

La formación representa depósitos continentales lacustres-palustres a fluviales, con actividad volcánica coetánea que referimos a los últimos estadios de la efusividad del Grupo Molle.

Por las características litológicas y por el contenido paleontológico se correlaciona, en territorio del Neuquén, con la Formación Curamileo (Pesce, *op. cit.*), los Estratos de Pilún Challa (Groeber, 1921) y la Formación Lolog (Turner, 1965) y más al sur, en el oeste rionegrino, con la Formación Norquinco (Cazau, 1972) o Ñirihua (González Bonorino, 1973), aunque éstas y sus equivalentes hacia el sur conforman el sector austral de la cuenca postulada por Spalletti (1983). En dirección occidental, en Chile, es correlacionable con las Formaciones Curamallín + Malla Malla (González y Vergara, 1962) y Lolco (Salinas, 1981) y con los Esquistos de Lonquimay (Burckhardt, 1900) o Formación Río Pedregoso.

Siguiendo el criterio de Spalletti (*op. cit.*) la unidad considerada, la Formación Curamileo, situada al nornordeste y aflorante en un área mayor que la señalada por Pesca (*op. cit.*) y los Estratos de Pilún Challa, localizados al sur de la comarca, conforman en conjunto con las entidades chilenas parte de una misma cuenca sedimentaria continental con mayor profundización en el sector del arroyo Palao y en dirección hacia los afloramientos de Chile.

Compartiendo el criterio de Uliana (*op. cit.*), por sus relaciones estratigráficas y por la flora e invertebrados fósiles que porta la Formación Arroyo Palao es referible al tiempo Mioceno in-

ferior, pudiendo alcanzar el Oligoceno superior. Esta consideración surge, además, de las relaciones estratigráficas de la Formación Curamileo, la cual asienta sobre volcánicas del Grupo Molle (Eoceno superior-Oligoceno) y es cubierta por la Formación Collón Curá (Mioceno medio) (Méndez *et al.*, en preparación).

Sin embargo, considerando el conjunto de la cuenca es probable que en territorio chileno así como en la subcuenca austral (Spalletti, *op. cit.*), la sedimentación se iniciara en el Eoceno superior, en relación con la fase diastrófica Incaica, desarrollándose coetáneamente con el magmatismo del Grupo Molle, ya que en ambos casos mencionados las sedimentitas descansan en discordancia sobre unidades volcánicas (Complejo volcánico Villucura, Salinas, *op. cit.*, Formación Ventana, González Bonorino, *op. cit.*) correlacionables con la Formación Abanico (Aguirre, 1960) de edad Cretácica superior-Eoceno media de acuerdo con dataciones radiométricas (Vergara y Drake, 1979, Méndez *et al.*, *op. cit.*); a la vez dataciones isotópicas de la Formación Ventana señalan para ella edad eoceno inferior a media (González Díaz y Nullo, 1980).

Se debe destacar que si bien se incluye en la Formación Arroyo Palao el conglomerado situado en su techo, ya que no se ha observado discordancia entre él y las rocas que le subyacen, no se descarta la posibilidad de que la depositación del mismo tenga relación con el acontecer de la fase diastrófica Pehuénchica y sea coetáneo con la parte inferior de la Formación Collón Curá (Roth, 1899), o con la Formación La Pava (González Díaz y Nullo, *op. cit.*) de edad mioceno media.

DIASTROFISMO Y SEDIMENTACION

Las unidades mesozoicas descritas sugieren, por sus condiciones de marinas neríticas y continentales, la presencia cercana del borde occidental de la cuenca neuquina y señalan la existencia de un área con volcanismo activo hacia el oeste que proporcionó elementos piroclásticos durante el tiempo de la depositación de ellas, sobre todo a las Formaciones Tordillo-Río Damas y Mulichinco y, en menor escala, a la Formación Los Molles.

Dicha actividad volcánica coincidió con fases diastróficas que crearon, por otro lado, las diferencias litológicas y deposicionales de las entidades señaladas, es decir que ellas fueron el

resultado de los acontecimientos tectónicos en la faja andina, que fue el área de aporte para esta parte de la cuenca, tal como postulara Marchese (1971).

La alternancia de sedimentación marina y continental muestra el carácter oscilatorio de la cuenca en general (Digregorio y Uliana, 1980) y en este caso particular son propias de la inestabilidad del sector andino.

Los procesos transgresivos-regresivos jurásico-cretácicos bien conocidos en territorio neuquino, están expuestos también aunque en parte no totalmente, en la comarca.

Así de los hemiciclos del Cuyano, que se iniciaron con la fase diastrófica Rioatuélica, solamente se manifiesta la etapa ingresiva; el volcanismo manifiesto por los niveles tobáceos de la Formación Los Molles se relacionaría con dicha fase. Los sedimentos regresivos del ciclo mencionado no afloran en la región por hallarse cubiertos por materiales terciarios y cuaternarios, aunque podrían corresponder a ellos los depósitos con *Pleuromya* señalados por Groeber (1921).

El ciclo Loteniano-chacayano, comenzado con la fase diastrófica Sanjörgica (*) se observa de manera más completa estando ocultos solamente los sedimentos del inicio del hemiciclo Loteniano; éste culminó con las secciones inferior y media de la Formación La Manga y con la sección superior de ella comenzó el hemiciclo regresivo o Chacayano. No están aquí las evaporitas manifestadas en el centro de cuenca, pero sí los elementos continentales con los que remató la regresión. El volcanismo evidenciado por los materiales piroclásticos de la Formación Tordillo (Miembro Rojo) y de esa índole, como así también los lávicos de la Formación Río Damas, fue consecuencia de la actividad póstuma de la fase Sanjörgica; con ésta se relaciona, además, un plutonismo granodiorítico testimoniado al nordeste de la comarca en las proximidades de Varvarco (Méndez *et al.*, *op. cit.*).

El ciclo Andico, en el sentido de Digregorio (1978) y que se inició con la fase Araucánica, se manifiesta solamente con el subciclo Mendozano en cuyas sedimentitas, así como en el conjunto mesozoico, son notorias las bas-

(*) Se utiliza el término Sanjörgica en reemplazo de Riográndica por cuanto este vocablo o similar, fue establecido por Groeber (1946) para denominar al ciclo sedimentario del Cretácico superior-Eoceno de la "cuenca geosinclinal andina". Sanjörgica y Riográndica son sinónimos y ambos términos establecidos por Súpanic y Rodrigo (1970).

culaciones de la cuenca. La ausencia por no depositación del Miembro Verde de la Formación Tordillo, con el que comenzó el subciclo hacia el centro de la cubeta, señala el traslapamiento del mismo hacia el oeste por parte de la Formación Vaca Muerta, es decir que la subsidencia de la comarca ocurrió con posterioridad a la depositación de dicho miembro hacia oriente.

Una basculación mayor, aunque regresiva, fue ocasionada por la fase Catanilílica con la que se relaciona el volcanismo expresado como elementos piroclásticos en la Formación Mulichinco, cabalmente desarrollado en territorio chileno y puesto expresamente de manifiesto en el nuestro, en la comarca de Las Cuevas, en la provincia de Mendoza (Ramos, 1985). Debemos hacer notar que el aumento de bancos calcáreos hacia el techo de la Formación Vaca Muerta sugiere el comienzo de la regresión y no sería extraño que en subsuelo y hacia el oeste dicha sección engrane lateralmente con Mulichinco.

El subciclo culminó en la comarca con un nuevo movimiento descendente que permitió la depositación de los sedimentos marinos de la Formación Agrio.

A pesar de esta manifiesta inestabilidad de la cubeta mesozoica en la región y contrariamente a lo que cabría esperar para este sector proximal, no se produjeron aquí situaciones de discordancia, o por lo menos no son notorias, reconocidas en otras comarcas del Neuquén, expresándose solamente cambios de sedimentación. Hay una relación de concordancia entre depósitos de distinta naturaleza y, aún a mayor escala, entre los correspondientes a diferentes ciclos, verbigracia Chacayano-Andico.

Considerando el conjunto de la cuenca terciaria la sedimentación se inició probablemente en el Eoceno superior con la subsidencia de la cubeta provocada por la fase diastrófica Incaica, estableciéndose hasta el Mioceno inferior un sincronismo con la efusividad del Grupo Molle y sus coalescentes sedimentos pedemontanos aflorantes en el oriente cordillerano de Mendoza, reunidos estos en las Formaciones Agua de la Piedra (Criado Roqué, 1950) y Mariño (Trumphy y Lhez, 1937). En la comarca estudiada las sedimentitas terciarias evidencian la relativa calma tectónica de fines del ciclo, aun-

que los conglomerados del techo de la Formación Arroyo Palao sugieren el comienzo de la fase diastrófica Pehuénchica.

CONCLUSIONES

De lo expuesto precedentemente se extraen las siguientes conclusiones:

- Se reconocen y describen por primera vez, con posterioridad a Groeber (1921 y 1929), unidades sedimentarias jurásicas y cretácicas en la comarca.
- Las particularidades litológicas de las entidades mesozoicas sugieren la proximidad del borde occidental de la cuenca neuquina y expresan el desarrollo de actividad efusiva hacia el oeste durante el tiempo de depositación de gran parte de ellas.
- Las diferencias litológicas y depositacionales de las unidades mesozoicas, como así también el volcanismo, son el resultado de los acontecimientos diastróficos ocurridos en la faja andina.
- A pesar de la inestabilidad de la comarca no se han observado discordancias entre las formaciones jurásicas e infracretácicas.
- Las sedimentitas terciarias evidencian un período de relativa calma tectónica previo al desarrollo de la fase diastrófica Pehuénchica.
- Si bien no se lo dice expresamente, se postula la situación inicial de dicha fase entre el Mioceno inferior y el Mioceno medio, lo que está avalado por dataciones radiométricas de cuerpos magmáticos relacionados con su actividad (Pesce, *op. cit.*, Méndez *et al.*, *op. cit.*).

AGRADECIMIENTOS

Los autores ponen de manifiesto su agradecimiento a las autoridades de la Dirección General de Fabricaciones Militares por haber permitido la publicación del trabajo y hacen extensiva dicha expresión como reconocimiento a la colaboración de colegas y personal técnico, en particular a la licenciada Graciela Santamaría por las determinaciones petrográficas, del Dr. Roberto Caminos y Dra. Regina Levi de Caminos por numerosas consultas específicas y a la señorita Norma Coppolillo por el mecanografiado del trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AGUIRRE, L., 1960. *Geología de Los Andes de Chile central, provincia de Aconcagua*. Inst. Inv. Geol., Bol. 9, 70, Santiago de Chile.
- BRACACCINI, I. O., 1964. *Ordenación y resumen de los antecedentes geológicos relativos a la zona cordillerana de las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina*. DGFm, cont. 1103, 1, (inéd.), Buenos Aires.
- BURCHHARDT, C., 1900. *Coups géologiques de la Cordillera entre Las Lajas et Caracutin*. An. Mus. La Plata, Sec. Geol. Min., 3: 1-102, La Plata.
- CAZAU, L. B., 1972. *Cuenca del Nirihuao, Norquinco, Cushamen, en Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 727-740, Córdoba.
- CRIBADO ROQUE, P., 1950. *Consideraciones generales sobre el Terciario del sur de la provincia de Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev., V (4): 233-255, Buenos Aires.
- DIGREGORIO, J. H., 1972. *Neuquén, en Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 439-506, Córdoba.
- , 1978. *Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas, en Geología y recursos naturales del Neuquén*. VII^o Congr. Geol. Arg., Relat., 37-65, Neuquén.
- y M. A. ULIANA, 1975. *Plano geológico de la provincia del Neuquén, escala 1:500.000*. IP^o Congr. Ibero-Amer. Geol. Econ., IV, 69-93, Buenos Aires.
- y M. A. ULIANA, 1980. *Cuenca Neuquina, en Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., II, 985-1032, Córdoba.
- GONZALEZ, O. y M. VERGARA, 1962. *Reconocimiento geológico de la alta Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S*. Fac. Cienc. Fis. y Mat., Inst. Geol., Pub. 24, Santiago de Chile.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao*. Fund. Bariloche, Pub. 16, San Carlos de Bariloche.
- GONZALEZ DIAZ, E. F. y F. E. NULLO, 1980. *Cordillera Neuquina, en Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., II, 1099-1147, Córdoba.
- GROEBER, P., 1918. *Edad y extensión de las estructuras de la cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi*. Physis, IV, 17: 208-240, Buenos Aires.
- , 1921. *Vestigios de un yacimiento petrolífero en Pilún Challa, Territorio del Neuquén*. Dir. Gral. Min. Geol. e Hidrol., Serie F, Bol. 4: 39-42, Buenos Aires.
- , 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Dir. Gral. Min. Geol. e Hidrol., 58, Buenos Aires.
- , 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°*. I. Hoja Chos Malal. Soc. Geol. Arg., Rev., I, (2): 177-208, Buenos Aires.
- , 1947. *Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70°*. II. Hojas Sosneado y Maipo. Soc. Geol. Arg., Rev., II (2): 141-176, Buenos Aires.
- , 1963. *La cordillera entre las latitudes de 22°20' y 40°*. Acad. Nac. Cienc., Bol. 43, ent. 2, 3 y 4, 111-176, Córdoba.
- KLOHN, C., 1960. *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó*. Inst. Inv. Geol., Bol. 8, Santiago de Chile.
- MARCHESE, H., 1971. *Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la cuenca neuquina, provincia del Neuquén, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI, (3): 343-410, Buenos Aires.
- MENDEZ, V., J. C. M. ZANETTINI y E. ZAPPETTINI. *Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central*. DGFm, (en prep.), Buenos Aires.
- PEREZ RUEDI, S. N., 1961. *Informe sobre los trabajos efectuados en la zona comprendida entre el río Neuquén, paralelo 37°, República de Chile y río Lileo*. Dto. Minas, provincia del Neuquén, Y.C.F., Inf. 891, (inéd.), Buenos Aires.
- PESCE, A. H., 1981. *Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahueve, provincia del Neuquén*. VIII^o Congr. Geol. Arg., III, 439-455, San Luis.
- RAMOS, V. A., 1985. *El Mesozoico de la alta cordillera de Mendoza: facies y desarrollo estratigráfico, Argentina*. IV^o Congr. Geol. Chil, I, 492-513, Antofagasta.
- , A. H. PESCE (Coordinadores), 1982. *Mapa Geológico de la República Argentina*. Serv. Geol. Nac., Buenos Aires.
- ROTH, S., 1899. *Reconocimiento de la región andina de la República Argentina. Apuntes sobre la geología y la paleontología de los territorios de Río Negro y Neuquén*. Rev. Mus. La Plata, 9: 141-196, La Plata.
- SARRIS, M., 1964. *Informe geológico de la zona del río Palao, departamento Minas, provincia del Neuquén*. YCF, Inf. 907, (inéd.), Buenos Aires.
- SALINAS, P., 1981. *El Terciario lacustre del valle del Lolco (Formación Lolco), IX Región, Chile*. VIII^o Congr. Geol. Arg., III, 471-483, San Luis.
- SPALLETTI, L. A., 1983. *Paleogeografía de la Formación Nirihuao y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII, (3-4): 454-468, Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N., 1951. *Sobre la presencia del oxfordiano superior en el arroyo La Manga, provincia de Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., VI, (4): 213-240, Buenos Aires.
- y A. G. MINGRAMM, 1953. *Jurásico, en Geografía de la República Argentina*. Soc. Arg. Est. Geol. GAEA, 2, (1^a parte), 143-347, Buenos Aires.
- y F. RODRIGO, 1970. *El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile*. IV^o Jom. Geol. Arg., II, Buenos Aires.
- TRUMPHEY, E. y R. LHEZ, 1937. *División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato*. Bol. Inf. Petrol., 152, Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1965. *Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes, provincia del Neuquén*. Acad. Nac. Cienc., Bol. 44, ent. 1 a 4, 5-51, Córdoba.
- ULIANA, M. A., 1978. *Estratigrafía del Terciario, en Geología y recursos naturales del Neuquén*. VII^o Congr. Geol. Arg., 67-83, Neuquén.
- VERGARA, M. y R. DRAKE, 1979. *Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales post-teneocamianas de Chile central; su deposición en cuencas intermontanas restringidas*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIV, (1): 42-52, Buenos Aires.
- WEAVER, Ch., 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west-central Argentina*. Memo. Univ. Washington, 1, Seattle.
- YRIGROYEN, M. R., 1972. *Cordillera Principal, en Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 345-364, Córdoba.

Asociación Geológica Argentina

—, 1979. *Cordillera Principal, en Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., I, 651-694, Córdoba.

ZANETTINI, J. C. M., 1979. *Geología de la comarca de Campana Mahuida (provincia del Neuquén)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIV, (1): 61-68, Buenos Aires.

—, 1987. *Esquema estratigráfico y alteración hidrotermal en el Cajón de los Chenques, provincia del Neuquén*. Asoc. Geol. Arg., XLII (1-2): 24-31, Buenos Aires.

Recibido: 13 de agosto, 1986
Aceptado: 23 de octubre, 1987

JUAN CARLOS M. ZANETTINI

Dirección General de Fabricaciones Militares
Casilla de Correos 160, Mendoza

VICENTE MENDEZ

Dirección General de Fabricaciones Militares
Cabildo 65, Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
de la Universidad de Buenos Aires

EDUARDO ZAPPETTINI

Dirección General de Fabricaciones Militares
Cabildo 65 - Buenos Aires

MINA DE MOLIBDENO DE CHITA (PROVINCIA DE SAN JUAN): EVOLUCION POSTMAGMATICA DEL PLUTON GRANITICO HOMONIMO

Ana María Sato

RESUMEN

La evolución postmagmática del plutón granítico de Chita (provincia de San Juan) origina en un sector de cúpula una mineralización de greisen con molibdenita, alojada en bolsones o sectores diferenciados irregulares y asociada a cuarzo, moscovita, berilo, fluorita y limonitas. El estudio de inclusiones fluidas llevado a cabo en cristales de berilo sugieren que la mayor parte de estos cristales fueron precipitados a temperaturas de alrededor de 425°C, a partir de fluidos hidrotermales de composición cercana al 5 % de NaCl equivalente, que han evolucionado en esos momentos desde el estado supercrítico al líquido, bajo una presión de alrededor de 360 b. Esta presión corresponde a una profundidad de aproximadamente 1,33 km, que se aplicaría también al nivel de intrusión del plutón.

ABSTRACT

The post-magmatic evolution of the Chita granitic stock (Neopaleozoic magmatism in the Frontal Range of Argentina) was traced studying the fluid inclusions contained within crystals of beryl belonging to a molybdenum deposit closely associated with the magmatism. Thermometric data suggest that beryl crystals were precipitated at temperatures around 425°C from hydrothermal fluids evolving at that moment from supercritical into liquid, with a composition close to the H₂O-NaCl system (around 5 % NaCl equivalent), and at pressures near 360 bars (\approx 1,33 km). This pressure and depth may also be considered as the intrusion level of the pluton.

INTRODUCCION

El estudio de las inclusiones fluidas, como medio para comprender las condiciones de presión-temperatura-composición (P-T-X) de formación de los cristales, tiene amplia aplicación en la génesis de los yacimientos hidrotermales, que se relacionan a fluidos acuosos en estado ya sea gaseoso o líquido, composicionalmente diluidos o concentrados, conteniendo distintos tipos de sales o volátiles en solución.

Dentro del dominio de las temperaturas más altas, el magma silicático que da origen a las rocas ígneas puede ser conservado también como inclusiones en los cristales, en este caso en forma de vidrio, si la cristalización fue rápida. Debido al mayor tiempo de cristalización, en las rocas plutónicas los magmas son más difíciles de ser conservados sin devitrificarse, cuando se las compara con las volcánicas.

El campo de los yacimientos pegmatíticos y de greisen asociados a granitos ofrece el nexo entre los procesos ortomagmáticos que dan

lugar a las rocas plutónicas y los transicionales a los neumatolíticos-hidrotermales, que evolucionan a partir de aquéllos.

Dentro del ambiente ortomagmático, la solubilidad del agua en el magma es fuertemente dependiente de la presión, y en menor proporción de la temperatura (Burnham, 1979). Cuando por procesos de cristalización la presión de vapor de agua llega a igualar la litostática, el agua comienza a separarse como fase independiente, mediante el proceso conocido como segunda ebullición. Por ejemplo, para una profundidad de 2 km (\approx 500 b) un magma granodiorítico puede contener en solución hasta un 2,7 % a 3,0 % de agua (Burnham, 1979; Burnham y Ohmoto, 1980).

Esta evolución discontinua del magma, con formación de fase acuosa inmiscible con el magma granítico, ya fue propuesta por Roedder y Coombs (1967), en base a la observación de la coexistencia de inclusiones vítreas con otras acuosas densamente salinas, ambas primarias, en granitos subvolcánicos peralcalinos.

Sin embargo, Luth y Tuttle (1982) sugieren más bien una evolución continua entre el fun-

dido silicático y fluídos concentrados, basándose en estudios experimentales en granitos con exceso de álcalis con respecto a alúmina.

Otra propuesta de pasaje transicional del magma a fluído hidrotermal se halla en London (1986). Sus estudios de inclusiones fluídas y experimentales en la pegmatita Tanco permiten constatar la existencia de un denso fluído compuesto por borosilicatos alcalinos y agua (en donde los tetraboratos alcalinos actúan como fundente y aumentan la solubilidad del agua), que persiste hasta temperaturas por debajo de las magmáticas.

En el caso del plutón granítico de Chita, teniendo en cuenta la estrecha relación genética del depósito de molibdeno con el granito, se ha tratado de seguir parte de la evolución postmagmática a hidrotermal del mismo, mediante el estudio de las inclusiones fluídas en minerales constituyentes del depósito.

Diferentes síntesis sobre estudios en inclusiones fluídas realizadas en ambiente intrusivo poco profundo, granitos, greisenes y pegmatitas se hallan en Weisbrod (1981) y Roedder (1984). Presentaciones más generales y metodológicas sobre inclusiones fluídas se encuentran en Enjoji (1972), Hollister y Crawford (1981) y Roedder (1984). Una compilación metodológica detallada y su aplicación dentro del país se encuentran en Montenegro y Nicolli (1986) y Montenegro (1987).

CARACTERISTICAS DE LA MINERALIZACION

El plutón granítico de Chita (véase figura 1) forma parte del ciclo magmático neopalcozoico y corresponde al extremo sur del batolito de Colangüil en la Cordillera Frontal de la provincia de San Juan (Llambías *et al.*, 1987). Es un cuerpo ovalado en planta, de aproximadamente 9 km por 4 km, que intruye a sedimentitas carbónicas plegadas de la formación Cerro Aguas Negras, y se halla muy localmente cubierto por volcanitas cenozoicas.

Las rocas presentan en general textura granosa media a gruesa, y su composición es esencialmente granítica, con cuarzo, ortosa perfitica, plagioclasa ácida, escasa biotita, fluorita y zircón. A través de todo el cuerpo son abundantes las cavidades miarolíticas, tanto a nivel microscópico como macroscópico, llegando en algunos casos a medir hasta varias

decenas de cm de diámetro. En su interior hay crecimiento pegmatoides de cuarzo, feldespato potásico y menor cantidad de fluorita y escaso epidoto. Las características geológicas de este plutón, cristalizado en un sistema cerrado, se hallan en Sato (1987).

En uno de los sectores más altos del plutón, casi en contacto con las sedimentitas del techo, se presenta una mineralización de molibdeno. Se trata de las minas San José y San Pedro, ubicadas en las nacientes de la quebrada de Alcaparrosa, aproximadamente a 4500 m de altura. La primera mención acerca de estas mineralizaciones se halla en Monchablón (1954), quien considera estructuras vetiformes con nidos erráticos de molibdenita y berilo. Más tarde fue descrita por Llambías y Malvicini (1966) como disseminaciones de molibdenita y menor cantidad de scheelita-wolframita en cuerpos cuarzosos (con moscovita), y por Eguaburo (1979) como cuerpos pegmatíticos portadores de estos minerales.

Dicha mineralización se aloja en sectores del granito afectados por una alteración tardía a posmagmática de greisen, la cual como consecuencia de crecimientos metasomáticos da origen a rocas de textura granosa mediana a gruesa, en general con granulometría mayor que otros bordes enfriados del mismo plutón. Estos sectores alterados aparecen sin control estructural lineal aparente, con distribuciones irregulares de varios metros de espesor y pocas decenas de metros de longitud, indicando una estrecha relación genética con la cristalización del granito.

En los sectores greisenizados el cuarzo es el mineral más abundante, que localmente llega hasta el 80 % de la roca. Conforman granos anhedralmente de contactos a veces suturados, de tamaño máximo 7-8 mm. Su característica más notable es la abundancia de fracturamientos subparalelos, en parte reconocibles por las alineaciones de diminutas inclusiones fluídas secundarias, la cual, junto con la extinción en mortero a ondulante, es evidencia de reacomodamiento estructural debido al pasaje de cuarzo β a α (Spray, 1969). La moscovita puede ocupar hasta el 25 % de la roca. En parte se observa cómo reemplaza a la biotita original, expulsando los óxidos de Fe y dejando los remanentes de fluorita y zircón que estaban asociados. El reemplazo de los feldespatos se observa como agregados de escamillas sericiticas de hasta 20 μ , mientras en un estado más avanzado conforman agregados fibrosos a

radiales de longitudes medias 100 a 200 u. Se asocia a la moscovita relativamente abundante fluorita (hasta aproximadamente 5 %), generalmente en agregados de granos menores a 50 u, pero también constituyendo cristales individuales de hasta 600 u. En forma diseminada y también relacionada a la moscovita, se encuentran diminutos granos menores a 20 u, de posible scheelita.

La molibdenita aparece dentro de dichos sectores alterados, en agregados con distribución errática, de hojuelas de hasta 2 cm de diámetro, muchas veces intercrecida o reemplazando a la moscovita. Se halla parcialmente oxidada a material terroso blanco, brillo sedoso, en parte con color amarillo canario, en escamas que siguen la textura original de la molibdenita, que correspondería al mineral de oxidación ferri-molibdita.

De la misma manera, el berilo aparece localizado en agregados de cristales prismáticos de hasta 2-3 cm de largo y 0,5 cm de diámetro. Conforman cristales de color azulado semi-transparente, teñidos irregularmente por pátinas pardo negruzcas. Se halla muy bien desarrollada la forma m (1010) y en menor proporción la a (1120). Presenta clivaje perfecto perpendicular a c (0001), y en algunos casos son abundantes las estrías longitudinales. En forma intersticial al berilo se observa a veces escasa fluorita incolora, y también se asocian pequeños agregados de molibdenita.

Si bien escasamente, el berilo aparece también como relleno de diaclasas en el techo hornofelizado, tratándose aquí de especies de baja temperatura y cristalización rápida, en agregados radiales de cristales hialinos con formas prismáticas elongadas (elongación máxima menor a 1 cm, diámetro menor a 0,5 mm), con clivaje basal perfecto y forma m bien desarrollada. A este berilo se asocia cuarzo granoso con notable clivaje octaédrico. En dicha fluorita se encuentran inclusiones bifásicas (líquido-gas) de baja temperatura (porcentaje de relleno menor a 33 %).

La birrefringencia del berilo, tanto en el yacimiento como en el que rellena diaclasas, es $d = 0,006$ ($E = 1,572$, $W = 1,578$; $E = 1,569$, $W = 1,575$ respectivamente). Sus índices de refracción indican que se trata de miembros extremos de berilo ($Be_3Al_2Si_6O_{18}$, sin o casi sin contenido de álcalis (Deer *et al.*, 1977).

A continuación se muestra el cuadro paragenético de los minerales que constituyen el greisen.

Cuadro I

Cuarzo	_____	_____	_____
Muscovita	_____	_____	_____
Fluorita	- - - - -	- - - - -	- - - - -
Scheelita	_____		
Berilo		_____	_____
Molibdenita		_____	

Otros sectores alterados con la misma mineralogía y textura se encontraron también el el borde noreste del cuerpo granítico, lo cual sugiere que la extensión de estos greisenes con molibdenita y berilo es mayor que la conocida hasta el presente.

METODOLOGIA SEGUIDA

Para el estudio de las inclusiones fluidas se realizó en primer lugar la observación microscópica de fragmentos (chips) de los minerales transparentes para verificar la existencia de inclusiones. En los casos del cuarzo, fluorita y moscovita, la abundancia de fracturamientos o clivajes hace que no se conserven cantidades suficientes de inclusiones primarias como en el caso del berilo, siendo en ellos más frecuentes las secundarias y de tamaño pequeño.

Encontrando a los cristales de berilo como los más adecuados para este tipo de estudios, se llevó a cabo una separación manual de los mismos, los cuales fueron embebidos en resinas poliéster para la confección de cortes delgados (200-500 u) orientados, doblemente pulidos. Una vez logrados los cortes se sometió la resina a disolución en acetona, para efectuar los estudios microscópicos directamente con las secciones de los cristales solos. Estas observaciones se realizan al aire, con luz transmitida, y la ayuda del condensador. Se llevó a cabo la observación, descripción y registro esquemático de las inclusiones encontradas, para su posterior sometimiento a experimentos de enfriamiento-calentamiento, mediante el uso de la platina de enfriamiento-calentamiento.

Los estudios termométricos se realizan asumiendo que los fluidos originalmente entrampados conformaban una sola fase homogénea, que con posterioridad al sellado de la cavidad la misma no ha cambiado de volumen, ni tampoco se ha adicionado o

sustraído material, y por lo tanto, que el enfriamiento se ha producido en condiciones esencialmente isocóricas.

Los ensayos de enfriamiento permiten, mediante la determinación del punto de fusión del hielo, establecer el contenido salino del líquido, mientras los de calentamiento permiten conocer una temperatura mínima de entrapamiento, mediante la determinación de la temperatura de homogeneización de las distintas fases.

Las mediciones termométricas fueron repetidas por lo menos dos veces para asegurar su reproductividad, tanto en enfriamiento como en calentamiento.

RESULTADOS OBTENIDOS

Son relativamente abundantes las inclusiones fluidas encontradas dentro de los cristales de berilo. Las mejores observaciones pueden realizarse cuando los cristales presentan mayor grado de transparencia, no tienen pátinas de óxidos y no se hallan afectados por fracturamientos internos.

Los tamaños de las inclusiones varían ampliamente. Algunas de las mayores llegan a superar los 100 μ en uno de sus diámetros, pero generalmente son menores a 50 μ , y en algunos casos se encuentran conjuntos de abundantes individuos secundarios, todos menores a 2 μ , siguiendo alguna antigua fractura.

Sus formas también son muy variadas, pudiendo ser irregulares, ameboidales, achatadas según un plano, tubulares, ovals, globulares, o bien cristales negativos polihédricos o prismáticos.

De acuerdo a las fases presentes pueden dividirse en:

Inclusiones monofásicas: Son muy escasas. Dentro de ellas son más comunes las constituidas solamente por líquido, que participan de conjuntos de inclusiones secundarias. Parte de ellas puede ser resultado de estrangulamiento (*necking down*) sufrido con posterioridad al entrapamiento del fluido, o bien puede representar entrapamientos de líquidos acuosos de muy baja temperatura, cuyo enfriamiento y descompresión litostática a la temperatura y presión ambiente no han permitido la aparición de una fase vapor observable. Fases únicas cristalinas se observan raramente, y posiblemente

correspondan a minerales capturados durante el crecimiento del berilo, o intercrecido con él. No se observan inclusiones puramente o predominantemente gaseosas.

Inclusiones bifásicas: Son las más abundantes. Se constituyen de fase líquida y fase gaseosa. Sus porcentajes de relleno varían de muy menores a 33 % a sensiblemente mayores. Las inclusiones con relleno menor a 33 % aparecen generalmente en conjuntos alineados a lo largo de planos no cristalinos, indicando su origen secundario. Las que presentan porcentajes mayores pueden aparecer orientadas tanto a lo largo de planos cristalinos como no cristalinos, o bien como inclusiones aisladas, individuales, pudiendo corresponder tanto a inclusiones primarias como secundarias (posiblemente pseudosecundarias).

Inclusiones polifásicas: Además de las fases líquida y gaseosa descritas anteriormente, presentan una o más fases sólidas. Su identificación mineralógica no fue posible debido al pequeño tamaño. La mayoría de ellas es granular, algunas isótropas, otras son tabulares o aciculares y anisótropas, y existen también partículas oscuras, posiblemente opacas. Estas características indican que hay una variada gama de minerales, no habiendo predominio de determinado tipo sobre otro. Estos sólidos aparecen acompañando fluidos con porcentaje de relleno variado, siendo heterogénea su distribución, incluso dentro de un mismo conjunto de inclusiones.

No se han encontrado inclusiones con fase líquida adicional (a temperatura ambiente menor a 31°C), como puede ser el CO₂, común en ambientes pegmatíticos.

En la lámina 1 (véase fotos 1 a 4) se muestran algunos ejemplos de distribuciones de inclusiones.

Los ensayos de congelamiento fueron realizados en 34 inclusiones, mientras los de calentamiento en 140, incluyendo las anteriores. En los primeros se han registrado temperaturas de congelamiento que varían entre -34 y -45°C.

El congelamiento rápido del líquido en las inclusiones produce cristalización de hielo, con la consiguiente disminución del tamaño de la burbuja. La determinación precisa del comienzo de la fusión o temperatura del eutéctico es importante para el establecimiento de la composición del sistema. Sin embargo, su apreciación es muy difícil, debido al pequeño

volumen de líquido que se forma. Se han registrado como temperaturas de la primera fusión valores oscilantes entre -20,3 y -23,6°C. Si bien con cierta dispersión, los valores son cercanos al eutéctico del sistema binario H₂O-NaCl (-20,8°C, con composición eutéctica 23,3 % NaCl), o ternario H₂O-NaCl-KCl (-22,9°C con composición eutéctica 20,17% NaCl y 5,81%KCl) (Roedder, 1962; Potter *et al.*, 1978).

La temperatura de la fusión total o de la desaparición del último grano de hielo es la que permite calcular el contenido salino de la solución. En este sentido, Potter y Clyne (1978, en Roedder, 1984) demostraron que en los estudios experimentales de los sistemas Na-K-Ca-Mg-Cl-Br-SO₄-H₂O, las propiedades P-V-T-X de sus soluciones son predecibles dentro de un error de ± 1,0 %, utilizando las soluciones con NaCl, con los mismos valores de temperatura de fusión.

El gráfico de temperatura de fusión respecto de composición salina (% en peso de NaCl) realizado por Roedder (1962) y Potter *et al.* (1978) muestra que para composiciones de NaCl menores que el eutéctico, la curva sigue la siguiente función:

$$W_s = 0,00 + 1,76958\theta - 4,2384 \times 10^{-2}\theta^2 + 5,2778 \times 10^{-4}\theta^3 (+ 0,028) -$$

donde W_s: % en peso de NaCl y

θ: depresión de la temperatura de fusión.

En las inclusiones estudiadas se han obtenido valores que varían entre 0,9 y 5,8 % NaCl equivalente.

En las fotos 1 y 2 de la lámina II se observan dos estadios en el ensayo de enfriamiento.

En los ensayos de calentamiento, la homogeneización de las distintas fases puede ocurrir al estado 1) gaseoso, 2) líquido, o 3) crítico. La homogeneización a fase gaseosa ocurre mediante el aumento del volumen de la burbuja hasta ocupar la cavidad entera, e implica que el fluido en el momento de ser atrapado fue gaseoso, y que el enfriamiento subsiguiente ha hecho cortar la curva crítica, haciendo aparecer la fase líquida. La homogeneización a fase líquida se produce mediante la disminución del tamaño de la burbuja hasta su desaparición, indicando que el fluido atrapado fue originalmente líquido. La homogeneización crítica es un fenómeno que se observa con escasa frecuencia. Ocurre mediante el desvanecimiento casi repentino de los meniscos que separan la fase líquida y vapor (sin un cambio gradual del volumen de los fluidos) y se da sólo cuando la inclusión tiene un volumen específico o densidad cercano al de su punto crítico. Solamente en este caso la

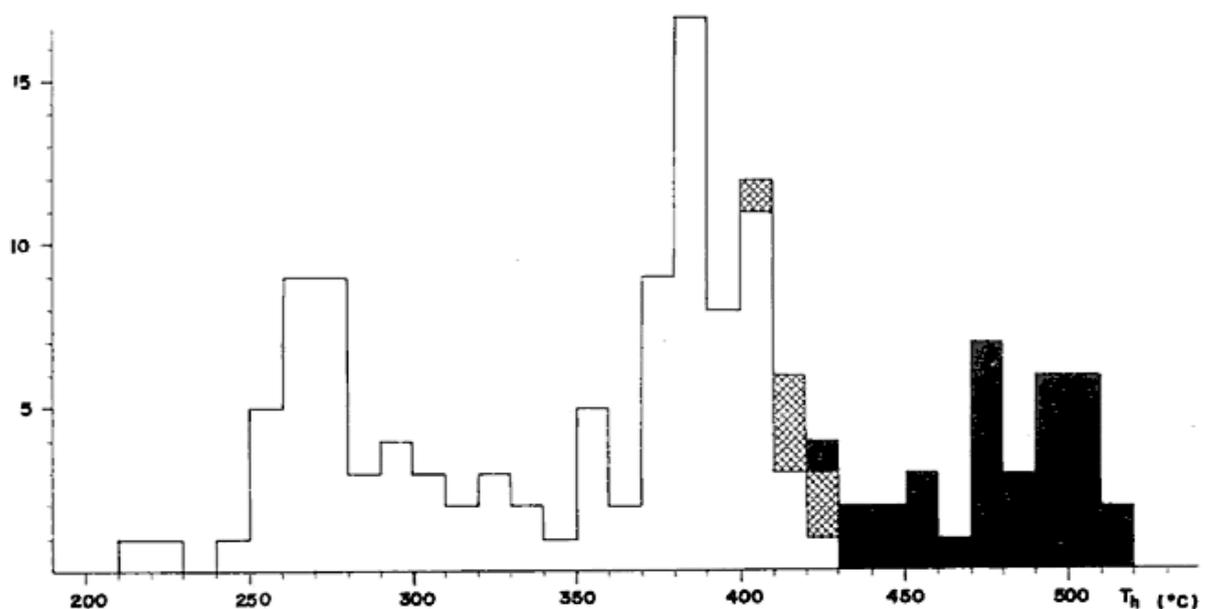


Figura 2.— Histograma de temperaturas de homogeneización. Negro a fase gaseosa; enrejado: homogeneización crítica; blanco: homogeneización a fase líquida.

temperatura de homogeneización corresponde a la temperatura real de entrapamiento, y la presión de vapor iguala a la litostática (Crawford, 1981; Roedder, 1984). En cambio, en los dos casos anteriores, se debe tener en cuenta una corrección por presión para obtener la verdadera temperatura de entrapamiento.

Las fotos 3 a 6 de la lámina II muestran los sucesivos pasos en la homogeneización a fase gaseosa.

Se han obtenido valores de temperaturas de homogeneización líquido-vapor que varían entre 211 y 519°C. La homogeneización a fase vapor ocurrió a temperaturas mayores a 429°C, a fase líquida se produjo a temperaturas menores de 421°C, mientras que en seis inclusiones se ha verificado una homogeneización crítica a temperaturas que varían entre 409 y 425°C. Hasta temperaturas cercanas a 600°C, la mayoría de las fases sólidas no fue homogeneizada.

Las temperaturas de homogeneización obtenidas se hallan en el histograma de la figura 2. En la figura 3 se han suavizado los valores del histograma, tomando promedios de cada 3 intervalos. En ella se observa claramente la existencia de 3 poblaciones, con las siguientes características (véase también figura 4, gráfico de % NaCl equivalente respecto de sus respectivas temperaturas de homogeneización):

Población I: 30 inclusiones (21,5 %)
Th: 449-519°C, Th: 484,3°C
($\sigma - 1 = 19,5^\circ\text{C}$)
Salinidad: 2,7-5,4 % NaCl eq.
(en 5 inclusiones)

Población II: 66 inclusiones (47,1 %)
Th: 344-434°C, Th: 390,9°C
($\sigma - 1 = 20,2^\circ\text{C}$)
Salinidad: 1,4-5,9 % NaCl eq.
(en 22 inclusiones)

Población III: 44 inclusiones (31,4 %)
Th: 211-334°C, Th: 277,5°C
($\sigma - 1 = 20,2^\circ\text{C}$)
Salinidad: 0,9-1,6 % NaCl eq.
(en 6 inclusiones)

La adición de sales al agua hace bajar su punto de fusión y elevar la temperatura crítica (374°C para el agua pura). Las curvas críticas para el sistema NaCl-H₂O graficadas para presión y temperatura en función de % NaCl (Sourirajan y Kennedy, 1962) indican para una temperatura de 425°C un contenido de NaCl de alrededor de 5,0 % y una presión de alrededor de 360 bares, correspondiendo a una densidad de aproximadamente 0,6. La similitud de valores T-X con los encontrados experimentalmente (5,8 % NaCl para 425°C y 5,2 % NaCl para 409°C) indica que la solución contenida en estas inclusiones es cercana al sistema NaCl-H₂O.

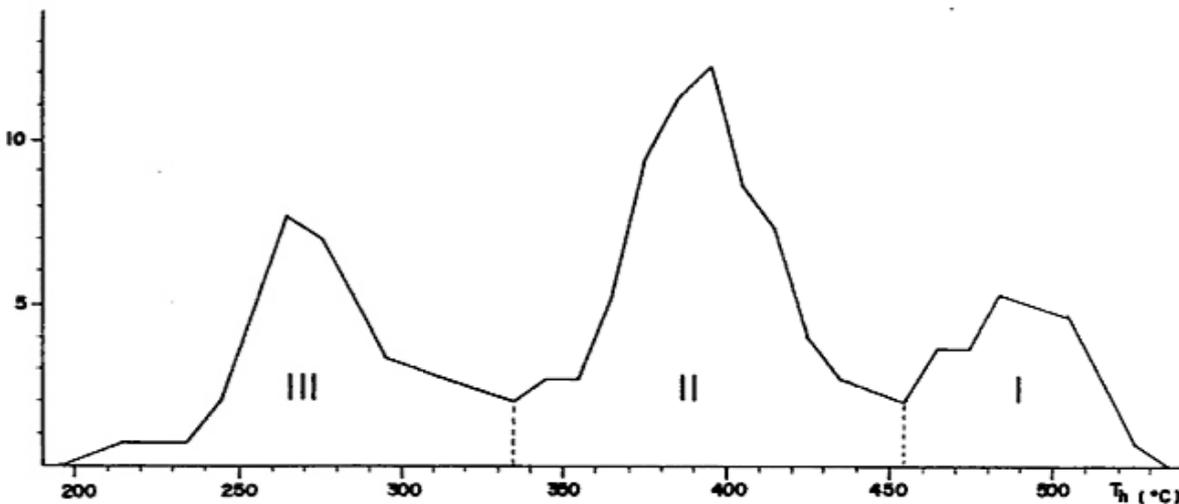


Figura 3.— Curva suavizada del histograma tomando promedios de cada 3 valores consecutivos.

Las curvas de corrección por presión dadas por Potter (1977, en Roedder, 1984) indican para fluidos con contenido salino de 5 % NaCl un valor de aproximadamente 35°C de corrección, para temperaturas cercanas a 400°C y 360 bars de presión. Corrigiendo con este valor el promedio de 391°C correspondiente a la población II, se obtiene una temperatura de 426°C, que dentro de un margen pequeño de error, es consistente con los valores logrados con la homogeneización crítica.

De acuerdo a la distribución de temperaturas y a los valores de salinidad obtenidos, la población I puede ser considerada como evidencia de fluidos correspondientes a una etapa previa, que ha evolucionado a la población II. Reflejaría a los fluidos entrampados en la etapa supercrítica, mientras el pasaje a la población II indicaría el descenso del fluido por debajo del estado crítico.

Considerando en conjunto estas dos poblaciones, se verifica una tendencia a la disminución de la salinidad con el descenso de la temperatura. El valor máximo obtenido es de 5,8 % NaCl equivalente para una temperatura de homogeneización de 425°C, y el mínimo es de 1,4 % NaCl equivalente, correspondiente a una temperatura de homogeneización de 344°C. De acuerdo a la tendencia observada, y considerando que a 425°C la solubilidad del NaCl es de 45 % y ésta aumenta directamente con la

temperatura (Sourirajan y Kennedy, 1962), el fluido separado inicialmente de la fase silicática no habría estado saturado en esa sal, teniendo en cuenta que la evolución se produjo en un sistema esencialmente cerrado.

La población III representa un conjunto de inclusiones de origen secundario, entrampado con posterioridad a la cristalización del berilo, al producirse pulsos de fracturamientos, circulación de fluidos líquidos de menor temperatura y posterior sellado. Si bien se observa una moda principal alrededor de los 270°C de temperatura de homogeneización, en esta población puede estar incluida más de una generación de eventos secundarios. Seis datos de concentración salina no son representativos de toda la población; sin embargo, se mantiene la tendencia a la disminución de la salinidad, que podría relacionarse a mezclas con aguas meteóricas.

La presión de vapor de agua correspondiente a temperaturas de homogeneización oscilantes entre 211 y 328°C y para temperaturas de fusión de alrededor de -1°C, como las obtenidas, oscila entre 20 y 120 bares (Talantsev, 1980). Estas son presiones mínimas de homogeneización, mientras la litostática existente en el momento de la captura debió ser mayor. Un límite máximo de esta presión litostática está dado por los 360 bares obtenidos por la homogeneización crítica de la población II.

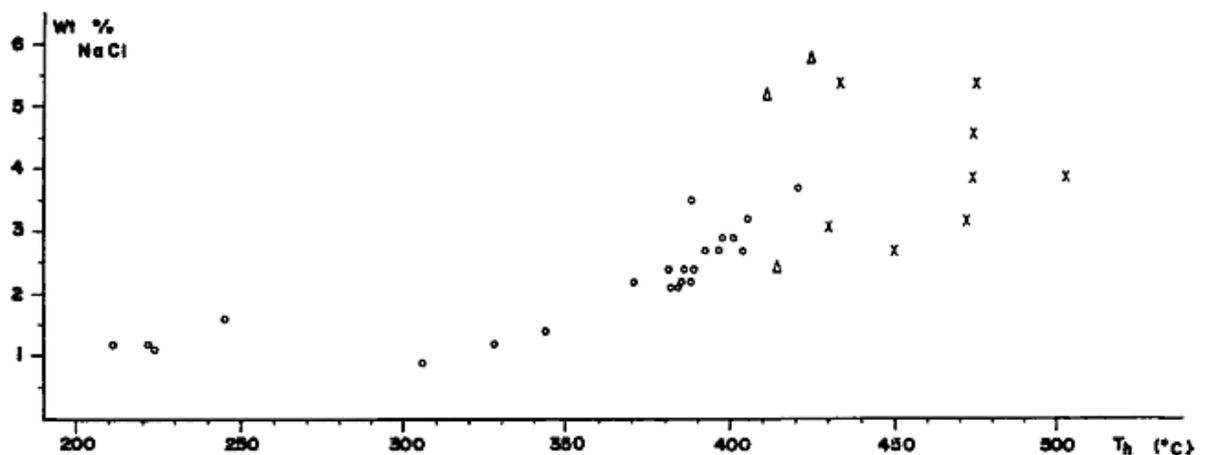


Figura 4.— Gráfico de % NaCl equivalente respecto de temperaturas de homogeneización. Cruces: homogeneización a fase gaseosa; triángulos: homogeneización crítica; círculos: homogeneización a fase líquida.

De las curvas de corrección dadas por Potter (1977, en Roedder, 1984) para contenidos salinos de 1 % NaCl y estas presiones, se obtienen para las temperaturas de homogeneización tratadas, valores mínimos de corrección menores a 10°C y máximos de alrededor de 30°C.

Tomando en primera instancia como valederos estos rangos de correcciones también para el resto de las inclusiones de la población III, se obtienen temperaturas de formación que oscilan entre 221 y 344°C como mínimo y entre 241 y 364°C como máximo.

CONSIDERACIONES

Los análisis termométricos de las inclusiones fluídas han permitido establecer que gran parte de los cristales de berilo se han formado alrededor de los 425°C a partir de un fluido con composición cercana al sistema NaCl-H₂O (con aproximadamente 5 % de NaCl equivalente), que ha evolucionado en esos momentos del estado supercrítico al líquido, a una presión de alrededor de 360 bares. Considerando una densidad de las rocas suprayacentes de 2,7 g/cm³, esta presión litostática corresponde a una profundidad de alrededor de 1,33 km. Esta profundidad puede hacerse extensiva a la del emplazamiento del plutón, debido a la íntima relación genética y temporal que habría existido entre cristalización del plutón y formación del depósito. A este respecto constituye una confirmación y cuantificación de las ideas vertidas con anterioridad por autores que han trabajado en distintos sectores del batolito de Colangüil, referente a la epizonalidad de las intrusiones (Llambías y Malvicini, 1966; Quartino y Zardini, 1967; Sato, 1987).

La cristalización dentro del campo supercrítico puede ser rastreada hasta una temperatura casi 100°C por encima de la temperatura crítica mencionada. Sin embargo, dentro de los cristales de berilo no se ha observado evidencias del pasaje, ya sea continuo o discontinuo, entre fundido silicático y fluido separado de él. De acuerdo a lo observado, sólo puede afirmarse que el berilo, y probablemente la mineralización de molibdeno asociada, han cristalizado a partir de fluidos neumatolíticos (supercríticos), que han evolucionado a hidrotermales (líquidos).

La solubilidad continua entre magma y agua, como la que proponen Luth y Tuttle (1982), parecería darse en magmas con exceso de

álcalis con respecto a alúmina, que pasan a soluciones densamente salinas en condiciones de altas presiones. Este no sería el caso del plutón del Chita, en donde los fluidos mineralizantes son de bajo contenido de sales, y el granito presenta una evolución póstuma saturada en alúmina, con aparición de minerales tales como moscovita (que acompaña a la alteración postmagmática de greisen), topacio y andalusita (integrando diques graníticos que penetran a la caja en los bordes, en otros sectores del plutón). Aquí se ajusta más a los conceptos de Burnham (1979) en cuanto a una evolución discontinua del magma, en donde el vapor disuelto en el fundido se habría separado como fase volátil al alcanzar su saturación, en condiciones esencialmente cerradas.

Un control termométrico de la alteración en la cúpula del plutón está dado por el pasaje de cuarzo β a α , que se produce a 573°C a presión ambiente. El aumento de la presión hace que esta temperatura también se eleve, pero dentro de los rangos de presión tratados, este punto no se elevaría a más de 600°C (Tuttle y Bowen, 1958).

El momento de la saturación en fase acuosa, o sea de la segunda ebullición, es decisivo para la partición de algunos elementos, entre la nueva fase volátil y la fundida. A través de estudios experimentales, Urabe (1985) observa una mayor partición de los metales básicos, tales como el Pb y Zn, hacia la fase volátil en magmas con caracteres ligeramente peraluminosos, con respecto a magmas peralcalinos.

A continuación se considerarán cualitativamente las distribuciones de algunos elementos fundamentales en la evolución del presente plutón, contando para ello también con datos experimentales obtenidos por otros autores.

El HF fue un volátil de gran importancia durante la cristalización del plutón granítico de Chita, precipitando mayormente como fluorita dentro de la masa del granito en una etapa ortomagmática, y en miarolas y alteración de greisen en un estadio más tardío. La propiedad del HF de ser aún más soluble que el agua en el fundido silicático y de bajar la temperatura de fusión de sistemas graníticos fue esclarecida por Wyllie y Tuttle (1961) y Manning (1981). Burnham (1979) sugiere que el F particiona fundamentalmente hacia la fase cristalina y se empobrece en la acuosa debido a su alta solubilidad en fundidos silicáticos y a la gran estabilidad térmica de minerales como fluorita, topacio y micas. En el yacimiento tratado se ob-

serva la mayor precipitación de la fluorita dentro de la paragénesis del greisen, haciéndose pobre en la etapa de cristalización del berilo y la molibdenita. Esto significa que se relaciona fundamentalmente a una fase de mayor temperatura que la líquida, ya sea al estado acuoso supercrítico o quizá también al estado silicático. De todos modos, la cantidad absoluta de HF no habría sido tan abundante, ya que no se observa descenso en el punto crítico del sistema H₂O-NaCl.

El berilio, debido a su pequeño radio iónico que no le permite sustituir iones en la estructura de silicatos, se ve favorecido a particionarse hacia la fase fluída (Deer *et al.*, 1977). Su precipitación en la mineralización de Chita se habría producido por un lado durante la etapa supercrítica en forma consecuente al descenso de la temperatura y decrecimiento de su solubilidad. Sin embargo, las evidencias en las inclusiones fluídas permiten considerar que su mayor cristalización está relacionada con el cambio de estado, supercrítico a líquido, el cual es otro punto clave para la partición de los elementos y precipitación de minerales. A pesar de ello, el presente yacimiento se habría formado en condiciones de un sistema casi cerrado, sellado por el techo del plutón, al cual el granito casi no penetra; por lo tanto, es de esperarse que los cambios de pH o fO₂ que acompañan a este cambio de estado no hayan sido tan drásticos como si se hubiera tratado de un sistema abierto que permite la separación de las fases formadas.

Con respecto al molibdeno, éste muestra una fuerte partición hacia la fase vapor, y dentro de los fundidos podría estar acomplejado con los silicatos y/o silicatos hidroxilados (Isuk y Carman, 1981) o con aluminosilicatos alcalinos (Tingle y Fenn, 1984). Si bien el F y el S no afectarían el transporte y partición del Mo, el segundo sí ejercería control sobre la precipitación del Mo a partir de la fase acuosa (Tingle y Fenn, 1984). Para la precipitación de la molibdenita, se considera que el equilibrio óxido-reducción entre el H₂S y el SO₄²⁻ juega un papel importante.

La concentración del W en los fluídos graníticos póstumos se halla considerada por Saavedra (1982). En ella, los contenidos de haluros, especialmente Cl⁻, jugaría un papel importante. Su transporte en medio acuoso, acomplejado en poljácidos con otros elementos tales como Mo, Be, P, Si, As y B estaría muy condicionado por el pH imperante.

Como se ha visto, los parámetros obtenidos a partir del estudio de las inclusiones fluídas, sumados a las observaciones macroscópicas y microscópicas realizadas, sólo permiten abrir paso a consideraciones cualitativas acerca de la evolución acuosa del magma que dio origen al plutón granítico de Chita, y se halla lejos de una modelación cuantitativa. Solamente se puede establecer que las minas San José y San Pedro corresponden a un yacimiento formado como resultado de la evolución post-magmática *in situ* en un sistema cerrado, en una etapa de fluído neumatolítico en transición a hidrotermal. La profundidad a la que se formó habría sido de alrededor de 1,33 km. Posiblemente no logró concentrarse en estructuras lineales penetrantes en la caja, debido a las siguientes causas: La baja velocidad de difusión de los gases, favorecida por una alta viscosidad del magma -relacionada en parte al volumen magmático ya cristalizado en el momento de saturación en volátiles- junto con un enfriamiento relativamente rápido, habrían ocasionado dicha saturación en forma bastante uniforme en todo el cuerpo, como lo demuestran las cantidades de vesiculación y miarolas existentes. Debido a la abundante cantidad de nucleamientos de volátiles, la expansión gaseosa no se habría concentrado suficientemente (sólo en pequeños sectores de la cúpula), como para producir la ruptura del techo.

AGRADECIMIENTOS

Se ha contado con la amabilidad del personal de la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales para el uso de la platina de calentamiento-enfriamiento CHAIXMECA. En especial se agradece a la licenciada T. Montenegro por el fructífero intercambio de opiniones y la lectura crítica del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BURNHAM, C. W., 1979. *Magma and hydrothermal fluids*. En *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2ª ed. (H. L. Barnes, ed.). John Wiley and Sons, Inc., 71-136, New York.
- y H. OHMOTO, 1980. *Late-stage processes of felsic magmatism*. En *Granitic magmatism and related mineralization* (S. Ishihara y S. Takenouchi, ed.). Mining Geol. Sp. Issue, 8: 1-11, Tokyo.
- CRAWFORD, M. L., 1981. *Phase equilibria in aqueous fluid inclusion*. En *Short Course in fluid inclusions: applications to petrology*. (L. S. Hollister y M. L.

Asociación Geológica Argentina

- Crawford, eds.). Min. Assoc. Canada, 75-100, Calgary.
- DEER, W. A., R. A. HOWIE y J. ZUSSMAN, 1977. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman Group Ltd., 528 pp., Londres.
- EGUABURO, C. J., 1979. *Los yacimientos minerales del filo de la Alcaparrosa, quebrada de Chita, departamento Iglesia, provincia de San Juan*. Univ. Nac. San Juan, Trab. Lic., (inéd.), San Juan.
- ENJOJI, M., 1972. *Studies on fluid inclusions as the media of the ore formation*. Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Univ., Sec. C (Geography and Mineralogy), 11 (106): 79-126, Tokyo.
- HOLLISTER, L. S. y M. L. CRAWFORD, 1981. (ed.) *Short course in fluid inclusions: applications to petrology*. Min. Assoc. Canada, 304 pp., Calgary.
- ISUK, E. E. y J. H. CARMAN, 1981. *The system Na₂SiO₅-MoS₂-H₂O with implications for molybdenum transport in silicate melts*. Econ. Geol. 76: 2222-2235.
- LONDON, D., 1986. *Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments*. Am. Mineralogist, 71: 376-365, Washington.
- LLAMBIAS, E. J. y L. MALVICINI, 1966. *Metalogénesis asociada a los plutones graníticos de la Cordillera Frontal, entre Quebrada de Agua Negra y Río Castaño, San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXI (4): 239-261, Buenos Aires.
- , A. M. SATO, H. H. PUIGDOMENECH y C. E. CASTRO, 1987. *Neopaleozoic batholiths and their tectonic setting. Frontal range of Argentina between 29° and 31°S*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV, 92-95, San Miguel de Tucumán.
- LUTH, W. C. y O. F. TUTTLE, 1982. *The hydrous vapor phase in equilibrium with granite and granite magmas*. The Geol. Soc. of America, Mem., 151: 513-548, Boulder.
- MANNING, D. A. C., 1981. *The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1kb*. Contrib. Min. Petr., 76: 206-215.
- MONCHABLON, A., 1954. *Estudio minero-económico. Yacimientos de molibdeno, valle de Chita y wolfram de Conconta*. Depto. Iglesia, provincia de San Juan. Univ. Nac. de Cuyo, Inst. Invest. Min., (inéd.), San Juan.
- MONTENEGRO, T., 1987. *Aplicaciones de la técnica de enfriamiento en el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, II, 245-248, San Miguel de Tucumán.
- y H. B. NICOLLI, 1986. *Microtermometría de inclusiones fluidas en minerales de rocas graníticas del flanco oriental de la sierra del Cobre, provincia de Salta, República Argentina*. Acad. Nac. de Cs., Misc., 72, 47 pp., Córdoba.
- POTTER, R. W. y M. A. CLYNNE, 1978. *Pressure correction for fluid inclusion homogenization temperatures (abs)*. Int'l Assoc. on the Genesis of Ore Deposits, 5º Symp. Snowbird, Alta, Utha, Progr. and Abstr., 146.
- , M. A. CLYNNE y D. L. BROWN, 1978. *Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions*. Econ. Geol., 73: 284-285, Lancaster.
- QUARTINO, B. y R. ZARDINI, 1967. *Geología y petrología de la cordillera de Colanguil y las serranías de Santa Rosa y San Guillermo. Cordillera Frontal Argentina. Magmatismo, metamorfismo y metalogénesis*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXII (1): 5-63, Buenos Aires.
- ROEDDER, E., 1962. *Studies of fluid inclusions. Pt. I. Low temperature application of dual-purpose freezing and heating stage*. Econ. Geol., 57: 1045-1061., Lancaster.
- , 1984. *Fluid inclusions*. Min. Soc. of America, Reviews in Mineralogy, Vol. 12, Washington D. C.
- y D. S. COOMBS, 1967. *Immiscibility in granitic melts, indicated by fluid inclusions in ejected granitic blocks from Ascension Island*. Jour. of Petr., 8 (3): 417-451.
- SATO, A. M., 1987. *Chita granitic stock: a closed system crystallization*. Xº Congr. Geol. Arg., Actas, IV, 96-99, San Miguel de Tucumán.
- SOURIRAJAN, S. y G. C. KENNEDY, 1962. *The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures*. Am. Jour. Sci., 260: 115-141, New Haven.
- SAAVEDRA, J., 1982. *Procesos geológicos y geoquímicos en la génesis de yacimientos estanno-wolframíferos centro-Ibéricos*. Bol. Geol. y Minero, TXCIII-IV, 297-313.
- SPRY, A., 1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press, 350 pp.
- TALANTSEV, A. S., 1980. *Gas-liquid isochores derived from cryometry and homogenization*. Geochem. Int., 9: 1357-1366.
- TINGLE, T. N. y P. M. FENN, 1984. *Transport and concentration of molybdenum in granite molybdenite systems: effects of fluorine and sulfur*. Geology, 12: 156-158.
- TUTTLE, O. F. y N. L. BOWEN, 1958. *Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈ - KAlSi₃O₈ - SiO₂ - H₂O*. The Geol. Soc. of Amer., Mem., 74, New York.
- WEISBROD, A., 1981. *Fluid inclusions in shallow intrusives*. En *Short course in fluid inclusions: applications to petrology* (L. S. Hollister y M. L. Crawford, ed.). Min. Assoc. Canada, 241-271, Calgary.
- WYLLIE, P. J. y O. F. TUTTLE, 1961. *Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. II. The effects of NH₃ and HF, in addition to H₂O, on the melting temperatures of albite and granite*. Am. Jour. Sci., 259: 128-143, New Haven.

Recibido: 8 de noviembre, 1986

Aceptado: 23 de diciembre, 1987

ANA MARIA SATO

Secretaría de Minería

CONICET

Av. Santa Fe 1548 - P. 12º

1060 Buenos Aires

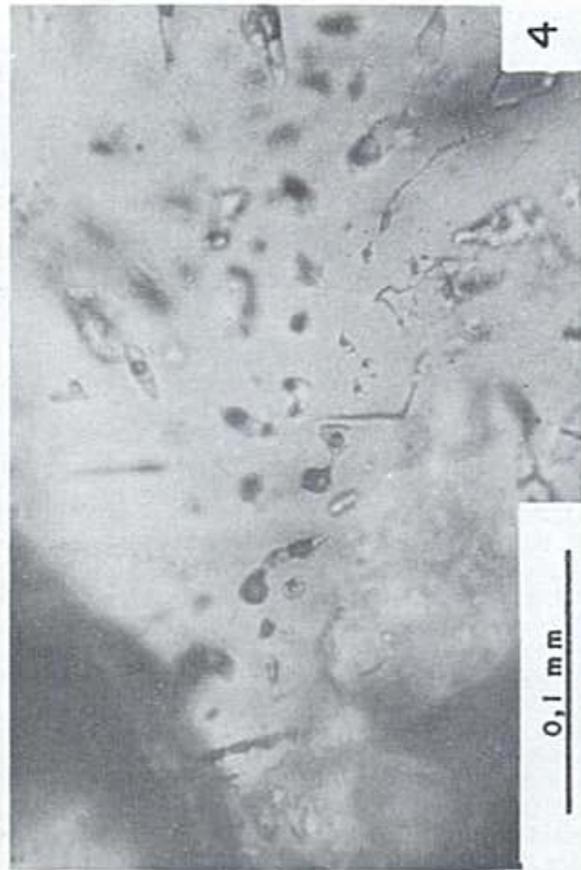
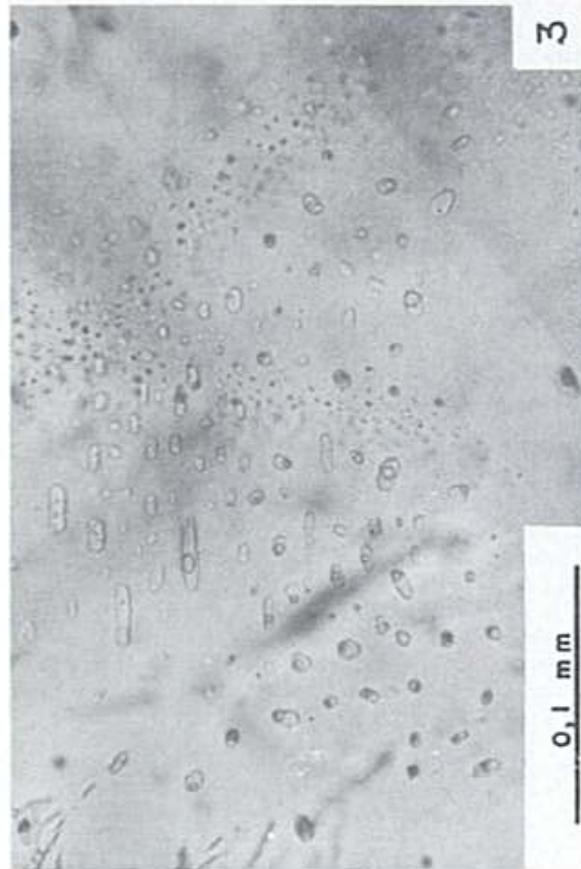
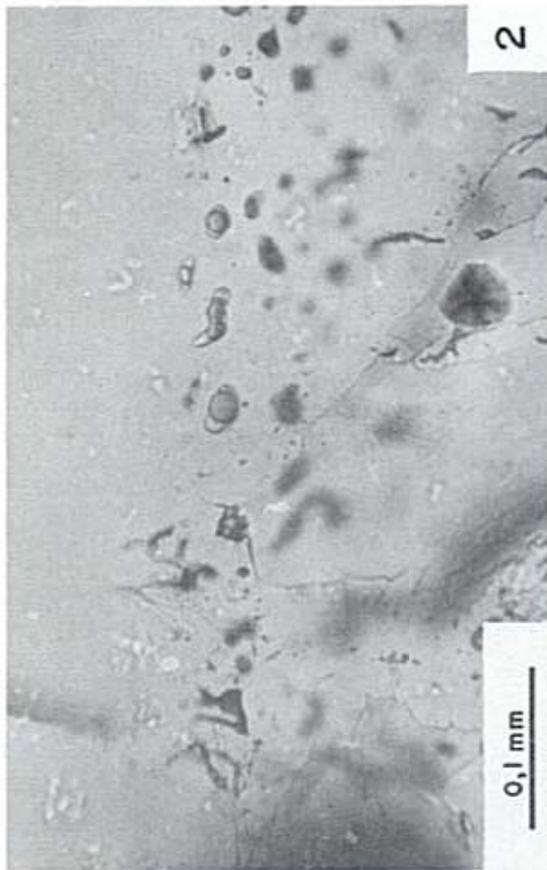
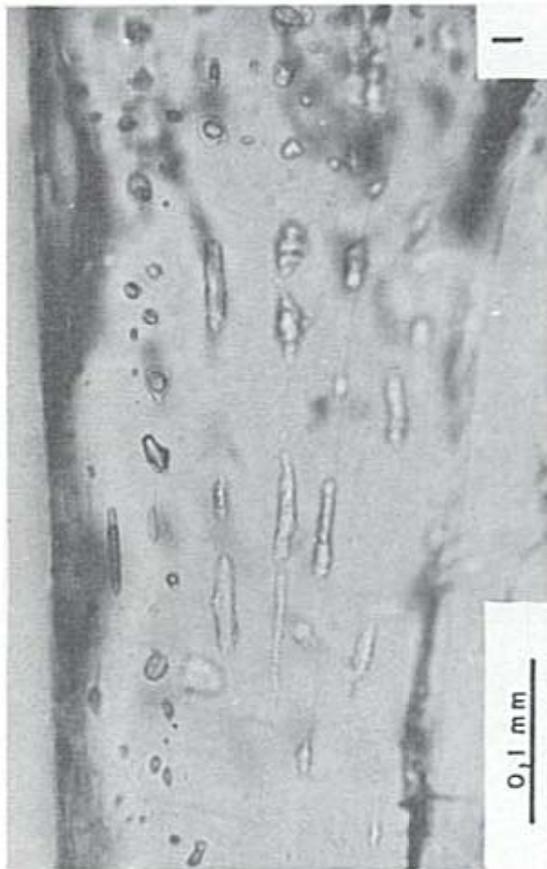


Lámina I: 1.- Conjunto de inclusiones primarias, con distribución paralela a una cara cristalina de la forma m. Es frecuente el proceso de necking down o estrangulamiento. Sección perpendicular a c. 2.- 3 inclusiones primarias bifásicas, con porcentaje de relleno alto. Homogeneizan a fase gaseosa. 3.- Diversos pulsos de inclusiones secundarias siguiendo planos de fracturas. 4.- Debido a su morfología particular, en vías de estrangulamiento, algunas inclusiones presentan 2 burbujas separadas entre sí por fase líquida.

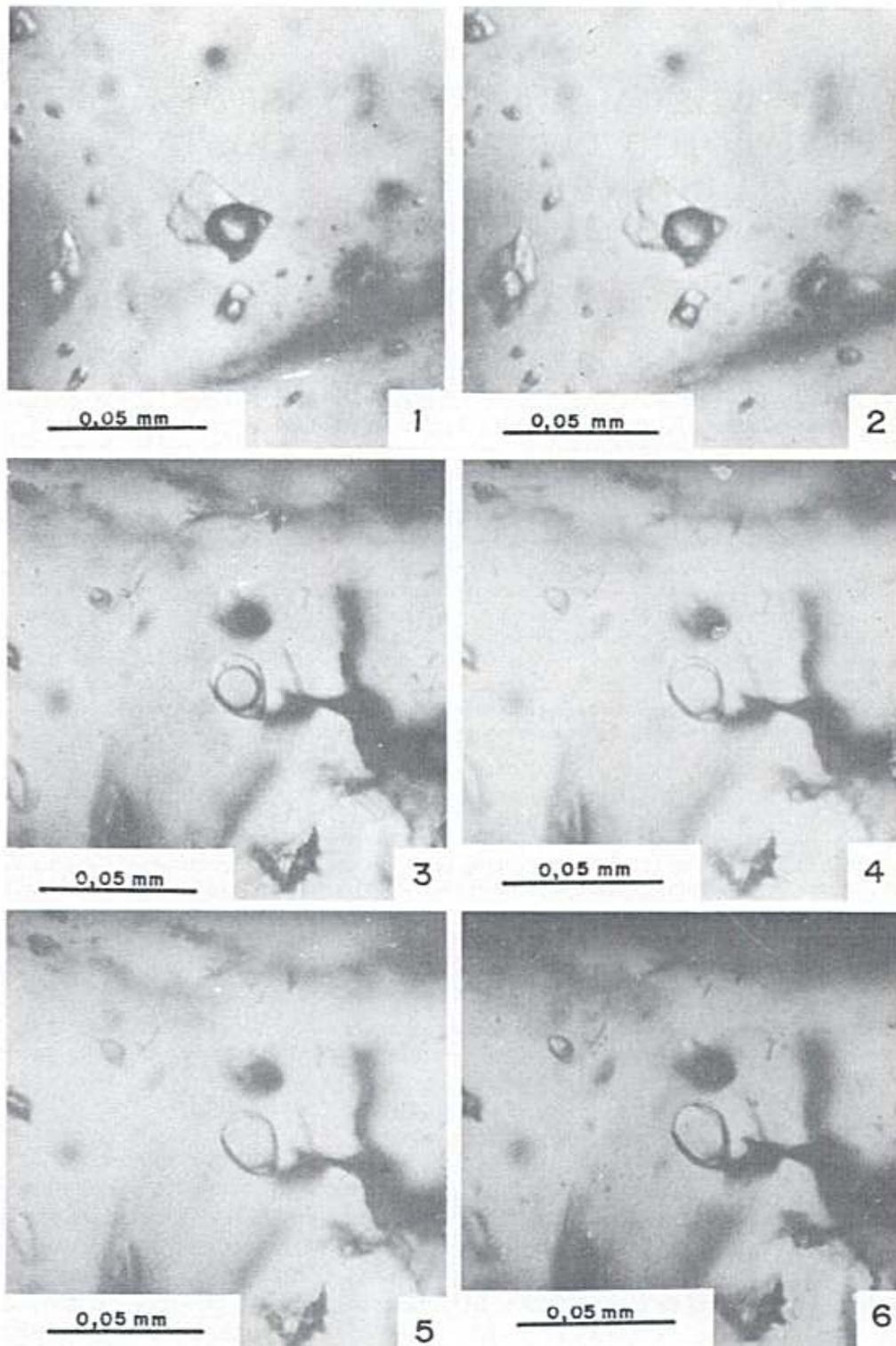


Lámina II:

Ensayo de enfriamiento: 1. A -40°C . La fase líquida se halla totalmente congelada, presentando una textura finamente rugosa por la granulación; 2. A -5°C . A medida que sube la temperatura se van fundiendo los granos de hielo, quedando, en la foto, 2 granos en contacto entre sí (hacia la izquierda de la burbuja), que muestran tamaños sensiblemente mayores que en la foto anterior por la recristalización que ocurre en forma simultánea a la fusión.

Ensayo de calentamiento: 3. A 21°C . Inclusión polifásica (líquido-gas-cristal granular), de porcentaje de relleno alto; 4. A 420°C . La fase sólida (cristal) ya ha homogeneizado a fase líquida, y la burbuja va aumentando de volumen; 5. A 480°C . La burbuja ocupa un volumen aún mayor, quedando sólo una pequeña porción de líquido en la parte superior; 6. A 505°C . Se produce la homogeneización total a fase gaseosa, ocupando el gas todo el volumen de la cavidad.