

Análisis secuencial y paleoambientes de las pelitas negras (aloformación Gualcamayo) que suprayacen a las sucesiones carbonáticas eo-ordovícicas en la Precordillera argentina

Ricardo A. ASTINI

*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,
Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, C.C. 395, 5000 Córdoba, Argentina*

ABSTRACT. *Sequence stratigraphy and environments of the black shales (Gualcamayo alloformation) that overlie the early Ordovician carbonate successions in the Argentine Precordillera.* An integrated approach of detailed sedimentological data, regional facies distribution and surface sequence stratigraphic analysis, brings new insight on the black shale sequences which regionally cap the early Ordovician carbonate platform of the Precordillera basin in western Argentina. The black shale units are gathered in a regional extent unconformity bounded unit which is called Gualcamayo alloformation. A main omission surface, interpreted as a drowning surface is developed in the entire basin between the underlying carbonates and the restricted facies. The demise of the carbonate platform and succeeding anoxic event is assigned to a relative sea-level rise that occurred between the Arenigian and the Llanvirnian. From a sequential viewpoint the basal transgressive systems tract involves a give-up sequence, although after a lag period, catch-up successions developed largely in the western margin of the basin. Anoxic black shales, representing the maximum extent of the starvation period (highstand systems tract), onlap either the transgressive rhythmic marlstone deposits or directly onto the basal drowning surface. Increasing subsidence in the east and northeast of the Precordillera contributed to the development of widespread stagnation and is thought to be responsible for the regional dyachroneity of the unit. Towards the top, increasing contents of siltstones, sandstones and gravity flow deposits indicate a relative sea-level fall, which is related to basinal tectonics. A regional extent unconformity allows differentiation between this and the younger Las Plantas alloformation.

Introducción

El Sistema Ordovícico precordillerano se caracteriza por poseer importantes sucesiones de pelitas negras bien preservadas. En particular, en el ámbito de la Precordillera Central y Oriental (Fig. 1) suprayacen a la Formación San Juan, recibiendo diversos nombres (Fm. Gualcamayo y Fm. Los Azules, entre los más importantes). Estas unidades pueden correlacionarse (Astini 1991) y, dado que constituyen paquetes sedimentarios limitados por discontinuidades, se incluyen en este trabajo dentro de la aloformación Gualcamayo (Fig. 2). Numerosos estudios de carácter paleontológico y bioestratigráfico (véase Cuerda y Furque 1975, Ortega 1987 y Ortega *et al.* 1993 y en prensa, y referencias en ellos citadas) sirven de base para establecer una ajustada correlación estratigráfica entre dichas unidades.

Una revisión de los antecedentes y un análisis sedimentológico y paleoambiental de estas unidades fue llevado a cabo por Astini (1991). El objeto de este trabajo es dar a conocer sus características principales, incluyendo composición, tenores de materia orgánica y facies, tendientes a establecer la génesis e interpretación paleoambiental del evento anóxico que afectó a la Precordillera durante el Ordovícico inferior-medio. La distribución regional de las pelitas negras y relaciones

estratigráficas permiten estudiarlas con un enfoque aloestratigráfico, simplificando la nomenclatura estratigráfica existente y establecer su análisis evolutivo.

Cabe destacar que un evento de inundación, afectando a la plataforma calcárea precordillerana durante el límite Arenigiano-Llanvirniano, fue propuesto por Astini (1986) y Astini *et al.* (1988) y, posteriormente, sustentado en estudios realizados por otros autores (Beresi 1990 y 1991, González Bonorino 1991). El presente trabajo aporta nuevos datos que permiten explicar su desarrollo.

Marco geológico regional

Las secuencias de pelitas negras involucradas en este estudio comprenden aquéllas aflorantes en la Precordillera Central y Oriental (Ortiz y Zambrano 1981), abarcando en extensión desde la Provincia de Mendoza hasta la de La Rioja (Fig. 1). Las pelitas negras suprayacen a las unidades carbonáticas eo-ordovícicas, fundamentalmente a la Fm. San Juan, con leves variaciones litofaciales y comprenden: de sur a norte: a) el Miembro medio de la Fm. Empozada (Harrington y Leanza 1957, Heredia 1993), b) la Fm. Los Azules (Harrington y Leanza 1957, Furque 1972) y c) la Fm.

Gualcamayo (Furque 1958 y 1972, Astini 1995). Quedan también incluidos el Miembro superior de la Fm. San Juan (Espisúa 1968) y el Miembro inferior de la Fm. Las Aguaditas (Baldis y Blasco 1974, Cabaleri 1989, Astini en prensa).

Los nombres de Fm. Gualcamayo y de Fm. Los Azules se han empleado indistintamente en el sector central de la Precordillera (Provincia de San Juan), teniendo en cuenta sensibles variaciones litofaciales. La principal diferencia entre estas unidades es la presencia de un paquete basal de "mezcla" en la primera, que consiste en una sucesión en donde se intercalan en forma más o menos rítmica bancos margosos con pelitas y calcipelitas negras. Esta "zona de transición entre las formaciones San Juan y Gualcamayo" (Baldis y Beresi 1981, Benedetto

et al. 1986, Cabaleri 1989), también denominada "transfacies calcáreo-pelíticas" (Baldis et al. 1984), comprende entre 4 y 32 m, y ha sido asignada alternativamente al tope de la Fm. San Juan (Cuerda y Furque 1985, Beresi 1986, Cabaleri 1989) o a la base de la Fm. Gualcamayo (Astini 1986, 1991 y 1995, Sarmiento y Rábano 1992, Ortega et al. en prensa). Basado en criterios litofaciales y estratigráficos el paquete de aspecto mixto se asigna, como en anteriores trabajos del autor, a la base de la aloformación Gualcamayo.

Resultados de laboratorio

Mineralogía de arcillas: Con el objeto de conocer la mineralogía de las pelitas se llevaron a cabo análisis de composición mediante difracción de rayos X empleando el procedimiento de rutina, sintetizado en Hardy y Tucker (1988). Este análisis se efectuó sobre muestra total, orientada normal y orientada sometida a tratamiento de glicolación y calcinación, con el objeto de identificar más claramente los minerales arcillosos (Caroll 1970, Brown y Brindley 1980).

Los resultados de este análisis (Tabla 1) muestran la existencia de una mayor abundancia relativa de illita.

Tabla 1: Mineralogía de las pelitas de las aloformaciones Gualcamayo obtenidos por difracción de rayos X. Ill=illita, Cl=clorita, Qz=cuarzo, Calc.=calcita, K=caolinita, Interest.= interestratificados.

Formación	Nº	Mineralogía
Fm. Gualcamayo	1	Ill+Cl+Interest.(no ident.)+Qz+Calc.
	2	Ill+Qz+Calc.
	3	Ill+Qz+Cl+Interest.(no ident.)
	4	Ill+Cl+Qz+Interest.(no ident.)

Similares valores fueron obtenidos por Hugo et al. (1977), aunque estos autores señalan también la presencia de caolinita. El neto predominio de illita concuerda con lo sugerido por Weaver y Wampler (1970) y Blatt (1982 y 1985), en el sentido de que la abundancia relativa de este mineral aumenta con la edad de los depósitos debido a procesos de conversión diagenéticos durante el soterramiento (Eslinger y Sellars, 1981). Boles (1982) señala que el Na liberado por las esmectitas durante el proceso de illitización (por toma de K desde el feldespatopotásico), produce la albitización de feldespatos, explicando así la elevada relación feldespatosódico/feldespatopotásico presente en las sucesiones de pelitas negras (Astini 1991).

Cristalinidad de la illita: La determinación de la cristalinidad de la illita se utilizó como indicador del desarrollo relativo de la diagénesis. Para ello se emplearon los métodos de Kubler (1968) y de Weber (1972). Mayores detalles son provistos en Astini (1991).

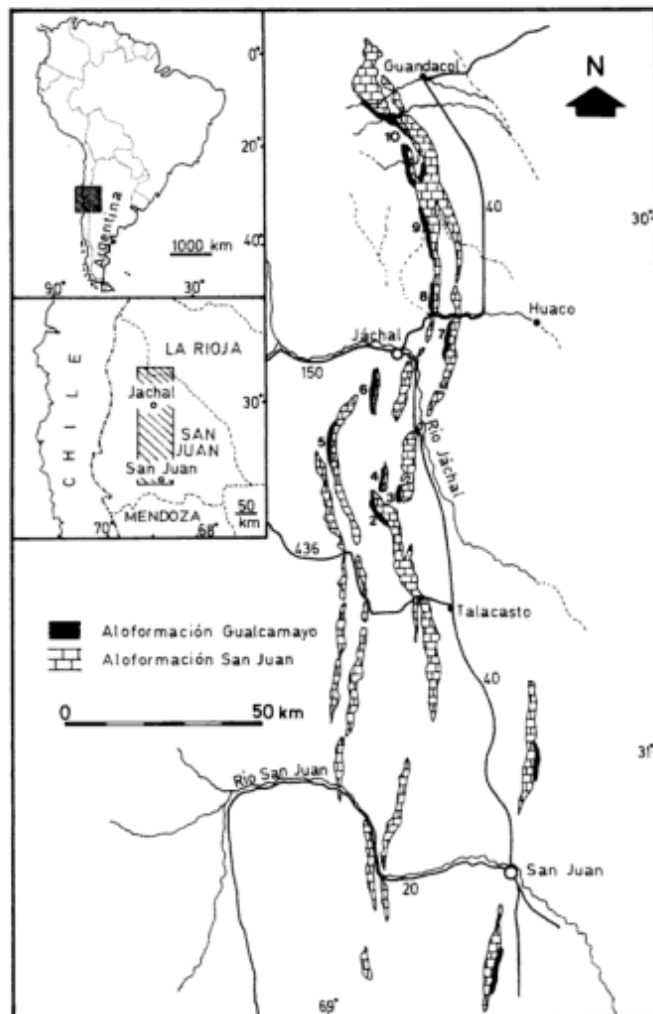


Figura 1: Mapa general de distribución de las pelitas negras (Aloformación Gualcamayo) en el ámbito de la Precordillera. 1- Flanco oriental de la Sierra de Villicum, 2-Los Azulejitos, 3-Cerro La Chilca, 4-Río Las Chacritas-Quebrada de Las Tunas, 5-Mogotes Azules, 6-Cordón de Los Blanquitos, 7-Cerro Viejo, 8-Quebrada La Paila, 9-Cerro Potrerillo, 10-Suroeste de Guandacol (Río Guandacol-Quebrada de Los Piojos-Quebrada de Las Plantas-Río Gualcamayo).

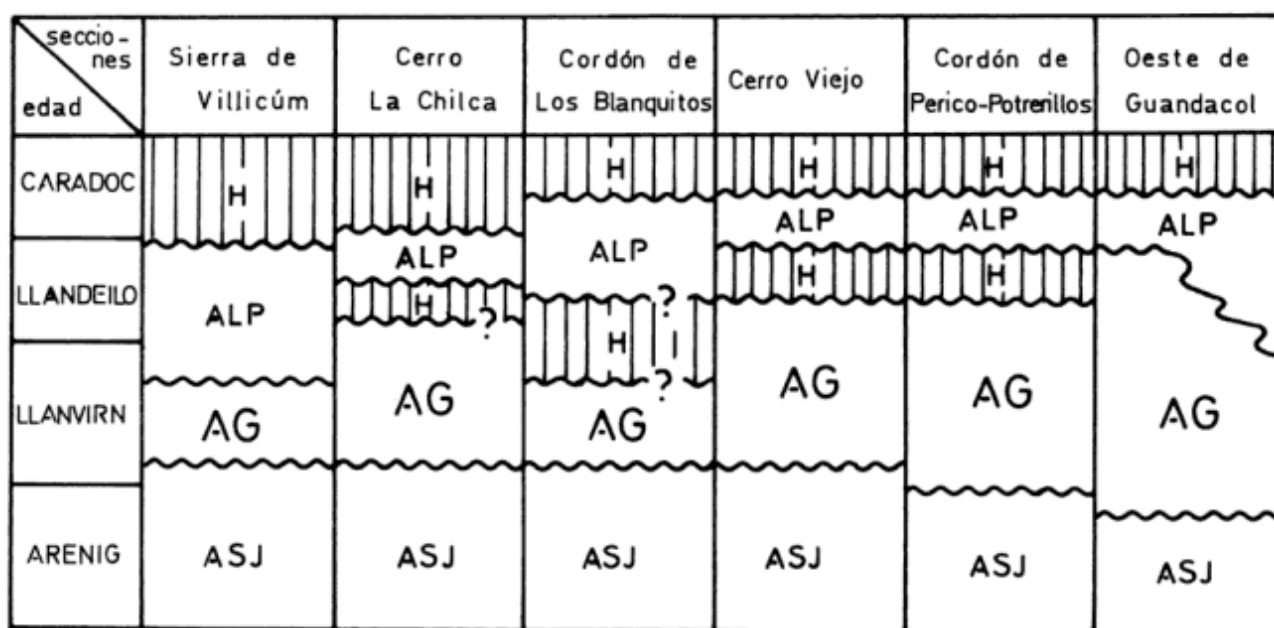


Figura 2: Correlación entre unidades aloformacionales del Ordovícico Inferior-Medio precordillerano. ASJ: aloformación San Juan (Fm. San Juan), AG: aloformación Gualcamayo (Fm. Gualcamayo + Fm. Los Azules, Miembro inferior + Fm. San Juan, Miembro superior lajoso), ALP: aloformación Las Plantas (Fm. Las Plantas + Fm. Las Aguaditas + Fm. Los Azules, Miembro superior + Fm. La Cantera + Fm. Las Vacas). Tomado de Astini (1991).

Los valores de los índices de Kubler (Kubler, *op. cit.*), de cristalinidad relativa (Weber, *op. cit.*) y de Esquevin (1968) para las muestras analizadas (Tabla 2a) pueden cotejarse con los campos de estabilidad obtenidos por los autores antes mencionados (Tabla 2b). Los resultados indican que la Fm. Gualcamayo está comprendida dentro del campo del anquimetamorfismo, según los valores de CR y del Ik. A su vez, la composición de la capa octaédrica de la illita (Ie) cae en el campo de las fengitas, es decir, hacia donde la relación Al/Fe + Mg aumenta favoreciendo la cristalización de la illita.

El progresivo aumento de la cristalinidad y purificación de la illita está sujeto a distintas influencias, principalmente temperatura y presión, pero la presencia de abundante materia orgánica puede haber jugado

Tabla 2: cristalinidad de la illita en las sucesiones de pelitas negras. a) Ik = Índice de Kubler, CR = Cristalinidad relativa e Ie = Índice de Esquevin. b) Ik según Kubler (1968) y CR según Teichmüller *et al.* (1979) y Toselli y Weber (1982).

a) Muestra	Nº	Ik	CR	Ie
Fm. Gualcamayo	1	6	222	0,83
	2	6,1	225	0,85
	3	5	185	0,90
	4	6,2	229	0,84
b) Campos de estabilidad		Ik	CR	
Diagénesis		7,5	350-400	
Anquimetamorfismo		4,0	120	
Epimetamorfismo				

un rol importante como factor de retardo en la evolución de la estructura cristalina de la illita (Kubler 1968, Teichmüller *et al.* 1979).

Análisis de materia orgánica: El análisis de materia orgánica (M.O.) se llevó a cabo empleando el método convencional de pesadas, tomando en cuenta la diferencia de pesos entre muestra seca y calcinada a 550° C (Galle y Runnels 1960, Dean 1974). Realizando un lavado de la muestra con HCl diluido previo a la pesada seca, podemos asegurarnos que la pérdida por calcinación sea debida a la combustión de la M.O. (Fairchild *et al.* 1988). Los resultados (Tabla 3) muestran valores de M.O. elevados.

Si bien los contenidos de M.O. de las pelitas son interesantes debido a que en su mayoría superan los fondos geoquímicos necesarios para la generación de hidrocarburos, la intensa diagénesis alcanzada por es-

Tabla 3: Tenores de materia orgánica de las pelitas negras.

Formación	% M.O.	Descripción
1. Fm. Gualcamayo	2,28 ± 0,36	pelita negra laminada
2. Fm. Gualcamayo	3,16 ± 0,32	pelita negra laminada
3. Fm. Gualcamayo	2,095 ± 0,025	pelita negra laminada
4. Fm. Las Aguaditas	2,19 ± 0,55	mudstone gris oscuro laminado fétido

tas unidades ha producido la sobremaduración de la M.O., por lo que no es esperable hallar manifestaciones de interés económico en ellas. A este respecto, Dunoyer

de Segonzac (1970) señala que el comienzo de la anquizona corresponde a una cristalinidad de la illita de 7,5, valor que coincide según Toselli y Weber (1982) con el límite inferior de una posible presencia de hidrocarburos líquidos.

El Ordovícico aparenta en general haber sido un período caracterizado por una elevada preservación de materia orgánica en relación directa con condiciones ambientales anóxicas y no debidas a una alta productividad (Astini 1991). Esto último se sostiene debido a la escasa bioturbación que en general poseen las secuencias de pelitas negras.

Descripción e interpretación de facies

Un detallado análisis de facies es desarrollado en Astini (1991) y en un trabajo complementario (Astini 1995) por lo que a continuación sólo se presentarán los rasgos sobresalientes que conducen a la caracterización paleoambiental de las unidades. En la Fig. 3 se esquematizan las asociaciones de facies principales.

Asociación calcáreo-pelítica marginal

Se trata de paquetes calcáreo-pelíticos que comprenden mayoritariamente *mudstones* arcillosos (margas) y pelitas negras (= 95 %) e intercalaciones subordinadas de calizas esqueléticas, calizas granulares y conglomerados calcáreos polimícticos. Las rocas calcáreas poseen en general color gris oscuro, su estratofábrica es tabular y las capas individuales, delgadas y medianas (3 a 15 cm), forman paquetes de entre 2 y 20 m de espesor, con aspecto interno rítmico. Las intercalaciones de pelitas y calcipelitas negras son muy delgadas y a menudo sólo constituyen particiones milimétricas. Internamente, estas últimas están bien laminadas y poseen abundantes graptolitos.

Los *mudstones* (localmente *wackestones*) son macizos y frecuentemente están bioturbados. En algunos bancos se observan niveles laminares y microlenticulares de mayor granulometría. La presencia de costras ferruginosas, superficies recrystalizadas, tubos verticales y acumulaciones fósiles o fósiles dispersos es común en los toques. Estos elementos permitieron reconocer pausas en la sedimentación (Astini 1991), interpretándose como superficies de omisión y capas coarctadas. Dichas superficies son generalmente recubiertas en contacto neto por pelitas negras. En otros casos, se produce un pasaje gradual corto entre los *mudstones*-margosos y las calcipelitas laminadas indicadores de un cambio rápido en las condiciones ambientales. Estos ciclos alternantes (5-12 cm en rango promedio) pueden vincularse a variaciones climáticas o eustáticas de pequeño rango, resaltados por efectos diagenéticos (véase Astini 1995).

La asociación se interpreta como depósitos predominantemente hemipelágicos producto de sedimentación por decantación de fangos de periplatforma (*periplatform oozes*), con leves interrupciones (niveles laminares y microlenticulares de *micrograinstones*) ligadas con corrientes diluidas de fondo. La fauna autóctona relacionada es escasa, pero posee buena preservación. En general, se trata de trilobites de hábito nadador que caracterizan a faunas móviles, exteriores a la plataforma (Baldis 1979, Benedetto *et al.* 1986). Las calizas esqueléticas y granulares corresponden a capas eventuales e indican una mayor energía. Las primeras, indican una depositación rápida desde suspensión, rela-

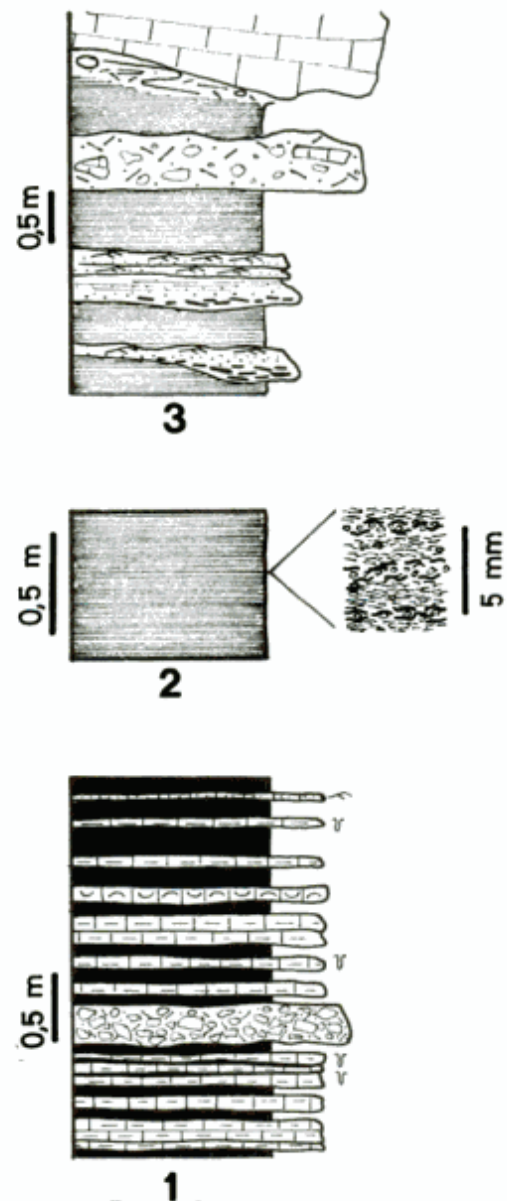


Figura 3: Facies de la aloformación Gualcamayo. 1. Asociación calcáreo-pelítica marginal, 2. Asociación de pelitas negras restringidas, 3. Asociación de bloques deslizados y flujos de gravedad. Descripción en el texto.

cionándose probablemente con episodios de tormenta. Una característica que avala este origen es la naturaleza mixta de la fauna (de plataforma y externa a la plataforma). Las calizas granulares gradadas indican un origen relacionado con flujos de gravedad (turbiditas). Los flujos de detritos son muy escasos y generaron aislados depósitos de pequeño volumen de brechas carbonáticas polimícticas (cf. Taylor y Cook 1976, Pfiel y Read 1980). Las pelitas negras son producto de decantación en ambiente restringido con bajos tenores de oxígeno disuelto.

Los paquetes calcáreo-pelíticos constituyen litosomas continuos desarrollados en la base de la sucesión en numerosas localidades. Debido a la ausencia de deformación sinsedimentaria, tabularidad de las capas y escasez de turbiditas se interpretan como secuencias de rampa carbonática distal (cf. Read 1980, Burchette y Wright 1992). La tendencia estrato decreciente y el incremento de pelitas negras intercaladas hacia el tope indican un aumento gradual de las restricciones paleoambientales.

Asociación de pelitas negras restringidas

Comprende un conjunto de pelitas y calcipelitas negras a gris azuladas con elevados tenores de materia orgánica y composición arcillosa hasta limo-arenosa. Generalmente, presentan muy buena laminación y escasa bioturbación. Esta última está restringida a algunos niveles limosos donde se observa el desarrollo de tubos horizontales. Los limos están representados por cuarzo y feldespato anguloso, micas, detritos conchiles fragmentarios y calciesférulas. Entre los componentes clásticos se disponen delgados filamentos de materia orgánica carbonosa con aspecto de flecos ondulados (Fig. 3) que a veces están concentrados diferencialmente en ciertos niveles. También es conspicua la presencia de abundantes sulfuros diseminados.

La fauna, en general, posee baja diversidad, registrándose una marcada disminución o eventual desaparición de las formas de fondo. Los graptolitos (frecuentemente piritizados) son muy abundantes y aparecen dispersas en casi toda la unidad asociados con filocáridos. Localmente, existen niveles con acumulación de nautiloideos y una elevada concentración de conodontes. La escasez o ausencia de fauna bentónica indica condiciones disaeróbicas a anaeróbicas (Rhoads y Morse 1971, Byers 1977).

Los paquetes pelíticos, sedimentados básicamente por decantación en medios anóxicos, se interpretan como depósitos de cuenca restringida o de depocentros con subsidencia acentuada, que desarrollan una marcada estratificación de la columna de agua. Dentro de esta asociación, aparentemente homogénea, se individualizan paquetes predominantemente arcillosos y biohorizontes

indicadores de intervalos condensados con marcada restricción de aporte clástico.

Asociación de bloques deslizados y flujos de gravedad

Sólo está presente en algunos sectores de la cuenca constituyendo paquetes de entre 0,5 y 10 m de espesor intercalados entre las pelitas negras (Fig. 2) en el tercio superior de las Fms. Gualcamayo y Los Azules en sus localidades clásicas (Astini 1991). Se trata de paraconglomerados fango-arenosos con clastos redondeados y dispersos, de variada composición y tamaños entre guija y guijón, y bloques de caliza que llegan a tener varios metros cúbicos. Asociados, se hallan niveles de areniscas delgadas y medianas (5 a 30 cm de espesor) con abundantes clastos pelíticos erosionados desde el sustrato pelítico. Los bloques calcáreos provienen de los niveles medios y altos de la Fm. San Juan, mientras que los clastos redondeados tienen litologías extracuencales (areniscas arcóscicas, subarcóscicas, metamorfitas y rocas básicas e intermedias).

Esta asociación se vincula con las unidades sefíticas que suprayacen en el este de la precordillera a las pelitas negras (Fm. Las Vacas y Fm. La Cantera) y se interpretan como desprendimientos y deslizamientos de escaso transporte, flujos de detritos subácuos y turbiditas que señalan el comienzo de un período de inestabilidad del sustrato.

La aloformación Gualcamayo

La aloformación Gualcamayo (AG) (Figs. 2 y 4) es una unidad estratigráfica fundamentalmente pelítica y limitada por discontinuidades regionales tanto en la base como en el tope (véase Código de Nomenclatura Estratigráfica Norteamericano, NACSN 1983). Posee extensión regional y abarca las unidades pelíticas que suprayacen a las secuencias carbonáticas de la Formación San Juan en la Precordillera de San Juan y La Rioja (Fm. Gualcamayo, los miembros inferior y medio de la Fm. Los Azules y el Miembro inferior de la Fm. Las Aguaditas). Puede, asimismo, extenderse hacia el extremo sur de la cuenca donde involucraría al tramo basal del Miembro intermedio de la Formación Empozada aflorante al oeste de Mendoza y al extremo norte donde involucraría parcialmente a la Formación Río Bonete aflorante al oeste de Jagué. Sin embargo, las faunas de estas dos unidades necesitan una sustancial actualización. El lapso depositacional de la AG (Fig. 2) abarca desde el Arenigiano tardío (Zona de *I. victorie*) en el sector norte de la cuenca (suroeste de Guandacol) y el Llanvirniano temprano (Zonas de *P. tentaculatus* - *E. suecicus*) en el sector centro-sur hasta el Llandeilliano

basal a medio (Zona de *H. teretiusculus*). Tanto sus límites como sus asociaciones de facies poseen una marcada diacronía siendo, en general, más antiguos en el borde oriental y noreste de la cuenca. Discontinuidades regionales la separan de la infrayacente aloformación San Juan y de la suprayacente aloformación Las Plantas (Astini 1991 y 1993). Una superficie costrificada de extensión regional constituye la discontinuidad basal, que separa facies calcáreas de plataforma media (A. San Juan) de facies marginales mixtas o directamente de pelitas negras. Este contraste litológico (acompañado por un cambio de faunas) es atribuido al evento de inundación más importante que afectó a la plataforma calcárea precordillerana. El mayor espesor de la AG está localizado en el sector noreste de la cuenca (230 m aproximadamente) donde su historia depositacional comienza en el Arenigiano tardío, adelgazándose hacia el sector centro-sur (30 m) donde la base es más joven (Figs. 2 y 4). Hacia el oeste la unidad describe sensibles cambios de facies, estando representada por calizas

fangosas y margas. El contacto superior está dado por superficies erosivas en numerosas localidades donde le suprayacen conglomerados pertenecientes a la aloformación Las Plantas (Fig. 4). No obstante, en los sectores más occidentales del ámbito oriental este contacto está representado por una paraconcordancia que separa a unidades litológicamente similares, abajo y encima de la discontinuidad. Sólo parcialmente en el sector central (Cordón de Las Tunas-Las Chacritas y en Los Azulejitos) se apoya sobre la AG la aloformación La Chilca (Fig. 4) mediando un prolongado hiato que abarca casi todo el Ordovícico medio y superior.

Dentro de la aloformación Gualcamayo pueden diferenciarse tres alomembros, separados entre sí por discontinuidades menores o saltos en la asociación de facies. Estos se corresponden con las tres asociaciones de facies descritas con anterioridad. Localmente, contactos netos, costrificados, separan al alomembro inferior del medio. Cambios laterales de facies se registran tanto en sentido longitudinal como transversal a la máxima elongación de la cuenca.

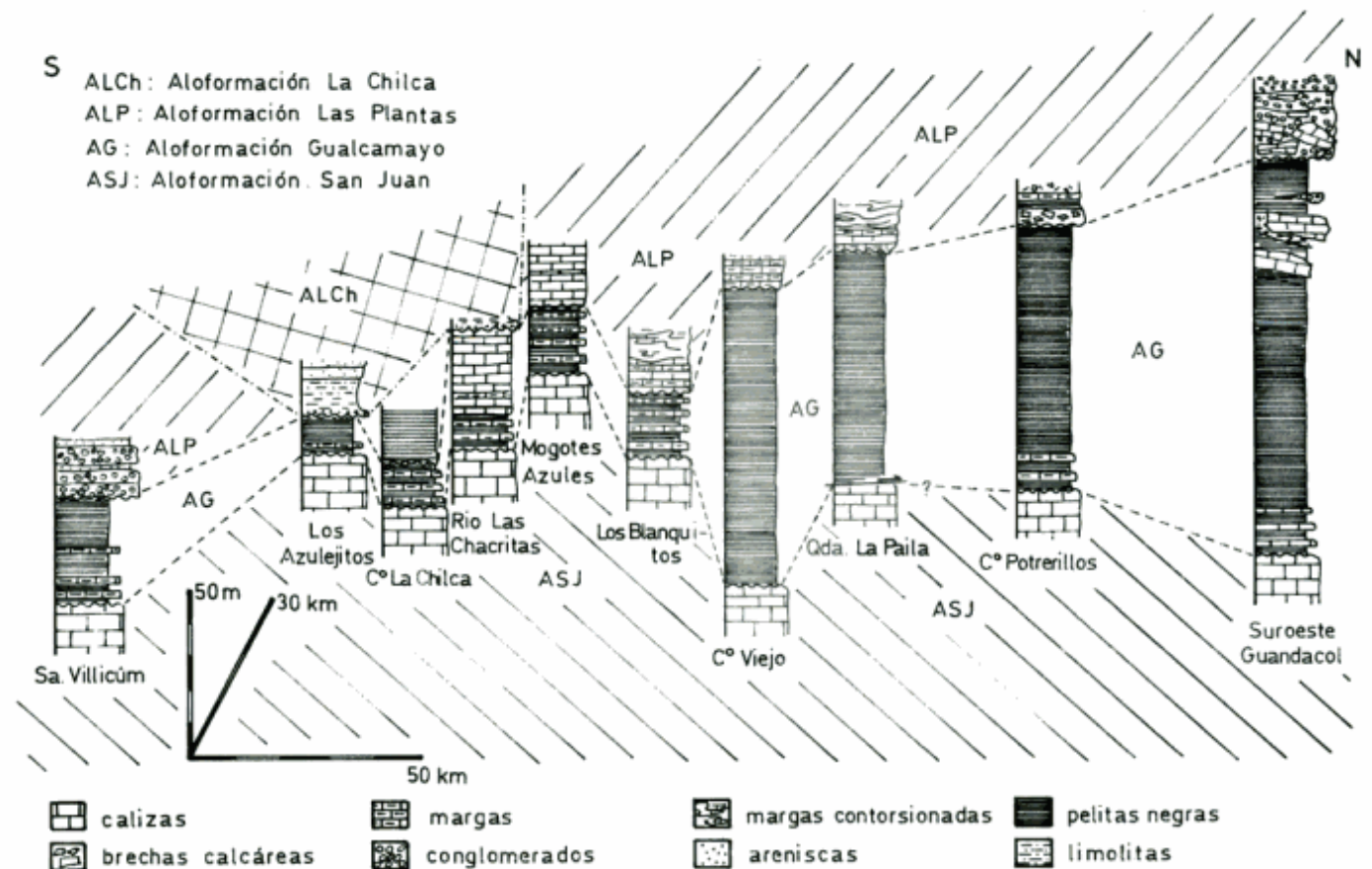


Figura 4: Distribución de la aloformación Gualcamayo en la Precordillera (ubicación de las secciones en Fig. 1). Obsérvese la variación de facies y de espesores entre distintas localidades, reflejo de la arquitectura del sistema depositacional. La discontinuidad basal de la aloformación Gualcamayo es una paraconcordancia (localmente fallada), mientras que la cuspidal está constituida por discordancias erosivas en los extremos norte (suroeste de Guandacol) y sur (sierra de Villicúm) producidas por la fase tectónica Guandacólica y paraconcordancias en el área central, salvo en algunas localidades (Los Azulejitos-río de las Chacritas) donde la unidad es decapitada erosivamente por la aloformación La Chilca depositada durante el lapso Ordovícico tardío-Silúrico temprano (modificado de Astini 1991).

Es oportuno mencionar en este apartado que la Fm. Los Azules fue considerada por Cuerda y Furque (1975) como la expresión condensada de las Formaciones Gualcamayo, Las Vacas y Las Plantas. Sin embargo, a la luz de recientes trabajos bioestratigráficos (Ortega 1987) y litoestratigráficos (Astini 1991) se pudo determinar que sólo los tramos inferior y medio de la Fm. Los Azules pertenecen a la aloformación Gualcamayo y que discontinuidad mediante (paraconcordancia) se apoya la aloformación Las Plantas (Astini 1991, 1993), que incluye al Miembro superior (Ortega 1987) de dicha unidad. En la Fig. 4 puede observarse el cuadro de correlación y los límites de la aloformación Gualcamayo.

La inundación de la plataforma carbonática precordillerana y desarrollo de la aloformación Gualcamayo

Aplicando conceptos generales desarrollados por Schlager (1981 y 1989), Kendall y Schalger (1981), Read (1982), Sarg (1988) y Erlich *et al.* (1990), referentes al desarrollo de sucesiones calcáreas y de pelitas negras y su vinculación con las oscilaciones del nivel del mar, a la relación estratigráfica existente entre la Aloformación San Juan y la aloformación Gualcamayo pueden realizarse las siguientes interpretaciones. 1) El cambio abrupto en el régimen depositacional implica un evento de inundación rápido. A diferencia de la clásica transgresión (Laporte 1969), esta secuencia posee un límite basal neto (superficie basal costrificada) que constituye la superficie de inundación propiamente dicha (*cf.* Van Wagoner *et al.* 1988 y 1990). La superficie costrificada se generó durante la máxima velocidad de ascenso relativo (punto de inflexión de ascenso de una curva eustática) capaz de producir la interrupción depositacional y la cementación y concentración de insolubles antes de que el material fino margoso o silicoclástico alcance a cubrir la superficie de inundación. Esta puede considerarse como una discordancia por inundación (*drowning unconformity* de Schlager y Camber 1986) sobre la cual solapa el alomiembro inferior. 2) El alomiembro inferior de la aloformación Gualcamayo (asociación marginal) constituye la secuencia de inundación y se interpreta como una sucesión de receso productivo (*give-up sequence* de Meyer 1989). No obstante, en localidades coincidentes con altos estructurales o umbrales, sobre la asociación marginal se depositaron sucesiones de alcance (*catch-up sequence* de Kendall y Schlager 1981, Sarg 1988). Esto ocurre en la Precordillera Central en los cordones de Las Tunas - Las Chacritas - Los Blanquitos donde tras un período de retardo (*lag period* de Read *et al.* 1986, Schlager 1989), ocasionado por la inundación, la sucesión calcárea se torna estratocreciente. Empleando términos de estratigrafía secuencial el alomiembro inferior constituiría el cortejo transgresivo. La ausencia

del alomiembro inferior en algunas localidades (e.g. Cerro Viejo) y disminución general de su espesor hacia el sur de la cuenca estaría relacionado con una alta velocidad de ascenso relativo en dicha región (*cf.* Haq 1991). 3) El alomiembro medio (asociación de pelitas negras) constituye una sucesión de postinundación (Wignall 1991). Su tramo inferior, de carácter más arcilloso y con numerosos biohorizontes, indica la máxima retracción de la línea de costa y consecuentemente la mayor condensación. Este alomiembro sucede normalmente a la secuencia de inundación y caracteriza a cortejos de nivel de mar alto desarrollados durante la máxima inundación de la cuenca, aunque en sectores solapa directamente a la aloformación San Juan. 4) El enarenamiento progresivo de la sucesión de pelitas negras en el alomiembro medio indica un progresivo influjo clástico (progradación costera), que conlleva una reducción del espacio de acomodación de la cuenca (somerización) durante estadios avanzados del cortejo de nivel alto. Como el resto de la unidad, este alomiembro también es diacrónico siendo más joven hacia el centrosur de la Precordillera. 5) La aparición de areniscas líticas y conglomerados mixtos con materiales resedimentados intra y extracuencales en el este y en el extremo norte de la cuenca (suroeste de Guandacol), indican una reactivación tectónica que produce la resedimentación parcial de materiales intracuencales (bloques de calizas y pelitas negras) conjuntamente con la ingesión de materiales extracuencales (clastos redondeados de cuarcitas, metagrauvas y rocas básicas), debido a la caída relativa del nivel del mar que trae aparejada.

Análisis estratigráfico

La aloformación Gualcamayo incluye cortejos transgresivos y de nivel de mar alto, correspondientes a una fluctuación de segundo o tercer orden, junto a las primeras evidencias de un cortejo de nivel bajo. La transición entre la aloformación San Juan y la aloformación Gualcamayo involucra una profundización no menor a 50 m. En la Precordillera, incluso en donde existe un paquete margoso-pelítico, el tope de la aloformación San Juan constituye un nivel costrificado, con desarrollo de costras limolíticas y marcada silicificación. Esto implica la naturaleza relativamente rápida del evento transgresivo (Schlager 1981, Read 1982), hecho independiente de la topografía de la cuenca. Si bien Read *et al.* (1986) indican oscilaciones del orden de cien o más metros para producir una inundación y consiguiente juxtaposición de facies "profundas" sobre facies carbonáticas someras, Schlager (1981) y Kendall y Schlager (1981) señalan similares efectos producidos por cambios relativos rápidos del nivel del mar, de menor magnitud. Esto implica que en la Precordillera la

velocidad de aumento relativo del nivel del mar debió superar holgadamente a la velocidad de acumulación de los carbonatos (normalmente alta), sumergiendo la plataforma, al menos parcialmente, por debajo de la zona fótica (zona de producción óptima de carbonatos).

El cortejo transgresivo está representado por la asociación marginal calcáreo-pelítica (alomiembro inferior) que en general corresponde a una sucesión de receso productivo. Esta se reconoce por su arreglo estratodecreciente y una relación pelitas negras/carbonatos creciente (tanto en número como en espesor de capas). Ejemplos de ésta, son los afloramientos del suroeste de Guandacol, Cerro La Chilca y Villicum. En los sectores occidentales de la cuenca, favorecidos por una menor profundidad relativa (umbrales), se generaron sucesiones de alcance constituidas por sucesiones mixtas de carácter somerizante (estratocrecientes y con relación pelitas negras/carbonatos decreciente). Estas

corresponden a la base de la Fm. Las Aguaditas en el cordón de Los Blanquitos y Mogotes Azules y al denominado Miembro superior de la Fm. San Juan (Espisúa 1968), aflorante en las quebradas de Las Tunas-Las Chacritas (Figs. 4 y 5). Estas localidades, situadas aproximadamente en el borde occidental del entonces ámbito oriental de la Precordillera, constituyeron áreas propicias para el restablecimiento de la producción calcárea tras una corta interrupción ocasionada por la inundación. La generación de abultamientos marginales de carácter bioconstruido o no (*reefs* o *buildups*) en la parte externa de la plataforma o en umbrales interiores es frecuente según Schlager (1989) en depósitos obligados a crecer a velocidades cercanas a las máximas, generando típicas "sucesiones de alcance". Interiormente se desarrollan ambientes restringidos con facies "profundas" (pelitas negras) (Schlager 1989, Erlich *et al.* 1990). Los tiempos de retardo dependen también de la magni-

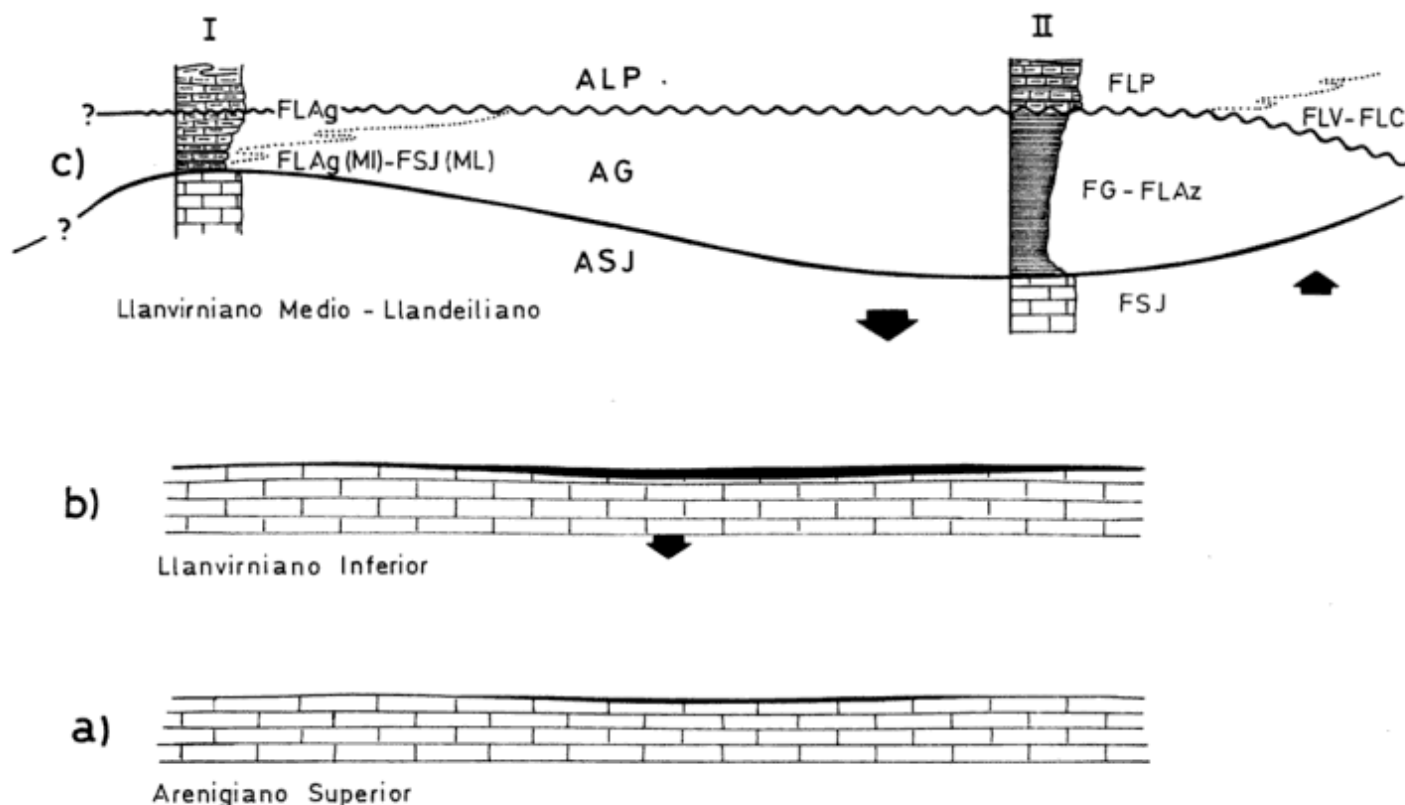


Figura 5: Esquema de la evolución paleoambiental del Ordovícico Inferior y Medio tomando en cuenta una sección idealizada transversal al rumbo de la Precordillera. La columna I corresponde aproximadamente con las unidades alineadas en los cordones centro-occidentales (Cordón de Los Blanquitos-Mogotes Azules-Las Chacritas), mientras que II corresponde a las unidades alineadas al oriente (Guandacol-Cerro Viejo-Villicum). a) Durante el Arenigiano tardío comienza la inundación de la plataforma carbonática. La sedimentación calcárea continúa en altos estructurales. b) La inundación se generaliza a todo el ámbito precordillerano durante el Llanvirniano inferior. Al ascenso eustático se le suma el efecto producido por subsidencia. c) Durante el Llanvirniano medio y superior, el depocentro se profundiza, siendo limitado al oeste por un borde de plataforma donde se reanuda, tras un retardo, la sedimentación calcárea. Obsérvense los cambios laterales de facies y el notable contraste entre las secuencias transgresivas desarrolladas sobre la plataforma, que hacia el oeste constituyen una secuencia de alcance, mientras que al este la asociación de pelitas negras se deposita en la cuenca epicontinental restringida. Durante el Llanvirniano superior comienza un período de inestabilidad tectónica en el borde oriental, generándose la discontinuidad que separa la aloformación Gualcamayo de la aloformación Las Plantas en toda la cuenca. Obsérvense la variación lateral de la discontinuidad que hacia el este es marcadamente erosiva y hacia el oeste constituye una paraconcordancia. ASJ: aloformación San Juan, AG: aloformación Gualcamayo, ALP: aloformación Las Plantas, FSJ: Formación San Juan, FG: Formación Gualcamayo, FLAz: Formación Los Azules, FLaG(MI): Formación Las Aguaditas Miembro inferior, FSJ(ML): Formación San Juan Miembro superior lajoso, FLP: Formación Las PLantas, FLV: Formación Las Vacas, FLC: Formación La Cantera.

tud de la oscilación del nivel del mar (Read *et al.* 1986) e involucran períodos del orden de los miles de años a decenas de miles. Estos tiempos son, a menudo, demasiado cortos para ser captados por biocrones de fósiles guías, pero lo suficientemente largos como para producir contrastes litológicos. Los estudio de campo llevados a cabo en la Precordillera Central revelan la existencia de interrupciones sedimentarias ligadas a sutiles cambios de facies. Al respecto debe tenerse en cuenta que los biocrones de los fósiles guías del Paleozoico inferior nunca son inferiores a 1-5 m.a. y por ende la máxima resolución bioestratigráfica supera ese lapso. Esta sería la causa por la cual entre las aloformaciones San Juan y Gualcamayo no se han descrito hiatos con anterioridad.

El cortejo de nivel alto está representado por la asociación de pelitas negras (alomiembro medio). El tramo inferior de la sucesión de postinundación involucra la máxima condensación. En algunas localidades la secuencia de postinundación recubre directamente la superficie costrificada estando ausente la asociación marginal (Fm. Los Azules). En esta última localidad un biohorizonte con acumulación de graptolitos inicia la sedimentación pelítica tras un brusco aumento de la subsidencia. Un paulatino enarenamiento de la asociación de pelitas negras indica el comienzo de una ingresión clástica, ligada a una reactivación del zócalo que produce una disminución del espacio de acomodación, preanunciando la caída relativa registrada a partir del alomiembro superior. Culminando la sucesión se desarrolla con expresión variable en toda la cuenca una discontinuidad (Fig. 5c) detectada por evidencias faunísticas en las localidades del cerro Viejo-cerro del Fuerte (Ortega 1987) y en el flanco occidental del cerro La Chilca (Cuerda 1986) y por contrastes litofaciales (paraconcordancias) en el cordón de Perico-Potrerillo, en el cordón de los Blanquitos (Astini 1991) y en el perfil de San Isidro en Mendoza (Astini 1991, Heredia 1993). Esta discontinuidad regional está marcando el límite superior de la aloformación Gualcamayo y el comienzo de la aloformación Las Plantas y constituye propiamente la caída relativa del nivel del mar, que en ocasiones está representada por sucesiones conglomerádicas que descansan sobre una discordancia erosiva (Formaciones Las Vacas y La Cantera). Por su carácter relativo, carece de sentido una discusión genética de la posición de este límite ya que bien puede argumentarse que debería localizarse en la base del alomiembro superior. Sin embargo, este último criterio no fue considerado debido a que la magnitud de la discontinuidad cuspidal (véase columna del suroeste de Guandacol en la Fig. 4) es mayor, no sólo desde el punto de vista litofacial, sino también faunístico (Ortega *com. verb.* 1991).

A diferencia de la historia ordovícica media-superior, en que la tectónica jugó un rol más activo (Astini 1991), las oscilaciones del nivel del mar habrían constituido el control principal de la arquitectura estratigráfica du-

rante la depositación de las secuencias cambro-ordovícicas. Probablemente, la escasa amplitud de las oscilaciones y la posición geográfica, dificultan el reconocimiento de cortejos sedimentarios (*cf.* Read 1989). Si bien Sánchez *et al.* (en prensa) reconocieron en base a un estudio de comunidades bentónicas una leve somerización en el tope de la Fm. San Juan en el perfil de Talacasto, hasta el momento, no se han demostrado caídas importantes del nivel del mar en el tramo superior de la aloformación San Juan (facies calcáreas de plataforma) o entre dicha unidad y las sucesiones pelíticas que constituyen la aloformación Gualcamayo. Por lo tanto, entre las sucesiones calcáreas y las pelíticas no habría un verdadero límite de secuencia depositacional, sino un límite de cortejos sedimentarios dado por una superficie de inundación máxima, relacionada con una importante fluctuación.

Se descarta una sofocación de la plataforma calcárea por efectos de aporte silicoclástico directo (González Bonorino 1985), ya que en todos los casos las sucesiones que suceden a la aloformación San Juan (tanto la secuencia de inundación como la de postinundación) son de naturaleza hemipelágica. La participación de arena (*cf.* González Bonorino 1991) comienza en el ámbito oriental recién a partir del alomiembro superior de AG y con mejor desarrollo dentro de la aloformación Las Plantas. Las formaciones Las Vacas y La Cantera, pertenecientes a esta última, están separadas de AG por superficies erosivas labradas durante la caída relativa del mar producto de la fase tectónica Guandacólica.

Fluctuaciones menores están particularmente representadas dentro de la sucesión rítmica del alomiembro inferior. Estas pueden explicarse mediante la superposición de oscilaciones menores (cuarto y quinto orden) en la curva de tercer orden. Ciclos estratocrecientes de entre 1 y 5 m de espesor representarían parasecuencias y conjuntos de parasecuencias limitadas por superficies de inundación secundarias. A su vez, los pares marga-pelita característicos del alomiembro inferior, pueden vincularse con fluctuaciones de alta frecuencia magnificadas por diagénesis.

Paleoambiente

La distribución geográfica actual de los afloramientos de la aloformación Gualcamayo dificulta la explicación de las variaciones laterales de facies que dentro de ella se observan. Sin embargo, es factible que una topografía de fondo dada por subsidencia diferencial dentro de la cuenca haya sido el principal factor de control de la disposición de las sucesiones de inundación y de postinundación (Fig. 5a y b). El fenómeno de inundación favorece la delimitación de cuencas internas en las plataformas epicontinentales con circulación restringida y ambientes de fondo anóxico (Hallam y Bradshaw

1979) mientras que en algunos sectores de la cuenca continúa la sedimentación carbonática (altos fondos o umbrales estructurales). En éstos, un mismo episodio de inundación puede provocar distintos efectos dependiendo de la localización paleogeográfica dentro de la cuenca (Markello y Read 1982, Aigner y Dott 1990).

La modelación cuantitativa de sucesiones similares a la del presente estudio (Aigner *et al.* 1989 y 1990, Read 1989), sugiere que estas cuencas corresponden a depresiones relativamente someras que se generan inicialmente en regiones estables por variaciones locales de la tasa de subsidencia y están sujetas, en un comienzo, a un marcado control por parte del nivel del mar. Una diferenciación entre cuencas epicontinentales y de intraplataforma con cuencas de antepaís periférico no es posible, basándose en estudios sencillos y considerando sólo un intervalo sedimentario restringido. No obstante, algunas características de la aloformación Gualcamayo, enumeradas a continuación, permiten suponer una evolución más propia de cuencas de antepaís que de cuencas epicontinentales. 1) El carácter diacrónico a escala regional de la aloformación Gualcamayo puede explicarse por migración lateral de las facies marginales hacia sectores relictuales de producción activa, localizados al oeste, y un progresivo desarrollo de facies eufónicas, producidas por una marcada estratificación de la columna de agua, en depocentros subsidentes desarrollados hacia el este actual. Estas condiciones son más comunes en cuencas de antepaís (Burchette y Wright 1992) que desarrollan, tras una etapa de subsidencia generalizada, una marcada polaridad sedimentaria. 2) El enarenamiento progresivo y la localización de discordancias erosivas entre ésta y la aloformación las Plantas en el este de la cuenca, indican una actividad tectónica cercana a su margen oriental. 3) La intensa diagénesis alcanzada por las pelitas negras en el depocentro Guandacol es más común en cuencas de antepaís que epicontinentales.

Al menos a la latitud del río Jáchal el desarrollo de una cuenca ordovícica inferior-media con marcada asimetría litofacial está corroborado por la existencia de facies marginales al oeste (Cordones de Los Blanquitos-Mogotes Azules) y facies "profundas" al este (cordón de Perico-Potrerrillos y cerro Viejo-cerro el Fuerte) (Fig. 5). Considerando el gran acortamiento sufrido por la Precordillera (Allmendinger *et al.* 1990, Introcaso *et al.* 1990) una distancia considerable habría separado originalmente a ambas localidades. La mayor tasa de subsidencia coincidiría con el depocentro Guandacol-cerro Viejo donde se registra el máximo espesor de la unidad.

A diferencia de otros márgenes pasivos con cuencas de intraplataforma como, por ejemplo, el margen cámbrico apalachiano (Read 1989), tras el evento de inundación que acentuó la diferenciación de facies en el depocentro Jáchal, no se produjo una nueva instauración de facies calcáreas con extensión regional. Esto se relaciona tentativamente con una progresiva desestabilización

del zócalo y un aumento gradual de la tasa de subsidencia o con un cambio climático progresivo hacia latitudes más altas y húmedas. Una subsidencia creciente acompañada de inestabilidad del zócalo pampeano (actual este y noreste) incrementaría los gradientes del sistema depositacional produciendo mayores aportes silicoclásticos y un cambio del régimen sedimentario. Un cambio climático gradual hacia condiciones húmedas favorecería el ingreso de aportes silicoclásticos aumentando la turbidez del medio y la estratificación de las aguas, limitando la producción de carbonatos por fotosíntesis. Ambos factores son independientes del aparente ascenso eustático inicial (ver más adelante). La influencia de estos factores de control no se evidenciaría antes del Llanvirniano. Un aumento gradual de la subsidencia a partir del Llanvirniano inferior (Fig. 5b) habría impedido el restablecimiento de condiciones óptimas para la producción de carbonatos en la mayor parte de la cuenca.

A partir del Llanvirniano superior-Llandeiliano inferior se produjo una brusca irrupción de facies gruesas (asociación de bloques deslizados y flujos de gravedad). Estas intercalaciones se interpretan como rasgos de inestabilidad que involucran en primer término una resedimentación intracuenal. Esta fase de inestabilidad tectónica intra-ordovícica, manifiesta en el ámbito oriental precordillerano, es conocida con el nombre de Fase Guandacólica (Furque 1972) y estaría preanunciando al conglomerado de la Fm. Las Vacas y similares, dando término a la fase de sedimentación estable caracterizada por la aloformación Gualcamayo y unidades más antiguas.

Significado regional del evento anóxico

A lo largo de la historia geológica fenómenos de empobrecimiento en oxígeno (*oxigen depletion events*) han favorecido el desarrollo de sucesiones de pelitas negras con amplia distribución espacial. El evento anóxico registrado en el Ordovícico inferior-medio de la Precordillera (aloformación Gualcamayo) coincide aproximadamente con un evento generalizado (Berry y Wilde 1978, Leggett *et al.* 1981, Thickpenney y Leggett 1987), que a su vez, es contemporáneo con una etapa de gran dispersión de continentes y fue considerado por Vail *et al.* (1977) como elemento decisivo para postular el ascenso eustático marcado en su curva patrón y en las posteriores modificaciones. A pesar de la imposibilidad de establecer una exacta correlación, debido a la magnitud de los biocronos que se emplean en el Paleozoico inferior, la característica estable del zócalo sobre el que se asentaron las sucesiones precordilleranas hasta ese entonces, permite asignarle una génesis inicial vinculada con eustatismo (*cf.* Fortey 1984, Erdtman 1986, Chlupac y Kukal 1988, Read 1989).

La diferenciación entre una tectofacies oriental, delimitando una cuenca epicontinental con depocentros subsidentes actualmente al este y una tectofacies occidental, constituida por una cuenca profunda con relleno turbidítico en el actual oeste, habría sido marcada a partir del Llanvirniano medio (Astini 1991, 1992). Hasta el Llanvirniano inferior existen evidencias de aporte a la cuenca profunda desde el ámbito oriental (Ortega *et al.* 1991). La presencia de una estructura longitudinal de desarrollo incipiente (domamiento) habría condicionado la fluctuación eustática del límite Arenigiano-Llanvirniano en la Precordillera, acentuando las restricciones y facilitando la estratificación de la columna de agua (facies anóxicas) en el ámbito oriental. Dicho elemento restrictivo explica la distribución paleogeográfica de las facies y la evolución dispar del relleno en ambos depocentros. La aloformación Gualcamayo registra un cambio gradual en el comportamiento de la tectofacies oriental siendo su desarrollo condicionado primariamente por una fluctuación eustática posteriormente relativizada por el incremento de subsidencia y la tectónica Guandacólica a partir del Llanvirniano temprano.

Conclusiones

La aloformación Gualcamayo agrupa a un conjunto de pelitas negras que poseen características de secuencias depositadas en mares epicontinentales restringidos con depocentros subsidentes y umbrales someros. Su génesis responde a un evento de inundación (Arenigiano-Llanvirniano), más probablemente de origen eustático (equiparable con una fluctuación de tercer orden), aunque los cambios laterales de facies que indican una geometría asimétrica de la cuenca en sentido este-oeste y norte-sur pueden vincularse con el desarrollo inicial de una cuenca de antepaís, donde la subsidencia y el tectonismo producen fluctuaciones relativas del nivel de base. La mayor subsidencia se produjo en el margen oriental de la Precordillera. Un cambio climático gradual podría haber acompañado el cambio de facies calcáreas a facies clásticas. Sus límites son netos y constituyen discontinuidades de carácter regional. El contacto inferior está dado por una superficie de omisión, interpretada como una superficie de inundación máxima. El alomiembro basal de carácter mixto calcáreo-pelítico (facies marginales) se interpreta como una sucesión de inundación, más específicamente de receso productivo, aunque en algunos sectores de la cuenca (borde occidental) ésta evoluciona hacia una sucesión de alcance. El alomiembro intermedio (facies de pelitas negras) constituye la sucesión de postinundación y contiene en el tramo basal la máxima tasa de condensación, enarenándose paulatinamente hacia el tope. El alomiembro superior posee intercalaciones gruesas (flu-

jos de gravedad y bloques deslizados) que indican un descenso relativo del nivel del mar como consecuencia de la inestabilidad creciente del zócalo registrada en el borde oriental de la cuenca. De acuerdo a la distribución de facies y espesores, depocentros con mayor velocidad de subsidencia se habrían desarrollado en el área de Guandacol y Jáchal migrando luego hacia el sur y oeste. Desde un punto de vista genético esta unidad incluye un cortejo transgresivo, un cortejo de nivel de mar alto y los comienzos de un cortejo de nivel bajo. Los contenidos de materia orgánica de las pelitas (de composición predominantemente illíticas) superan en su mayoría los fondos geoquímicos necesarios para la generación de hidrocarburos, pero la diagénesis alcanzada por estas unidades (anquizona) ha producido la sobremaduración de la materia orgánica, por lo que no es esperable hallar manifestaciones de interés económico en ellas.

Agradecimientos

Se agradecen las sugerencias de J. L. Benedetto y O. R. López Gamundí, quienes con su maestría supieron guiarme en la Tesis Doctoral, de la cual este trabajo constituye un extracto. Valiosos comentarios vertidos por A. Mingramm y M.A. Hünicken y árbitros de la revista permitieron mejorar el manuscrito. Asimismo, agradezco a Silvana Bertolino quien colaboró en la determinación de argilominerales y a la Cátedra de Química Analítica y Mineral donde se realizaron los análisis de materia orgánica. Las campañas fueron subsidiadas por CONICET y CONICOR.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aigner, T. y Dott, R.H. (Eds.), 1990. Processes and patterns in epeiric basins. *Sedimentary Geology*, Volumen especial, 69(2):325 p.
- Aigner, T., Doyle, M., Lawrence, D., Epting, M. y Van Vliet, A., 1989. Quantitative modelling of carbonate platforms: some examples. En: Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F. y Read, J.F. (Eds.): Controls on carbonate platform and basin development. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 44:27-37.
- Aigner, T., Brandenburg, A., Van Vliet, A., Doyle, M., Lawrence, D. y Westrich, J., 1990. Stratigraphic modelling of epicontinental basins: two applications. En: Aigner, T. y Dott, R.H. (Eds.): Processes and patterns in epeiric basins. *Sedimentary Geology*, 69:167-190.
- Astini, R.A., 1986. Análisis petrológico, litofacial y estratigráfico de las unidades clásticas ordovícicas en el área de Guandacol, Norte de la Precordillera y sus implicancias en la evolución paleogeográfica de la cuenca. Trabajo Final. Universidad Nacional de Córdoba, 68 p. (Inédito.)
- Astini, R.A., 1991. Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera Argentina. Tesis doctoral Universidad Nacional de Córdoba. 851 p. (Inédita.)

- Astini, R.A., 1992. Tectofacies ordovícicas y evolución de la cuenca eopaleozoica de la Precordillera argentina. *Estudios Geológicos*, 48:315-327.
- Astini, R.A., 1993. Secuencias deposicionales y niveles del mar en el Sistema Ordovícico de la Precordillera argentina. *Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural (Sección Geología)*, 88:113-126.
- Astini, R.A., 1995. Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (suroeste de Guandacol y Cordón de Perico-Potrerrillo), Precordillera septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2): 55-70.
- Astini, R.A., en prensa. Sedimentología de la Formación Las Aguaditas (talud carbonático) y evolución de la cuenca precordillerana durante el Ordovícico medio. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Astini, R.A., Cañas, F.L. y Benedetto, J.L., 1988. The Ordovician in the Precordillera Basin, western Argentina. V International Symposium on the Ordovician System, Abstract:4, Newfoundland.
- Baldis, B.A., 1979. Ensayo de análisis paleoecológicos con trilobites ordovícicos argentinos. *Ameghiniana*, 15:3-14.
- Baldis, B.A. y Beresi, M.S., 1981. Biofacies de culminación del ciclo deposicional calcáreo del Arenigiano en el Oeste de Argentina. 2º Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1:11-18. Porto Alegre.
- Baldis, B.A. y Blasco, G., 1974. Trilobites ordovícicos de la comarca de Jáchal, Precordillera Argentina. I. Telephinidae. *Ameghiniana*, 11:71-87.
- Baldis, B.A., González, S.B. y Pires de Carvalho, M.G., 1984. Una fauna arenigiana de la Sierra de Villicúm (San Juan, Argentina) ubicada en las transfacies calcáreo-pelíticas. 3º Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1:68-72. Méjico.
- Benedetto, J.L., Cañas, F.L. y Astini, R.A., 1986. Braquiópodos y trilobites de la zona de transición entre las Formaciones San Juan y Gualcamayo en el área de Guandacol (La Rioja, Argentina). 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1:103-111. Mendoza.
- Beresi, M.S., 1986. Paleoecología y biofacies de la Formación San Juan al sur del paralelo de 30º sur, Precordillera de San Juan. Tesis doctoral Universidad Nacional de San Juan, 430 p. (Inédita.)
- Beresi, M.S., 1990. El Ordovícico de la Precordillera de San Juan. *Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino*, 32-46. San Juan.
- Beresi, M.S., 1991. Caracterización de la Formación San Juan (Ordovícico inferior calcáreo) de la Precordillera de San Juan, Argentina. *Congreso Geológico Chileno, Actas 1:302-305*. Santiago.
- Beresi, M.S., 1992. Ordovician cycles and sea-level fluctuation in the Precordillera Terrane, western Argentine. En: Webby, B.D. y Laurie, J.R. (Eds.): *Global perspectives on Ordovician Geology*. Balkema. pp. 337-344. Rotterdam.
- Berry, W.B.N. y Wilde, P., 1978. Progressive ventilation of the oceans. An explanation for the distribution of the lower Paleozoic black shales. *American Journal of Science*, 278:257-275.
- Blatt, H., 1982. *Sedimentary Petrology*. Freeman, 564 p. San Francisco.
- Blatt, H., 1985. Provenance studies and mudrocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55:69-75.
- Boles, J.R., 1982. Active albitization of plagioclase, Gulf Coast Tertiary. *American Journal of Science*, 282:165-180.
- Brown, G. y Brindley, G.W. 1980. The X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. En: Brindley, G.W. y Brown, G. (Eds.): *Structures of clay minerals and their X-ray identification*. Mineralogical Society of London: 305-360.
- Burchette, T.P. y Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79:3-57.
- Byers, Ch. W., 1977. Biofacies patterns in euxinic basins: a general model. En: Cook, H.E. y Enos, P. (Eds.): *Deep-water carbonate environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 25:5-17.
- Cabaleri, N. 1989. Cambio del régimen deposicional carbonático a clástico en el Ordovícico de la Precordillera. En: Chebli W.A. y Spalletti, L.A. (Eds.): *Cuencas sedimentarias argentinas*. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán. pp. 101-121. Tucumán.
- Caroll, D., 1970. Clay minerals: a guide to their X-ray identification. *Geological Society of America Special Paper* 126, 80 p.
- Chlupac, I. y Kukal, Z., 1988. Possible global events and the stratigraphy of the Paleozoic of the Barrandian (Cambrian-Middle Devonian), Czechoslovakia. *Sbornik geol. ved., Geologie* 43:83-145.
- Cuerda, A.J., 1986. Graptolitos del techo de la Formación San Juan, Precordillera de San Juan. 4º Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía, 1:49-57. Mendoza.
- Cuerda, A.J. y Furque, G., 1975. Nuevos datos sobre la paleobiogeografía de la Formación Gualcamayo, Ordovícico de la Precordillera. *Actas 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 49-57. Tucumán.
- Cuerda, A.J. y Furque, G., 1985. Graptolitos del techo de la Formación San Juan, Precordillera de San Juan. *Jornadas de Geología de la Precordillera. Asociación Geológica Argentina, Serie A*, 2:113-118. Buenos Aires.
- Dean, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44:242-248.
- Dunoyer de Segonzac, G., 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism. *Sedimentology*, 15:281-348.
- Erdtman, B.D., 1986. Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planktic) graptolite evolution. En: Walliser, O. (Ed.): *Global Bio-Events*. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer Verlag, 8:139-152. Berlín.
- Erlich, R.N., Barrett, S.F. y Bai Ju, G., 1990. Seismic and geologic characteristics of drowning events on carbonate platforms. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 74:1523-1537.
- Eslinger, E. y Sellars, B., 1981. Evidence for the formation of illite from smectite during burial metamorphisms in the Belt Supergroup, Clark Fork, Idaho. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51:203-216.
- Espisúa, E. 1968. El Paleozoico inferior del Río de Las Chacritas, Dpto. de Jáchal provincia de San Juan, con especial referencia al Silúrico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23:297-311.
- Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristalinité. *Bulletin du Centre Recherche Pau-SNPA* 3:147-154.
- Fairchild, I., Hendry, G., Quest, M. y Tucker, M., 1988. Chemical analysis of sedimentary rocks. En: Tucker, M. (Ed.): *Techniques in sedimentology*. Blackwell Scient. Publ. 274-354. Oxford.
- Fortey, R.L., 1984. Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. En: Brouton, D.L. (Ed.): *Aspects of the Ordovician System*. Universitetsforlaget. 37-50. Oslo.
- Furque, G., 1958. El Ordovícico de la Precordillera Riojana. *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología*, 4(28):343-369.
- Furque, G., 1972. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. *Primer Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba.
- Galle, O.K. y Runnels, R.T., 1960. Determination of CO₂ in carbonate

- rocks by controlled loss on ignition. *Journal of Sedimentary Petrology*, 30:613-618.
- González Bonorino, G., 1985. Evolución comparada del margen atlántico de Estados Unidos y de la Precordillera de Cuyo. *Primeras Jornadas sobre Geología de la Precordillera, Resúmenes:44*. San Juan.
- González Bonorino, G., 1991. Evolución comparada de la Precordillera de San Juan en el Paleozoico temprano y del margen atlántico de Norteamérica en el Mesozoico-Cenozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46:10-19.
- Hallam, A. y Bradshaw, M.J., 1979. Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions. *Journal of the Geological Society of London*, 136:157-164.
- Haq, B.U., 1991. Sequence stratigraphy, sea-level, and significance for the deep sea. En: MacDonald, D.I.M. (Ed.): *Sedimentation, Tectonics and Eustasy*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 12:3-39.
- Hardy, R. y Tucker, M., 1988. X-ray powder diffraction of sediments. En: Tucker, M. (Ed.): *Techniques in sedimentology*. Blackwell, pp. 191-228. Oxford.
- Harrington, H.J. y Leanza, A.F., (Eds.), 1957. *Ordovician trilobites of Argentina*. Department of Geology, University of Kansas, Special Publication 1, 276 p.
- Heredia, S., 1993. El Llanvirniano de la Precordillera de Mendoza, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 1:138-141. Mendoza
- Hugo, C.A., Leanza, H.A. y Marchese, H.C., 1977. Estratigrafía del Paleozoico inferior en Aguada de Los Azulejos, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32:227-235.
- Introcaso, A., Pacino, M.C. y Fraga, H., 1990. Gravedad, isostacia y acortamiento cortical andino entre las latitudes 30° S y 35° S. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 1:247-250. San Juan.
- Kubler, B., 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bulletin Centre Recherche PAUSNPA* 2:385-397.
- Laporte, L.F., 1969. Recognition of a transgressive carbonate sequence within an epeiric sea: Helderberg Group (Lower Devonian) of New York state. En: Friedman, G.D., (Ed.): *Depositional environments in carbonate rocks*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 14:98-119.
- Legget, J.K., McKerrow, W.S., Cocks, L.R.M. y Rickards, R.B., 1981. Periodicity in the early Paleozoic marine realm. *Journal of the Geological Society of London*, 138:167-176.
- Markello J.R. y Read, J.F., 1982. Upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, Southwest Virginia Appalachians. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66:860-878.
- Meyer, F.O., 1989. Siliciclastic influence on Mesozoic platform development: Baltimore canyon trough, Western Atlantic. En: Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F. y Read, J.F. (Eds.): *Controls on carbonate platform and basin development*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 44:211-232.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983. North American stratigraphic code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67:841-875.
- Ortega, G., 1987. Las graptofaunas y los conodontes de la Formación Los Azules, Cerro Viejo, zona de Huaco, Departamento Jáchal, San Juan. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba. 209 p. (Inédita.)
- Ortega, G., Brussa, E. y Astini, R.A., 1991. Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Yerba Loca y su implicancia estratigráfica, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 28:163-178.
- Ortega, G., Toro, B. y Brussa, E., 1993. Las zonas de graptolitos de la Formación Gualcamayo (Arenigiano tardío-Llanvirniano temprano) en el norte de la Precordillera (provincias de La Rioja y San Juan), Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 8:207-219.
- Ortega, G., Albanesi, G. y Hünicken, M.A., en prensa. Conodontes y graptolitos de la Formación San Juan y Gualcamayo (Arenigiano-Llandeilliano) en el Cerro Potrerillo, Precordillera de San Juan, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*.
- Ortiz, A. y Zambrano, J.J. 1981. La provincia geológica Precordillera oriental. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 3:59-74. Neuquén.
- Pfiel, R.W. y Read, J.F., 1980. Cambrian carbonate platform margin facies, Shady Dolomite, southwestern Virginia, U.S.A. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50:91-116.
- Read, J.F., 1980. Carbonate ramp to basin transition and foreland evolution, Middle Ordovician, Virginia Appalachians. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64:1575-1612.
- Read, J.F., 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81:195-212.
- Read, J.F., 1989. Controls on evolution of Cambrian-Ordovician passive margin, U.S. Appalachians. En: Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F. y Read, J.F. (Eds.): *Controls on carbonate platform and basin development*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 44:147-165.
- Read, J.F., Grotzinger, J.P., Bova, J.A. y Koerschner, W.F., 1986. Models for generation of carbonate cycles. *Geology*, 14:107-110.
- Rhoads, D.C. y Morse, J.W., 1971. Evolution and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia*, 4:413-428.
- Sarg, J.F., 1988. Carbonate sequence stratigraphy. En: Wilgus, Ch.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H., Ross, C.A. y Van Wagoner, J. (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42:155-181.
- Sánchez, T.M., Waisfeld, B.G., Carrera, M. y Tóffolo, S., 1993. Comunidades bentónicas en facies carbonáticas del Ordovícico temprano de la Precordillera argentina. *Coloquios de Paleontología* 45:139-161.
- Sarmiento, G.N. y Rábano, I., 1992. Nuevas precisiones bioestratigráficas sobre la Formación Gualcamayo (Ordovícico inferior) en la Sierra de Villicum, San Juan, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1(6): 1785-1797.
- Schlager, W., 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society of America, Bulletin*, 92:197-211.
- Schlager, W., 1989. Drowning unconformities. En: Crevello, P.D., Wilson, J.L., Sarg, J.F. y Read, J.F. (Eds.): *Controls on carbonate platform and basin development*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 44. 14 p.
- Schlager, W. y Camber, O., 1986. Submarine slope angles, drowning unconformities, and self-erosion of limestone escarpments. *Geology*, 14:762-765.
- Sellwood, B.W. y Jenkyns, H.C., 1975. Basins and swells and the evolution of an epeiric sea (Pliensbachian-Bajocian of Great Britain). *Journal of the Geological Society of London*, 131:373-388.
- Taylor, M.E. y H.E. Cook, 1976. Continental shelf and slope facies in the Upper Cambrian and Lower Ordovician of Nevada. En: Robinson, R. y Rowell, A. (Eds.): *Paleontology and depositional environments: Cambrian of Western North America*. Brinham Young University, Geological Studies, 23:181-214.

- Teichmüller, F., Teichmüller, R. y Weber, K., 1979. Inkohlung und Illit-Kristallinität Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. *Fortschr. Geol. Theinls. v. Weslf.*, 27:201-276.
- Toselli, A. y Weber, K., 1982. Anquimetamorfismo en rocas del Paleozoico inferior en el noroeste de Argentina. Valor de la cristalinidad de la illita como índice. *Acta Geológica Lilloana*, 16:187-209.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J., 1988. An overview of fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: Wilgus, Ch.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H., Ross, C.A. y Van Wagoner, J. (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42:39-45.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. y Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series*, 7, 55 p.
- Weaver, C.E. y Wampler, J.M., 1970. K, Ar, illite burial. *Geological Society of America, Bulletin*, 81:3423-3430.
- Weber, K., 1972. Notes on determination of illite crystallinity. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 6:267-276.
- Wignall, P.B., 1991. Model for transgressive black shales? *Geology*, 19:167-170.

Recibido: 2 de marzo, 1993

Aceptado: 21 de abril, 1994

Textura y minerología de los sedimentos de playa entre San Antonio Oeste (Río Negro) y Puerto Lobos (Chubut)

E.M. GELÓS, J.O. SPAGNUOLO, R.A. SCHILLIZZI y E.A. GÓMEZ.

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

ABSTRACT. *Beach sediments texture and mineralogy between San Antonio Oeste (Río Negro) and Puerto Lobos (Chubut).* The textural characteristics and mineralogical composition of beach sediments between San Antonio Oeste (Río Negro) and Puerto Lobos (Chubut) were studied. Median sand fraction is texturally dominant, with mixtures of coarse to fine sand. The gravel and mud fractions are subordinated. The regional trend of the textural variation showed an increase of particle size from north to south. In Puerto Lobos there is gravel beach. This textural trend should be related to the marine dynamic activity characterized by drift currents flowing northward and the decreasing in their transport capacity in the same direction. Low angle beach slope and a loss in wave energy in protected sites should be added. The mineralogical composition is similar to the so called "pampeano-patagónica" association in both fractions (light and heavy minerals). The distribution of groups was made by statistic methods and shows an influence of the calcareous wave cut platform in the mineralogical association in the central zone. In fact, this zone shows a calcite increase derived from the wave-cut platform for the central zone.

Introducción

En base a muestras de sedimentos de playa se ha realizado el estudio textural y mineralógico de un tramo de costa del golfo San Matías, entre San Antonio Oeste y Puerto Lobos.

Este trabajo es parte de un proyecto de investigación para el estudio integral del litoral patagónico, cuyo objetivo apunta al conocimiento sedimentológico y geomorfológico del mismo. Asimismo se busca establecer la vinculación entre dinámica sedimentaria y geoformas en base a la evolución morfológica del ambiente costero.

De la lista bibliográfica de trabajos sobre esta zona pueden citarse los siguientes por su destacada relación con el tema en estudio: de Alba (1964); Andreis (1965); Nuñez *et al.* (1975); Angulo *et al.* (1979); Weber (1983); González Díaz y Malagnino (1984); Cortés (1987); Gelós *et al.* (1989, 1990, 1992)

Area de estudio y metodología

El área de estudio comprende la costa occidental del golfo San Matías cuya extensión es de 140 km (Fig. 1) y a la cual se accede a partir de la ruta nacional n° 3 y diversos caminos secundarios. En este sector se efectuó un relevamiento de 14 perfiles de playa mediante el método de Emery adaptado a playas extensas (Spagnuolo *et al.* 1992 a). La Fig. 2 presenta dos perfiles típicos con ubicación de muestras como ejemplos. Se extrajeron muestras de sedimentos en puntos del perfil con cam-

bios sedimentológicos notables coincidentes con los sectores de médano, playa alta, media y baja. También se tomaron muestras de los afloramientos rocosos que, en gran parte, constituyen la plataforma de abrasión. Esta tarea se complementó con observaciones geomorfológicas y el relevamiento estratigráfico correspondiente.

El material sedimentario fue tamizado con una columna calibrada cada medio grado phi y la fracción pelítica (<a 230µm). fue pipeteada cuando excedía el 10 %. Los valores obtenidos fueron procesados en computadora mediante el programa Granus (Perillo *et al.* 1985) que permite calcular los parámetros estadísticos y establecer la textura del sedimento.

Las separaciones mineralógicas entre livianos y pesados se realizaron sobre la fracción retenida en el tamiz # 120 ($\phi=125 \mu\text{m}$), utilizando bromoformo ($\delta=2,86 \text{ g/cm}^3$ a 20°C). La calcita contribuye en ambas fracciones por lo que se la ha ponderado dos veces. Los mecanismos de depositación se analizaron de curvas acumulativas graficados en papel probabilístico, empleando el método de Visser (1969).

Análisis estadístico

La importante cantidad de minerales determinados en ambas fracciones, hace muy dificultoso el análisis de tendencias y relaciones poblacionales. Por tal motivo se consideró adecuado recurrir a un método estadístico de agrupamiento tipo *cluster*, tomando como índice de asociación el de Czekanowsky (Legendre y Legendre 1979). Este índice es cuantitativo y se interpreta como la

proporción de elementos comunes entre cada par de muestras; por lo tanto, los intervalos de clase (minerales) que presentan una mayor proporción de individuos (mayor frecuencia) son los que tienen un peso mayor en el cálculo de este índice de similitud.

Como la finalidad fue sólo agrupar las 44 muestras estudiadas en grandes conjuntos afines, se utilizó ligamiento completo por ser el óptimo para el objetivo perseguido (Legendre y Legendre 1979), a pesar de producir una mayor deformación de la matriz de asociación. Las variables utilizadas en la matriz para minerales livianos son: 44 muestras x 6 especies mineralógicas (cuarzo, feldespatos totales, calcita, vidrio, alterados+pastas de rocas y bioclastos). En la matriz de pesados se emplearon 44 muestras x 13 especies mineralógicas (hipersteno, augita, opacos, alterados, anfíboles, epidoto, arcillosos, calcita, biotita, calcáreos biogénicos, saussurita, fosforita y sericita). El análisis se efectuó en base a los perfiles, por mostrar estos una mayor relación que el análisis realizado con respecto a las geoformas.

Rasgos morfológicos y estratigráficos

La zona estudiada, según Gelós *et al.* (1993 a) presenta las siguientes características morfológicas:

-Presencia de geoformas actuales: plataformas de abrasión, playas, acantilados, acumulaciones arenosas, tómbolos, torrenteras y laguna marginal.

-Presencia de paleoformas: playas elevadas, cordones de playa y paleoacantilados.

Las playas constituyen una franja discontinua, por lo común estrecha y de marcada pendiente, predominando las de tipo arenoso sobre las de rodados. Las plataformas de abrasión, en cambio, son más continuas y extensas y de variada litología (conglomerados, areniscas, calcáreos, metamorfitas, riolitas y granitos). Las acumulaciones arenosas eólicas se reducen a estrechas franjas de dunas bajas en algunos sectores y un campo de médanos en punta Odriozola. El acantilado, bajo en general, sólo aparece en dos lugares en el sector norte. En diversos puntos la línea de costa está cortada por torrenteras de breve recorrido. A la altura de Puerto Lobos existe una laguna marginal en regresión (Spagnuolo *et al.* 1992 b). Los tómbolos aparecen al norte de islote Lobos.

Las playas elevadas son muy escasas al igual que los sectores de paleoacantilados. Los cordones de cantos rodados se presentan esporádicamente a lo largo de la costa, adquiriendo su mayor amplitud en el área de Puerto Lobos.

Según su geomorfología, este tramo de costa presenta rasgos de madurez. Las características evolutivas recientes y actuales indicarían un cierto grado de equilibrio entre mecanismos de acreción-erosión, por lo que se deduciría la existencia de condiciones de estabilidad en la modelación del relieve por acción marina.

La presencia de afloramientos rocosos de variadas formaciones geológicas, tanto en los sectores acantilados como en la plataforma de abrasión, permiten establecer un esquema cronoestratigráfico (Gelós *et al.* 1993 b) que cubre desde el Precámbrico hasta el Cuaternario, a saber: Precámbrico (Ectinitas El Jagüelito); Paleozoico (Fm. Punta Sierra, Fm. Sierra Grande); Mesozoico (Com-

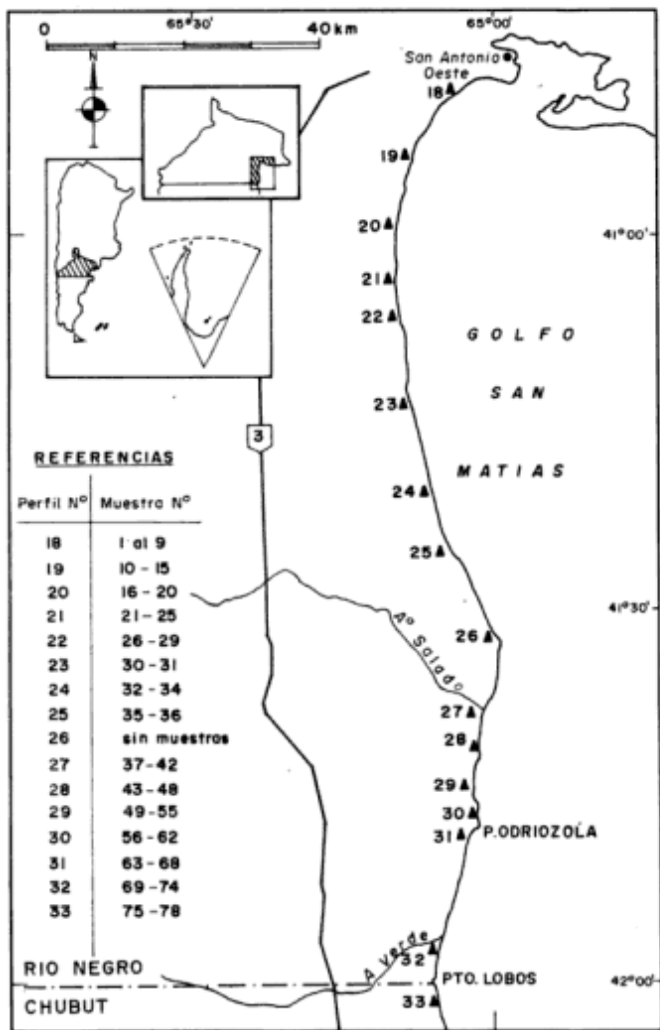


Figura 1: Mapa de ubicación. Localización de perfiles y muestras.

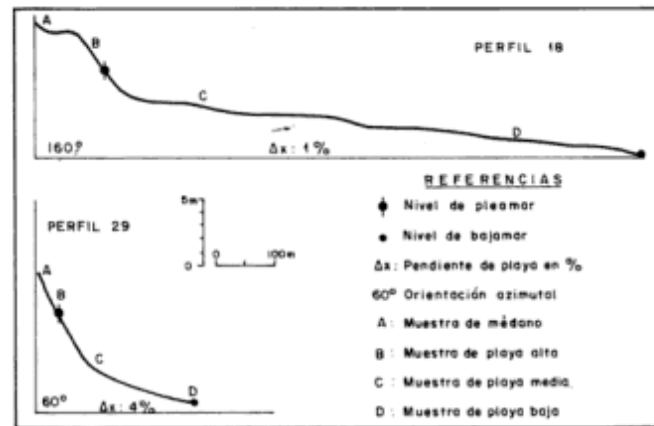


Figura 2: Perfiles de playa. Ejemplos.

plejo Marifil, Grupo Neuquén, Fm. Arroyo Salado, Fm. El Fuerte); Terciario (Fm. Arroyo Verde, Fm. Patagonia); Cuaternario (Fm. Tehuelche, Fm. Baliza San Matías, Fm. Puerto Lobos, Fm. San Antonio, Fm. Punta Villarino, Sedimentos litorales).

Resultados obtenidos

Textura: los sedimentos del área están compuestos por grava, arena y fango (limo-arcilla) (Fig. 3a). La arena es predominante; su tamaño de grano principal es de tipo mediano, fluctuando a fino o a grueso. La grava y el fango resultan subordinados. Sólo en dos sectores correspondientes a los perfiles 9 y 15 se obtuvieron valores muy anómalos de arena (0% y 10,7%) y de grava (100% y 84,5%). En general se observa que los porcentajes de arena y fango disminuyen hacia el sur, mientras que la grava aumenta en la misma dirección.

Siendo la arena predominante puede analizarse su tendencia distributiva en la relación playa alta/playa baja (Fig. 3b). Se observa que en ambos casos se mantiene la disminución hacia el sur, aún cuando la misma es menos marcada en los sectores de playa baja.

En cuanto a la composición textural promedio por geoforma (Fig. 4) se determinó el mayor porcentaje de arena para los ambientes medanosos; la grava se concentra principalmente en los sectores de playa alta y disminuye gradualmente hacia la playa baja y el fango lo hace en la playa media y baja. Tal distribución es la normal para los ambientes de playa.

Se determinó, mediante un promedio de las 78 muestras estudiadas, que el desvío estándar (Folk y Ward 1957) oscila entre 0,50 a 1,00 lo que indica una selección

de moderada a moderadamente buena. No pudo establecerse ninguna tendencia en el análisis por perfil. En cambio en el efectuado por geoformas se observa que el médano posee la mejor selección (buena a moderadamente buena) al igual que la playa baja. En la playa media es moderada a moderadamente buena y en la playa alta es moderada.

Minerología: la composición de la fracción arena no difiere, en cuanto a especies minerales y origen, de la correspondiente a la denominada "asociación pampeano-patagónica" (Etchichury y Remiro 1960).

Los minerales presentes y sus correspondientes promedios totales se presentan en la Tabla 1, cuyos valores más significativos se han graficado en las Figs. 5a y 5b.

Los minerales pesados son minoritarios (valor máximo 18 %) (Fig. 6a). Estos presentan las más altas concentraciones en los médanos con disminución gradual hacia la playa baja (Fig. 6b)

Discusión de resultados

Análisis textural

Las curvas obtenidas muestran que el comportamiento dinámico responde a las características morfológicas de cada ambiente, dada la clara correlación entre las geoformas presentes y la distribución de los sedimentos en las mismas. Los valores de los truncamientos de las curvas como los de las distribuciones porcentuales para los tramos de tracción, saltación y suspensión, están comprendidos dentro de los establecidos por Visser (1969) para ambientes litorales (médano y playa).

Sólo en los perfiles 24, 25, 32 y 33 se reconocieron

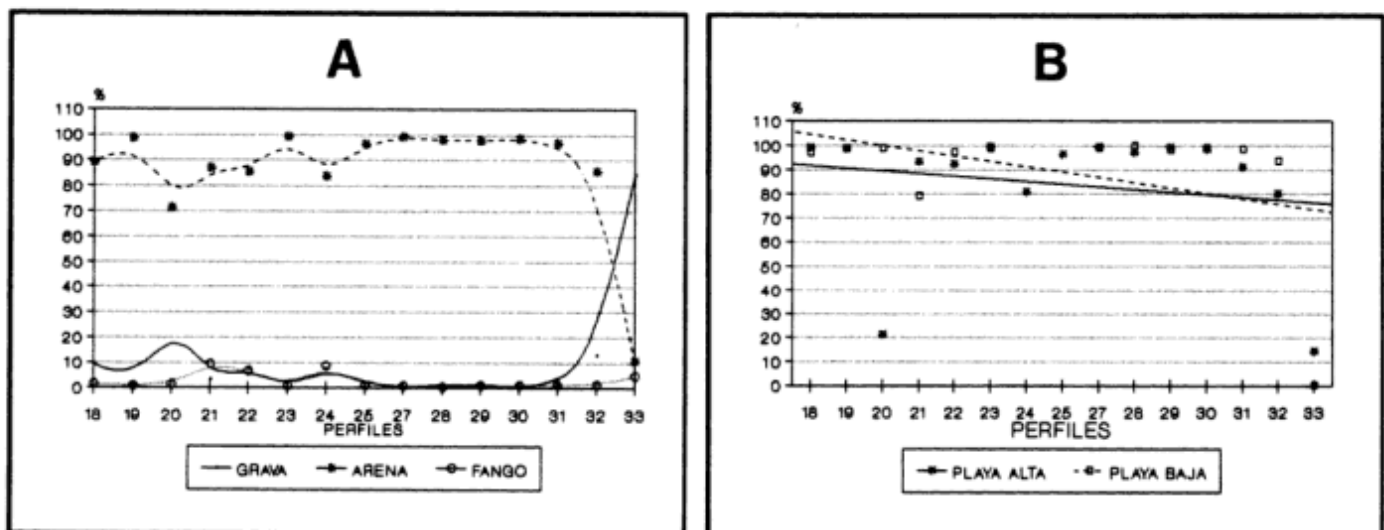


Figura 3: a. Composición textural promedio. Tendencia de la distribución. b. Distribución de arena. Relación playa alta / playa baja.

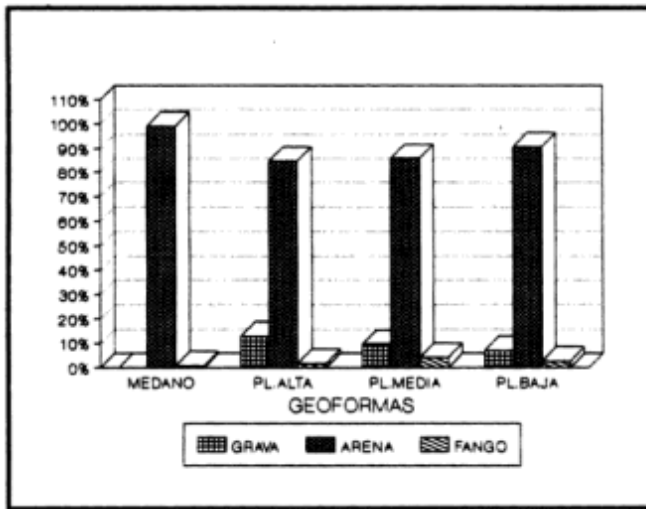


Figura 4: Composición textural promedio. Porcentaje por geoforma.

curvas atípicas que indican comportamientos anómalos.

Perfil 24: no hay médano. En el sector de playa el sedimento es en un 60 % arena muy gruesa a grava. Esto determina que se formen cordones en la playa alta y el sedimento se mueva a lo largo de una plataforma de abrasión calcárea como población de tracción bajo condiciones de alta energía.

Perfil 25: la zona del espaldón presenta un cordón de arena muy gruesa a gruesa con mezcla de escaso material fino, mientras que el sector de playa se compone de arena gruesa a mediana con mezcla de conchilla. Las características morfológicas condicionan el comporta-

Tabla 1: Promedio porcentual de minerales

Fracción livianos		Fracción pesados	
Minerales	%	Minerales	%
Alterados	27,3	Augita	25,8
Plagioclasa	20,2	Hipersteno	14,3
Cuarzo	18,0	Alterados	12,4
Calcita	14,8	Calcita	12,4
Pastas de roca	10,7	Opacos	11,0
Vidrio	3,0	Anfíboles	4,4
Bioclastos	2,3	Agregados arcillosos	3,6
Mica	2,2	Saussurita	2,9
Feldespato potásico	1,4	Bioclastos	2,7
Microclino	0,1	Epidoto	2,2
		Sericita	2,0
		Biotita	1,8
		Olivino	1,0
		Granate	0,9
		Clorita	0,8
		Fosforita	0,6
		Zoisita+clinozoisita	0,4
		Apatito	0,4
		Circón	0,3
		Turmalina	0,1
X= "presencia de"		Monacita+rutilo+fluorita	X

miento dinámico, ya que se trata de una bahía "en guirnalda" (Guilcher 1957) separada por tómbolos (Gelós *et al.* 1993 a) de muy poca pendiente (1%) y baja energía. Por ello el material se ubica principalmente en el segmento de saltación, determinando el carácter constructivo del ambiente. El material fino del cordón se vincula con el segmento de suspensión, por transporte eólico.

Perfil 32: si bien morfológicamente corresponde a un sector con desarrollo de playa, sólo se dispone de arena gruesa a muy gruesa. En la playa alta, afectada únicamente por dinámica de mareas de tormenta, la pobla-

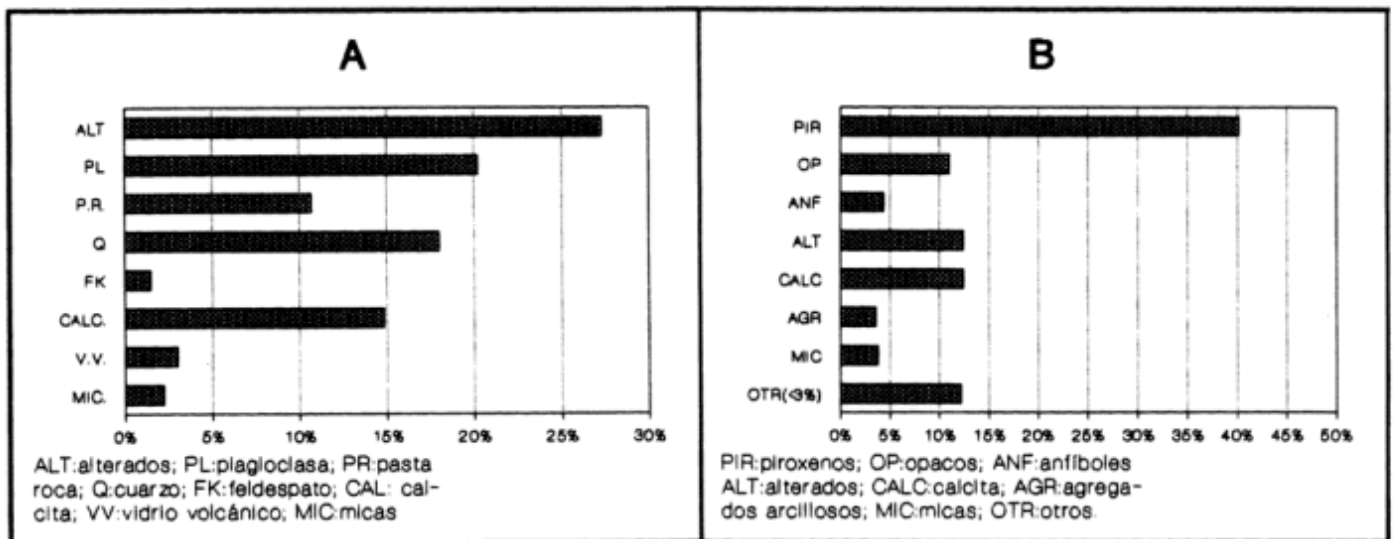


Figura 5: Composición mineralógica. a. Porcentaje de minerales livianos. b. Porcentaje de minerales pesados.

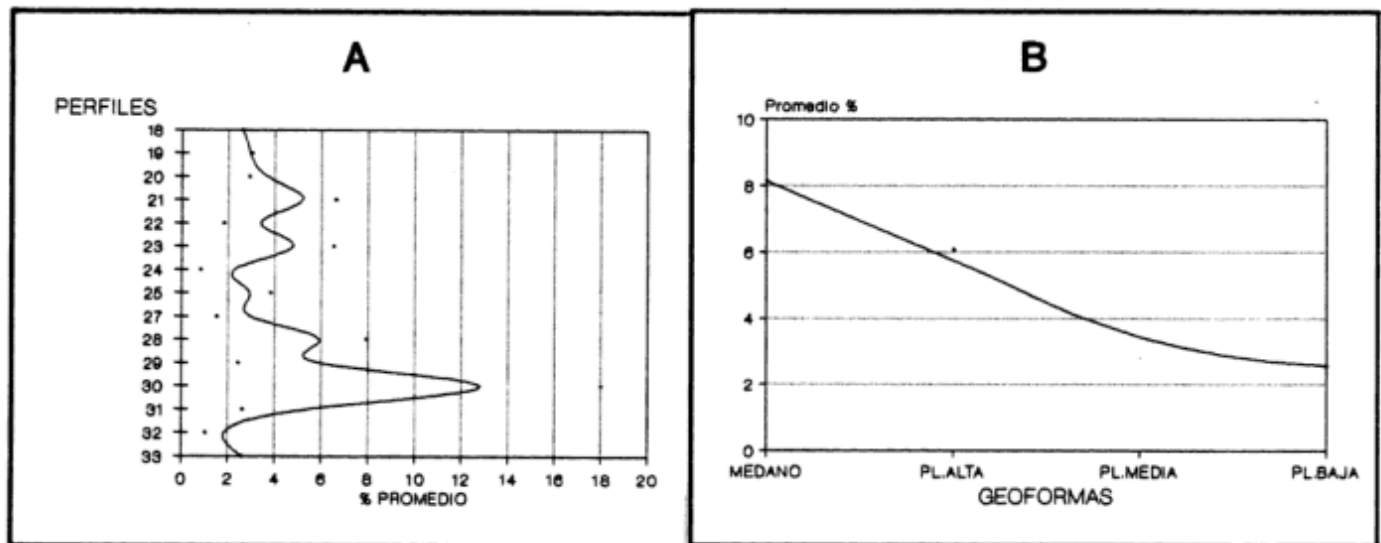


Figura 6: a. Minerales pesados. Distribución porcentual promedio. b. Promedio de minerales pesados. Tendencia por geoforma.

ción más importante está en el segmento de tracción. El sector ubicado en la zona intermareal, desarrolla tramos de tracción, saltación y suspensión, con muy escaso material limoso. La pendiente de 2% y el tipo grueso del sedimento disponible, permiten suponer la acción de energía moderada.

Perfil 33: predomina la grava. Se inicia con cordones con mezclas de material fino de origen eólico (Spagnuolo *et al.* 1992 b); luego una playa breve de fuerte pendiente (8%). Por el tipo de granulometría, este material no se adapta a su representación por estos diagramas. El valor de la pendiente de playa y el tamaño de partícula del sedimento responde a condiciones de muy alta energía según Morilla Abad (1979, cuadro 17, taludes naturales, pág. 328).

Por otra parte, el análisis del desvío estándar promedio determinado para todas las muestras del área (entre 0,50 y 1,00), indica que los sedimentos poseen una moderada madurez textural.

Ninguna de las geoformas costeras alcanza el carácter de sedimento maduro, incluidos los médanos presentes en algunos sectores. Esto indicaría que los agentes dinámicos locales (hídricos y eólico) no tendrían capacidad suficiente de selección.

Análisis mineralógico

Fracción de minerales livianos:

Se reconocieron dos grandes grupos, A y B (Fig. 7a) en base al porcentaje de calcita, tomándose como valor límite el 38%. En el grupo A se distinguieron dos subgrupos en base al contenido de calcita:

- A1: calcita > 75%
- A2: calcita > 38%

En el grupo B se diferenciaron los siguientes subgrupos:

-B1: la relación Q:F es \cong 1:1 (Q= 22%; F= 24%), donde Q= cuarzo y F= feldespato. Hay un 35% de alteritas promedio y poca calcita (\cong 5%).

-B2: aumento considerable de feldespatos totales. La relación es 1:2 (Q= 18%; F= 35%). Escasa calcita.

-B3: incrementa el cuarzo. La relación pasa a 1,5: 1 (Q=33; F= 22%). Las alteritas disminuyen al 20% promedio. No hay calcita.

- B4: similar al grupo B2 pero con un importante aumento de calcita (23% promedio). Se vincula por tal razón a los grupos A1 y A2.

- B5: es un grupo atípico constituido por tres muestras aisladas agrupadas por su alto contenido de vidrios (32% promedio). Se destaca además que baja considerablemente el promedio de cuarzo y feldespatos (Q=6%; F= 15%).

Interpretación: En esta fracción se diferencian tres zonas de norte a sur:

-Zona I (perfiles 18 a 20). Está dominada por sedimentos cuarzo-feldespáticos. Esta composición puede estimarse representativa de los sedimentos característicos del sector. Sólo una muestra de playa media del perfil 18 y dos muestras correspondientes a playa media y baja del perfil 20 muestran considerables porcentajes de calcita. Esto sería indicador de la existencia de corrientes de deriva litoral con dirección norte, que transportarían calcita de la zona II situada más al sur.

-Zona II (perfiles 21 a 25). El contenido de calcita en casi todas las muestras de este sector indicaría la marcada influencia ejercida en la mineralogía del área por la presencia de una plataforma de abrasión calcárea perteneciente a la Formación Arroyo Salado-El Fuerte (Gelós *et al.* 1993 b), de edad Cretácico superior-Terciario inferior.

-Zona III (perfiles 27 al 33). Similar a la zona I, con presencia de sedimentos cuarzo-feldespáticos. En algu-

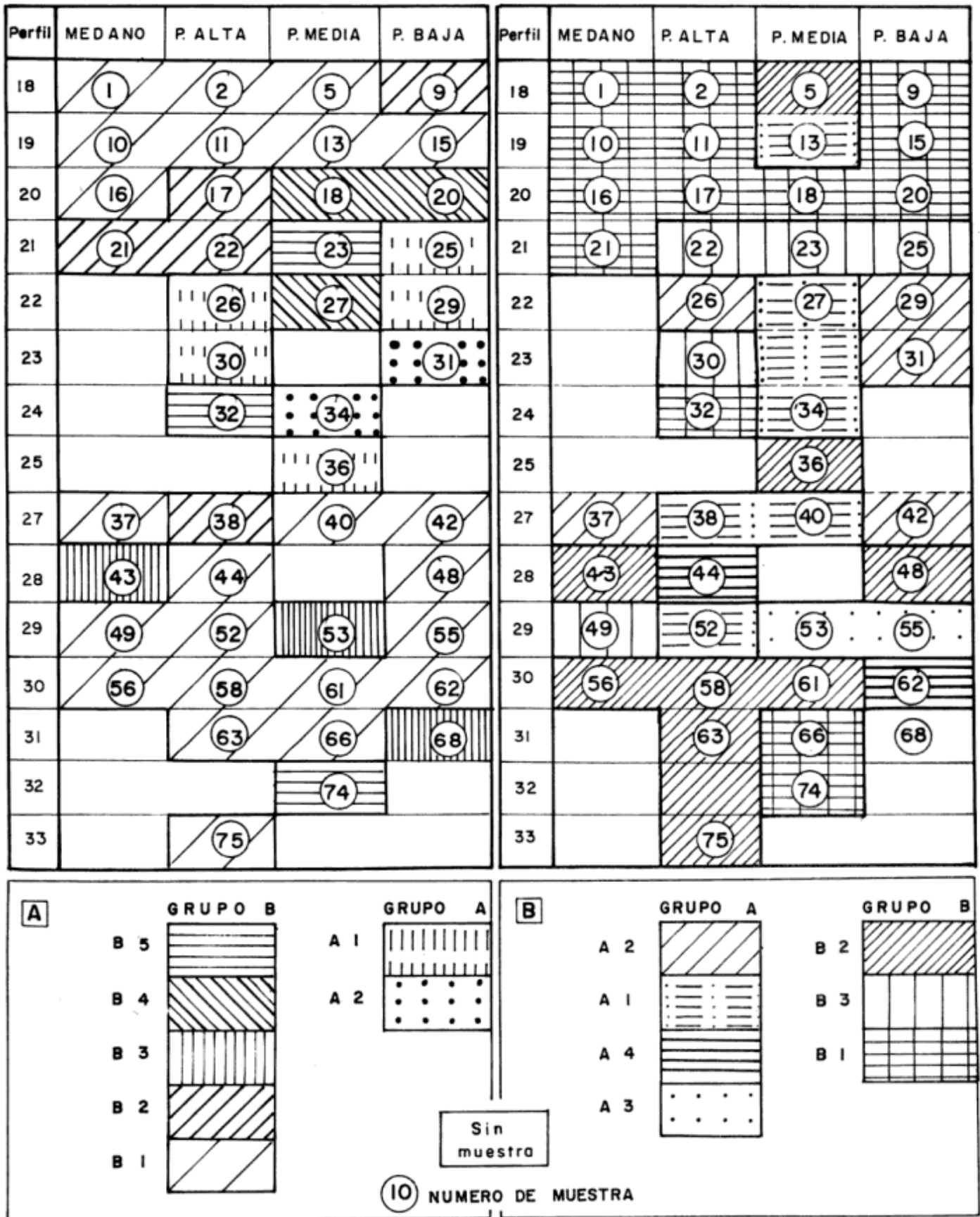


Figura 7: Distribución de los agrupamientos mineralógicos a partir del análisis estadístico. a. Minerales livianos. b. Minerales pesados.

nos sectores se incrementa el cuarzo hasta un 33 % (muestras 43, 53 y 68), lo que se vincularía con la presencia de afloramientos de rocas de composición granitoide en ese sector (Complejo Marfil).

En cuanto a las muestras aisladas con alto contenido de material vítreo, no se ha podido hallar ninguna vinculación destacable pudiéndose señalar que tal característica se debería posiblemente a condiciones dinámicas muy puntuales.

Fracción de minerales pesados:

Para su análisis no se incluyeron las especies presentes en el orden del 1% promedio y que no superan nunca el 5 % (valor que se aproxima al de error de conteo del microscopio). Las especies desestimadas son: granate, monacita, apatito, circón, turmalina, clorita, zoisita, clinzoisita, rutilo y fluorita.

Se distinguieron también dos grupos, A y B, en base al contenido de calcita (Fig. 7b).

El grupo A se caracteriza por el predominio de calcita. Se reconocieron los siguientes subgrupos:

-A1: calcita > 50 %

-A2: calcita \approx 30 %

-A3: con calcita algo menor (20 %) presenta abundantes bioclastos calcáreos y fosforita (colofano?); esta última en una muestra de playa baja y posiblemente de origen orgánico.

-A4: dos muestras anómalas (44 y 62) con bajo tenor en calcita y alto contenido en sericita (20 %).

El grupo B se distingue por el contenido de piroxenos totales y tiene los siguientes subgrupos:

-B1: los piroxenos son abundantes sin superar el 50 % promedio del total de especies presentes. La augita y el hipersteno se encuentran en proporciones aproximadamente equivalentes. Hay concentración de los tipos con características de disolución intraestratal.

-B2: muy rico en piroxenos (> 50 %). Aquí augita supera al hipersteno, alcanzado a veces concentraciones por encima del 50 %.

-B3: es similar al B1, diferenciándose por poseer importantes concentraciones de opacos (\approx 30 %).

En el perfil 31 la muestra 68, de playa baja, presenta bajo nivel de similitud con las muestras del grupo B y se distingue de éstas por contener un 60,5 % de biotita.

Interpretación: Entre los perfiles 21 al 25 vuelve a manifestarse una alta concentración de calcita, cuyo origen ya se explicó para la fracción de livianos. En el sector de los perfiles 27 al 29 las concentraciones son menores y hay mezclas de bioclastos y fosforita (colofano?). Esta última probablemente derive de los calcáreos bioesparíticos de la Fm. Arroyo Verde (Cortés 1987) aflorantes en diversos puntos del área.

Al norte, desde el perfil 18 al 20, la fracción pesados muestra abundancia de piroxenos con una relación hipersteno/augita 1:1. La presencia de piroxenos con disolución intraestratal, indicaría la influencia de las areniscas de la Fm. Río Negro en estos sedimentos. Cabe

destacar una importante concentración de opacos en el perfil 21, en la muestra 5 del perfil 18 y en la 49 del perfil 29, cuyo origen no es claro.

A partir del perfil 27 y hasta el 33 los piroxenos dominan la fracción pesados y la relación es augita > hipersteno. Tal relación ya fue puesta de manifiesto por Etchichury y Remiro (1979) quienes encontraron igual tendencia en este sector. La presencia de abundante calcita en algunos sectores se relacionaría igualmente a su derivación de calcáreos de la Formación Arroyo Verde. En los perfiles 28 y 30 se advierten concentraciones de sericita posiblemente provenientes de metasedimentitas de la Formación Ectinitas El Jagüelito aflorantes en el área costera. La biotita presente en la muestra 68 del perfil 31 tendría el mismo origen y se concentraría por condiciones dinámicas muy puntuales, ya que no se la ha observado en ningún otro sector. También algún factor dinámico particular explicaría la concentración de opacos en la muestra 49 del perfil 29.

Conclusiones

Se evidencia una relación entre textura del sedimento, geoformas litorales y dinámica hídrica y eólica que, en términos generales, es la normal en los procesos evolutivos de este tipo de costa. En pocos lugares se presentan situaciones anómalas que pueden atribuirse al tamaño del sedimento disponible o a condiciones morfológicas y de energía particulares.

A pesar que la composición mineralógica corresponde a la asociación "pampeano-patagónica", aparecen variaciones que dependen de características muy localizadas. Tal el caso de la presencia de calcita en sectores con plataformas de abrasión calcáreas, el incremento del cuarzo en lugares donde afloran rocas de composición granítica y la aparición de fosforita asociada a la presencia de formaciones geológicas que podrían contenerla. Algunos de estos componentes, utilizados como indicadores dinámicos, han permitido evidenciar la dirección de la deriva litoral para este sector costero hacia el norte.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R., 1965. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Geología, 5 (36): 245 - 310.
- Angulo, R., Fidalgo, F., Gómez Peral, M. y Schnack, E., 1979. Las ingresiones marinas cuaternarias en la bahía de San Antonio y sus vecindades (provincia de Río Negro). Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 271-283. Buenos Aires.
- Cortés, J.M., 1987. Descripción Geológica de la Hoja 42 h, "Puerto Lobos" (provincia del Chubut). Dirección Nacional de Minería y Geología. Boletín 202: 93 p.
- de Alba, E., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 41 J, Sierra

- Grande, provincia de Río Negro. Dirección Nacional de Minería y Geología. Boletín 97: 67 p.
- Etchichury, M.C. y Remiro, J.R., 1960. Muestras de fondo de la plataforma continental comprendida entre los paralelos 34° y 36° 30' de latitud sur y los meridianos de 53° 10' y 56° 30' de longitud oeste. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*. *Ciencias Geológicas* 6 (4): 198-263.
- Etchichury, M.C. y Remiro, J.R., 1979. Sedimentos de playa de la zona comprendida entre Balneario El Cóndor (provincia de Río Negro) y Puerto Madryn (provincia del Chubut). *Actas Sexto Congreso Geológico Argentino*, 2-3: 281-302.
- Folk, R.L. y Ward, W. C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27 (1): 3-26.
- Gelós, E.M., Spagnuolo, J.O. y Schillizzi, R.A., 1989. Las unidades morfológicas de la costa norte del golfo San Matías y su evolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (3): 315-326.
- Gelós, E.M., Spagnuolo, J.O. y Schillizzi, R.A., 1990. Caracteres texturales y mineralógicos de sedimentos de playa de la costa norte del golfo de San Matías. *Revista de la Asociación de Minerología, Petrología y Sedimentología*, 21(1/4): 41-52.
- Gelós, E.M., Schillizzi, R.A. y Spagnuolo, J.O., 1992. Interpretación litoestratigráfica de un tramo de costa al sur de punta Pórfido, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4): 397-402.
- Gelós, E.M., Spagnuolo, J.O. y Schillizzi, R.A., 1993-a. Las unidades morfológicas de la costa oeste de golfo San Matías. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (4): 365-371
- Gelós, E.M., Schillizzi R.A. y Spagnuolo, J.O., 1993-b. El Mesozoico superior-Cenozoico de la costa occidental del golfo San Matías. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (4): 423-426
- González Díaz, E.F. y Malagnino, E.C., 1984. Geomorfología. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino, 1 (13): 347-364. Buenos Aires.
- Guilcher, A., 1957. *Morfología litoral y submarina*. Ed. Omega S.A. 264 p. Barcelona.
- Legendre, L. y Legendre, P., 1979. *Ecologie numérique II*. Capítulo 6: "La mesure de la ressemblance" y Capítulo 7: "Le groupement". Masson et Cie., 254 p. París.
- Morilla Abad, I., 1979. *Diccionario de Ingenieros de Caminos*. Ediciones Pirámide, 358 p. Madrid, España.
- Núñez, E., Weber de Bachmann, E.I., Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuafn, A. y Sepúlveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del macizo de Somuncura, provincia de Río Negro, República Argentina. 2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 9: 247-266. Buenos Aires.
- Perillo, G.M.E., Gómez, E.A., Aliotta, S. y Galíndez, D.E., 1985. Granus: un programa Fortran para el análisis estadístico y gráfico de las muestras de sedimentos. *Revista de la Asociación de Minerología Petrología y Sedimentología*, 16 (1/4): 1-5.
- Spagnuolo, J.O., Schillizzi, R.A. y Gelós, E.M., 1992-a. Adaptación del método de Emery a perfiles de playa de gran extensión. *Revista Atlántica*, 14 (único): 59-64. Río Grande, Brasil.
- Spagnuolo, J.O., Schillizzi, R.A. y Gelós, E.M., 1992-b. Evolución geológica y características físicas de la laguna costera de Puerto Lobos (Pcia. del Chubut, Argentina). *Revista Atlántica*, 14 (único): 87-102. Río Grande, Brasil.
- Visher, G.S., 1969. Grain size distribution and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39 (3): 1074-1106.
- Weber, E.I., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 40j, Cerro El Fuerte (provincia de Río Negro). Servicio Geológico Nacional, Boletín 196: 69 p.

Recibido: 15 de setiembre, 1993

Aceptado: 2 de mayo, 1994

Geohidroquímica de la lluvia en la región del suroeste bonaerense

A. Guillermo BONORINO

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

ABSTRACT. *Geohydrochemics of the rain in the southwest region of Buenos Aires Province.* Chemical data from rainwater samples collected in Bahía Blanca city, La Masallé station, close to Epecuén lake, Chasicó lake, Loma El Zorro farm and other villages spread over the area located in the southwest of Buenos Aires province were analyzed. The chemical typification of rainwater was made in order to complete the geochemical model of the groundwater of the basin, to determine the source of ionic compounds and evaluate the amount of salts that atmospheric precipitation brings over the different studied locations. The average and standard deviation of rainwater total dissolved solid determined were the following: Bahía Blanca, 48 mg/l (19); El Zorro, 23 mg/l (8); different points at the mountain range (Sierra de la Ventana), 31 mg/l (18); La Masallé, 85 mg/l (32); Laguna Chasicó, 116 mg/l (53). The most important factors in the rainwater mineralization of this region are continental ones and their source comes from loess-like sediment remotion which brings essentially bicarbonate and calcium ions and also from spray of the saltlakes that supply chloride, sodium and sulfate ions. The remaining constituents are derived from wind dynamic over the saline soils of the region and from marine spray.

Introducción

El conocimiento de la composición química del agua de lluvia de una zona tiene una importancia multidisciplinaria debido a que las impurezas disueltas en ella interactúan, con distintos grados de influencia, sobre todos los elementos que conforman el sistema ecológico del lugar.

En el caso específico del agua subterránea, la propuesta de un modelo hidrogeoquímico tiene su punto de partida, como condición necesaria, en la composición del agua de lluvia en la recarga, la cual se constituye en miembro inicial del sistema. En diversas situaciones los iones disueltos en el agua subterránea provienen, casi exclusivamente, del agua de lluvia; en otras, en cambio, diferentes fenómenos fisicoquímicos ocurren entre el agua infiltrada y la fase mineral del suelo y de la zona saturada por la que circula. Dichos fenómenos y los consecuentes cambios operados serán mejor individualizados e interpretados en la medida en que se posea una acabada idea de las propiedades químicas del agua de lluvia.

Esta memoria tiene como finalidad la caracterización hidroquímica del agua de lluvia, especialmente la del ión cloruro; la noción de la cantidad de cloruros depositada sobre un área específica constituye una variable evaluada con poca frecuencia, pero su uso en hidrología es potencialmente importante.

El trabajo se desarrolló en distintos ambientes morfológicos por lo cual se suman diferentes aspectos que influyen en el quimismo de las lluvias. Se considera, además, el probable origen de las sales que las lluvias incorporan a la atmósfera y también otros factores que pueden provocar variaciones temporoespaciales en su composición.

Antecedentes regionales

El área de estudio (Fig. 1) comprende la región del suroeste bonaerense drenada por las vertientes occidentales y extremo septentrional de las Sierras Australes.

El clima general de la región, según los índices climáticos de clasificación de Thorthwaite, corresponde al tipo sub-húmedo con gran deficiencia de agua en verano y mesotermal B'2 (Burgos y Vidal 1951), semifrío con tendencia a templado, en el área de Bahía Blanca. En el sector serrano (estación Tornquist), el tipo climático es sub-húmedo húmedo con deficiencia moderada de agua en verano y mesotermal B'2, mientras que en el área de la laguna Epecuén la deficiencia de agua es nula. En el sector de la laguna Chapalcó el clima es sub-húmedo seco y mesotermal, con nulo exceso de agua. En todos los casos, casi el 50% de la evapotranspiración total anual se concentra en la temporada estival.

Las máximas temperaturas promedio mensuales, tanto en Bahía Blanca como en Tornquist, corresponden a enero y febrero y las mínimas a junio y julio, siendo las medias anuales de 14,7 y 14,6 °C respectivamente.

La distribución media anual de las lluvias varía entre 754 mm, para laguna Epecuén, y 528 mm, para Bahía Blanca. Los máximos milimetrajés se alcanzan, por lo general, en el mes de marzo mientras que los mínimos se registran en agosto. Por otra parte, las estaciones más lluviosas son las de otoño, primavera y verano que reciben alrededor del 30 al 34% del total de las lluvias, a las que se le contraponen como la más seca, la de invierno con un 10 a un 15%.

Los vientos predominantes en la estación Bahía Blanca provienen del sector norte, en tanto que los menos frecuentes son del sur y del este. Para la zona serrana, estación Pigué, los vientos dominantes son del sector

norte, este y sur y los menos usuales, del noroeste y del sudeste.

De las seis estaciones utilizadas para la recolección de muestras de agua de lluvia (Fig. 1) una de ellas, la de Bahía Blanca, cercana al nivel del mar y próxima al estuario del mismo nombre representaría un ambiente costero; en otras dos, en el paraje La Masallé, ubicada a 2,5 km al noroeste de la laguna Epecuén, y en la laguna Chasicó, se distingue un entorno morfológico deprimido de dominio continental con cuerpos lacustres altamente salinizados y de intensa evaporación. Las tres restantes, en el establecimiento EL Zorro y en las poblaciones de Sierra de la Ventana, Tornquist y Saavedra, caracterizan a un ambiente netamente serrano que es el de las Sierras Australes.

Método de trabajo

La obtención de las muestras de agua de lluvia tuvo lugar en colectores rectangulares de chapa galvanizada de 1 m² de sección en la estación Bahía Blanca y de 0,25

m² en las restantes. Estos colectores drenan el líquido recogido a través de una manguera a recipientes de dos y un litro respectivamente. De acuerdo a estas capacidades, las muestras para la estación Bahía Blanca representan los primeros 2 mm de precipitación y para las otras estaciones, los primeros 4 mm. Lluvias de menor milimetrage que los mencionados no fueron analizadas. El número total de muestras de agua de lluvia recogidas en cada estación es el siguiente: estación Bahía Blanca 69 muestras, estación El Zorro 40, estación La Masallé 24, en las estaciones comprendidas en el ambiente de las Sierras Australes 9 y en la estación de la laguna Chasicó 6 muestras.

El tiempo transcurrido entre la recolección y el análisis químico, para los casos extremos, no superó las 72 horas. El único tratamiento efectuado a la muestra, antes de ser analizada, fue el de filtrado con papel número 50.

Los métodos utilizados para los análisis químicos fueron los siguientes:

- Alcalinidad: por titulación con HCl.
- Dureza y calcio: por titulación con EDTA.

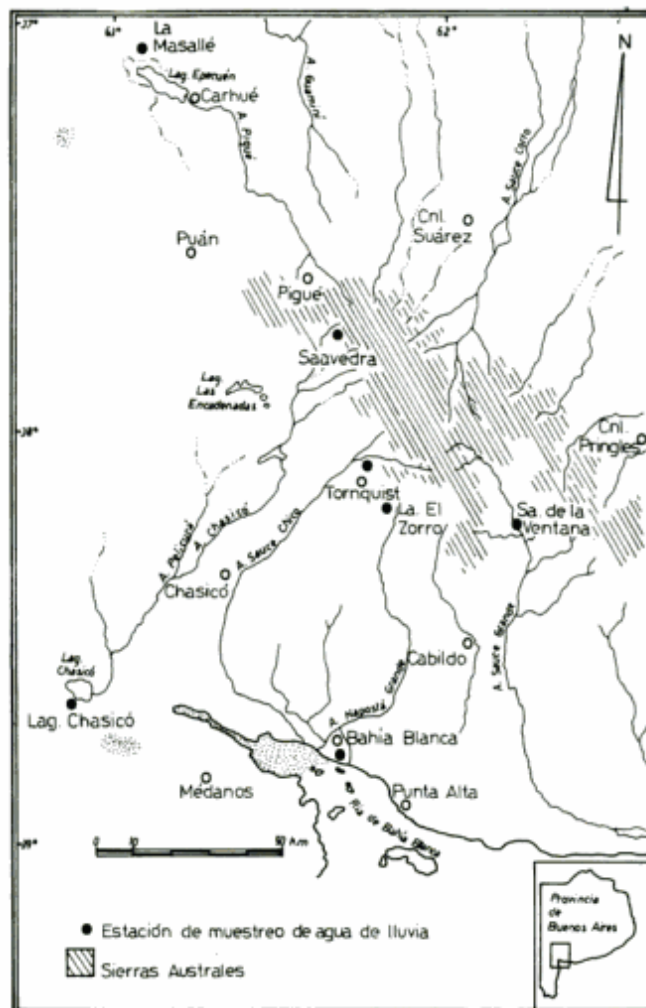


Figura 1: Situación del área de estudio.

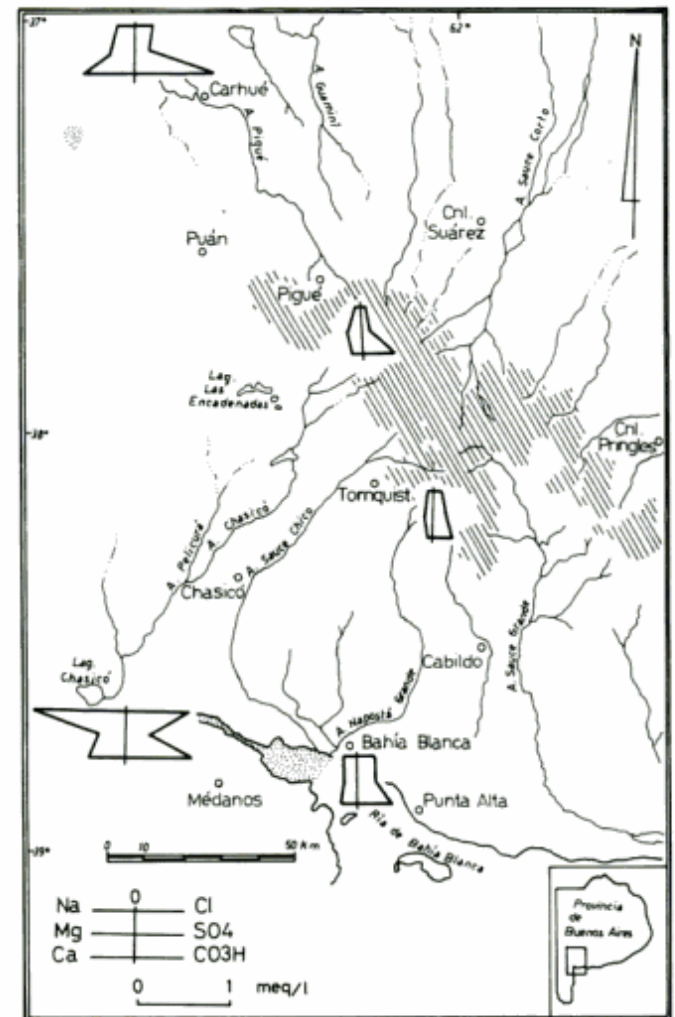


Figura 2: Diagrama de Stiff de la composición química promedio del agua de lluvia de cada una de las estaciones de muestreo.

- Sodio y potasio: con un fotómetro de llama con filtros de interferencia.
- Cloruros: por titulación potenciométrica y por el método de Mohr.
- Sulfatos: con un turbidímetro.
- pH: con pHmetro electrónico.
- Conductividad eléctrica: con un conductivímetro.

Los procedimientos para el tratamiento y análisis de datos comprendieron, en primer término, la determinación de su calidad a través de un control de error (Freeze y Cherry 1979, p. 97) y su admisión según los porcentajes propuestos por Anderson (1966, p. 54). En segundo lugar, se elaboraron los cuadros estadísticos con los rangos de concentración de los distintos iones y la composición promedio de la lluvia. Luego se pasó a la caracterización de los patrones químicos, utilizando el diagrama de Piper-Hill-Langelier y a la representación de los tipos hidroquímicos en cada estación de muestreo mediante el diagrama de Stiff. Para la correlación simple de los iones se usaron diagramas de dispersión de dos componentes complementándose con el análisis de regresión aplicando un programa computarizado, y para observar las variaciones temporales del quimismo de las lluvias, diagramas de concentración iónica *versus* el tiempo.

Se recogieron, además, cuatro muestras de polvo atmosférico obtenidas en los recipientes de almacenamiento de la lluvia y luego separadas del agua por filtrado simple. Estas muestras fueron analizadas con un difractómetro de rayos X (Rigaku Denki, Geygerflex DMAX3C) para determinar su composición mineralógica.

Resultados e interpretación

Composición del polvo atmosférico

Los picos observados en los difractogramas realizados sobre las muestras de polvo atmosférico, recogidas en la estación Bahía Blanca, corresponden a cuarzo, sílice amorfa, calcita y feldspatos, individualizándose dentro de éstos a las plagioclasas; los minerales del grupo de las arcillas son de un grado tan bajo de cristalinidad que no permiten su identificación. Se trata de los mismos minerales que componen el loess pampeano (Teruggi 1982, p. 49) cuya distribución cubre toda la región que abarca las estaciones de muestreo y que están contenidos en la formación geológica aflorante de edad pleistocena, de la cual los suelos sobre ella desarrollados reciben toda su influencia.

Composición química del agua de lluvia

En la Tabla 1 se han resumido los datos de la composición química del agua de lluvia recogida en las diferentes estaciones de muestreo.

El agua de la estación Bahía Blanca es de tipo bicarbonatada cálcica (Fig. 2). Este modelo de mineralización es de componente continental según Matveyev y Bashmakova (1967) y responde, por un lado, a la posición topográfica de Bahía Blanca, la cual se encuentra al pie de una terraza construida en sedimentos loésicos, y por el otro, a los vientos predominantes del ángulo noroeste y norte que arrastran permanentemente el polvo de la mencionada geoforma.

En Bahía Blanca, los vientos del sector marino, sur y este, son poco frecuentes y con escasa influencia, lo cual se refleja en las bajas concentraciones de cloruros y sulfatos de las lluvias que en general, provienen del aerosol marino transportado en masas húmedas o nubes.

El valor máximo absoluto de sulfatos que registró esta estación durante una tormenta es ocasional y podría generarse por la persistencia de vientos del sector oeste, en donde está situado el salitral de La Vidriera cuyos suelos presentan en su composición abundante yeso.

En la estación Loma El Zorro se observa, también, la influencia del polvo terrígeno en la composición química del agua de lluvia, presentando un modelo de mineralización bicarbonatada magnésico cálcico, Fig. 2. Se comprueba también el rápido decrecimiento de los cloruros con respecto a la estación Bahía Blanca debido a la intensa elución de las sales marinas en la costa.

La estación Loma El Zorro acusa el valor medio del total de iones disueltos (TID) más bajo de todas las estaciones y, consecuentemente, los más bajos en varios de los iones, e.g. bicarbonatos, calcio y magnesio. Es posible que el menor contenido de polvo en suspensión pueda explicar la baja concentración de sales ya que el tamaño del grano de la cobertura es mayor en cercanías de una zona de aporte de sedimentos y con predominio de superficies rocosas, como son las Sierras Australes, que en áreas más lejanas a las sierras. Tampoco se descarta la actuación que tienen los mayores excedentes de agua que se infiltran en este sector en el sentido de dejar en el suelo menor contenido salino que en un área con déficit hídrico.

Las muestras vinculadas a diferentes estaciones ubicadas en el ambiente serrano, i.e. Tornquist, Saavedra y Sierra de la Ventana, a pesar de su escaso número repiten las características de la estación anteriormente analizada, por situarse en lugares de condiciones fisiográficamente similares.

El agua de lluvia en la estación La Masallé (Fig. 2) muestra las mismas características que tiene la de Bahía Blanca. Si bien su posición guarda un mayor grado de continentalidad, lo que indirectamente reafirma aun más este concepto para las lluvias de esa ciudad, la misma razón explicaría la presencia de los valores medios más elevados en bicarbonato y calcio en el agua de lluvia, a pesar de estar situada muy cerca de un cuerpo de gran evaporación como la laguna Epecuén. Este cuerpo de agua, con un TID que alcanza los 7.017

Tabla 1: Síntesis de la composición del agua de lluvia (el TID está expresado en mg/l y los iones en meq/l).

Composición	TID	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁼	CL ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺
Bahía Blanca								
Mínimo	19	0,107	0,052	0,023	0,009	0,005	0,010	0,018
Máximo	89	0,897	0,854	1,016	0,848	0,210	0,929	0,465
Promedio	48	0,339	0,163	0,164	0,153	0,038	0,185	0,159
Tipo geoquímico: HCO ₃ >> Cl = SO ₄ ; Ca > Mg > = Na >> K								
Loma El Zorro								
Mínimo	13	0,067	0,027	0,034	0,004	0,003	0,015	0,006
Máximo	42	0,379	0,302	0,242	0,140	0,274	0,206	0,222
Promedio	23	0,171	0,131	0,095	0,046	0,044	0,072	0,077
Tipo geoquímico: HCO ₃ > SO ₄ > Cl; Mg > = Ca > Na > = K								
Estaciones serranas varias								
Mínimo	16	0,154	0,062	0,011	0,011	0,005	0,030	0,066
Máximo	69	0,804	0,121	0,082	0,087	0,171	0,160	0,271
Promedio	31	0,327	0,091	0,039	0,039	0,038	0,092	0,132
Tipo geoquímico: HCO ₃ >> SO ₄ > Cl; Mg > Ca > Na >> = K								
La Masallé								
Mínimo	40	0,353	0,065	0,023	0,039	0,013	0,118	0,025
Máximo	144	1,737	0,287	0,381	0,392	0,251	1,183	0,724
Promedio	85	0,845	0,144	0,177	0,163	0,079	0,549	0,245
Tipo geoquímico: HCO ₃ >> Cl > SO ₄ ; Ca > Mg > Na > K								
Laguna Chasicó								
Mínimo	33	0,261	0,115	0,138	0,126	0,008	0,105	0,156
Máximo	171	1,389	0,404	1,325	1,953	0,125	1,198	0,403
Promedio	116	0,724	0,254	0,676	0,974	0,053	0,398	0,296
Tipo geoquímico: HCO ₃ > Cl > SO ₄ ; Na > Ca > Mg > K								

mg/l, parece imponer esa condición, ya que la lluvia de La Masallé ostenta el segundo valor medio máximo de TID.

El modelo químico del agua de lluvia recogida en la estación laguna Chasicó es bicarbonatado sódico (Fig. 2). La distribución aniónica es similar a la de La Masallé, pero con la diferencia de que la concentración media en cloruros casi se equipara con la de bicarbonatos. Por otra parte, es la única lluvia cuyo promedio en sodio predomina sobre los restantes iones. El agua exhibe también el valor medio más elevado de TID, de cloruros, sulfatos y magnesio, influencia directa de las características

morfológicas e hidrológicas del lugar sobre el quimismo de la lluvia. Debe señalarse que la laguna Chasicó se encuentra a 22 m b.n.m., evapora unos 1.170 mm al año y sus aguas poseen un TID de 34.490 mg/l.

Es posible estimar la cantidad de impurezas que caen con la precipitación por unidad de superficie de suelo mediante el índice de precipitación química (P) de acuerdo a la relación siguiente (Matveyev y Bashmakova 1967):

$$P \text{ (Tn/km}^2\text{)} = \frac{R \cdot \text{TID}}{1000}$$

donde

R : Precipitación anual en mm

TID : Total de iones disueltos promedio en mg/l.

Los resultados obtenidos son los siguientes:

Estación	Año, mes y número de observaciones	R mm	TID mg/l	P Tn/lm ²	Iones dominantes
Bahía Blanca	04/87-04/89 (69)	510	48,2	24,5	HCO ₃ ,Ca ⁺⁺
L. El Zorro	01/87-03/89 (40)	565	23,8	13,4	HCO ₃ ,Mg/Ca
Serranas	08/88-05/89 (7)	603	31,6	19,0	HCO ₃ ,Mg ⁺⁺
La Masallé	01/88-05/89 (21)	413	85,6	35,3	HCO ₃ ,Ca ⁺⁺
Lag. Chasicó	08/88-05/89 (6)	431	116,4	50,1	HCO ₃ ,Na ⁺

Este índice caracteriza las condiciones hidrológicas, geomorfológicas, geológicas y antrópicas que controlan el grado de impurezas de la atmósfera de una zona geográfica.

Índices geoquímicos

En la Tabla 2 se consignan algunos índices geoquímicos calculados con los valores promedio de concentración iónica del agua de lluvia en las distintas estaciones de observación. Se agregan también los índices del agua de las lagunas Epecuén y Chasicó y de la ría de Bahía Blanca (Bonorino 1988).

rNa/rCl. En Bahía Blanca, el valor es muy cercano al que posee el agua de la ría, mientras que en La Masallé y laguna Chasicó son similares a las de sus lagunas aledañas. En la estación Loma El Zorro, el índice es normal para la distancia que guarda con la costa (Galloway *et al.* 1982; Rosenthal 1987; Edmunds *et al.* 1987); en esta zona los vientos predominantes son del sector sur y este. Por otra parte, el índice de correlación alto (0,99) del Na⁺ vs. Cl⁻, para todas las estaciones, señala también un origen común de los mismos que, como se ha mencionado anteriormente, parece ser el aerosol marino y lacustre.

rMg/rCa. En todos los casos, los índices están por debajo de los valores de los cuerpos de agua consignados a causa de la alta concentración de calcio por el polvo atmosférico. El índice de correlación Ca⁺⁺ vs. HCO₃⁻ de

0,97 muestra una alta correspondencia entre estos dos iones.

rSO₄/rCl. Los índices del agua de lluvia son sustancialmente mayores a los del agua de mar, aunque el de la estación laguna Chasicó es muy similar al agua de la laguna homónima. Una parte del exceso de sulfatos se podría explicar por el contenido en yeso que poseen los suelos salinos aledaños a la depresión del salitral de La Vidriera, ubicada al oeste de Bahía Blanca, y la Formación Chasicó, la cual aflora en un sector más o menos importante que abarca el oeste del área de estudio. Sin embargo la baja solubilidad del yeso hace suponer que el suelo sería un pequeño contribuyente. El alto índice de correlación entre el sulfato y el sodio (0,94) parece indicar que una parte de este anión, más importante que la anterior, podría generarse de los cuerpos lacustres.

En el ámbito de Bahía Blanca, las concentraciones de sulfatos en el agua de lluvia son bajas en comparación con las que se encuentran en áreas urbanas con impurezas industriales, donde, por ejemplo, se pueden registrar valores de sulfatos de 15 mg/l o más (Custodio y Llamas 1976, p. 1081). Sin embargo, algunas lluvias han superado los 15 mg/l y en una oportunidad alcanzó un máximo de 41 mg/l, por lo que no se debería descartar cierto efecto contaminante en esta aparición.

rCl/rHCO₃. Los bajos índices en todas las estaciones ponen énfasis en el alto tenor de bicarbonato, muy superior, en el caso de La Masallé, al que dan algunos autores como excepcionales (Custodio y Llamas 1976; Nativ y Mazor 1987) y marcan la influencia del polvo atmosférico o terrígeno, predominantemente carbonato cálcico, en el aporte de sales, bicarbonato y calcio. Como ya se mencionara antes el coeficiente de correlación HCO₃⁻ vs. Ca es alto y alcanza a 0,97.

A los efectos de analizar las variaciones iónicas con respecto al tiempo, para cada una de las estaciones climáticas se construyó un diagrama de Piper, en el que se distingue cada lluvia con la estación climática correspondiente, y un diagrama de dispersión de cada ión vs. tiempo. Los gráficos no han sido incluidos en este trabajo.

En el diagrama de Piper, para los análisis de la estación Bahía Blanca, se observó solamente una ten-

Tabla 2: Índices geoquímicos del agua de lluvia (basados en los valores promedio de la Tabla 1).

Estación	B. Blanca	El Zorro	Serranas	La Masallé	Chasicó	(1)	(2)	(3)
rNa/rCl	0,93	0,48	1,00	0,92	1,44	0,87	1,27	1,43
rMg/rCa	0,86	1,06	1,43	0,44	0,74	4,82	30,23	6,03
rCl/rK	4,31	2,15	1,02	2,24	12,75	284,88	76,59	50,50
rSO ₄ /rCl	0,99	1,37	2,33	0,81	0,37	0,10	0,40	0,32
rCl/rHCO ₃	0,48	0,55	0,12	0,21	0,93	142,44	25,89	4,92

(1) Agua de la ría de Bahía Blanca (Bonorino 1988)
 (2) Agua de la laguna Chasicó
 (3) Agua de la laguna Epecuén

dencia de las aguas de lluvia a ser calcomagnéticas en el espacio invierno-primavera y sódico potásicas en verano-otoño. En el segundo de los gráficos y para la misma estación se reconoció mayor uniformidad en los valores de concentración iónica durante la primavera, especialmente en cloruros y sulfatos, y en coincidencia con los valores más bien pequeños. Este efecto de uniformidad podría atribuirse a una mayor frecuencia de días de lluvia que ocurre en esta estación. Al contrario, la mayor heterogeneidad en la concentración de iones ocurre en verano y otoño.

Posiblemente, para el resto de las estaciones muestreadas la cantidad de lluvias no ha sido lo suficientemente numerosa como para distinguir alguna tendencia normal en la distribución iónica a través del tiempo. De todas maneras en el mejor de los casos los coeficientes de correlación encontrados no superaron 0,50.

Conclusiones

El agua atmosférica de la región suroeste bonaerense, según su mineralización, puede dividirse en tres grupos: bicarbonatado y cálcico, bicarbonatado y magnésico y bicarbonatado y sódico. La mineralización posee dos componentes: marina y continental, reconociéndose en esta última un subtipo de influencia lacustre.

Los factores que predominan en la mineralización del agua son los continentales, principalmente como suspensiones eólicas que provienen de la remoción de suelos loésicos y salinos que aportan principalmente bicarbonato y calcio, y de aerosoles de lagos salados. La acción del polvo terrígeno en esta región es muy importante, aún en el área litoral de Bahía Blanca. El resto de los iones disueltos en la lluvia provienen posiblemente del *spray* marino transportado por las nubes que contribuyen con cloruro, sodio y sulfato.

El índice de precipitación química (P) más elevado corresponde a la estación continental laguna Chasicó y refleja su íntima relación con la naturaleza morfológica, hidrológica y geológica del lugar. En áreas de recarga y muy especialmente donde la infiltración es más bien rápida, como las medanosas, el agua subterránea debe reconocer un quimismo vinculado directamente a este índice.

Agradecimientos

El autor desea expresar su reconocimiento a la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires y al CONICET por la ayuda económica recibida.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anderson, K.E., 1966. Water well handbook. Missouri Water Well Driller Association Ed., 1089 p. Rolla, Missouri.
- Baldwin, A.D., 1971. Contribution of atmospheric chloride in water from selected coastal streams of Central California. *Water Resources Research*, 7 (4):1007-1012.
- Bonorino, A.G., 1988. Geohidrología del sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía Blanca. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, 268 p. (inédito).
- Burgos, J.J. y Vidal, A.L., 1951. Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite. *Revista Meteoros*, I (1): 3-32.
- Custodio, E. y Llamas, M. R., 1976. Hidrología subterránea. Ed. Omega, 2359 p. Barcelona.
- Edmunds, W.M., Cook, J.M., Darling, G.W., Kinniburgh, D.G., Miles, D.L., Bath, A.H., Morgan Jones M., y Andrews, J.N., 1987. Baseline geochemical conditions in the Chalk aquifer Berkshire, United Kingdom: a basis for groundwater quality management. *Applied Geochemistry*, 2 (3):251-274.
- Freeze, R.A. y Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc. 604 p. London.
- Galloway, J.N., Likens, G.E., Keene, W.C. y Miller, J.M., 1982. The composition of precipitation in remote areas of the world. *Journal of Geophysical Research*, 87 (C11):8771-8786.
- Matveyev, A.A. y Bashmakova, O. I., 1967. Chemical composition of atmospheric precipitation in some regions of the USSR. *Soviet Hydrologic: Selected Papers*, (5):480-491.
- Nativ, R. y Mazor, E., 1987. Rain events in an arid environment. Their distribution and ionic and isotopic composition patterns: Makhtesh Ramon Basin, Israel. *Journal of Hydrology*, 89 (3/4):205-237.
- Rosenthal, E., 1987. Chemical composition of rainfall and groundwater in recharge areas of the best Shean-Harod multiple aquifer system, Israel. *Journal of Hydrology*, 89 (3/4):329-352.
- Teruggi, M.E., 1982. *Diccionario sedimentológico*. Vol. I, Rocas clásticas y fibroclásticas. Edit. Libart. 104 pp. Buenos Aires.

Recibido: 24 de noviembre, 1993

Aceptado: 16 de mayo, 1994

La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos

Miguel Angel GALLISKI

*Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis,
Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis, Argentina*

ABSTRACT. *The Pampean Pegmatitic Province. I: Typology and distribution of its economic fields.* The Pampean Pegmatitic Province ranges from 24°30' S to 33°30' S in northwestern Argentina. It comprises more than 95% of the pegmatitic mineral resources of the country. Since 1930 its pegmatites have been mined producing in excess of 25,000 t beryl, 45 t Nb-Ta ore, 1,000 t Li minerals, Bi, U, mica, feldspars and quartz. This paper reviews the geology and typology of its different economic fields. The pegmatites are classified in muscovite and rare element classes. The muscovite class pegmatitic fields are from north to south: Centenario, Quilmes, Ambato, Valle Fértil and Alta Gracia. They are placed in medium grade, medium pressure metamorphic rocks. These pegmatites are tabular, ≤ 200 m long, 2-10 m wide bodies, bearing muscovite in their intermediate zones. K-Ar ages show a range from the Upper Precambrian to the Lower Silurian. The rare element pegmatite fields of LCT signature are: Cerro Blanco, El Quemado, Calchaquí, Ancasti, Sierra Brava, Comechingones, Altautina, La Estanzuela, Conlara and Totoral. They form an 800 km long by 30-100 km wide segmented belt that runs parallel, eastward of the main muscovite class fields. These pegmatites are placed in greyschists and gneisses of an Abukuma-type metamorphic belt. The most common pegmatite types are: (1) beryl type in which both beryl-columbite and beryl-columbite-phosphate subtypes are present, (2) complex-type, spodumene-subtype, and (3) albite-spodumene type. Albite-type and lepidolite-subtype pegmatites are scarce. The pegmatites of this belt have Cambrian-Ordovician K-Ar ages. The rare element pegmatite fields of mixed LCT-NYF signature are Velasco and Punilla. They contain beryl-columbite-phosphate subtype, rare element class pegmatites, placed in -or near- epizonal, high-K calcalkaline granitoids of Lower Carboniferous ages.

Introducción

El aprovechamiento de pegmatitas graníticas en la República Argentina se inició posiblemente a fines del siglo XIX, pero recién alcanzó registros interesantes con posterioridad a 1930. El desarrollo de las explotaciones, inicialmente dirigidas a la provisión local de minerales industriales, fue aumentado por el interés en materias primas de mayor valor unitario, que significaron periodos de auge representados por la extracción de berilo (1950-60), columbita-tantalita (1940-45, 1950-55, 1965-75), bismuto (1940-45, 1950-60), espodumeno-ambligonita (1960-64, 1975-79) y mica (1945-49, 1970-74). Como subproductos han aportado ocasionalmente minerales de uranio y vermiculita. La producción de gemas ha sido escasa y estuvo basada en hallazgos puntuales de aguamarinas y heliodoros (Ahlfeld y Angelelli 1948).

Los antecedentes vinculados al estudio de la temática pegmatítica evolucionaron sin una sistematización definida, siguiendo en diferido las tendencias de la demanda de materias primas de este origen o las fluctuaciones del interés académico internacional en el magmatismo granítico y su metalogénesis. El resultado es un conjunto de publicaciones e informes con enfoques disímiles y heterogénea calidad, que con aproximaciones desde diversas disciplinas han contribuido al desarrollo del conocimiento sobre estos depósitos. El ritmo más sostenido en las publicaciones corresponde a mineralogía

descriptiva, con resultados que han sido sintetizados por Angelelli *et al.* (1983). Los estudios técnicos de cubicación de reservas y estimación de contenidos son relativamente abundantes y específicos: se encuentran resumidos en Angelelli (1984), Angelelli *et al.* (1980) y Schalamuk *et al.* (1983).

Más significativas son las aproximaciones al estudio petrológico, geoquímico y geológico económico de las pegmatitas. En este sentido Herrera (1958, 1961, 1963, 1964, 1971) describió sus observaciones sobre la estructura interna, mineralogía y geoquímica de los principales distritos del país y emprendió la primera síntesis sobre la evolución geoquímica de pegmatitas en la Argentina (Herrera 1965, 1968). En la misma línea se enmarcan los trabajos de Villar Fabre *et al.* (1958), Gamkosian (1960), Angelelli y Rinaldi (1963), Rinaldi (1968), Gallagher y Jutorán (1971), Porto (1971), Balmaceda (1982), Galliski (1983b), López (1984).

En este trabajo se resumen las principales características geológicas de los distritos pegmatíticos definidos en la Provincia Pegmatítica Pampeana (Galliski 1992a), para documentar la información que permite tipificarlos en el marco comparativo de nuevas clasificaciones, como paso previo a una interpretación metalogénica.

La terminología y especialmente la clasificación de la mayoría de los distritos pegmatíticos estudiados en el país, está desactualizada respecto al importante progreso ocurrido en el tema durante la década pasada. En esta contribución se seguirán los lineamientos de la classifica-

ción basada en las características petrogenéticas y el ambiente de emplazamiento desarrollada por Ginsburg *et al.* (1979) y Ginsburg (1984), tal como ha sido citada y adoptada por Černý (1982a, 1989). Las principales características de esta taxonomía están sucintamente contenidas en las tablas 1, 2 y 3. El léxico de las unidades de orden superior utilizadas para agrupar las distintas poblaciones de pegmatitas es, en magnitud creciente: grupo, distrito, cinturón y provincia. Estos vocablos se utilizan en igual sentido que Černý (1982a, 1991a), excepto distrito pegmatítico que aquí se homologa con *pegmatitic field* en base a la equivalencia conceptual y no terminológica.

Tipología y distribución de los distritos económicos de la Provincia Pegmatítica Pampeana

1) Distrito Centenario

Se encuentra ubicado en el margen oeste del salar de Centenario (Fig. 1) en esquistos micáceos que en su grado más alto alcanzan facies anfíbolitas de presión intermedia (Viramonte *et al.* 1975). Este basamento pasa hacia el oeste, por medio de contacto tectónico, a una faja de deformación ordovícica (Mon y Hongn 1987).

Las pegmatitas son cuerpos tabulares, subconcordantes, de espesores entre 1 y 3 m y longitudes de 100 a 200 m. Se emplazan forzosamente con rumbos meridianos y turmalinización de la caja. Son cuerpos zonales postcinemáticos que han sido explotados por muscovita la cual alcanza buen desarrollo y grado 2 (Turner 1964). Sureda *et al.* (1986) en base a una datación K-Ar le adjudicaron al distrito una edad preliminar en el límite Devónico-Carbonífero. La mineralogía, el ambiente metamórfico y la ausencia de granitoides permiten clasificarlas como pegmatitas de clase muscovita.

2) Distrito Cerro Blanco

Las pegmatitas del distrito se encuentran en el cordón de Oire Grande constituido por metamorfitas y migmatitas deformadas con crecimiento de fenoblastos de feldespatos potásicos (Turner 1964). Las pegmatitas constituyen cuerpos tabulares que alcanzan longitudes de cientos de metros y espesores de hasta 25 m en el Cerro Blanco. Tienen contactos netos con la caja, imperfecto desarrollo zoneográfico donde predomina microclino en bloques, y los accesorios son biotita, muscovita, berilo, turmalina y granate (Castillo 1978). El berilo ocurre en la zona intermedia y en concentraciones aluviales que permitieron el beneficio de varias toneladas (M. Rojo com. pers., 1987). En el extremo norte del

Tabla 1: Clases de pegmatitas graníticas

Clase	Familia	Elementos menores típicos	Ambiente metamórfico	Relación con granitos	Características estructurales	Ejemplos
Abisal	—	U, Th, Zr, Nb, Ta, Y, ETR, Mo; mineralización moderada a pobre	facies granulita de baja a alta P. ≈ 4-9 kb, 700°-800°C	ninguna (segregación leucosomas anatécticos)	concordantes a venas movilizadas discordantes	Rae and Hearne Provinces, Canada (Tremblay 1978). Eastern Baltic Shield (Kalita 1965)
Muscovita	—	Li, Be, Y, ETR, Ti, U, Th, Nb>Ta; mineralización pobre a moderada, mica y min. cerámicos	facies anfíbolitas barrobianas de alta P. (cianita-sillimanita). ≈ 5-8 kb, 580°-650°C	ninguna (cuerpos anatécticos) a marginal y exterior	casi concordantes a discordantes	Alta Gracia, Córdoba (Herrera 1961); Rajasthan, India (Shmakin 1976) Ambato, Catamarca (Herrera 1964)
Elite	LTC	Li, Cs, Be, Ga, Sn, Hf, Nb ₂ o ≤ Ta, B, P, F; mineralización variable, gemas y minerales indust.	facies anf. (a esquistos verdes s.) de baja P tipo Abukuma; ≈ 2-4 kb, ≈ 500°-600°C	exterior (a interior o marginal)	casi concordantes a discordantes	El Quemado, Salta (Galliski 1983b); Conlara, San Luis (Rossi 1966); Totoral, San Luis (Angelelli y Rinaldi 1963)
	NYF	Y, ETR, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F; mineralización pobre o abundante; minerales cerámicos	variable	interior a marginal	segregaciones internas a cuerpos externos concordantes o no	Llano Co., Texas (Landes 1932); South Platte district, Colorado (Simmons <i>et al.</i> 1987)
Miarolíticas	NYF	Be, Y, ETR, Ti, U, Th, Zr, Nb>Ta, F; mineralización pobre; gemas	somero a subvolcánico; ≈ 1-2 kb	interior a marginal	segregaciones interiores y diques discordantes	Pikes Peak, Colorado (Foord 1982)

Tomado de Černý (1991a, tabla 2), con ejemplos parcialmente modificados para la Provincia Pegmatítica Pampeana

distrito, en el contacto con la caja, estas pegmatitas contienen andalucita en cristales decimétricos, mientras que hacia el sur el grado metamórfico progresa hasta esquistos con sillimanita (Hayase y Prozzi 1966, 1970) y cianita (Sureda *et al.* 1986). Se desconoce la edad y la filiación de los granitos asociados pero probablemente pertenezcan al Paleozoico inferior. Esta información permite ubicar al distrito entre las pegmatitas de la clase elementos raros tipo berilo.

3) Distrito el Quemado

Este distrito se encuentra ubicado en la mitad norte de la Sierra de Cachi (Fig. 1), en un ambiente de esquistos moteados que representa el extremo septentrional de un cinturón metamórfico tipo Abukuma. Las rocas intrusivas forman *stocks* epizonales trondhjémíticos pertenecientes a un arco magmático del Paleozoico inferior (Galliski 1983a, Galliski *et al.* 1990, Galliski y Miller 1988), y cúpulas graníticas peraluminosas.

Las pegmatitas son tabulares con relaciones axiales ≤ 100 , de 4 a 30 m de potencia y corridas de hasta 800 m,

con emplazamientos forzados en cajas metamórficas y permisivos en las trondhjemitas. Pertenecen a la clase elementos raros de familia LCT y son de distintos tipos (véase Tabla 2). La génesis de estas pegmatitas se adjudicó a diferenciación de las trondhjemitas (Galliski 1983b). Datos posteriores (Galliski y Miller, datos inéditos) demuestran que las rocas con apropiadas relaciones de elementos traza para originarlas son las pequeñas cúpulas peraluminosas antes mencionadas.

El distrito está mineralizado en Ta, Li y Bi con tantalita, columbita, ixiolita, tapiolita, microlita y espodumeno-lepidolita. La explotación de aluviones y pegmatitas en el lapso 1943-1945 dio una producción de 10 t de mineral de tantalio con una ley superior a 45% Ta_2O_5 y 5 t de mineral de bismuto.

4) Distrito Quilmes

Lo constituyen las pegmatitas contenidas en el basamento de la Sierra de Quilmes preferentemente en el tramo abarcado por la provincia de Tucumán (Fig. 1). Fueron principalmente estudiadas por CIRGEO-UNT

Tabla 2: Clasificación de pegmatitas de la clase elementos raros.

Tipo	Subtipo	Minerales típicos	Pot. económico	Ejemplos típicos
Tierras raras (FK > P1, Bi ≥ Mu)	allanita-monacita ETR(L), U, Th (P, Be Nb > Ta)	allanita, monacita	ETR	Upper Tura River, Urales (Fersman 1940) West Portland, Quebec (Spence y Muench 1935)
	gadolinita Y, ETR(P) Be, Nb > Ta, F(U, Th, Ti, Zr)	gadolinita, euxenita, fergusonita, (topacio) (berilo)	Y, ETR, U (Be, Nb-Ta)	Ytterby, Suecia (Nordenskjöld 1910) Barringer Hill, Texas (Landes 1932)
Berilo (FK > A, Mu > Bi)	berilo-columbita Be, Nb < Ta (±Sn, B)	berilo, columbita, tan- talita	Be, (Nb-Ta)	Las Palomas, San Luis (Angelelli 1984); La Esmeralda, San Luis (Rossi 1966)
	berilo-columbita- fosfatos Be, Nb < Ta P, (L, F, ±Sn, B)	berilo, comubita, tan- talita, triplita, trifil- litiofilita	Be, (Nb-Ta)	Santa Ana, San Luis (Angelelli 1984); Tres Tetras, Salta (Galliski 1983b); Co. Blanco (Gallagher y Jutorán 1971)
Complejas (FK > A b, Mu < Lep)	espodumeno Li, Rb, Cs, Be, Ta < Nb (Sn, P, F, ±B)	espodumeno, berilo, tantalita, (amblig.) (le- pid., pollucita)	Li, Rb, Cs, Be	Las Tapias, Córdoba (Angelelli 1984); La Viquita, SI (Angelelli y Rinaldi 1963); Santa Elena, Salta (Galliski 1983b)
	petalita Li, Rb, Cs, Be, Ta > Nb (Sn, Ga, P, F, ±B)	petalita, tantalita, berilo, (amb-lepid)	Ta (Sn, Ga, Hf)	Tanco, Manitoba (Cerný 1982 b); Varuträsk, Suecia (Quensel 1956)
	lepidolita F, Li, Rb, Cs, Be, Ta > Nb (Sn, P, ±B)	lepidolita, topacio, berilo, microlita (pollucita)	Li, Rb, Cs, Ta, Be (Sn, Ga)	San Elfas, SI (Angelelli y Rinaldi 1963); Pidlite, New Mexico (Jahns 1953)
Alb.-Espod. (Ab > FK; Mu)	ambligonita P, F, Li, Rb, Cs, Be, Ta > Nb (Sn, ±B)	ambligonita, berilo, tant. (lep-polluc.)	Li, Rb, Cs, Ta, Be, Sn, Ga	Vitaniemi, Finlandia (Lahti 1981); Peerless, Dakota S (Sheridan <i>et al.</i> 1957)
	Li (Sn, Be, Ta < Nb ± B)	espodumeno, (casite- rita, berilo, tant.)	Li, Sn (Be, Ta)	San Luis I (Oyarzábal y Galliski 1993); Cabeza de Novillo, S. Luis (Herrera 1963)
Albita (Ab >> FK; Mu, Lep)	Ta < Nb, Be (Li, ±Sn, B)	tantalita, berilo (casi- terita)	Ta (Sn)	Hengshan, China (Cerný 1989); Independencia Argentina (Galliski 1992b)

Tomado de Cerný (1991a), con ejemplos parcialmente modificados para la Provincia Pegmatítica Pampeana

(1980, citado en Schalamuk *et al.* 1983) quienes diferenciaron tres grupos denominados: Quebrada de Quilmes, Río Las Cañas-Río Amarillo y Quebrada del Pichao. Los cuerpos se encuentran emplazados en rocas metamórficas constituidas por esquistos, gneises y migmatitas asimilables a dos complejos diferentes, uno con condiciones de metamorfismo tipo Barrow, y otro con rocas de grado variable que alcanzan mayor rango metamórfico en condiciones de presión intermedia (Complejo Agua del Sapo y Tolombón respectivamente, Toselli *et al.* 1978).

Las pegmatitas tienen formas tabulares, lenticulares o irregulares, son de dimensiones pequeñas a medianas (20-60 m por 2-15 m) generalmente concordantes con la esquistosidad, tienen rumbos submeridionales y buzamientos al este. Presentan zonación definida irregular y escaso berilo como accesorio significativo.

Los cuerpos han sido explotados por mica de calidad dura a semidura, semimanchada de grado A a 5-6; sus reservas estimadas ascienden a 800 t. La mineralogía y geología de estas pegmatitas son compatibles con las correspondientes a la clase muscovita (Tabla 1).

5) Distrito Calchaquí

Se encuentra ubicado en las cumbres Calchaquíes, a lo largo de la Quebrada de Amaicha, Tucumán. Ha sido estudiado por Porto (1971) quien distinguió tres grupos llamados: Abra del Infiernillo, Alto del Tío y Los Corpitos.

Las pegmatitas se encuentran en un basamento constituido por filitas y esquistos micáceos con cordierita-estaurrolita. Los cuerpos según Porto (1971) son tabulares, con relaciones axiales entre 10 y 30, potencias de 5 a 20 m, discordantes, y generalmente están buzando al este. Los diques verticales no tienen una zonación definida. En los inclinados hay zonación simétrica de tres o cuatro unidades. Entre los minerales accesorios se presentan berilo en cristales centimétricos de color verde azulado, topacio, albita, calcedonia y pirita. Estos cuerpos se reconocen como representantes de la clase elementos raros tipo berilo.

6) Distrito Ambato

Este distrito comprende a las pegmatitas micacíferas situadas al norte, noroeste y oeste de la ciudad de Catamarca, en las sierras de Graciana, Fariñango, Humaya y Ambato. Corresponde al denominado Grupo Occidental por Herrera (1964). Las características generales de las pegmatitas han sido descritas por Herrera (1964) y González Bonorino (1978), con aportes inéditos de otros autores reseñados en conjunto por Schalamuk *et al.* (1983).

El basamento de la región está constituido por esquistos micáceos inyectados y migmatitas, intruidos por

granitoides sincinemáticos pequeños de composición tonalítica, granodiorítica hasta granítica. Existen pegmatitas estériles en todas las sierras mencionadas, pero los cuerpos portadores de mica comercial están concentrados en varios grupos denominados: Choya, La Punta, Payo Guaico y Humaya. De acuerdo a Herrera (1964) son cuerpos tabulares de contornos irregulares y contactos netos con la roca de caja, la cual puede presentar reemplazo por turmalina, topacio, muscovita y plagioclasa. Los espesores varían entre 1,5-2 y 7 m, aunque excepcionalmente alcanzan 20 m y las longitudes tienen distribución bimodal con promedios de 50-60 m en cuerpos menores y 100-150 m en los más grandes. La posición es casi siempre discordante y similar para las unidades de un mismo grupo que suelen estar subhorizontales en el grupo Choya y subverticales en los restantes.

La zonación de las pegmatitas es irregular y en general se distinguen no más de cuatro unidades. Los minerales accesorios son biotita, granate, turmalina, topacio y apatita, y algo de berilo en la sierra de Ambato. La muscovita comercial se encuentra preferentemente en la zona intermedia, es de tipo claro de grado 4-5 y buena calidad. La actividad extractiva tuvo su apogeo entre 1940 y 1953 con una producción de unos cientos de toneladas que habrían agotado los principales depósitos. Las pegmatitas de este distrito reúnen las características distintivas de la clase muscovita (Tabla 1).

Distrito Ancasti

En la Sierra de Ancasti existen numerosas pegmatitas estudiadas por: Herrera (1964), Rossi (1965), Fernández Lima *et al.* (1970), Marconi (1972), Balmaceda (1982), Balmaceda y Kaniefsky (1982) y Lottner (1983). Galliski (1992a) diferenció provisoriamente cuatro distritos en base a la clasificación de Lottner (1983). Sin embargo, por razones de escala resulta conveniente por ahora darles categoría de grupo y al conjunto considerarlo como un solo distrito mayor.

7) Grupo La Pampa-Unquillo

Se encuentra situado al noreste de la localidad de El Alto (Fig. 1). El ambiente geológico está constituido por metamorfitas del Complejo Sierra Brava caracterizadas por gneises biotíticos muscovíticos y migmatitas tonalíticas a granodioríticas (Willner *et al.* 1983). La anatexis es sincrónica con granitoides sintectónicos representados por granodioritas de dos micas fechadas por una isocrona de $490,1 \pm 26,3$ Ma con $R_1 0,7067$ (Knüver 1983).

Según Herrera (1964), se trata de cuerpos tabulares con potencias de 6-9 m y aun mayores, longitudes que superan los 100 m y relaciones axiales próximas a 10.

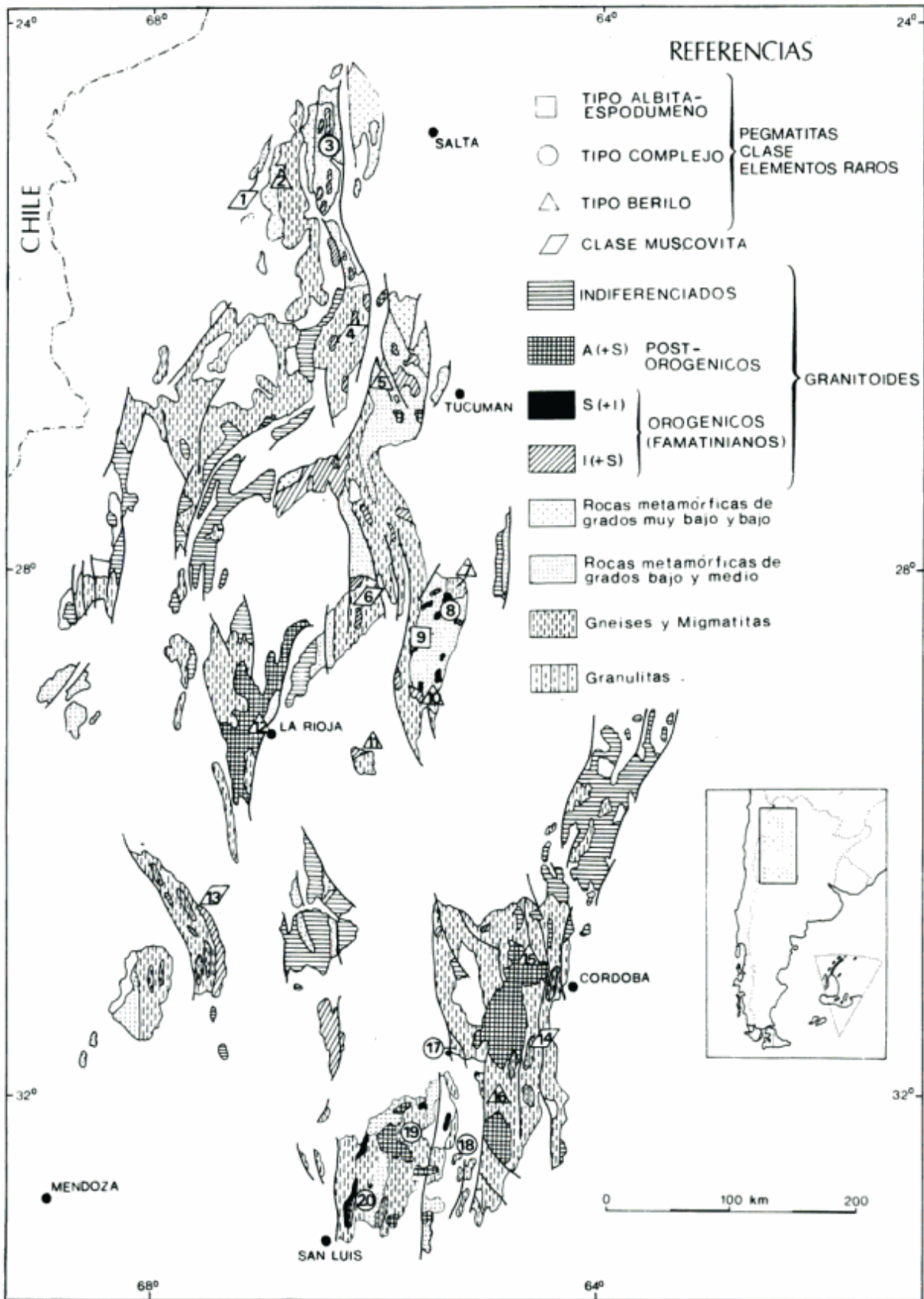


Figura 1: Distribución de los distritos y/o grupos pegmatíticos económicos en el mapa litológico del basamento cristalino de la Provincia Pegmatítica Pampeana (modificado del mapa de Galliski 1992a, que está basado en la compilación de Willner y Miller 1985). 1) Centenario, 2) Cerro Blanco, 3) El Quemado, 4) Quilmes, 5) Calchaquí, 6) Ambato, 7) La Pampa-Unquillo, 8) Vilismán, 9) El Taco, 10) Santa Bárbara, 11) Sierra Brava, 12) Velazco, 13) Valle Fértil, 14) Alta Gracia, 15) Punilla, 16) Comechingones, 17) Altautina, 18) La Estanzuela, 19) Conlara, 20) Totoral.

Las pegmatitas son discordantes, con rumbos que varían de NNE a NNO e inclinaciones mayores de 70°. Los contactos con la caja son netos. La zonación está poco desarrollada, con predominio de granito gráfico y microclino en bloques en las potentes unidades intermedias. En contacto con los núcleos de cuarzo se concentran los minerales accesorios como muscovita, turmalina, triplita, granate, apatita y, especialmente, berilo. Las pegmatitas mineralizadas pertenecen a la clase elementos raros, tipo berilo-columbita-fosfato (Tabla 2).

8) Grupo Vilismán

Se encuentra situado al oeste de la localidad homónima. Abarca un área reducida de basamento constituido por esquistos bandeados cuarzo micáceos, con cordierita-andalucita-estauroлита de la Formación Ancasti. Estas metamorfitas son intruidas por el stock de Vilismán, un granito de dos micas de grano mediano a grueso, parcialmente porfiróide con cristales de feldespato potásico deformado, que se asocia con escasas aplitas y diques de cuarzo con turmalina (Toselli *et al.* 1983).

El grupo está constituido esencialmente por pegmatitas litíferas estudiadas por varios autores (Herrera 1964, Fernández Lima *et al.* 1970, Rossi 1965 y Marconi 1972). Según Rossi (1965) se trata de cuerpos tabulares, con potencias variables entre 0,8 y 4,5 m y corridas comprendidas entre 180 y 600 m, de lo cual surgen relaciones axiales próximas a 100. Los rumbos son meridionales (N7°-10°E) y los buzamientos altos (68° a 85°O), la posición concordante a S₂ y el emplazamiento con silicificación y turmalinización de la caja. La estructura zonal está bien definida, con zonas intermedias donde predomina la asociación albita-espodumeno. El espodumeno se presenta en cristales prismáticos cuneiformes de grano fino a grueso. El berilo es blanco. En la pegmatita Reflejos del Mar, Fernández Lima *et al.* (1970) describieron clevelandita radiada en soles de hasta 20 cm, con sillimanita cristalizada en las fracturas transversales y originada a partir de la desestabilización de muscovita causada por presión. La mayoría de las pegmatitas pertenecen a la clase elementos raros tipo albita-espodumeno, aunque algunos cuerpos pueden ser de tipo complejo, subtipo espodumeno. El emplazamiento pre a sincinemático común para el granito de Vilismán y las pegmatitas hace suponer su firme vinculación genética.

9) Grupo El Taco

Lottner (1983) mencionó una faja de pegmatitas ricas en turmalina que se extiende de norte a sur coincidiendo con las mayores alturas de la Sierra de Ancasti. La faja pasa al oeste del pueblo de Ancasti (Fig. 1) y aparen-

temente incluiría pegmatitas berilíferas descritas por Herrera (1964) y litíferas descritas por Balmaceda (1982) y Balmaceda y Kaniefsky (1982). El basamento cristalino de la región está constituido por esquistos bandeados cuarzo micáceos de la Formación Ancasti. El stock de El Taco, descrito por Toselli *et al.* (1983) como un granito biotítico muscovítico con bordes cataclásticos y microclino en grandes cristales de crecimiento tardío, intruye las metamorfitas. Una isocrona Rb-Sr dio 457±14,2 Ma con una R_i = 0,7121 (Knüver 1983).

Las pegmatitas berilíferas como María Elena y otras son, según Herrera (1964), cuerpos tabulares a lenticulares, concordantes, con rumbos meridianos, longitudes de 100 o más metros y relaciones axiales de 10 a 20. La intrusión es forzada-permisiva y están zonadas. Los accesorios principales son turmalina, berilo, granate y fosfatos. Se explotaron por berilo que se concentra en la asociación de borde de núcleo en grandes cristales idiomorfos. Las pegmatitas litíferas como Santa Gertrudis, Ipizca I y II, según Balmaceda (1982) son cuerpos tabulares de corridas próximas a 200 m, espesores de 4 a 6 m y relaciones axiales superiores a 30. Los rumbos son submeridianos, los buzamientos fuertes, y los emplazamientos concordantes, con turmalinización de la caja. La estructura interna es zonal y simétrica; en el núcleo los cristales de espodumeno o microclino superan los 3 m. Como minerales accesorios conspicuos se presentan amblygonita, litiofilita, óxidos de Mn y escasa columbita. En el grupo participan pegmatitas de elementos raros pertenecientes a dos tipos diferentes: 1) berilo y 2) complejo, subtipo espodumeno (véase Tabla 2). La vinculación con el granitoide de El Taco es presumible.

10) Grupo Santa Bárbara

Se encuentra al sur de la Sierra de Ancasti formando parte de una faja de rumbo NO caracterizada por fuerte intrusividad, deformación y existencia de pegmatitas que Lottner (1983) clasificó como tipos Santa Bárbara, Ramblones, La Huerta y otras. La información disponible es limitada y en consecuencia solo se describirán las pegmatitas del sector Santa Bárbara en base al autor mencionado. Las rocas de caja de las pegmatitas están compuestas por gneises del Complejo Sierra Brava. Las rocas intrusivas pertenecen al Complejo Granítico La Majada- Ramblones (Toselli *et al.* 1983) donde participan rocas básicas metamorfizadas, granodioritas, y granitos de dos micas algo esquistosos parecidos a los del plutón de El Taco. El intrusivo de La Majada dio una isocrona Rb-Sr de 445,8±34,4 Ma con R_i 0,7097 (Knüver 1983).

Las pegmatitas se presentan con diferentes rumbos (E-O, NO-SE) y buzamientos variables entre 60° y 90°. Las longitudes varían entre 20 y 100 m y los espesores

de 1 a 3 m. La estructura interna es zonal, simple, y en la mineralogía predominan microclino y cuarzo de grano gigantesco. Los accesorios más significativos son biotita, muscovita, turmalina y berilo. Las pegmatitas están flexionadas, fracturadas y tienen cierta esquistosidad. Han sido explotadas por berilo y alguna de ellas posiblemente pertenezcan a la clase elementos raros, tipo berilo, o sean transicionales a clase muscovita (Tabla 1).

11) Distrito Sierra Brava

Está ubicado en la sierra homónima en un ambiente metamórfico constituido por esquistos micáceos y migmatitas de la Formación Sierra Brava (Coira y Koukharsky 1970). Según Herrera (1971) las pegmatitas forman cuerpos tabulares de 3 a 5 m de espesor y longitudes de 30 a 35 m, con rumbos N-S a NNO e inclinaciones al oeste, que son discordantes o parcialmente concordantes con la roca de caja. El emplazamiento es forzado con muscovitización de los esquistos. La zonación es marcada, con unidades regulares y continuas de límites netos. Han sido explotadas por muscovita que se concentra en la zona intermedia, donde se asocia con biotita, apatita y turmalina. Hacia el centro de los cuerpos aparece granito gráfico y escaso berilo. Las pegmatitas de este distrito tienen características intermedias entre las correspondientes a la clase muscovita y a las de elementos raros subtipo berilo. Aparentemente no tienen vinculación espacial directa con los granitoides del Pílon y Cerrillos Viejos que se encuentran más al sur de acuerdo al mapeo de Coira y Koukharsky (1979), autoras que consideran a las pegmatitas como sintectónicas.

12) Distrito Velazco

Este distrito se encuentra en la sierra homónima (Fig. 1), donde el basamento cristalino constituido por esquistos, migmatitas y granitoides es intruido por el granito de Velazco datado como Carbonífero (Rapela *et al.* 1982). Las pegmatitas, de acuerdo a Herrera (1971), están emplazadas en el granito, tienen formas globulares a tabulares, potencias de 2-6 y hasta 10 m y longitudes de 30 o 40 m. Los rumbos son variables entre NNE y NNO y algunos cuerpos son subhorizontales. Los contactos de las zonas de borde con la caja son transicionales y definen una aureola donde el granito está enriquecido en muscovita y turmalina.

La zonación de las pegmatitas tiene desarrollo irregular, con unidades discontinuas de potencias variables y ocasionales relaciones telescópicas. El número de zonas oscila entre 3 y 5 y el volumen dominante (>60%) favorece a las constituidas por microclino y cuarzo. Los accesorios comunes son biotita, muscovita, berilo,

apatita, triplita y granate, la fluorita es menos frecuente. Existen unidades de relleno y reemplazo integradas por cuarzo-albita-muscovita en distintas asociaciones y texturas.

Las pegmatitas pertenecen a la clase elementos raros, tipo berilo, subtipo berilo-columbita-fosfato. El emplazamiento en el granito parental y la naturaleza post-orogénica del mismo, unidos a la significativa presencia de fluorita y triplita, apuntan hacia una filiación Híbrida o NYF (Tabla 3).

13) Distrito Valle Fértil

Se encuentra ubicado en la Sierra de Valle Fértil (Fig. 1) en un basamento donde predominan metabasitas y gneises granodioríticos y granodioritas gneísicas del llamado Complejo Metamórfico por Mirré (1976). Este autor (Mirré 1971) determinó que el grado metamórfico alcanza facies de anfibolita y de granulita.

Las pegmatitas se distribuyen en tres grupos denominados de norte a sur: Balilla, Aurora y Tinacria, medianando entre los extremos unos 50 km. Han sido estudiadas por Herrera (1958) con aportes de Mirré (1976). En el grupo Balilla la roca de campo es un gabro algo porfiroide que en partes alterna con anfibolitas, mientras que en los dos restantes predomina una tonalita de dos micas, que presenta fajas cataclásticas. En el centro del distrito, entre los grupos Aurora y Tinacria, aflora un granito de dos micas medianamente cataclástico. Según Herrera (1958) la forma de las pegmatitas es principalmente tabular, con bordes redondeados, espesores de 3 a 7 m y aun mayores, corridas de 25-30 o hasta 100-200 m como se ha podido comprobar ahora en nuevos yacimientos. Los rumbos predominantes están comprendidos entre N25°-30°O y N25°-45°E y tienen buzamientos menores a 45° hacia el NE y SO. En el contacto las rocas de caja desarrollan una faja de 2-20 cm de espesor, friable, parda, con foliación secundaria paralela a la interfase. Los cuerpos tienen estructura zonal irregular y en su mineralogía predominan microclino en bloques, a veces como granito gráfico, cuarzo y plagioclasa. La muscovita comercial se encuentra en las zonas intermedias; otros accesorios son biotita y escaso berilo. También han sido mencionados allanita (Brodtkorb 1971) y monacita (Villar Fabre *et al.* 1958).

Las pegmatitas del distrito fueron inicialmente explotadas por mica de regular calidad, luego se sumó algo de vermiculita y en la actualidad se extrae feldespatos y cuarzo. Sus características corresponden, en líneas generales, a las de la clase muscovita (Tabla 1), aunque puede haber cuerpos con transición a clase abisal y otros a clase elementos raros. Varias dataciones K-Ar sobre muscovita permitieron a Toubes Spinelli (1984) establecer tres ciclos de intrusividad pegmatítica, el primero entre 650 y 600 Ma y los otros dos próximos a 500 y 430 Ma respectivamente.

14) Distrito Alta Gracia

Es un viejo distrito de pegmatitas micacíferas de la Sierra Chica de Córdoba (Fig. 1). Comprende tres grupos: 1) Falda del Carmen, unos 10 km al norte de Alta Gracia, 2) Potrero de Garay, 20 km al sudoeste y 3) Bosque Alegre, 12 km al noroeste; abarca unos 20 yacimientos.

En la región predominan las metamorfitas de mediano a alto grado representadas por gneises, anfibolitas, mármoles, serpentinitas y esquistos inyectados. Pocos km al norte en El Diquecito, Gordillo (1984) ha descrito granulitas alternando con gneises, rocas que fueron fechadas como precámbricas por Cingolani y Varela (1975). El granitoide más próximo al distrito pegmatítico se encuentra al oeste y es el batolito de Achala; Herrera (1961) vinculó el origen de las pegmatitas a este plutón.

Las pegmatitas son lenticulares a tabulares, tienen longitudes próximas a 200 m y espesores medios de 5-6 m con máximos de 20 m y mínimos de 1 m. Los rumbos son N-S o N45°E con buzamientos medios a altos al NO. Son escasos los diques con rumbos N 30° a 45°O. Los contactos son netos y existe una faja de 10-15 cm con foliación secundaria y muscovitización. Los cuerpos tienen una estructura interna definida que comprende entre 2 y 5 zonas y algunas unidades de relleno constituidas por cuarzo con o sin muscovita de grano fino. Las zonas intermedias contienen la muscovita comercial dispuesta en fajas en los bordes o centros con desarrollo preferencial en la subzona colgante en proporciones que alcanzan el 5%. En las zonas internas aumenta la proporción de microclino y la granometría, a veces desaparece plagioclasa y es común encontrar berilo y granate como minerales accesorios. Los núcleos están constituidos por cuarzo, o microclino y cuarzo de grano muy grueso, escasa muscovita y es poco común el granito gráfico. Las pegmatitas de este distrito son típicas representantes de la clase muscovita.

15) Distrito Punilla

Abarca un conjunto de pegmatitas explotadas inicialmente por berilo y luego por feldespato y cuarzo, que se encuentran al oeste del valle de Punilla, Córdoba, en Cerro Blanco de Tanti, Mallín, y localidades aledañas. Se trata de un distrito que puede estar eventualmente superpuesto, en parte, con el de Alta Gracia, pero cuya desvinculación genética es notoria.

Dos de las pegmatitas más explotadas y estudiadas son El Criollo y El Gaucho. Según Gallagher y Jutorán (1971) son pegmatitas ovoidales de 150 x 60 y 80 x 80 m respectivamente, emplazadas en un granito porfirico perteneciente al batolito de Achala. Presentan una zona de borde granítica y cinco zonas mayores. La zona externa contiene microclino-albita-cuarzo-muscovita en espesores variables entre 2 y 8 m. Tiene dos zonas

intermedias, la primera constituida por microclino-cuarzo con granometría gruesa a mediana y albita-muscovita como accesorios. La segunda está constituida por albita-cuarzo-muscovita de granometría variable; como accesorio importante esta zona contiene berilo en cristales gigantes. La zona interna está compuesta por cristales de microclino gigantes de hasta 8 m de diámetro, separados en ocasiones del núcleo por asociaciones de albita-cuarzo-muscovita. A veces hay paquetes grandes de muscovita en los bordes del microclino. El núcleo está constituido por cuarzo macizo, a veces algo discontinuo y con muscovita de grano fino en la parte exterior. En los bordes de la zona interna se encuentran nódulos de fosfatos de más de 1 m de diámetro cuyo mineral primario es triplita, la cual ha dado origen, por alteración hidrotermal, a paragénesis secundarias ricas en fosfatos raros (Kittl 1958, Gay 1968, Schalamuk 1970, Hurlbut y Aristarain 1968). También se presenta columbita, tetradimita y minerales de uranio. Las leyes medias de berilo determinadas para la mina El Criollo y El Gaucho por Gallagher y Jutorán (1971) son de 0,32 y 0,90 % respectivamente.

Dataciones K-Ar para pegmatitas de este distrito indican edades de 350 ± 30 y 356 ± 10 Ma (Rinaldi y Linares 1973). La mineralogía y geología de ellas es compatible con pegmatitas de la clase elementos raros, tipo berilo-columbita-fosfato y preliminarmente con la familia Híbrida o NYF (véase Tabla 2 y 3).

16) Distrito Comechingones

Comprende las pegmatitas situadas en la sierra homónima, desde las latitudes del cerro Champaquí hasta el cerro de las Ovejas (Fig. 1). La presencia de U, Be, Nb y Ta en algunos cuerpos motivó varios trabajos (Rigal 1938, Methol 1971, y Herrera 1963, entre otros), y un estudio detallado de Rinaldi (1968) en el cual se basa esta síntesis.

El basamento del distrito está constituido por esquistos micáceos, gneises y migmatitas de grado metamórfico medio a alto, con escasos lentes de anfibolita y calizas cristalinas, conjunto que es intruido por granitoides micáceos pertenecientes al batolito de Achala.

Las pegmatitas mineralizadas se distribuyen en tres grupos alineados meridianamente en las adyacencias de los cerros Champaquí, San Agustín y de las Ovejas, separadas por sectores con filones estériles. Son cuerpos tabulares a lenticulares con longitudes de 100 a 300 m y excepcionalmente 600-1000 m, espesores promedios de 4 a 7, 10 a 12 o hasta 100 m y relaciones axiales variables pero en su mayoría próximas a 10. Los rumbos son NE o NO, la posición concordante o levemente discordante y el emplazamiento permisivo con turmalinización de la caja. Las pegmatitas tienen estructura zonal, con zonas de borde aplíticas, zonas externas, una a tres zonas intermedias con muy escaso

granito gráfico y núcleos de cuarzo con berilo y triplita en los bordes. Existen unidades menores formadas por cuarzo-albita-muscovita en distintas proporciones, que contienen columbita, gahnita, allanita, o uraninita y sus productos de alteración. Estas pegmatitas pertenecen a la clase elementos raros de familia LCT, tipo berilo y subtipo berilo-columbita-fosfato en su mayoría, pero algunos cuerpos pueden ser transicionales a la clase muscovita.

17) Distrito Altautina

Este distrito se encuentra ubicado en la sierra homónima, que se dispone como contrafuerte occidental de la Sierra Grande de Córdoba. El basamento de la región está constituido por una serie de metamorfitas de grado medio y baja presión integradas por gneises, esquistos micáceos, cuarcitas y cuarcitas micáceas, con pocas lentes de calizas cristalinas y anfibolitas. El conjunto es intruido en su parte oriental por el batolito de Achala y más al oeste por los stocks de San José, La Yiyá y Cóndor Huasi. Olsacher (1972), describió la geología del área y las numerosas pegmatitas y aplitas que intruyen las metamorfitas en forma general. Según este autor se trata de cuerpos tabulares, lenticulares u ovalados dispuestos casi siempre con rumbo meridiano,

de composición granítica, con turmalina a veces muy abundante y otros minerales accesorios entre los que menciona granate, triplita, berilo, apatita, columbita, espodumeno y ocasionalmente amblygonita y especies uraníferas.

La mina Las Tapias fue la más explotada del distrito. Tuvo una producción de 3200 t de berilo, 8 t de bismutinita y además se extrajo espodumeno y feldespatos. Se trata de un cuerpo de 200 m de longitud, rumbo E-O y buzamiento 18°-30°S. La roca de caja es una diorita con diferenciados de hornblenditas metamorfizadas, más cuarcitas micáceas y micacitas. El espesor se estima en 12-15 m. La zonación no está bien descrita, si bien parece simétrica (Angelelli 1984). Existen distintos sectores y ramificaciones con mineralización diferencial, uno rico en berilo formando una zona definida asociado a mica, plagioclasa y cuarzo, y otro constituido por espodumeno incluido en cuarzo. Como minerales accesorios ocurren columbita, microlita, bismutinita, bismutita, spessartina, etc. (Piotti 1988, Galliski y Upton 1992). La pegmatita pertenece a la clase elementos raros, tipo complejo, subtipo espodumeno.

Más al sur, en La Población, Gay *et al.* (1990) describieron cuatro pegmatitas asociadas a un monzogranito muscovítico, que si bien tienen escaso desarrollo aflorante, se presentan mineralizadas con microlita, columbita y micas de litio. La mayoría de las pegmatitas

Tabla 3: Familias petrogenéticas de pegmatitas de elementos raros.

Familia	Tipo de pegmatitas	Signatura geoquímica	Composición pegmatitas	Granitos asoc.	Composición granitos	Litología de la fuente	Ejemplos
LCT	berilo complejas albita-espodumeno albita	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta > Nb (B, P, F)	peraluminosas*	(sinorogénicos a) tardio-rog. (a anorog.); generalmente heter.	peraluminosos S, I o mezclas de tipos S+1	gneises basamento y rocas supracorticales no empobrecidas de corteza media a superior	Distrito El Quemado, Salta (Galliski 1983b); Distrito Vilismán, Catamarca (Rossi 1965); Distrito Totoral, San Luis (Angelelli y Rinaldi 1963)
NYF*	Tierras raras	Nb > Ta, Ti, Y, Sc, ETR, Zr, U, Th, F	subaluminosas a metalum. (asubalcalinas)	(sin, tardío, post a) principalmente anorogénicos generalmente homogéneos	(peralumin.) subalum. o metalum. (raramente peralcalinos); tipos A y (I)	granulitas empobrecidas de corteza inferior o media, o granitoides juveniles no empobrecidos	Shatford Lake group, Mintoba (Cerný <i>et al.</i> 1981); Stockholm area, Suecia (Smeds 1990)
Híbrida	Híbridas de LCT y NYF	Híbrida	(metaluminosas a moderadamente peraluminosas)	(postorogénicos a) anorog.; moderadamente heterogéneos	subalum. a levemente peralum. signatura geoq. híbrida	protolitos mezclados o asimilación de rocas supracorticales por gran. NYF	Punilla, Córdoba (Gallagher y Jutorán 1971); Velazco, La Rioja (Herrera 1971); Tordal district, S. Norway (Juve y Berstol 1988)

*Esta familia también incluye pegmatitas de la clase miarolítica

Tomado de Černý (1991a), con ejemplos modificados para la Provincia Pegmatítica Pampeana

del distrito pertenecen a la clase elementos raros de filiación LCT con tipos complejos y berilo (véanse Tablas 2 y 3); para su tipificación definitiva y para dimensionar su potencial económico se estima necesario un estudio específico.

18) Distrito La Estanzuela

Comprende las pegmatitas ubicadas en las sierras de Tilisarao, La Estanzuela y El Portezuelo (Fig. 1). La geología del basamento incluye un complejo metamórfico integrado por filitas y gneises con menor cantidad de mármoles, anfibolitas y cuarcitas. El conjunto está intruido por granitos de pequeñas dimensiones, generalmente lentiformes, subconcordantes, que fueron denominados granitos gneísicos pegmatoides, y por enjambres de pegmatitas y aplitas (Fernández Lima *et al.* 1981).

La geología de algunas pegmatitas fue estudiada por Herrera (1963), Angelelli y Rinaldi (1963), Fernández Lima *et al.* (1981) y Rossi (1966). Los cuerpos mineralizados pertenecen a la clase elementos raros, tipo complejo, subtipo espodumeno (La Viquita) o lepidolita (San Elías), tipo berilo: La Portezuelense, Itá Porá, María o tipo albita-espodumeno como Don Rolando I y II.

Se trata de pegmatitas lenticulares a tabulares, generalmente emplazadas en metamorfitas y deformadas después de su intrusión. Tienen zonación bien desarrollada, con 3 a 5 unidades y mineralización de Be, Li, Ta; pertenecen a la familia petrogenética LCT.

Las dataciones K-Ar de varias de estas pegmatitas han dado edades comprendidas entre 450-480 Ma y entre 340-360 Ma (Rinaldi y Linares 1973). Sin embargo, debido a que en muchos cuerpos las muscovitas muestran las primeras edades y los feldespatos potásicos las del segundo grupo, aquí se considera que los valores de los feldespatos resultan del último calentamiento que afectó el distrito. Este, ocurrido alrededor de los 330 Ma, fue causado por la intrusión de plutones post-orogénicos y no habría alcanzado a liberar Ar de las muscovitas.

19) Distrito Conlara

Se incluyen en este distrito las pegmatitas situadas en la Sierra de San Luis al norte de la línea imaginaria que pasa por La Toma y La Carolina. Sus límites son arbitrarios y provisionales, sujetos a las modificaciones que surjan de estudios más detallados. Básicamente comprende las pegmatitas del área delimitada con el mismo nombre por Rossi (1966), con excepción de las separadas por razones geográficas y geológicas como distrito La Estanzuela.

El basamento del distrito está integrado por un complejo metamórfico en el cual predominan esquistos

micáceos y gneises tonalíticos biotíticos con reducida presencia de anfibolitas y deformación polifásica atribuida a los ciclos Pampeano y Famatiniano (Gordillo y Lencinas 1979, Dalla Salda 1987, Ramos 1991). El conjunto es intruido por plutones orogénicos tonalíticos, granodioríticos-graníticos de pequeñas dimensiones como La Tapera (López de Luchi 1987) o los mencionados por Etcheverry (1991). La mayoría de las pegmatitas son cosanguíneas con este magmatismo, tardío respecto al último metamorfismo regional que sufrió la comarca pero afectado diastóricamente por la fase oclóyica (Tacónica). Esta última parece haber imbricado algunas escamas de basamento que actualmente muestran contrastes litológicos notables entre fajas estrechas de filitas, esquistos, tectonitas, y granulitas con intrusivos básicos asociados, especialmente hacia el sur del distrito. El último evento plutónico se superpone independientemente al marco regional previo y consiste en el emplazamiento post-orogénico y relativamente somero de un batolito constituido por monzogranitos porfíricos, sienitas cuarzosas, sienogranitos, etc, fechado por K-Ar en el Carbonífero inferior, con relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales variables entre 0,70487 y 0,71818, llamado batolito Las Chacras-Piedras Coloradas (Gordillo y Lencinas 1979, Brogioni 1987, 1991).

Rossi (1966) distinguió varias zonas con pegmatitas de diferentes características que en este trabajo se consideran como grupos. El grupo San Martín-Cautana ubicado al norte, está compuesto por pegmatitas de tipo complejo subtipo espodumeno (Las Cuevas, La Totorá, La Meta) o de tipo albita-espodumeno (Cabeza de Novillo, La Rosada, Angelelli y Rinaldi 1963); eventualmente podría incluir la pegmatita litífera Géminis (Barrio y Etcheveste 1992), que es la más occidental en la sierra en este tipo, y las pegmatitas próximas a Luján y Quines (R. Lira, comunicación personal, 1993). En el grupo Villa Praga-Las Lagunas, que puede abarcar las pegmatitas próximas a Tilisarao estudiadas por López (1984), participan pegmatitas de tipo berilo, subtipo berilo-columbita y algunas parecen transicionales a la clase muscovita. Son cuerpos contenidos en gneises, con efectos poco notorios de la deformación post-emplazamiento que los afecta, que alcanzan tamaños discretos a grandes en áreas de gran pegmatización como Las Lagunas. El grupo Paso Grande-La Toma tiene mayoría de pegmatitas emplazadas a profundidades intermedias, con desarrollo de potentes corridas en unidades de tipo berilo, subtipo berilo-columbita.

Las pegmatitas de estos grupos han sido intensamente explotadas en diferentes épocas: por espodumeno y tantalita o berilo las del grupo San Martín-Cautana, y por berilo, mica y luego feldespato y cuarzo las restantes.

Además de esta asociación claramente identificable con la familia LCT, existen en el distrito pegmatitas de familia Híbrida o NYF vinculadas al magmatismo del Carbonífero inferior. Brogioni (1987, 1991) menciona diferenciados pegmatíticos en el plutón de Potrerillos y

diques pegmatíticos cosanguíneos intruidos en las rocas de caja al O y NO de la Mesilla y en el intrusivo de Las Chacras. Asimismo las pegmatitas de rumbo NO con berilo y molibdenita descritas cerca de la mina Los Avestruces por Etcheverry (1991), son sospechables de pertenecer a esta familia petrogenética muy poco estudiada en la región.

20) Distrito Totoral

Se encuentra ubicado en la parte sur de la Sierra de San Luis extendido desde el cerro La Torre hasta La Florida. Algunas de sus pegmatitas fueron descritas por Angelelli y Rinaldi (1963), Herrera (1963), Rossi (1966) y Oyarzábal y Galliski (1993).

La geología del basamento está constituida por esquistos cuarzo-micáceos en facies de anfibolita, que hacia el E pasan a una faja de filitas. Los esquistos se encuentran intruidos por varios stocks sincinemáticos descritos en conjunto como leucogranodioritas y datados por Rb-Sr en una edad probable de 454 ± 21 Ma con un valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,7118 (Llambías *et al.* (1991).

En reconocimientos efectuados en los intrusivos de cerro La Torre y Paso del Rey se han visto facies de borde de leucogranitos pegmatíticos y numerosos diques y diferenciados pegmatoidales sinplutónicos que permiten homologar esta petrografía con la de los granitoides fértiles en pegmatitas de elementos raros de Černý (1991b). Las pegmatitas están distribuidas preferentemente en el flanco E de los intrusivos, son zonadas y pertenecen a la clase elementos raros de varios tipos entre los cuales se han reconocido: 1) berilo subtipo berilo-columbita-fosfato (Santa Ana), 2) albita-espodumeno y compleja (San Luis, Oyarzábal y Galliski 1993; Teresaída), 3) albita (Independencia Argentina, Galliski 1992b). El estudio mineralógico y geoquímico en avance (Oyarzábal, tesis en prep.) permitirá aclarar la zonación regional y establecer algún modelo genético. Las pegmatitas del distrito son típicas representantes de la familia petrogenética LCT (Tabla 3).

Discusión y conclusiones

Las pegmatitas de la Provincia Pegmatítica Pampeana situadas al sur de Tucumán fueron clasificadas por Herrera (1965, 1968) en cuatro tipos en base a su estructura interna, composición y paragénesis. Su tipo 1 reúne las características de las pegmatitas de clase muscovita indicadas en la Tabla 1; a los distritos de Alta Gracia, Valle Fértil y Ambato estudiados por él, hay que agregar ahora los de Quilmes y Centenario.

El tipo 2 del autor antes citado comprende pegmatitas transicionales entre las clases muscovita y elementos raros de la Tabla 1, que se caracterizan por la menor

regularidad en la zonación y la mayor presencia de feldespatos potásico y berilo. Unidades de esta naturaleza ocurren preferentemente al este de los distritos micacíferos occidentales, y además en los distritos Sierra Brava, Comechingones y Conlara.

El tipo 3 de Herrera (1965-68) corresponde a pegmatitas de la clase elementos raros de tipo berilo. Actualmente se las puede subdividir en dos poblaciones diferentes en base a la familia petrogenética a la cual pertenecen, que puede ser de filiación LCT o de filiación Híbrida (Tabla 3). Las pegmatitas de tipo berilo de filiación Híbrida se encuentran en los distritos de Velazco y Punilla y son de subtipo berilo-columbita-fosfato (triplita). Las de filiación LCT se presentan en los restantes distritos de clase elementos raros y son de subtipos berilo-columbita o berilo-columbita-fosfato (preferentemente trifilina-litiofilita).

Las pegmatitas de tipo 4 son también reconocidas por este último autor y otros como litíferas, y pertenecen a la clase de elementos raros de filiación LCT. Dentro de ellas las de tipo complejo están distribuidas en los distritos El Quemado, Ancasti, Altautina, La Estanzuela, Conlara y Totoral, y son de subtipo espodumeno, con un caso que podría tratarse de subtipo lepidolita. Los cuerpos de tipo albita-espodumeno se encuentran en los mismos distritos que los complejos con excepción de Altautina. Las pegmatitas de tipo albita se presentan en el distrito Totoral.

En síntesis las pegmatitas de los distritos económicos de la Provincia Pegmatítica Pampeana pertenecen en su mayoría las clases muscovita y elementos raros. Los distritos de pegmatitas de clase muscovita forman una faja segmentada occidental y un distrito oriental, de tal forma que flanquean el orógeno Famatiniano.

Las pegmatitas de clase elementos raros se distribuyen en distritos alineados meridionalmente conformando un cinturón de pegmatitas de elementos raros de familia petrogenética LCT, extendido desde Salta hasta San Luis, en el que predominan las unidades de tipo berilo, de tipo complejo, subtipo espodumeno y de tipo albita-espodumeno.

Agradecimientos

Se agradece a R. Lira y M. F. Márquez Zavalía la lectura crítica del manuscrito y a los árbitros M. K. de Brodtkorb y L. Dalla Salda las valiosas sugerencias aportadas. El CONICET y la Universidad Nacional de San Luis, a través del PID 349/88 y Proyecto 349001, proporcionaron los medios que permitieron concretarlo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahlfeld, F., y Angelelli, V., 1948. Las Especies Minerales de la República Argentina. Universidad Nacional de Tucumán, Instituto de Geología y Minería. Publicación 458, 297 p. Jujuy.
- Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, I y II, 704 p., La Plata.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C. A., 1963. Yacimientos de minerales de Litio de las Provincias de San Luis y Córdoba. Comisión Nacional de Energía Atómica, Inf. 91, 79 p. Buenos Aires. (Inédito).
- Angelelli, V., Brodtkorb, M. K. de, Gordillo, C. E. y Gay, H. D., 1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. Servicio Minero Nacional, Publicación Especial, 527 p., Buenos Aires.
- Angelelli, V., Schalamuk, I. B. y Fernández, R., 1980. Los yacimientos no Metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. Secretaría Estado Minería. Anales 19, 261 p. Buenos Aires.
- Balmaceda, A. N., 1982. Estudio geológico de las pegmatitas Santa Gertrudis e Ipizca II, Sierra de Ancasti, Provincia de Catamarca, Argentina. Actas 5º Congreso Latinoamericano Geología, 2: 751-762. Buenos Aires.
- Balmaceda, A. N. y Kaniefsky, S., 1982. Caracterización de dos pegmatitas de espodumeno situadas en las provincias de Catamarca y San Luis. Actas 5º Congreso Latinoamericano Geología, 2: 213-224. Buenos Aires.
- Barrio, R. E. y Etcheveste, H. J., 1992. Estudio geológico-económico de la mina Géminis, Provincia de San Luis. Actas 4º Congreso Nacional de Geología Económica: 30-38. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M. K. de, 1972. Estudio mineralógico de una allanita de Valle Fértil, Prov. de San Juan. (Rep. Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26 (4):469-474.
- Brogioni, N., 1987. El batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geología y edad. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 4:115-118. Tucumán.
- Brogioni, N., 1991. Caracterización petrográfica y geoquímica del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. Resúmenes Expandidos 6º Congreso Geológico Chileno: 766-770. Santiago.
- Castillo, A., 1978. Geología y petrografía de la zona de Tacuil, Cerro Blanco, departamento Molinos, provincia de Salta. Universidad Nacional de Salta, Departamento de Ciencias Naturales. Seminario I, 43 p. Salta. (Inédito).
- Černý, P., 1982a. Anatomy and classification of granitic pegmatites. En: Černý P. (Ed.): Granitic Pegmatites in Science and Industry, pp. 1-39. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 8.
- Černý, P., 1982b. (Ed.): Granitic Pegmatites in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook, 8, 555 p. Winnipeg.
- Černý, P., 1989. Characteristics of Pegmatite Deposits of Tantalum. En: Möller, P., Černý, P. y Saupe, F. (Ed.): Lanthanides, Tantalum and Niobium, pp. 195-239. Special Publication 7, Springer Verlag.
- Černý, P., 1991a. Rare-element Granitic Pegmatites. Part I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatite Deposits. Geoscience Canada, 18 (2): 49-67.
- Černý, P., 1991b. Rare-element Granitic Pegmatites. Part II: Regional to Global Environments and Petrogenesis. Geoscience Canada, 18 (2): 68-81.
- Černý, P., Trueman, D. L., Ziehlke, D. V., Goad B. E. y Paul, B. J., 1981. The Cat Lake-Winnipeg River and the Wekusko Lake pegmatite fields, Manitoba. Manitoba Department of Energy and Mines, Mineral Resources Division, Economic Geology Report ER80-1: 234 p.
- Cingolani, C. A., y Varela, R., 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de las Sierras Chica y Grande de Córdoba, República Argentina. Segundo Congreso Ibero-Americano de Geología Económica. 1: 9-35. Buenos Aires.
- Coira, B. L. y Koukharsky, M., 1970. Geología y petrología de la Sierra Brava, provincia de La Rioja, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (4): 444-466.
- Coira, B. L. y Koukharsky, M., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 17f, Sierra Brava, provincia de La Rioja y Catamarca. Servicio Geológico Nacional, Boletín 171, 48 p. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., 1987. Basement tectonics of the Southern Pampean Ranges, Argentina. Tectonics, 6 (3): 249-260.
- Etcheverry, R. O., 1991. Yacimiento wolframífero Los Avestruces (San Luis) un depósito tipo: "Filón de cuarzo con scheelita". En: Brodtkorb, M. K. de (Ed.): Geología de Yacimientos de Wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina: 27-48. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación N° 1.
- Fernández Lima, J. C., Rinaldi, C. A. y Turazzini, G., 1970. Pegmatita litífera Reflejos del Mar, Ancasti, Prov. de Catamarca. Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 43-60. Buenos Aires.
- Fernández Lima, J. C., Rinaldi, C. A., Radoszta, A. P., Del Valle, R. y Loreface, J., 1981. Geología y metalogénesis de las sierras de Tilisarao y La Estanzuela, Departamento Chacabuco, provincia de San Luis. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 4: 605-621. Buenos Aires.
- Fersman, A. E., 1931. Les pegmatites, leur importance scientifique et pratique. Academia Ciencias URSS. En: Varlamoff, N., 1946. La répartition de la minéralization d'après la clef géochimique de Fersman. Annales Société Géologique Belgique. 70: 108-138.
- Foord, E. E., 1982. Amazonite-bearing pegmatites of the Lake George intrusive center. Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Winnipeg '82, Field Trip Guide Book, 12: 51-56.
- Gallagher, M. J. y Jutoran, A., 1971. Geología de las pegmatitas "El Criollo" y "El Gaucho", departamento de Punilla, provincia de Córdoba. Actas 1º Simposio Nacional de Geología Económica, 1: 213-226. Buenos Aires.
- Galliski, M. A., 1983a. Distrito Minero El Quemado, Dptos. La Poma y Cachi, Provincia de Salta, I: El basamento del tramo septentrional de la Sierra de Cachi. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38 (2): 209-224.
- Galliski, M. A., 1983b. Distrito Minero El Quemado, Dptos. La Poma y Cachi, Provincia de Salta, II: Geología de sus pegmatitas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38 (3-4): 340-380.
- Galliski, M. A., 1992a. La Provincia Pegmatítica Pampeana: tipología y distribución de sus principales distritos económicos. Actas 4º Congreso Nacional y 1º Latinoamericano de Geología Económica: 534-537.
- Galliski, M. A., 1992b. Informe Geológico-económico de la mina Independencia Argentina. Informe Privado, 9 pág. 2 Fig. (inédito).
- Galliski, M. A. y Miller, C. F., 1988. Petrogénesis de las trondhjemitas de Cachi: Condicionamientos impuestos por elementos de tierras raras e implicancias tectónicas. En: Dpto. Apoyo Pedagógico Facultad de Agronomía (Ed.): Actas de la Reunión de Geotransversas de América del Sur, pp. 58-62. Montevideo.
- Galliski, M. A. y Upton, I. L. de, 1993. Composición y propiedades de minerales de niobio y tantalio de las pegmatitas graníticas de El Quemado. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (3): 323-331.
- Galliski, M. A., Toselli, A. y Saavedra, J., 1990. Petrology and Geochemistry of Cachi high-alumina trondhjemitas. En: Mahlburg Kay, S. y Rapela, C. W. (Ed): Plutonism from Antarctica to Alaska, 91-99. Geological Society of America Special Paper 241.
- Gamkosián, A., 1960. Rasgos petrológicos generales de las pegmatitas de las Sierras de Córdoba. Acta Geológica Lilloana 3: 295-336.
- Gay, H. D., 1968. Fosfatos en la pegmatita del Cerro Blanco, Tanti, provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (4): 279-286.
- Gay, H. D., Sfragulla, J. y Becchio, R., 1990. Micas litíferas, microlita

- y elbafta en los afloramientos pegmatíticos "La Juana", Departamento San Javier, Córdoba, Argentina. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 1: 418-421. San Juan.
- Ginsburg, A. I., 1984. The geological condition of the location and the formation of granitic pegmatites. 27th International Geological Congress, Proceedings, 15: 245-260.
- González Bonorino, F., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 14f-San Fernando del Valle de Catamarca, p. 14-40. de Catamarca y Tucumán. Secretaría de Estado de Minería. Servicio Geológico Nacional. Boletín 160, 84 p. Buenos Aires.
- Gordillo, C. E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. Academia Nacional de Ciencias, 68:1-40. Córdoba.
- Gordillo, C. E. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Turner, J. C. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1, pp. 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Hayase, K. y Prozzi, J., 1966. Génesis de los yacimientos de sillimanita de Tacuil (Salta), parte I. Actas 3º Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 151-171. Buenos Aires.
- Hayase, K. y Prozzi, J., 1970. Génesis de los yacimientos de sillimanita de Tacuil, en el departamento Molinos, provincia de Salta, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (1): 45-62.
- Herrera, A. O., 1958. Estructura interna de las pegmatitas micáíferas de Valle Fértil, San Juan. Contribución Científica Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 2 (1): 5-29.
- Herrera, A. O., 1961. Estructura interna de las pegmatitas micáíferas de Alta Gracia, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 16 (1-2): 15-34.
- Herrera, A. O., 1963. Las pegmatitas de la Provincia de San Luis, Estructura, Mineralogía y Génesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 18 (1-2): 43-71.
- Herrera, A. O., 1964. Las pegmatitas de la Provincia de Catamarca. Estructura interna, Mineralogía y Génesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19 (1): 35-56.
- Herrera, A. O., 1965. Evolución geoquímica de las pegmatitas zonales de los principales distritos argentinos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20 (2): 199-228.
- Herrera, A. O., 1968. Geochemical evolution of zoned pegmatites in Argentina. Economic Geology, 63: 3-29.
- Herrera, A. O., 1971. Pegmatitas de la Sierra de Velazco y de la Sierra Brava, Pcia de La Rioja: estructura, mineralogía y génesis. Actas 1º Simposio Nacional de Geología Económica, 1: 215-258. Buenos Aires.
- Hurlbut, C. S. y Arístarain L., 1968. Bermanite and its occurrence in Córdoba, Argentina. American Mineralogist, 53: 416-431.
- Jahns, R. H., 1953. The genesis of pegmatites. II Quantitative analysis of lithium-bearing pegmatite, Mora County, New Mexico. American Mineralogist, 38: 1078-1112.
- Juve, G. y Bergstol, S., 1988. Scandian ixiolite, pyrochlore and bazzite in granite pegmatite in Tordal, Telemark, Norway. A contribution to the mineralogy and geochemistry of scandium and tin. Mineralogy and Petrology, 38: 229-243.
- Kalita, A. P., 1965. Features of mineralization in granitic pegmatites of the rare earth series in the eastern part of the Baltic Shield. En: New Data on Geology, Geochemistry and Genesis of Pegmatites. Moscú: 266-304.
- Kittl, E., 1958. Los fosfatos secundarios del Cerro Blanco. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín 40: 285-292.
- Knüver, M., 1983. Dataciones radiométricas de rocas plutónicas y metamórficas. En: Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. J., (Ed.): Geología de la Sierra de Ancasti, pp. 201-218. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 59.
- Lahti, S. 1981. On the granitic pegmatites of the Eräjärvi area in Orivesi, southern Finland. Bulletin of the Geological Survey of Finland, 314, 82 p.
- Landes, K. K., 1932. The Barringer Hill, Texas, pegmatite. American Mineralogist, 17: 381-390.
- López, M. G., 1984. Relaciones petrológicas entre pegmatitas y sus cajas en la región de Tilisarao-Renca, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (1-2): 131-143.
- López de Luchi, M. G., 1987. Caracterización Geológica y geoquímica del plutón La Tapera y del batolito de Renca, Sierra de San Luis, República Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 4: 84-88. Tucumán.
- Lottner, U., 1983. Las pegmatitas de la Sierra de Ancasti. En: Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. J. (Ed.): Geología de la Sierra de Ancasti, pp. 137-151. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 59.
- Llambías, E., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz, A., Caminos, R., Toselli, A. y Saavedra J., 1991. Leucogranodioritas sincinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis, Argentina. Resúmenes Expandidos 6º Congreso Geológico Chileno :187-191.
- Marconi, C. R., 1972. Cubicación de tres yacimientos litíferos del Depto. El Alto, Prov. de Catamarca. Servicio Nacional Minero Geológico, Carpeta 759, 29 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Methol, E. J., 1971. Descripción Geológica de la Hoja 22h (Santa Rosa), provincia de Córdoba y San Luis. Dirección Nacional Geología y Minería, Boletín 124, 73 p. Buenos Aires.
- Mirré, J., 1971. Caracterización de una comarca de metamorfismo epizonal de alto grado: la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26 (1): 113-127.
- Mirré, J., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 19c, Valle Fértil, provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional. Boletín 147, 76 p. Buenos Aires.
- Mon, R. y Hongn, F., 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (1-2): 31-38.
- Nordenskiöld, J., 1910. Der Pegmatit von Ytterby. Bulletin of the Geological Institute of Uppsala, 9: 183-228.
- Olsacher, J., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 21h (Cerro Champaquí), Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 90, 64 p. Buenos Aires.
- Oyarzábal, J. C. y Galliski, M. A., 1993. Geología del yacimiento San Luis: un caso de yuxtaposición de tipologías diferentes en pegmatitas de clase elementos raros. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, 5: 167-174.
- Piotti, E. J., 1988. Estudio Geológico, petrográfico y mineralógico de las pegmatitas "Las Tapias", pedanía Las Rosas, departamento San Javier, provincia de Córdoba. Trabajo final Universidad Nacional de Córdoba, 71 p., (inédito).
- Porto, J. C., 1971. Las pegmatitas de la parte austral de la ladera occidental de las Cumbres Calchaqufes, provincia de Tucumán. Actas 1er. Simposio Nacional Geología Económica, 2: 326-336. Buenos Aires.
- Quensel, P., 1956. The paragenesis of the Varuträsk pegmatite. Arkiv för Mineralogi och Geologi, 2: 9-125.
- Ramos, V., 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. En: Brodtkorb, M. K. de (Ed.): Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina, pp. 185-196. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, No. 1.
- Rapela, C. W., Heaman, L. y McNutt, R. H., 1982. Rb-Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. Journal of Geology, 90:574-582.
- Rigal, R., 1938. Las minas de columbita y tantalita y el descubrimiento de minerales de uranio radiactivos en la cañada de Alvarez, Dep. Calamuchita. Córdoba. Dirección Minas y Geología, Boletín 45. Buenos Aires.
- Rinaldi, C. A., 1968. Estudio de las pegmatitas uraníferas de las

- Sierras de Comechingones, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (3): 161-195.
- Rinaldi, C. A. y Linares, E., 1973. Edades K/Ar de pegmatitas de la Provincia de San Luis. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 1: 411-418. Buenos Aires.
- Rossi, N., 1965. Manifestaciones litíferas del Dpto. El Alto, prov. de Catamarca. Instituto Nacional Geología Minería, Carpeta 608, 38 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Rossi, N., 1966. Distrito pegmatítico Conlara, Provincia de San Luis. Dirección Nacional de Geología y Minería, 171 p., Buenos Aires. (Inédito).
- Schalamuk, I. B., 1970. Contribución al conocimiento de los fosfatos de las pegmatitas de Cerro Blanco, Tanti, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (1): 121-137.
- Schalamuk, I. B., Fernández, R. y Etcheverry, R., 1983. Los yacimientos de minerales no Metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA (Provincias de Catamarca, Jujuy, La Rioja, Salta y Tucumán). *Subsecretaría Minería Anales* 20, 196 p. Buenos Aires.
- Sheridan, D. M., Stephens, H. G., Staatz, M. H. y Norton, J. J., 1957. Geology and beryl deposits of the Peerless pegmatite, Pennington County, South Dakota. United States Geological Survey, Professional Paper 297-A, 47 p.
- Shmakin, B. M., 1976. Muscovite and rare metal-muscovite pegmatites. *Nauka*, 367 p. Novosibirsk.
- Simmons, Wm. B., Lee, M. T. y Brewster, R. H., 1987. Geochemistry and evolution of the South Platte granite-pegmatite system. Jefferson County, Colorado. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 455-471.
- Smeds, S. A., 1990. Regional trends in mineral assemblages of Swedish Proterozoic granitic pegmatites and their geological significance. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 112: 227-242.
- Spence, H. S., y Muench, O. B., 1935. Monazite from West Portland Township, Quebec. *American Mineralogist*, 20: 724-732.
- Sureda, R. J., Galliski, M. A., Argañaraz, P. y Daroca, J., 1986. Aspectos metalogénicos del Noroeste Argentino (provincias de Salta y Jujuy). *Capricornio*, 1 (1): 39-96. Salta.
- Toselli, A. J., Rossi de Toselli, J. y Rapela, C. W., 1978. El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33: 105-121.
- Toselli, A., Reissinger, M., Durand, F. R. y Bazán C., 1983. Rocas graníticas. En: Aceñolaza, F. G., Miller, H., Toselli, A. J., (Ed.): *Geología de la Sierra de Ancasti*, pp. 79-99. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 59.
- Toubes Spinelli, R. O., 1984. Edades potasio-argón de algunas rocas de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 405-411.
- Tremblay, L. P., 1978. Uranium subprovinces and types of uranium deposits in the Precambrian Rocks of Saskatchewan. *Geological Survey of Canada, Paper* 78-1A:427-435.
- Turner, J. C. M., 1964. Descripción de la Hoja 7c, Nevado de Cachi, provincia de Salta. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 99, 78 p. Buenos Aires.
- Villar Fabre, J., Santomero M. y Lucero H., 1958. Los minerales de torio en la Argentina. Comisión Nacional Energía Atómica. 30 p. Buenos Aires. (Inédito).
- Viramonte, J. G., Sureda, R. J., y Raskovsky, M. A., 1975. Rocas metamórficas de alto grado al oeste del Salar Centenario, Puna Salteña, República Argentina. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 2: 191-206. Buenos Aires.
- Willner, A. P., y Miller, H., 1985. Structural division and evolution of the lower Paleozoic basement in the NW-Argentine Andes. *Zentralblatt Geologie und Paläontologie. Teil. I*: 1245-1255.
- Willner, A. P., Toselli, A., Bazán, C. y Vides de Bazán, M. E., 1983. Rocas metamórficas. En: Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. J., (Ed.): *Geología de la Sierra de Ancasti*, pp. 31-78. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 59.

Recibido: 17 de agosto, 1993

Aceptado: 31 de mayo, 1994

La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos

Miguel Angel GALLISKI

*Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis,
Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis, Argentina*

ABSTRACT. *The Pampean Pegmatitic Province. II: Metallogeny of its economic fields.* The total population of granitic pegmatites of the Sierras Pampeanas defines a pegmatitic province integrated by orogenic and post-orogenic fields. The former are aligned in N-S belts, with muscovite class pegmatites generally westward of a rare element pegmatitic belt of LCT petrogenetic family. The muscovite class pegmatite fields are found in rocks with medium grade Barrovian-type metamorphism and do not show space-time relationships with granitoids; its K-Ar ages range from Upper Precambrian to Lower Silurian. The orogenic rare element pegmatite fields are placed in an Abukuma-type metamorphic belt, in upper greenschists to lower amphibolite facies rocks. Many pegmatites are deformed with boudinage or disarmonic folding. The parental intrusives are small-sized, heterogeneous, strongly peraluminous two mica granitoids. They have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios ≈ 0.71 and are considered to be S(+I) types. The ages of the granites and associated pegmatite swarms are Cambrian to Ordovician. The post-orogenic pegmatites and granites intrude the previously uplifted and eroded Pamatinian orogen. The pegmatites are ovoidal zoned bodies, void of deformation, contained in, or near, their cogenetic granites. They contrast geochemically with the LCT family, because they have higher K and F contents, and almost lack Li-minerals. The parental intrusives form composite batholiths constituted by peraluminous, high K-calcalkaline granitoids, that have greater F/OH ratios than the orogenic ones; their REE patterns are similar to the NYF signatures. The most likely source for them is of A(+S) provenance. The ages of this suite are close to 330 Ma. The most probable tectonic setting, in which the Pampean Pegmatitic Province developed, is related to a Phanerozoic continent-continent collision. The LCT pegmatites were formed during pre to syn-collisional tectonic stages at the axis of a turbiditic prism. The mixed signature pegmatite-granite systems were originated within an intraplate setting at the waning stage of a post-collision subduction regime.

Introducción

En la primera parte de la revisión de la Provincia Pegmatítica Pampeana se ha expuesto sumariamente la geología de cada distrito económico y se los ha tipificado en base a clasificaciones modernas (Galliski 1995).

La interpretación metalogénica de esos distritos ha sido en general infrecuente, si se exceptúan las dos contribuciones de Herrera (1965, 1968) realizadas en una época cuando el conocimiento del magmatismo granítico de las Sierras Pampeanas era esencialmente descriptivo. El renacimiento del interés en este último tema producido desde mediados de la década del '70, ha aportado nueva información sobre la petrología, geoquímica, cronología isotópica y ambiente geotectónico de los plutones graníticos de las Sierras Pampeanas, que son los de mayor incidencia pegmatógena del territorio. Las contribuciones de muchos autores, actualizadas y englobadas con un enfoque petrológico en las síntesis de Rapela *et al.* (1990, 1992), o con una visión tectónica en Ramos (1988b) y Dalla Salda *et al.* (1992), dan un marco interpretativo apropiado para encuadrar la evolución del basamento, propiciando una aproximación metalogénica que sirva de referencia para dimensionar futuros estudios.

La información reseñada previamente se integra con la signatura geoquímica de los distintos distritos

pegmatíticos inferida a partir de la mineralogía de las pegmatitas y graficada en la Tabla 1, para ir analizando -con el filtrado subjetivo inherente a los ensayos interpretativos- los factores metalogénicos de mayor incidencia en la generación de las pegmatitas de las Sierras Pampeanas.

Metalogénesis

Pegmatitas de clase muscovita

Los distritos de pegmatitas de la clase muscovita reúnen ciertas características geológicas y geoquímicas significativas entre las cuales pueden mencionarse:

1) Las pegmatitas son tabulares, tienen longitudes inferiores a 200 m y espesores entre 6 y 2 m con relaciones axiales menores que 50, las cuales parecen disminuir con el aumento de la profundidad de emplazamiento inferida del grado metamórfico de la roca de caja.

2) Pueden tener una posición estructural diversa: concordante, discordante, subvertical, subhorizontal.

3) Están emplazadas en ambientes que han sufrido metamorfismo de tipo barroviano de grados medio a alto.

4) Carecen de una asociación de minerales típicos de

una signatura LCT pero pueden contener berilo a veces, o monacita, xenotima o allanita en otras.

5) Esta última característica se traduce geoquímicamente en el primer caso en abundancia de Be, lo cual está indicando cierta transición hacia pegmatitas de la clase elementos raros dando unidades que algunos autores distinguen como una categoría intermedia con tipología transicional entre ambas clases (Shmakin 1989). En el segundo caso existe abundancia relativa de Y+ETR con posible transición a pegmatitas de clase abisal, o de tipo tierras raras.

6) Sugestivamente, la signatura geoquímica de estas pegmatitas reproduce en partes la posible signatura de las litologías predominantes en sus ambientes geológicos, por ejemplo: Be en las pegmatitas contenidas en metasedimentitas de Alta Gracia o ETR en aquéllas asociadas con rocas empobrecidas de facies granulitas en Valle Fértil.

7) Las pegmatitas no tienen una zonación regional que evidencie la actuación de procesos de diferenciación geoquímica en grupos cogenéticos.

8) En la mayoría de los distritos no existe una asociación comprobada con granitoides, los cuales, en caso de estar presentes, suelen ser granodioritas o granitos de dos micas. Además, las pegmatitas son relativamente ricas en Ca, hecho que parece excluir el fraccionamiento de plagioclasa en un magma parental, y tienen contenidos bajos en B, P y F, elementos volátiles que deberían estar enriquecidos en algún tramo del proceso, si las pegmatitas fueran el resultado de diferenciación magmática.

Las características precedentes analizadas en conjunto convierten en forzada cualquier vinculación genética -vía diferenciación magmática- con granitoides reales o hipotéticos, en el nivel actual del conocimiento de la geología de estas pegmatitas. Más natural parece la hipótesis de un origen anatético a partir de protolitos de composición I o S, empobrecidos o no por fusiones previas, facilitado por fluidos metamórficos en un ambiente de condiciones variables entre 5-8 kb y 650-850 °C como las graficadas en la Fig. 1, invocada por otros autores en distritos equivalentes (e.g. Sokolov *et al.* 1975, citado en Černý 1982). La comprobación del proceso inducido eventualmente por relajamiento tensional, requiere de estudios completos de geoquímica, inclusiones fluidas, isótopos estables y especialmente geocronología para establecer relaciones con la tectónica. Estos últimos son muy escasos y apenas sirven para suponer provisoriamente que los distritos de clase muscovita occidentales son famatinianos hasta la latitud de La Rioja. En Valle Fértil, con un basamento más antiguo (Varela y Dalla Salda 1992, Mc Donough *et al.* 1993, Ramos *et al.* 1993) que posiblemente sea un remanente de Laurentia acrecionado, hay pegmatitas con edades K-Ar precámbricas además de las paleozoicas (Toubes Spinelli 1983). El distrito de Alta Gracia analizado en el contexto de las interpretaciones geotectónicas

de Ramos (1988b) sería previsiblemente más antiguo que los famatinianos.

Pegmatitas de elementos raros

La discusión de las pegmatitas de esta clase conviene desarrollarla por separado para las dos familias petrogenéticas identificadas: LCT e Híbrida.

Los distritos pegmatíticos de familia LCT son prácticamente todos los descritos en la clase elementos raros con excepción de Velazco y Punilla. Se encuentran distribuidos de N a S desde los Nevados de Luracatao y Palermo, pasando por la Cumbres Calchaqués, Sierra de Ancasti, Sierra Brava, parte occidental de las Sierras de Córdoba, Sierra de La Estanzuela y Sierra de San Luis. Están emplazados en un cinturón metamórfico polifásico de baja presión y alta temperatura de tipo Abukuma (Camino 1973, Dalla Salda 1987) desarrollado fundamentalmente durante el ciclo orogénico Famatiniano (Aceñolaza y Toselli 1976, Ramos 1988a). La mayor parte de las rocas afectadas han sido interpretadas como pertenecientes a una secuencia flyschoides de edad Precámbrica a Cámbrica inferior (Baldis y Omarini 1984, Ježek *et al.* 1985) acumulada en un margen continental pasivo sobre corteza joven adelgazada (Ramos 1988b).

El cinturón metamórfico fue intruido por una serie de plutones calcoalcalinos que han sido agrupados cronológicamente en 3 conjuntos: G1, G2, y G3 (Kilmurray

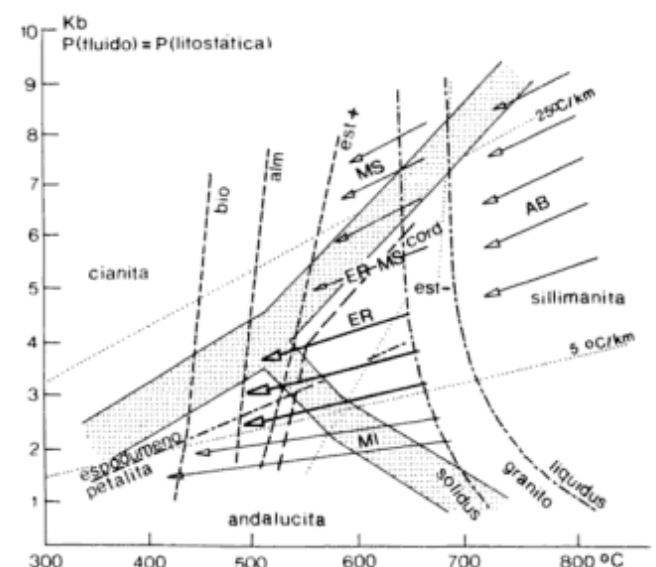


Figura 1: Campos de P y T de los ambientes geológicos que contienen poblaciones pegmatíticas de clases: abisal (AB), muscovita (MS), transicional entre muscovita y elementos raros (ER-MS), elementos raros (ER) y miarolíticas (MI) según Černý (1991a, Fig. 1). Las flechas indican las tendencias de fraccionamiento regional en relación a los grados metamórficos de las rocas de caja.

y Villar 1981, Rapela *et al.* 1990). Las pegmatitas de elementos raros coinciden temporalmente con este magmatismo cuyas edades reflejan, con una distribución fundamentalmente bimodal (Fig. 2) ya reconocida por Rinaldi y Linares (1973), que permite diferenciar una población Cambro-Ordovícica de signatura LCT que consideramos orogénica, de otra centrada en el Carbonífero inferior, de signatura Híbrida, interpretada como post-orogénica. Aproximadamente entre ambos picos de intrusividad pegmatítica se habría producido un importante evento tectónico representado por una colisión continente-continente que alcanzó su climax diastrófico con la fase oclóyica (circa 440 Ma según Coira *et al.* 1982, Ramos 1988a y 1988b, o entre 460-480 Ma según Dalla Salda *et al.* 1992).

Las pegmatitas de signatura LCT por lo general se encuentran en grupos cogenéticos, con participación de cuerpos estériles y otros mineralizados que muestran zonaciones focalizadas en cada intrusivo fértil, como las descritas por Černý (1991b) esquematizadas en el modelo de la Fig. 3. La sucesión desde el granitoide hacia afuera prácticamente reproduce el orden de los tipos de la clase elementos raros, aunque no siempre se presentan todos ellos. Los tipos y subtipos más frecuentes son:

1) berilo, con ambos subtipos, 2) complejas, subtipo espodumeno y 3) albita-espodumeno; las de tipo albita, muy raras, han sido sólo identificadas recientemente (Galliski 1992b).

Las dimensiones de estas pegmatitas y el rango metamórfico de las rocas de caja, generalmente reflejan las diferencias composicionales indicadas por la tipología. Así, la longitud y especialmente las relaciones axiales se incrementan paulatinamente alcanzando valores de hasta 1000 y 100 m respectivamente, en unidades de tipo albita-espodumeno; por su parte, las pegmatitas de tipo berilo suelen estar emplazadas en rocas con metamorfismo más elevado que las de tipo albita-espodumeno.

Estas características parecen condicionadas en buena medida por los efectos que sobre el emplazamiento ejercen las variaciones locales de estrés y el contraste térmico entre las rocas de caja y los fundidos pegmatíticos. A estos factores hay que sumarle la viscosidad de los fundidos, a su vez variable en función de la composición y en general disminuida -como las temperaturas de las curvas liquidus en sistemas pegmatíticos y haplograníticos experimentales- por el incremento de cierta cantidad de elementos como Li, Na,

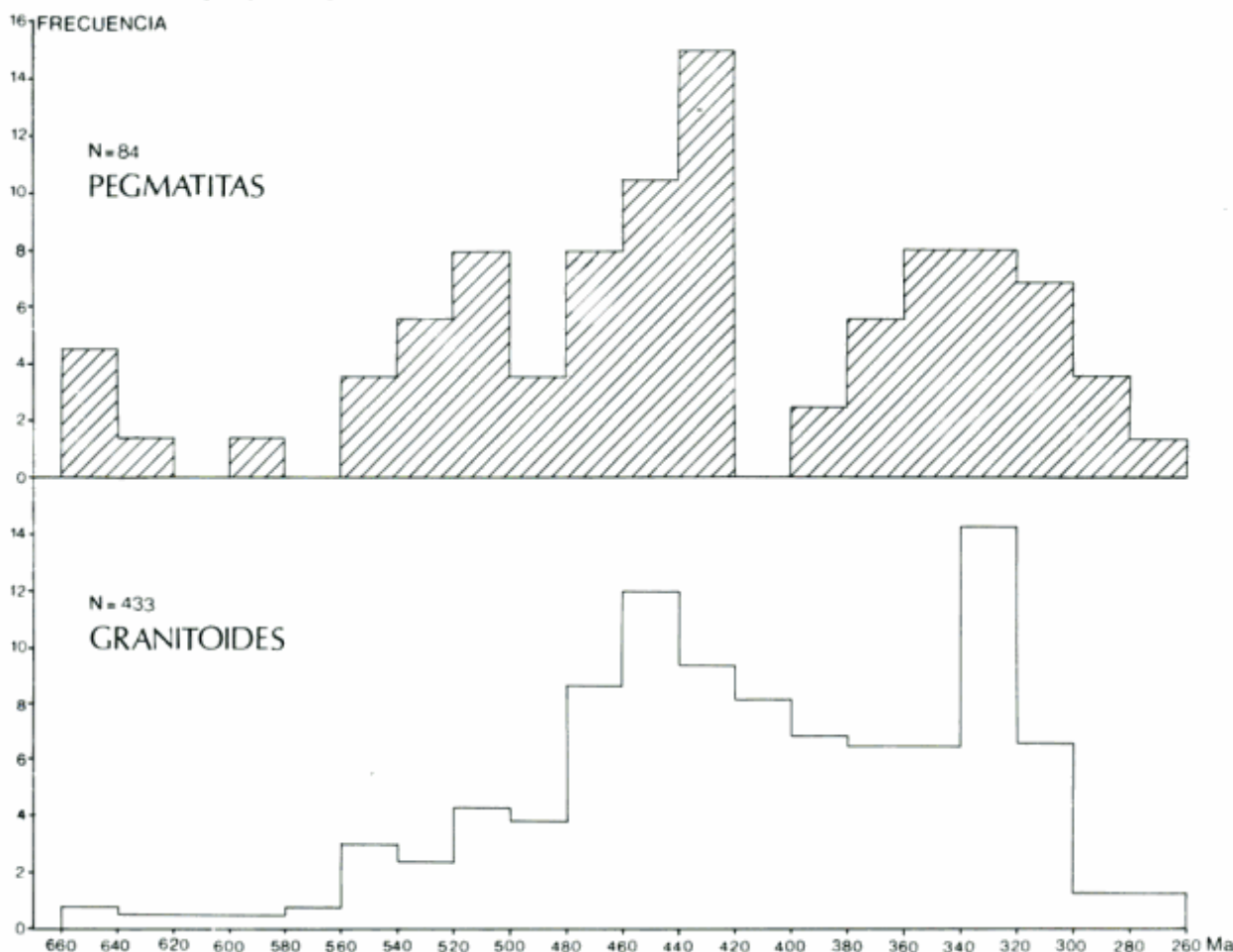


Figura 2: Histogramas de dataciones K-Ar de granitoides y pegmatitas de la Provincia Pegmatítica Pampeana. Los datos fueron tomados de Linares y González (1990).

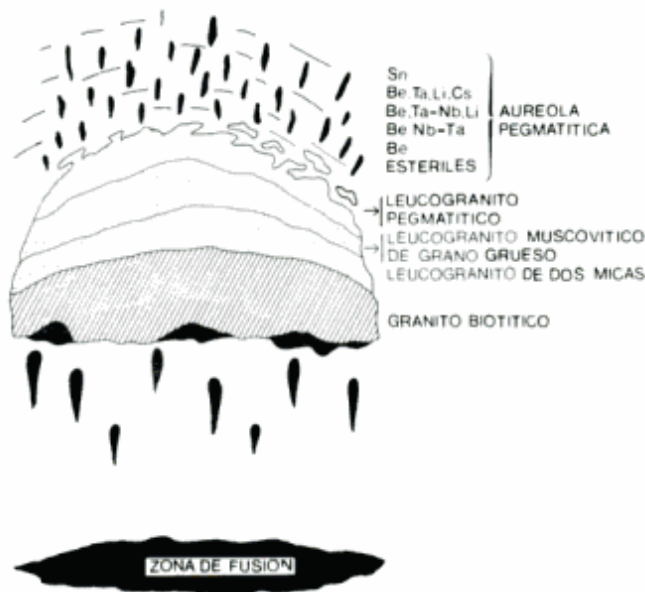


Figura 3: Representación esquemática de la anatomía de un sistema granito fértil-pegmatitas de familia LCT. Basado en Černý (1991b, fig. 6 A) y Shearer *et al.* (1992, fig. 1 A).

Al y especialmente B, F, P, H₂O (Pichavant y Manning 1984, Dingwell *et al.* 1992, London *et al.* 1988, 1989, London 1992a).

Las evidencias que ayudan a precisar la pertenencia a la familia petrogenética LCT son varias. Los minerales de Li están bien distribuidos y el predominio, absoluto por el momento, de espodumeno sobre petalita indica que han prevalecido presiones relativamente altas que

favorecieron su estabilidad (Stewart 1978, London 1984). La actividad del F, e indirectamente su comparativamente bajo contenido, se refleja en la relativamente escasa distribución de lepidolita (no más de cinco yacencias conocidas), predominio de montebrasita sobre ambligonita (Galliski 1983, Angelelli *et al.* 1983) y escasa presencia documentada de topacio en las pegmatitas de esta signatura. El B en cambio, está enriquecido como lo indica la abundancia de turmalina en casi todas las pegmatitas de esta clase al igual que el P, el cual forma sus propias especies comunes o exóticas principalmente con Ca, Li, Fe, Mn y Na, o presumiblemente reemplaza a Si en feldespatos por medio de la sustitución "berlinita" (London 1992b).

El rubidio se encuentra en proporciones altas en microclino y lepidolitas de las pegmatitas de tipo complejo (Saavedra y Galliski, datos inéditos) y el Cs aparece en los mismos minerales sin que aún se haya encontrado formando pollucita. El U es un elemento relativamente abundante especialmente en pegmatitas de la Sierra de Córdoba, mientras que el Ta tiende a predominar sobre el Nb y los óxidos de estos metales alcanzan sus #Ta (% mol Ta/Ta+Nb) más altos en pegmatitas de San Luis y Salta (Galliski y Upton 1992). El Sn está muy poco difundido y se encuentra como casiterita en algunas mineralizaciones de San Luis (Sosa 1992), mientras que el Bi es particularmente abundante en pegmatitas complejas de El Quemado y en mina Las Tapias.

Los granitoides fértiles reúnen algunas o varias de las características bien precisadas para el género (Černý 1991a, 1991b). Son de tamaño reducido, composicional y texturalmente heterogéneos, con una zonación general

Tabla 1: Signatura geoquímica de los diferentes distritos o grupos de pegmatitas de la Provincia Pegmatítica Pampeana, inferida a partir de la mineralogía.

DISTRITOS O GRUPOS	Li	Rb	Cs	Be	Y	ETR	Ti	Sn	Bi	U	Th	Zr	Nb	Ta	B	P	F
Centenario				*											.	.	
Co. Blanco				*											.	.	
El Quemado	*	o	o	.			.	.	*	.		.	.	*	*	.	.
Quilmes			
Calchaquí			
Ambato			
La Pampa-Unq.				*						*	.
Vilismán	*	o		.					.					o	.	.	.
El Taco	*	o		*					.	.				.	*	.	.
Santa Bárbara			
Sierra Brava			
Velazco				*	o	o	.	*	.
Valle Fértil			
Alta Gracia			
Punilla				*
Comechingones				*
Altautina	*	o	o	*			
La Estanzuela	*	o	o	*	*	.	.
Conlara	*	o	o	*				*	*	.	.
Totoral	*	o		*	*	.	.

Certidumbre: ● = probable, o = posible; *, ●, . = abundancia proporcional

esquemática en el modelo de la Fig. 3. Los diques sinplutónicos y los diferenciados irregulares de aplitas y pegmatitas son comunes. Algunos cuerpos asimilables o sospechables de identificarse con este arquetipo son, en la Sierra de San Luis los stocks alineados de cerro La Torre, Paso del Rey y La Florida en el distrito Totoral, y posiblemente El Durazno, La Tapera y Concarán en el distrito Conlara, la Loma de la Población y San José en Córdoba, y El Taco y Vilismán en Catamarca.

Químicamente los granitos son peraluminosos, calcoalcalinos pobres en Ca, ricos en elementos litófilos de gran radio, Be y volátiles especialmente B y P. Los contenidos en ETR totales promediados son bajos, próximos a 10 veces más que los condritos, con perfiles normalizados aplanados, bastante singulares, de diseños comparables entre distintas provincias pegmatíticas (Fig. 4). Donde existen datos geoquímicos como los orientativos de la Tabla 2, estas constantes son identificables y ayudan a discriminarlos de otros granitoides coexistentes distintos, que aquí se consideran sin vinculación genética demostrada.

El emplazamiento de estos granitos generalmente posdata el pico de metamorfismo regional, y las isocronas Rb-Sr obtenidas sobre ellos dan edades ordovícicas y

relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ próximas o superiores a 0,71, como El Taco (Knüver y Miller 1982), Paso del Rey (Llambías *et al.* 1991), La Tapera (López de Luchi 1987).

Con las características descritas, la filiación de esta serie se define por un segmento composicional dominante de tipo S, que no excluye una eventual participación minoritaria de tipo I. La fuente y los mecanismos de generación de estos magmas graníticos son imprecisables por el momento, aunque las alternativas con mayor probabilidad incluirían la fusión parcial de: 1) las metasedimentitas supracorticales no empobrecidas (e.g. Formación Puncoviscana y equivalentes), 2) los orto o paragneises del zócalo más antiguo que las infrayacen, 3) una mezcla de ambas, 4) protolitos sedimentarios reciclados por subducción.

La petrografía, geoquímica y marco tectónico de estos plutones son equivalentes a los llamados "leucogranitos" sincolisionales en otros orógenos (Harris *et al.* 1986). Sin embargo, el emplazamiento y con mayor razón la generación de estos magmas, parecería que en las Sierras Pampeanas predata el evento colisional, aunque parte de la cristalización se haya desarrollado sincinemáticamente en varios casos.

Esto se evidencia en muchos distritos donde las pegmatitas presentan pruebas de haber sufrido deformaciones post-emplazamiento, las cuales no han sido suficientemente enfatizadas a pesar de su importancia. En la Sierra de San Luis las pegmatitas han sido reorientadas submeridionalmente junto con sus cajas, o deformadas dúctilmente con plegamientos disarmonicos, *boudinage*, etc., en función de la posición espacial en relación al esfuerzo y del estado reológico en que se encontraban cuando las alcanzaron los efectos de la fase oclóyica. Ejemplos notables se encuentran en las minas Teresaida, San Luis, Santa Ana, Independencia Argentina, Las Cuevas, Don Rolando (Galliski 1992a, Oyarzábal y Galliski 1993, Martínez 1993, com. pers.). En la Sierra de Ancasti también fueron señaladas deformaciones, inicialmente por Fernández Lima *et al.* (1972) y luego por Lottner (1983). Hacia el norte las evidencias disminuyen pero aun son perceptibles en La Angostura donde fueron descritas pegmatitas "boudinadas" (Cisterna 1991).

Existe otro conjunto de granitoides aproximadamente sincrónico con los anteriores pero de petrogénesis posiblemente diferente, representado por abundantes intrusivos de composición general granodiorítica-granítica, que conforman una asociación calcoalcalina, peraluminosa, con epidoto primario y comparativamente más bajas relaciones iniciales de Sr (Saavedra *et al.* 1987, Rapela *et al.* 1990). Estos granitos fueron interpretados como pertenecientes a un ambiente de retroarco (Rapela *et al.* 1990), de arco magmático (Ramos 1988b), o como integrantes del arco magmático precolisional del orógeno famatiniano (Galliski y Miller 1988). Parece que aún sus plutones más evolucionados, con altos ASI (índice de saturación de alúmina, Zen 1988) y facies

Tabla 2: Referencias de las muestras como en Fig. 4.

Muestra	PR001	MT51
% SiO ₂	74,00	71,30
TiO ₂	0,06	0,28
Al ₂ O ₃	14,70	14,70
Fe ₂ O ₃ *	0,90	1,90
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01
MgO	0,23	0,48
MnO	0,12	0,07
CaO	0,49	0,89
Na ₂ O	4,15	3,54
K ₂ O	4,27	4,96
P ₂ O ₅	0,28	0,28
P:1	0,65	0,85
Total	99,93	99,38
ppm B	160	30
Rb	220	430
Cs	16,9	12,8
Be	10	12
Sr	40	70
Ba	250	380
Y	<10	<10
U	1,6	8,3
Th	1,5	31
Zr	20	140
Hf	1,3	4,6
Nb	<10	30
Ta	1,8	4,6
K/Rb	161	96
K/Ba	142	108
Ba/Rb	1,13	0,88
Rb/Sr	5,5	6,14
Zr/Hf	15,38	30,43
Th/U	0,94	6,74

enriquecidas en volátiles, tienen una componente predominante de tipo I y están relacionados a subducción, con mayor o menor grado de participación de corteza inferior (Miller *et al.* 1991). En principio, no se los considera petrogenéticamente equiparables a los granitos fértiles en pegmatitas de elementos raros los cuales, en los distritos donde hay superposición geográfica como en Cachi, son usualmente más jóvenes.

La naturaleza del plutonismo descrito unido a otros argumentos como la escasez de vulcanismo concomitante, indicaría que el orógeno que lo contiene pertenece al tipo del desarrollado por colisión continental oblicua (Pitcher 1993). Este marco geotectónico explicaría además la mayor deformación de las pegmatitas y el basamento en las Sierras de San Luis y su paulatino decrecimiento hacia el norte, con niveles de exposición cada vez menos profundos a partir de Salta, debidos a una disminución de epirogenesis directamente proporcional a un menor grado de solapamiento continental. Para conseguir estos efectos serían necesarios una fuerte velocidad de convergencia oblicua de placa oceánica joven seguida de un alto ángulo de impacto. Una eviden-

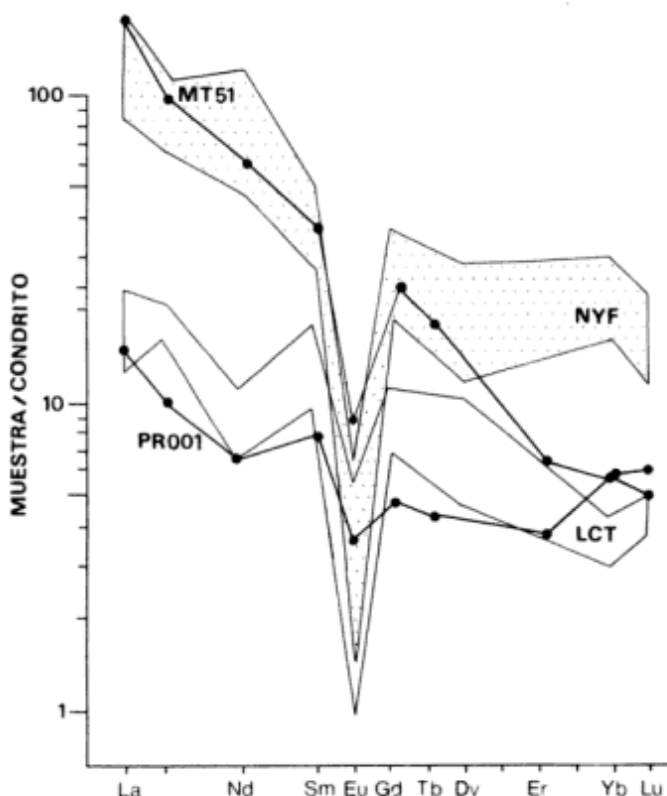


Figura 4: Diagrama de elementos de tierras raras normalizados a los valores de condritos de Haskin *et al.* (1968), de granitoides pertenecientes a las dos familias petrogenéticas identificadas. PR001: facies de leucogranito muscovítico del stock de Paso del Rey, San Luis; MT51: facies de monzogranito porfirico que oficia de caja de las pegmatitas del Co. Blanco, Punilla, Córdoba (muestra provista por R. Lira); analista XRAL Act. Serv. Inc. Se grafican como referencia los dominios definidos por diagramas equivalentes de granitoides fértiles de signatura NYF de Lac du Bonnet y de signatura LCT de Osis Lake, Canada tomados de Cerný (1991b, fig. 1 D).

cia petrológica indicativa en parte de esta interpretación estaría dada por trayectorias metamórficas que pasaran de presiones bajas a otras más altas sincrónicas con la colisión oclóyica; la presencia de cianita en algunas pegmatitas de San Luis sugiere que conviene explorar esta hipótesis.

Las pegmatitas con signatura mixta entre las familias petrogenéticas LCT y NYF alcanzan a formar distritos diferenciales en Sierra de Velazco y al oeste de valle de Punilla. En la parte preferentemente septentrional de la sierra de San Luis se superponen arealmente con pegmatitas LCT.

Las pegmatitas se encuentran emplazadas en los granitos cogenéticos o cerca de ellos, tienen casi siempre forma ovoidal y no fueron deformadas después de su cristalización. Son cuerpos zonados de tipo berilocolumbita-fosfato, ricos en K, Be, Y, F, U y pobres en Li. En las columbitas analizadas de estas pegmatitas predominan los términos ricos en Nb (Galliski y Upton 1992).

Los granitoides parentales pertenecerían a una asociación de intraplaca emplazada después de la exhumación y arrasamiento del orógeno famatiniano. Se superponen irregularmente al marco regional previo formando gran parte de los batolitos mayores (Velazco, Achala, Las Chacras-Piedras Coloradas, cerro Aspero-Alpa Corral) o la totalidad de plutones menores (cerro Amarillo, Sauce Guacho, Santa Rosa, San José del Morro, La Totora). En su constitución petrográfica participan monzogranitos, frecuentemente porfíricos o porfiróides, sienogranitos, granitos alkalifeldespáticos, sienitas cuarzosas y son comunes los enclaves máficos (Brogioni 1987, Lira 1987, Rapela 1976, 1982, Toselli *et al.* 1983).

Químicamente se trata de una asociación calcoalcalina alta en K, moderadamente peraluminosa, con una importante metalogénesis de Be, U, ETR, W y fluorita (Gay y Lira 1984, Lira y Ripley 1990). Las relaciones iniciales de Sr están en el rango 0,70487 - 0,71818 (Brogioni 1991, Rapela *et al.* 1991), y los datos conocidos de isótopos de O son concordantes con los de granitos NYF (granito de Pingo Pingo, Damm *et al.* 1990, granito de Rodeo de los Molles, Lira y Ripley 1992, granito de Achala, Lira com. pers.). El quimismo de un granito fértil de esta serie muestra, comparado con uno equivalente de la familia LCT (Tabla 2), menor peraluminosidad y contenido en sílice, mayores tenores de Fe, Mg, Ca y especialmente K, enriquecimiento en elementos de alta carga (Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y, Th, U) y elevadas relaciones Zr/Hf y Th/U. Su contenido en ETR livianos es cinco veces mayor que el correspondiente al de un granitoide LCT y el diseño de su perfil normalizado coincidente -aunque más empobrecido en ETR pesados- con una signatura NYF (Fig. 4). En base a la información precedente se interpreta que la naturaleza de esta asociación de granitoides es probablemente de tipo A, con asimilación minoritaria variable de protolitos metasedimentarios. Las fuentes posibles de

los magmas pueden ser varias (Černý 1991b, 1991c, Whalen *et al.* 1987, Eby 1990). No obstante la hipótesis de trabajo preferida por el autor combina la fusión parcial de granulitas deprimidas de corteza inferior, promovida por el aporte térmico de magmas basálticos y/o fluidos trasvasados del manto enriquecidos en elementos NYF, con la asimilación de gneises supracorticales. El marco tectónico es post-orogénico, y el nivel de emplazamiento de los intrusivos somero a intermedio. La gran dispersión regional y la naturaleza petrológica de este magmatismo parecen más acordes con un escenario tectónico de extensa descompresión cortical, que con procesos localizados de rifting, aunque la intrusividad se haya canalizado con preferencia en lineamientos regmáticos de rumbo NO.

La distinción entre las tres asociaciones plutónicas de distinto origen identificadas: una precolisional I(+S) otra pre (a sin) colisional S(+I), ambas orogénicas, y una tercera post-colisional y post-orogénica A (+S) encuentra casi mejor definición en la metalogénesis que en la evolución petrológica.

Esta última muestra cierta convergencia evolutiva hacia términos de creciente (aunque no igual) peraluminosidad y actividad de volátiles. En consecuencia parece evidente que, sin desmerecer la importancia de los elementos volátiles en la optimización de la diferenciación magmática (Rossi de Toselli *et al.* 1985) o el marco tectónico de generación de los magmas, el factor decisivo en la metalogénesis de las pegmatitas de las Sierras Pampeanas fue la naturaleza litológica de la fuente de los magmas pegmatógenos. Análisis comparativos de muchos otros distritos con mayor información acumulada han dado resultados equivalentes (Černý 1991c).

En esta interpretación del magmatismo granítico se han polarizado ex-profeso las diferencias obteniéndose un esquema que eventualmente puede revelarse como extremo, con estudios más avanzados provocados por su discusión.

Si se analiza la distribución geográfica de los distritos estudiados transversalmente al rumbo del orógeno - minimizando las complicaciones tectónicas sobreimpuestas por el ciclo andino y haciendo abstracción de la imbricación de escamas-, se observa que las pegmatitas de clase muscovita forman una faja discontinua occidental por lo menos hasta la latitud de La Rioja, seguida hacia el este por el cinturón de pegmatitas de elementos raros donde las unidades de tipo berilo están dispuestas preferentemente al oeste de las litíferas. Esta distribución se corresponde directamente con un metamorfismo regional de mayor presión hacia el oeste y con la naturaleza de los intrusivos graníticos, los cuales son normalmente pequeños y muy evolucionados cuando tienen pegmatitas litíferas afiliadas, mayores cuando se vinculan con pegmatitas tipo berilo y prácticamente inexistentes los emparentados con cuerpos de clase muscovita. Esta conexión entre las condiciones geológicas

de formación y el tipo de pegmatitas establecida desde hace tiempo por autores rusos (Ginsburg *et al.* 1979, Ginsburg 1984, citados en Černý 1991a) indirectamente señala que en ese tramo del orógeno famatiniano afloran hacia el oeste niveles corticales más profundos, lo cual puede interpretarse como resultado de un mayor grado de epirogénesis generada por el reequilibrio isostático posterior a la colisión continente-continente que se postula para la fase oclóyica.

Al sur de la latitud de La Rioja el cuadro previo se oscurece porque en Valle Fértil hay un basamento más antiguo, con virtual ausencia del prisma flyschoides cuyo eje pasa por las sierras de Ancasti y San Luis, y con algunas pegmatitas que dan edades precámbricas.

Si este esquema con fajas de pegmatitas de clase muscovita limitando por el flanco de impacto al orógeno colisional es extrapolable a otros casos, puede convertirse en una herramienta útil para averiguar rápidamente la polaridad de la subducción en ambientes geológicos antiguos.

La superposición de un evento magmático regional al término de la evolución del orógeno y generalmente después de su erosión, con un Δt entre los picos temporales de actividad magmática orogénica y post-orogénica variable en los casos más frecuentes entre 20 y 150 Ma, es el corolario normal en la historia de una provincia Pegmatítica (Černý 1991c). También lo es el orden cronológico de sucesión con sistemas de signatura LCT seguidos por sistemas NYF o Híbridos. En el caso de las Sierras Pampeanas la discriminación entre signaturas NYF e Híbrida es provisoria debido a la pobreza y ambivalencia de la información ya que, aunque existen evidencias de participación de elementos NYF en los minerales de estas pegmatitas, la naturaleza moderadamente peraluminosa de los granitoides parentales, y sus perfiles normalizados de elementos traza más empobrecidos en ETR pesados que los típicos NYF, han inclinado la opinión, hasta que se disponga de más datos, en favor de una naturaleza mixta. De cualquier manera, su participación conformando la misma provincia pegmatítica es considerada incuestionable. A esta última se la ha denominado pampeana, o de las Sierras Pampeanas, por estar incluida en la provincia metalogénica del mismo nombre definida por Angelelli y Fernández Lima (1980).

Conclusiones

Las pegmatitas graníticas de los distritos económicos de las Sierras Pampeanas integran una misma unidad de primera magnitud denominada Provincia Pegmatítica Pampeana, la cual contiene distritos de pegmatitas de las clases muscovita y elementos raros.

Los distritos de pegmatitas de clase muscovita forman una faja segmentada occidental y un distrito oriental; se

encuentran contenidos en rocas que han sufrido metamorfismo de tipo Barroviano y su origen más probable es por anatexis de protolitos de composiciones I o S. Mayoritariamente se habrían generado en el Paleozoico Inferior, y en menor proporción en el Precámbrico Superior.

Los distritos de pegmatitas de clase elementos raros pertenecen a dos familias petrogenéticas diferentes: LCT y posiblemente Híbrida de LCT y NYF. Los distritos de signatura LCT forman un cinturón de pegmatitas de elementos raros extendido desde Salta hasta San Luis, desarrollado principalmente en el eje de un prisma flyschoides que sufrió metamorfismo de tipo Abukuma. Las pegmatitas se asocian con granitoides fértiles de tipo S (+I), los cuales integran una serie granítica que por lo general posdata el emplazamiento de una asociación predominantemente granodiorítica-granítica de naturaleza I (+S). Ambas asociaciones son orogénicas, pre a sincolisionales, y se habrían desarrollado en el Paleozoico Inferior durante el Ciclo Famatiniano.

Los distritos de pegmatitas de elementos raros de signatura Híbrida están genéticamente vinculados con granitoides de tipo A (+S), los cuales constituyen batolitos post-orogénicos. Estos intrusivos fueron generados posiblemente en un escenario de intraplaca, durante un estadio de decaimiento de un régimen de subducción instalado más al oeste con posterioridad a la colisión Oclóyica. El pico de este magmatismo estaría situado en el Carbonífero Inferior.

Agradecimientos

El autor queda reconocido a los numerosos colegas cuyas opiniones acerca del magmatismo granítico y metalogénesis asociada mejoraron su visión personal del tema y a las Universidades de Córdoba, Salta y San Luis en cuyos ámbitos maduraron los criterios aplicados en este trabajo. H. D. Gay es la responsable de haber iniciado al autor en el estudio de minerales pegmatíticos. Queda asimismo agradecido a P. Černý por la provisión de varios de sus trabajos y su opinión esclarecedora.

A R. Lira y M. F. Márquez Zavallá les agradece la prolija y enriquecedora revisión del manuscrito, y a los árbitros M. K. de Brodtkorb y L. Dalla Salda sus acertadas sugerencias. El PID 349/88 del CONICET y el Proyecto 349001 de la UNSL facilitaron parte de los medios económicos que permitieron concretarlo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G. y Toselli A. J., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Memoria 2º Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 755-763.
- Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1980. reseña de los ciclos metalogénicos de la República Argentina. En: Turner, J. C. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2, pp. 1603-1640. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V., Brodtkorb, M. K. de, Gordillo, C. E. y Gay, H. D., 1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. Servicio Minero Nacional, Publicación Especial, 527 p., Buenos Aires.
- Baldis, B y Omarini, R., 1984. El Grupo Lerma (Precámbrico-Cámbrico) en la comarca central salteña y su posición en el borde pacífico americano. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 5: 538-552.
- Brogioni, N., 1987. El batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geología y edad. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 4:115-118. Tucumán.
- Brogioni, N., 1991. Caracterización petrográfica y geoquímica del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. Resúmenes Expandidos 6º Congreso Geológico Chileno: 766-770. Santiago.
- Caminos, R., 1973. Some granites, gneisses and metamorphites of Argentina. Symposium on the granites, gneisses and related rocks of Rhodesia. Special Publication Geological Society of South Africa, 3: 333-338.
- Černý, P., 1982. Petrogenesis of granitic pegmatites. En: Černý, P. (Ed.): Granitic Pegmatites in Science and Industry, pp. 405-461. Mineralogical Association of Canada. Short Course Handbook 8, Winnipeg.
- Černý, P., 1991a. Rare-element Granitic Pegmatites. Part I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatite Deposits. Geoscience Canada, 18, (2): 49-67.
- Černý, P., 1991b. Rare-element Granitic Pegmatites. Part II: Regional to Global Environments and Petrogenesis. Geoscience Canada, 18, (2): 68-81.
- Černý, P., 1991c. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? Precambrian Research, 51: 429-468.
- Cisterna, C. E., 1991. Características geológicas y geoquímicas de los granitoides de La Angostura, Valle Calchaquí, Salta, Argentina. Resúmenes Expandidos 6º Congreso Geológico Chileno; 217-220. Santiago.
- Coira, B. L., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. Earth Science Reviews, 18 (3-4): 303-332.
- Dalla Salda, L., 1987. Basement tectonics of the Southern Pampean Ranges, Argentina. Tectonics, 6 (3): 249-260.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? Geology, 20: 617-620.
- Damm, K. W., Pichowiak, S., Harmon, R. S., Todt, W., Kelley, S., Omarini, R. y Niemeyer, H., 1990. Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; The basement revisited. En: Mahlburg Kay, S. y Rapela, C. W. (Ed.): Plutonism from Antarctica to Alaska, pp. 101-126. Geological Society of America. Special Paper 241.
- Dingwell, D. B., Knoche, R., Webb S. L. y Pichavant, M., 1992. The effect of B₂O₃ on the viscosity of haplogranitic liquids. American Mineralogist, 77: 457-461.
- Eby, G. N., 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. En: Woolley, A. R. y Ross, M. (Ed.): Alkaline Igneous Rocks and Carbonatites, pp. 115-134. Lithos 26 (12).
- Fernández Lima, J. C., Rinaldi, C. A. y Turazzini, G., 1970. Pegmatita litífera Reflejos del Mar, Ancasti, Prov. de Catamarca. Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 43-60. Buenos Aires.
- Galliski, M. A., 1983. Distrito Minero El Quemado, Dptos. La Poma y Cachi, Provincia de Salta, II: Geología de sus pegmatitas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38 (3-4): 340-380.
- Galliski, M. A., 1992a. La Provincia Pegmatítica Pampeana: tipología y distribución de sus principales distritos económicos. Actas 4º Congreso Nacional y 1º Latinoamericano de Geología Económica: 534-537.

- Galliski, M. A., 1992b. Informe Geológico-económico de la mina Independencia Argentina. Informe Privado, 9 pág. 2 Fig. (inédito).
- Galliski, M. A., 1995. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2): 99-112.
- Galliski, M. A. y Miller, C. F., 1988. Petrogénesis de las trondhjemitas de Cachi: Condicionamientos impuestos por elementos de tierras raras e implicancias tectónicas. En: Dpto. Apoyo Pedagógico Facultad de Agronomía (Ed.): *Actas de la Reunión de Geotransversas de América del Sur*, pp. 58-62. Uruguay.
- Galliski, M. A. y Upton, I. L. de, 1993. Composición y propiedades de minerales de niobio y tantalio de las pegmatitas graníticas de El Quemado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (3): 323-331.
- Gay, H. D. y Lira, R., 1984. Mineralización torfífera y de tierras raras en el extremo septentrional del batolito Las Chacras, San Luis. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 7: 342-356. Buenos Aires.
- Ginsburg, A. I., 1984. The geological condition of the location and the formation of granitic pegmatites. 27th International Geological Congress, Proceedings, 15: 245-260.
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A. y Wildeman, T. R., 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. En: Ahrens, L. H. (Ed.): *Origin and Distribution of the Elements*, pp. 889-912. Pergamon Press, New York.
- Harris, N. B. W., J. A. Pearce, J. A. y Tindle, A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En: Coward, M. P. y Ries, A. C. (Ed.): *Collision Tectonics*, 19: 67-81. Geological Society of London, Special Publication.
- Herrera, A. O., 1965. Evolución geoquímica de las pegmatitas zonales de los principales distritos argentinos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (2): 199-228.
- Herrera, A. O., 1968. Geochemical evolution of zoned pegmatites in Argentina. *Economic Geology*, 63: 3-29.
- Ježek, P., Willner, A. P., Aceñolaza, F. G. y Miller, H., 1985. The Puncoviscana trough-A large basin of late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield, *Geologische Rundschau*, 74: 573-584.
- Kilmurray, J. O. y Villar, L. M., 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. *Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis*. 8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 33-54.
- Knüver, M. y Miller, H., 1982. Rb/Sr-geochronology of the Sierra de Ancasti (Pampean Ranges, NW-Argentina). *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 3: 457-471. Buenos Aires.
- Linares, E., y González, R. R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Serie "B" N° 19*.
- Lira, R., 1987. Facies graníticas del batolito de Achala a los 31°46' de latitud Sur, provincia de Córdoba, República Argentina. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 4: 108-110. Tucumán.
- Lira, R. y Ripley, E. M., 1990. Fluid inclusion studies of the Rodeo de los Molles REE and Th deposits, Las Chacras Batholith, Central Argentina. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 663-771.
- Lira, R. y Ripley, E. M., 1992. Hydrothermal alteration and REE-Th mineralization at the Rodeo de Los Molles deposit, Las Chacras batholith, central Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 370-386.
- London, D., 1984. Experimental phase equilibria in the system $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$: a petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites. *American Mineralogist*, 69:995-1004.
- London, D., 1992a. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist*, 30: 499-540.
- London, D., 1992b. Phosphorus in S-type magmas: the P_2O_5 content of feldspars from granites, pegmatites and rhyolites. *American Mineralogist*, 77: 126-145.
- London, D., Hervig, R. L. y Morgan, G. B., 1988. Melt-vapor solubilities and element partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: experimental results with Macusani glass at 200 MPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99: 360-373.
- London, D., Morgan, G. B. y Hervig, R. I., 1989. Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass + H_2O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102: 1-17.
- López de Luchi, M. G., 1987. Caracterización Geológica y geoquímica del plutón La Tapera y del batolito de Renca, Sierra de San Luis, República Argentina. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 4: 84-88. Tucumán.
- Lottner, U., 1983. Las pegmatitas de la Sierra de Ancasti. En: Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. J. (Ed.): *Geología de la Sierra de Ancasti*, pp.137-151. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 59.
- Llambías, E., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz, A., Caminos, R., Toselli, A. y Saavedra J., 1991. Leucogranodioritas sincinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis, Argentina. *Resúmenes Expandidos 6º Congreso Geológico Chileno*: 187-191.
- McDonough, M., Ramos, V., Isachsen, C y Bowring S., 1993. Edades preliminares de Circones del Basamento de la Sierra de Pie de Palo. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas 3*: 340-342.
- Miller, C. R., Pankhurst, J., Rapela, C. W., Saavedra, J. y Toselli, A., 1991. Génesis de los granitoides paleozoicos peraluminosos, áreas de Taff del Valle y Cafayate, Sierras Pampeanas, Argentina. *Resúmenes Expandidos 6º Congreso Geológico Chileno*: 36-39.
- Oyarzábal, J. C. y Galliski, M. A., 1993. Geología del yacimiento San Luis: un caso de yuxtaposición de tipologías diferentes en pegmatitas de clase elementos raros. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 5: 167-174.
- Pichavant, M. y Manning, D. A. C., 1984. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of experimental data. *Physics Earth Planetary Int.*, 35: 31-50.
- Pitcher, W. S., 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Academic & Professional, 321 pp. Glasgow.
- Ramos, V. A., 1988a. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S latitude. *Geological Society of America, Special Paper 218*: 31-54.
- Ramos, V., 1988b. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America -a Collisional History. *Episodes*, 11 (3): 168-173.
- Ramos, V., Vujovich, G., Mahlburg Kay, S., y McDonough, M., 1993. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas Occidentales: La Sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente proterozoico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas 3*: 343-357.
- Rapela, C. W., 1976. Las rocas granitoides de la región de Cafayate, provincia de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31 (4): 260-278.
- Rapela, C. W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (3):313-330.
- Rapela, C. W., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; An inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En: Mahlburg Kay, S. y Rapela, C. W. (Ed.): *Plutonism from Antartida to Alaska*, pp. 77-89. *Geological Society of America, Special Paper 241*.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Kirschbaum, A. y Baldo, E. G. A., 1991. Facies intrusivas de edad carbonífera en el Batolito de Achala: evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas? *Resúmenes Expandidos 6º Congreso Geológico Chileno*: 40-43.
- Rapela, C. W., Coira, B., Toselli, A. y Saavedra, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico Inferior en el Sudoeste de Gondwana. En: Gutiérrez Marco, J. G., Saavedra, J. y Rábano, I. (Ed.):

- Paleozoico Inferior de Ibero-América, pp.21-68. Universidad de Extremadura.
- Rinaldi, C. A. y Linares, E., 1973. Edades K/Ar de pegmatitas de la Provincia de San Luis. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 1:411-418. Buenos Aires.
- Rossi de Toselli, J., Toselli, A., Indri, D., Saavedra, J. y Pellitero E., 1985. Petrología y geoquímica de plutones fuertemente peraluminicos de las Sierras Pampeanas: el problema de los granitos cordieríticos. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 16 (1-4):55-64.
- Saavedra, J., Toselli, A., Rossi de Toselli, J. y Rapela, C. W., 1987. Role of tectonism and fractional crystallization in the origin of lower Paleozoic epidote-bearing granitoids, northwestern Argentina. *Geology*, 15: 709-713.
- Shearer, C. K., Papike, J. J. y Jolliff, B. L., 1992. Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granite-pegmatite system, Black Hills, South Dakota. *Canadian Mineralogist*, 30: 785-809.
- Shmakin, B. M., 1989. Some New Data on the Genesis of Granitic Pegmatites. *Journal Geological Society of India*, 33: 566-575.
- Sokolov, Yu. M., Kratz, K. O. y Globovitskiy, V. A., 1975. Regularities in the formation and distribution of the muscovite and muscovite-rare metal pegmatite formations in metamorphic belts. En: *Muscovite pegmatites of the USSR*, Nauka, 5-15. Leningrado.
- Sosa, G. M., 1992. Pegmatitas portadoras de estaño de la provincia de San Luis, su geología, mineralogía y génesis. En: *Brodtkorb, M. K. de y Schalamuk I. B. (Ed.): Actas 1a. Reunión de Mineralogía y Metalogenia*, Pub. 2: 281-296.
- Stewart, D. B., 1978. Petrogenesis of lithium-rich pegmatites. *American Mineralogist*, 63: 970-980.
- Toselli, A., Reissinger, M., Durand, F. R. y Bazán C., 1983. Rocas graníticas. En: *Aceñolaza, F. G., Miller, H., Toselli, A. J., (Ed.): Geología de la Sierra de Ancasti*, pp. 79-99. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 59.
- Toubes Spinelli, R. O., 1984. Edades potasio-argón de algunas rocas de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 405-411.
- Varela, R. y Dalla Salda, L. 1993. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra de Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (3):271-275.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. y Chappell, B. W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.
- Zen, E-an, 1988. Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Annual Review Earth Planetary Sciences*, 16: 21-51.

Recibido: 19 de agosto, 1993

Aceptado: 31 de mayo, 1994

Las formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la Cordillera Principal de San Juan

P. Pamela ÁLVAREZ¹, Sandra V. BENOIT² y Eduardo G. OTTONE¹

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

²Fundación Occidental (Becario). Avda. Madero 1020, piso 22, 1106 Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT. *The Rancho de Lata and Los Patillos Formations and other Mesozoic units of the Principal Cordillera of San Juan.* New data on the Mesozoic stratigraphy and structure of the High Andes of San Juan are presented. Two new formations, Rancho de Lata and Los Patillos are defined in order to establish a precise stratigraphy of this sector of the Cordillera Principal. The sedimentary sequence rests on a Permo-Triassic basement (Choiyoi Group), composed by rhyolites and granites. The overlying units are volcanoclastic, pyroclastic, and sedimentary rocks of the Rancho de Lata Formation (Triassic-Jurassic); Jurassic marine deposits of the Los Patillos, La Manga and Auquilco Formations and continental sequences of the Tordillo Formation. A bimodal volcanism of the lowermost Jurassic age is described between Rancho de Lata and Los Patillos Formations. The Cenozoic volcanics of the Farellones Formation unconformably overlies the Mesozoic sedimentary sequence. A geological map of the southwestern slope of the Cordón del Espinacito, detailed sections of Rancho de Lata and Los Patillos Formations, as well as a general correlation with other regions of Mendoza and Neuquén are also presented. New biostratigraphic data are provided for the age of the Jurassic marine transgression in the study area.

Introducción

El objetivo de la presente contribución es presentar nuevos datos estratigráficos en una región clásica de la Alta Cordillera de San Juan. Esta, a pesar de su importante contenido fosilífero y de las investigaciones realizadas desde el siglo pasado, no contaba con un mapa geológico donde se pudieran apreciar las relaciones espaciales de las diferentes unidades reconocidas.

En este trabajo se proponen formalmente dos nuevas unidades, las Formaciones Rancho de Lata y Los Patillos. Estas fueron definidas a partir del estudio geológico del área ubicada en la ladera oeste del cordón del Espinacito, al sur del paso del mismo nombre y al norte del río los Patos, entre los 70°00' y 70°15' de longitud oeste y entre 32°12' y 32°18' de latitud sur, en la Cordillera Principal de la provincia de San Juan (véanse Figs. 1 y 2).

Este trabajo forma parte de un estudio de investigación mayor que está realizando el área de Geotectónica del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires, en la Cordillera Principal de la provincia de San Juan. Comenzó con el desarrollo del trabajo final de licenciatura de las autoras, las cuales son responsables del estudio geológico, estando el Dr. Ottone a cargo del estudio de la flora fósil de la Formación Rancho de Lata.

Antecedentes

El primer trabajo que se conoce en el área corresponde a Stelzner (1873), quien realiza una somera descripción de la litología del cordón del Espinacito y se detiene en

el estudio de las secuencias aflorantes en el paso del mismo nombre. Este autor es el primero en determinar la presencia de Jurásico marino en la región. El estudio paleontológico de las colecciones efectuadas por Stelzner fue realizado por Götsche (1878). Posteriormente Bodenbender (en Tornquist 1898) revisa nuevamente estas secuencias realizando un perfil de la sección al oeste del paso del Espinacito. En el mismo trabajo se presentan las descripciones sistemáticas de los fósiles (Tornquist 1898) coleccionados por Bodenbender.

Schiller (1912) realiza una precisa descripción de las secuencias marinas en el paso del Espinacito y un perfil estructural del área. Aparentemente el material coleccionado por Schiller no ha sido descrito o ilustrado y parte del mismo se encuentra depositado en las colecciones del Museo de La Plata.

Rigal (1930) es el primero en determinar la presencia de Jurásico inferior en la quebrada Honda (actualmente conocida como Rancho de Lata) y menciona una secuencia de "tobas del pórfido" que se asignan aquí a la Formación Rancho de Lata. Lambert (1943 y 1944) realiza un estudio geológico en la zona del río Los Patos sur caracterizando las secuencias aflorantes en ambos márgenes del río Volcán y del río Los Patos a partir de la confluencia de los arroyos Cristal y de la Laguna, presentando un mapa a escala 1:100.000, del sector sur del área en estudio.

El primer mapa geológico regional del área es compilado por Groeber (1951) a escala 1:500.000 donde presenta las características principales de la comarca. Este autor realiza breves observaciones de la secuencia mesozoica, a partir de la confrontación de los perfiles

realizados por Schiller (1912) y Lambert (1943 y 1944).

Posteriormente Stipanovic y Mingramm (en Stipanovic 1966) recorren la ladera occidental del cordón del Espinacito, describiendo el perfil que aflora en la zona del paso del mismo nombre.

Volkheimer *et al.* (1978b) definen a la Formación Los Patos, con su localidad tipo en el arroyo de la Laguna en la falda occidental del paso del Espinacito (véase Fig. 1). Esta formación es dividida en dos miembros, uno inferior con características netamente continentales, constituido por la alternancia de lutitas carbonosas con restos de plantas, areniscas y conglomerados y uno superior marino caracterizado por un conglomerado basal seguido por una sucesión de areniscas calcáreas con intercalaciones de coquinas. Ambos miembros son considerados de edad jurásica inferior.

Se debe a Riccardi y colaboradores la realización de extensas colecciones de fósiles en las localidades ya clásicas en los alrededores del paso del Espinacito, que fueron posteriormente monografiados (Westermann y Riccardi 1972, 1979; Riccardi y Westermann 1991; Riccardi *et al.* 1984, 1991, Damborenea 1987 y Manceñido 1990).

Reseña geológica

Las secuencias más antiguas que afloran en la zona estudiada corresponden a riolitas y pórfidos riolíticos de edad permotriásica del Grupo Choiyoi.

La cobertura mesozoica comienza en el Triásico medio-superior con depósitos continentales formados por intercalaciones de rocas epiclásticas y piroclásticas correspondientes a la Formación Rancho de Lata. Estas rocas son intruidas por una secuencia volcánica ácida, la cual está constituida por tres domos riolíticos que presentan una alineación norte-sur (véase mapa geológico de la Fig. 2). La edad de los mismos se presume jurásica temprana. A su vez tanto estas secuencias como la Formación Rancho de Lata son intruidos por diques de rumbo aproximado este-oeste. La composición de estos domos corresponde a basaltos de color verde oscuro y de textura porfirítica. Al no intruir las secuencias jurásicas de la Formación Los Patillos, ni las formaciones subsiguientes, se piensa que su edad podría ser jurásica inferior temprana probablemente hettangiana-sinemuriana.

En discordancia sobre la Formación Rancho de Lata y las volcanitas ácidas, se desarrolla la Formación Los Patillos, la cual está formada por areniscas calcáreas y calizas de origen marino. Traslapa a ésta la Formación La Manga, formada en el área de estudio por brechas calcáreas, que se encuentran fuertemente replegadas en las zonas en que se asocian a grandes espesores de yeso. Estos corresponden a la Formación Auquilco (Groeber 1946) la que está depositada por encima de la misma. Estas dos unidades tienen un desarrollo máximo en dirección norte-sur.

Por encima de la Formación Auquilco se encuentra la Formación Tordillo, la cual aflora en dos pequeños resaltos en la zona de los Lepes (véase Fig. 1). Está caracterizada por secuencias granodécrescentes, que van desde conglomerados gruesos a areniscas medias-finas de color rojo. La composición principal de los clastos corresponde a rocas volcánicas principalmente riolitas y escasos granitos y piroclastitas. Estos clastos se encuentran cementados principalmente por yeso, carbonatos y óxidos.

Por encima y en discordancia angular sobre todas las formaciones anteriormente descritas se encuentra la Formación Farellones. La misma está constituida por coladas de lavas andesíticas, de color verde claro y de textura porfirítica. Estas coladas se asignan al Mioceno superior.

Grupo Choiyoi (Stipanovic *et al.* 1968)

Esta unidad forma los afloramientos más orientales del área de estudio. Los mismos tienen una amplia

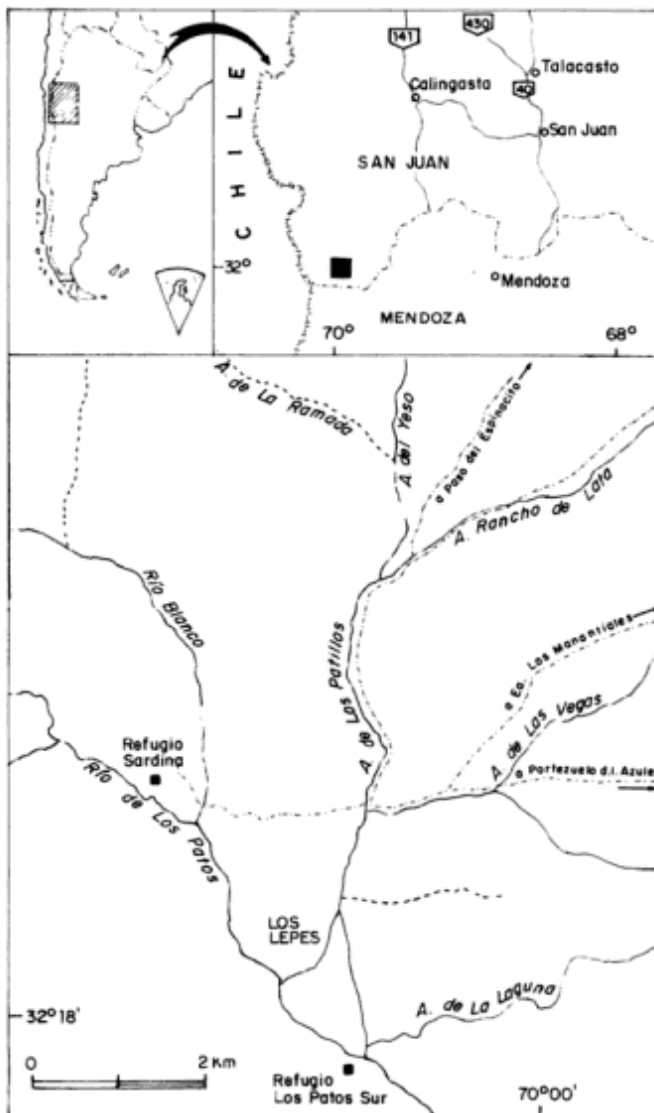


Figura 1: Mapa de ubicación de la región estudiada.

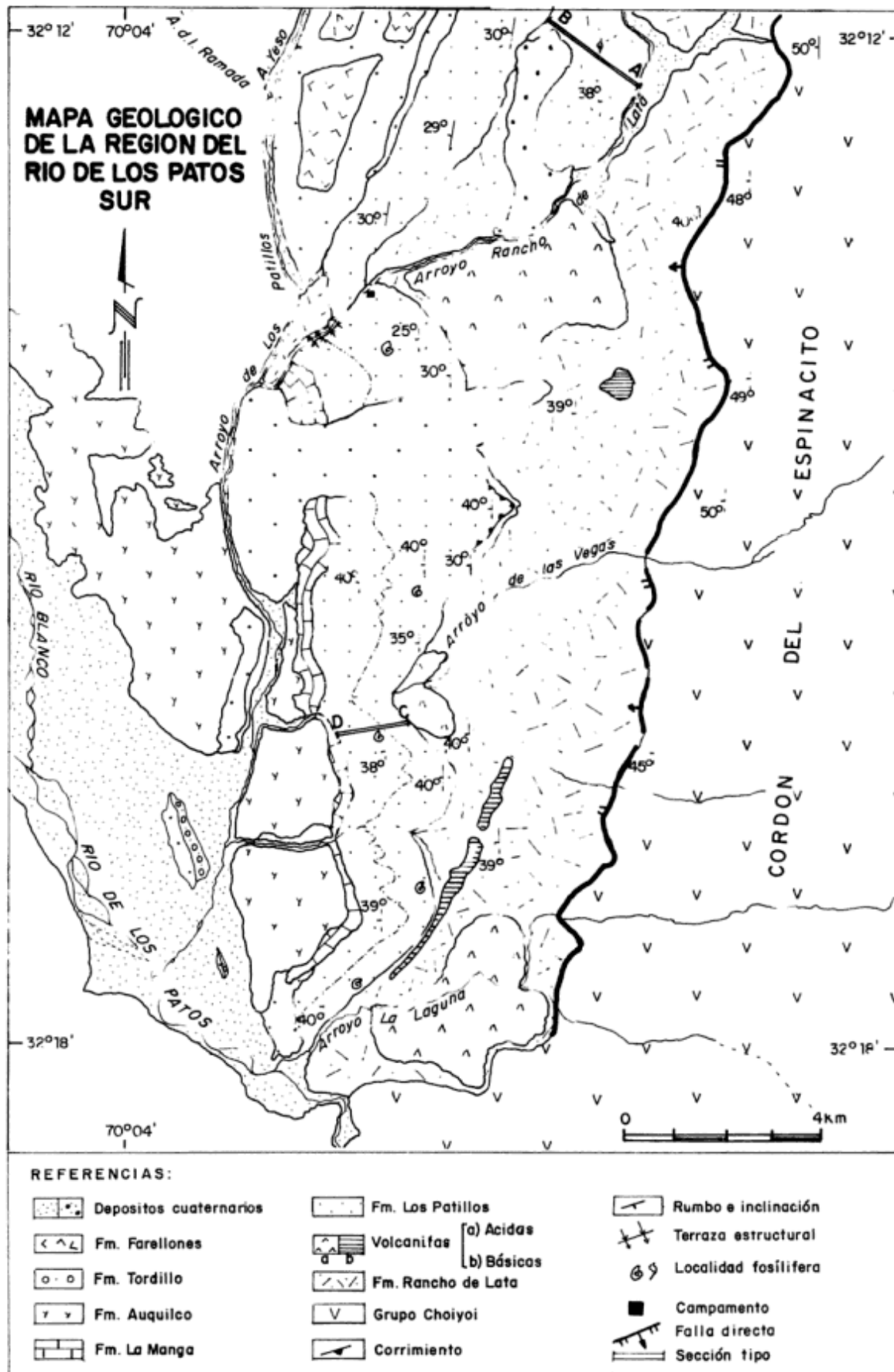


Figura 2: Mapa geológico de la ladera occidental del cordón del Espinacito, provincia de San Juan, Argentina.

distribución areal en la región, siendo el principal constituyente del cordón del Espinacito. Presentan su máximo desarrollo en sentido norte-sur.

El contacto superior del Grupo Choiyoi es con la Formación Rancho de Lata. Este es de tipo tectónico en la comarca estudiada, pero en las nacientes de la quebrada de Las Leñas, fuera del área levantada, se observa el contacto mediante discordancia.

Litológicamente en esta región el Grupo Choiyoi se caracteriza por la presencia de riolitas, pórfidos riolíticos e ignimbritas. Generalmente las rocas presentan un color castaño rojizo, son fuertemente cohesivas y de fractura irregular.

En corte delgado presentan textura porfírica donde la pasta constituye un 70 %. Esta presenta textura felsítica fluidal. En general se encuentra gran cantidad de esferulitas producto de la desvitrificación. Dentro de los fenocristales se reconoció cuarzo y feldespatos tipo ortosa. Tanto la pasta como los fenocristales se encuentran cortados por venillas de cuarzo.

Estas rocas están intruídas por granitos de probable edad triásica (Spalleta 1991).

En los últimos trabajos referidos al Grupo Choiyoi, se considera los términos basales de éste, como representantes de un arco magmático emplazado en el margen occidental del Gondwana, durante el Paleozoico tardío (Ramos *et al.* 1984, 1986). Este arco magmático según Kay *et al.* (1989), fue interrumpido durante el Pérmico superior-Triásico inferior por los procesos extensivos a que fue sometido el borde occidental del Gondwana, dando lugar al desarrollo de los términos superiores del Grupo Choiyoi.

En la comarca de estudio el Grupo Choiyoi posee una edad no más joven que el Triásico medio-inferior y que se extendería probablemente hasta el Pérmico en su límite inferior (Mirré 1967).

Se correlacionan estas secuencias con la Formación Horcajo (Mirré 1967), correspondiente al Grupo Choiyoi. La misma corresponde a la última secuencia de este evento magmático, al cual este autor le asignó edad triásica inferior.

Formación Rancho de Lata

Se propone esta denominación para abarcar el conjunto de rocas epiclásticas y piroclásticas que afloran en la ladera oeste del cordón del Espinacito y que poseen como contacto basal a las riolitas del Grupo Choiyoi y como contacto superior a las areniscas calcáreas de ambiente marino de la Formación Los Patillos.

El nombre de Formación Rancho de Lata fue propuesto por primera vez en un Trabajo Final de Licenciatura de una de las autoras (Álvarez 1991). Posteriormente esta nominación fue utilizada informalmente por autores en trabajos previos (Ottone *et al.* 1992, Aguirre

Urreta y Álvarez 1993), pero es en este trabajo donde se tiene por primera vez la intención formal de definir esta unidad.

El presente trabajo propone considerar nulo el nombre Formación Los Patos (*sensu* Volkheimer *et al.* 1978b) y reemplazarlo por dos nuevas unidades, las Formaciones Rancho de Lata y Los Patillos. Esta propuesta se basa en las siguientes consideraciones:

En primer lugar el nombre Formación Los Patos fue utilizado por Holmberg (1973), en la Hoja geológica 29d, para abarcar las secuencias terciarias del sur de Mendoza. Por lo tanto y tal como establece el Código Argentino de Estratigrafía (CAE 1992), en su artículo 18.2 el nombre propuesto por Volkheimer *et al.* (1978b) carece de validez. Cabe destacar que esto ya fue indicado por uno de los autores del trabajo (Damborenea 1987), quién sin embargo no propuso un nuevo término litoestratigráfico.

La redefinición de los límites de una unidad se encuentra contemplada en el artículo 23.1 (CAE 1992). El mismo establece que es justificable si un cambio menor en el límite hace a una unidad más útil y natural.

El límite inferior de la Formación Los Patos fue definido por la desaparición de arcilitas rojas violáceas, tobas y volcanitas inmediatamente infrayacentes y el comienzo abrupto de arcilitas carbonosas negras que alternan con bancos de conglomerado gris claro más o menos potente (Volkheimer *et al.* 1978b, pág. 308). Este límite no es preciso, ya que se han podido constatar eventos similares en posiciones estratigráficas inferiores, que tenían por encima tobas intercaladas y arcilitas rojas. También lateralmente las arcilitas negras desaparecen y las areniscas calcáreas marinas, del Miembro Superior, se encuentran en contacto con tobas, basaltos e ignimbritas. Por esto, se considera que el contacto inferior propuesto por esos autores no corresponde a un límite natural, y que una visión más regional del problema lo muestra inadecuado.

A su vez el límite superior es cuestionable ya que se observa que la secuencia de sedimentación se extiende en forma continua hasta niveles calcáreos de edad caloviana inferior.

Relaciones estratigráficas

Los afloramientos se distribuyen con un rumbo aproximado norte-sur, presentando en esta dirección su mayor desarrollo. El espesor es de aproximadamente 500 m, siendo generalmente homogéneo a lo largo del cordón del Espinacito. El área que cubren los afloramientos en planta es de aproximadamente 2,5 km, medidos en sentido este-oeste.

El contacto inferior de la Formación Rancho de Lata es con el Grupo Choiyoi. Este es de tipo tectónico en la comarca de estudio, representado por una falla directa de carácter local, que inclina hacia el oeste. Hacia el norte, fuera del sector estudiado, este contacto es

discordante (Pérez, comunicación personal) y corresponde a una discordancia angular de unos 10° aproximadamente que separa las riolitas del Grupo Choiyoi del relleno sedimentario de la cuenca. Localmente se encuentra en contacto con volcanitas de probable edad jurásica inferior.

El límite superior de la formación está determinado por una discordancia erosiva de extensión regional, a partir de la cual, se depositan areniscas calcáreas claras, de ambiente marino, con un alto contenido de invertebrados de la suprayacente Formación Los Patillos.

Litología

Los depósitos correspondientes a la Formación Rancho de Lata se caracterizan por su constitución epiclástica y piroclástica, en forma alternada.

Las facies epiclásticas están constituidas principalmente por conglomerados y areniscas líticas, cuya composición mayoritaria corresponde a rocas volcánicas. Estos se encuentran asociados a niveles de pelitas carbonosas, con restos de megafloora fósil y palinomorfos; estromatolitos y arcilitas calcáreas.

Las facies piroclásticas son sincrónicas en muchos casos a los eventos epiclásticos. Están formadas por brechas ignimbríticas predominantemente riolíticas, tobas de caída, tobas de flujo y episodios ignimbríticos.

La geometría de los depósitos es marcadamente irregular, encontrándose bancos de gran extensión de forma tabular, junto con otros donde se observa acuñamiento en pocos metros.

Perfil tipo de la Formación Rancho de Lata

El siguiente perfil corresponde a la sección tipo de la Formación Rancho de Lata. El mismo se realizó en la margen derecha de la quebrada del arroyo Rancho de Lata a 5,5 km de su desembocadura en el arroyo Los Patillos. Posee un espesor de aproximadamente 370 m. Desde el techo hacia la base se compone de (véase Fig. 3):

Techo: Contacto discordante con areniscas calcáreas claras, con alto contenido fosilífero de la Formación Los Patillos.

5 m. Brecha de color verde compuesta mayoritariamente por clastos de composición basáltica.

2 m. Tufobrecha, de color gris morado, masiva y muy alterada. Se observa alineación de clastos con el eje mayor paralelo a la estratificación.

10 m. Brecha monocomposicional, compacta y masiva. Los clastos son de composición basáltica y el cemento es calcáreo. El contacto de la base es neto ondulado.

1,5 m. Tufita lítica de color blanco rojizo, compuesta esencialmente por clastos de riolitas y andesitas. El contacto de la base es neto plano.

2 m. Arenisca gruesa de color castaño rojiza, muy friable, donde se reconocen clastos de tobas, de riolitas y andesitas. Presenta el contacto basal neto, levemente ondulado.

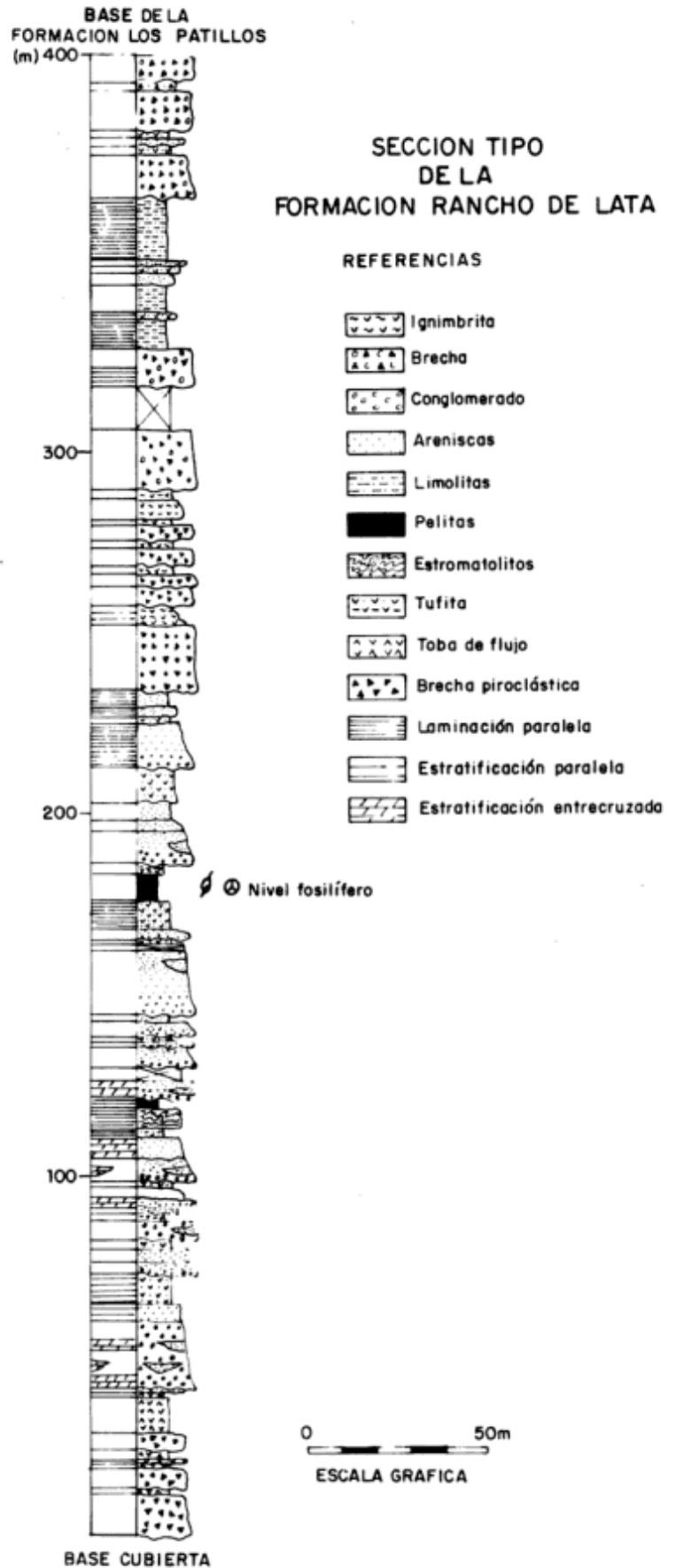


Figura 3: Perfil tipo de la Formación Rancho de Lata, basado en Alvarez (1991).

2 m. Tufita de color gris claro, friable y muy alterada, compuesta por clastos riolíticos en su mayoría de 1 mm a 5 mm y por clastos de tobas de mayor tamaño, aproximadamente de 10 a 20 mm, muy alterados de color verde claro. El contacto de la base es neto plano.

10 m. Brecha monocomposicional de color castaño rojizo, muy alterada, donde se observan clastos de andesitas de tamaño aproximado de 10 mm inmersos en una matriz de tamaño arena media de tipo ortomatriz. El contacto de la base es neto y ondulado.

12 m. Calcolimolita de color castaño rojizo, muy compacta. Presenta una laminación paralela muy marcada. El contacto de la base es neto y plano. La forma del banco es tabular.

1,5 m. Arenisca media de color gris verdoso, muy compacta, matriz-sostén. Los clastos, muy esporádicos, son exclusivamente riolíticos con un tamaño aproximado de 20 mm. El contacto inferior es neto y ondulado.

2 m. Tufita de color castaño rojizo, compacta y masiva. Presenta clastos de pómez de hasta 40 mm, muy alterados, de color blanquecino, que se encuentran flotando dentro de una matriz castaña. El contacto inferior es neto y plano.

3 m. Arenisca muy fina de color castaño oscuro, compacta y masiva. No se observa composición de los granos. Los contactos son netos planos.

6 m. Limolita de color gris oscuro, muy compacta. Posee bandas oscuras. El estrato es tabular de contactos netos y planos.

1 m. Toba de caída de color castaño verdoso, de grano fino, muy compacta. Posee cemento carbonático. Se puede observar laminación entrecruzada. El banco es tabular y el contacto es neto y plano.

6,5 m. Tufolimolita de color blanquecino, compacta. Presenta pátina de oxidación de color castaño. Está constituida en su mayoría por granos de cuarzo y feldespato. El contacto inferior es neto y plano. La forma del estrato es tabular.

4 m. Brecha monocomposicional, de color gris oscuro. El tamaño de los clastos varía desde 5 a 70 mm, son de composición basáltica y son muy angulosos. Presenta un alto grado de alteración. Se observa estratificación paralela. No se observa el contacto basal.

17 m. Cubierto.

37 m. Brecha monocomposicional de color gris oscuro. Los clastos son angulosos, de composición basáltica y su tamaño varía entre 10 mm y 5 mm.

2 m. Ignimbrita de color castaño claro, masiva, muy compacta, en donde se pueden observar algunos clastos muy pequeños de riolitas y andesitas.

4 m. Ignimbrita fina de color castaño claro, muy compacta y masiva. Presenta contactos netos.

5 m. Ignimbrita de color castaño claro, muy compacta y masiva. Se observan clastos de 2 a 3 mm, de riolitas, andesitas y pumicitas encontrándose estos últimos aplastados. Presenta una tendencia fluidal. El contacto basal es neto plano.

8 m. Intercalaciones de brechas piroclásticas de color verde e ignimbritas de color castaño rojizo, secuencia similar a la que se describe a continuación.

1 m. Ignimbrita de color castaño rojizo, muy compacta y masiva. No se observan clastos y el grano es muy fino. Se pueden reconocer alvéolos o vesículas de 5 mm rellenas con clorita. Presenta en la base un contacto neto plano.

0,2 m. Ignimbrita de color castaño rojizo, de grano fino. Los clastos tienen un diámetro medio de 10 mm y son de composición riolítica, andesítica y tobas. La matriz es de arena media y el cemento es carbonático.

3 m. Brecha piroclástica clasto-sostén de color verde, compacta. Los clastos tienen un diámetro medio de 50 mm, y la composición corresponde a líticos como riolitas, ignimbritas, andesitas, basaltos con alvéolos, tobas y areniscas. La matriz es arenosa gruesa de color verde, el cemento es carbonático. El contacto inferior es neto y ondulado.

5 m. Brecha piroclástica de color verde, compacta, matriz-sostén. Los clastos son angulosos y su composición predominante es de riolitas, ignimbritas y andesitas. El tamaño de los mismos oscila

entre 4 mm y 30 mm. La matriz es de color verde, de tamaño arena gruesa, con gran cantidad de granos de cuarzo y plagioclasa. El cemento es calcáreo. El contacto de la base es ondulado y neto.

0,7 m. Ignimbrita, de color castaño claro, masiva y muy compacta. Presenta el contacto basal neto y plano.

0,3 m. Ignimbrita de color gris oscuro, compacta. Presenta contactos netos y planos.

0,5 m. Ignimbrita de grano fino de color castaño que posee contactos netos.

1 m. Ignimbrita de color gris oscuro, muy compacta, que presenta una marcada fluidalidad típica del vidrio. Los componentes líticos son de riolitas, andesitas y tobas (pumicitas), el tamaño de los mismos varía entre 5 mm y 7 mm. El contacto basal es neto y plano.

1 m. Ignimbrita de color castaño verdoso, masiva, compacta. Presenta clastos de pumicitas (tobas), de color verde pálido cuyo tamaño no excede de 5 mm; se encuentran dentro de una matriz castaña oscura, muy fina, en donde se observan pequeños granos de volcanitas. Posee rasgos de fluidalidad no muy marcados. Hacia niveles superiores el aporte clástico se hace mayor y el tamaño de grano tiende a ser más fino. Los contactos tanto del techo como de la base son netos y planos.

15 m. Brecha fina de color gris verdoso oscuro, compacta, clastosostén. Los clastos son muy angulosos y varía de 2 mm a 10 mm; son monocomposicionales y corresponden a basaltos. La matriz es muy escasa y el cemento es carbonático. Presenta color verde, que se debe a un proceso de cloritización. Hacia niveles superiores aumenta el tamaño de los clastos llegando a tener 250 mm y en esta zona se encuentra muy alterada, siendo muy incoherente. La secuencia termina con una brecha de color castaño, compacta, cuyos clastos corresponden a andesitas y basaltos. El cemento de la misma es calcáreo y predomina sobre la matriz.

2 m. Arenisca media, de color gris oscura, compacta. La composición de los granos es tobácea y basáltica. Presenta estratificación paralela. El contacto inferior es neto plano. La forma del estrato es tabular.

3 m. Arenisca gruesa de color castaño, compacta. Presenta estratificación paralela y los clastos se disponen con el eje mayor paralelo a la estratificación. Contacto basal neto y plano.

1 m. Tufolimolita de color verde grisáceo, muy compacta. Se pueden observar a la lupa pequeños granos de riolitas, tobas verdes, cuarzo y plagioclasas. Contacto inferior neto y plano.

10 m. Conglomerado de color castaño-rojizo, matriz-sostén. El tamaño de los clastos varía desde 2 mm a 10 mm y su composición es predominantemente de tobas y pumicitas muy alteradas de color verdoso, también pueden observarse clastos de riolitas y andesitas. Presenta estratificación paralela y se encuentra atravesado por venas de cuarzo y diacclasas verticales rellenas con calcita. El contacto basal es neto ondulado.

9 m. Tufoarenisca de color verde, recubierta por una pátina de alteración castaño-amarillenta. Se observan gran cantidad de clastos de tobas verdes. El contacto de la base es neto plano.

4 m. Arenisca fina de color castaño grisáceo, compacta. El cemento es calcáreo y los contactos son netos.

5 m. Secuencia granodreciente que comienza con una arenisca conglomerádica, de color gris verdoso, muy compacta, que hacia niveles superiores grada a una arenisca fina. La composición de los clastos líticos es de riolitas, tobas y andesitas. El porcentaje de matriz aumenta hacia el techo, llegando a un 50 %. En la base presenta estratificación paralela de 2 cm, con lentes de diversos tamaños, de rumbo norte - sur. El contacto inferior es neto plano.

9 m. Conglomerado medio castaño rojizo, matriz-sostén y polimítico, granodreciente. Presenta lentes de conglomerado grueso de 7 cm. La composición de clastos es de riolitas y tobas verdes. El contacto inferior es neto ondulado.

2 m. Tufolimolitas, de color gris oscuro, muy compactas. Poseen pequeñas intercalaciones de pelitas de 1 cm de espesor, cuyo contacto inferior es neto plano. Dentro de la limolita se observa una laminación fina.

5 m. Pelitas de color gris oscuro, con mucha materia orgánica. Se encontraron restos fósiles de *Dicroidium* sp., *Cordaicarpus* sp., brácteas de coníferas y tallos de articuladas (Fig. 5). Esta secuencia es rica en restos de esporas y granos de polen de diversas especies. Se observaron concreciones redondeadas ricas en materia orgánica. Las pelitas se encuentran carbonizadas.

6 m. Tufoarenisca media de color gris, compacta. Presenta estratificación paralela y a la lupa se puede inferir la composición de los granos, siendo ésta de cuarzo y feldespato. El contacto inferior es neto plano.

2 m. Conglomerado medio, de color castaño grisáceo. Los clastos son redondeados y su tamaño varía desde 5 mm a 15 mm, la composición de los mismos es de riolitas, tobas y andesitas. La matriz es de tamaño arena media y el cemento es carbonático. El contacto inferior es neto y ondulado.

0,5 m. Tufoarenisca media de color gris verdoso, muy compacta. Presenta en la base un contacto neto y plano.

9 m. Conglomerado de color castaño rosado, con pátina de alteración castaña oscura. Es matriz-sostén con tendencia granodecreciente. Presenta estratificación paralela. En la base el conglomerado está compuesto por una matriz arenosa gruesa. Hacia el techo se observan lentes cuyo contacto inferior es neto ondulado, las mismas son granodecrecientes, comenzando en la base con una arenisca sabulítica y terminando con una arenisca fina. Continúa la secuencia anteriormente descripta.

2 m Cubierto.

15 m. Continúa la sección anteriormente descripta.

2 m. Arenisca lítica que presenta bandeamiento dado por la variación granulométrica de los clastos. El contacto basal es neto plano.

3 m. Conglomerado de color verde, matriz-sostén y granodecreciente. El tamaño de los clastos varía desde 1 mm hasta 150 mm x 15 mm, y se encuentran bien redondeados. La composición de los mismos es riolítica, tobácea y pumicitas. La matriz es de arena gruesa. El contacto inferior es neto ondulado.

1 m. Tufita gris muy compacta, con pátina de oxidación castaña, que cubre el frente del afloramiento, el cemento es carbonático y los contactos son netos planos.

4 m. Conglomerado de color castaño verdoso, granodecreciente, matriz-sostén. El tamaño de los clastos es de 70 mm como máximo y la composición de los mismos varía entre riolíticos y gran cantidad de tobas castañas y verdes. Hacia los niveles superiores grada a una arenisca gruesa, con algunos clastos mayores de composición riolítica, pero muy esporádicos. Se observan niveles donde la secuencia comienza nuevamente con conglomerados y termina en una arenisca gruesa. El paquete es estratodecreciente. Los contactos basales de los diferentes niveles son netos ondulados.

2 m. Cubierto.

4 m. Conglomerado de color castaño rojizo, compacto, polimictico. Presenta una tendencia granodecreciente y es clastosostenido. El tamaño de los clastos varía desde 10 mm a 25 mm y su composición es predominantemente riolítica y tobácea. La matriz es de tamaño arena gruesa y el cemento es carbonático. Presenta estratificación entrecruzada, observándose lentes no muy marcadas. El contacto basal es neto y ondulado.

10 m. Tufolimita de color gris, muy compacta, de contactos netos, que alterna con niveles de pelitas.

3 m. Pelitas calcáreas de color gris oscuro. Contacto inferior neto plano.

4 m. Nivel estromatolítico donde se observan bandas de sílice y carbonato con una fábrica interna fenestral fina de laminación convexa simple. Cada una de éstas posee un espesor de aproximadamente 0,5 cm.

2 m. Tufoarenisca de color castaño oscuro, muy compacta. Presenta pátina de alteración, de color castaño. Puede observarse laminación paralela. Hacia el techo se observan intercalaciones de material peltico, dando una estructura similar a la flaser. En algunos lugares

puede corresponder a *climbing*. Los contactos que presenta tanto en el techo como el base son netos.

4 m. Arenisca media de color verde, compacta. Los clastos son en su mayoría líticos correspondiendo a riolitas, tobas y andesitas. Presenta estratificación entrecruzada fina. Incluye lentes de arena gruesa. Se observan bancos de 5 a 15 cm. Presenta estratificación entrecruzada. El contacto inferior es neto plano.

3 m. Conglomerado muy potente de matriz arenosa pardo-rojiza. El tamaño de los clastos varía desde un milímetro a 200 mm de composición riolítica, tobas, andesitas y areniscas. Dentro de la secuencia se reconocen lentes de areniscas gruesas granodecrecientes. Aparecen capas interestratificadas de areniscas muy finas de colores verdosos que aparentemente forman el techo de bancos granodecrecientes.

1 m. Tufoarenisca de grano fino de color gris verdoso con una pátina parda de alteración. El contacto es transicional con un conglomerado que lo suprayace que contiene a su vez lentes de aproximadamente 20 cm.

2,5 m. Secuencia granodecreciente que comienza con una arenisca sabulítica, con gran cantidad de líticos donde el tamaño de los mismos varía entre los 30 mm y 1 mm, cuya composición es riolítica, de tobas de color verde y de andesitas de color negro. Esta secuencia se repite cuatro veces en paquetes de aproximadamente 40 cm. El contacto basal es transicional plano.

3 m. Conglomerado fino de color castaño amarillento, con pátina de oxidación. Está compuesta por una matriz de arena gruesa. El tamaño mayor de clastos es de 35 mm y se presentan esporádicamente, predominando los clastos riolíticos. El contacto inferior es transicional y la forma del estrato es irregular con tendencia lentiforme. Presenta estratificación entrecruzada poco clara.

1,5 m. Tufoarenisca media, de color castaño grisáceo. Presenta clastos líticos de riolitas y tobas muy alteradas. Posee pátina de óxido de hierro naranja amarillento. Presenta una estratificación difusa pero que tiende a ser paralela. Contacto inferior neto, levemente ondulado.

2 m. Tufolimita, de color castaño claro, muy fina y compacta. Con laminación paralela milimétrica en sectores y en otras partes se observan lentes de granulometría más gruesa y menos compacta, con clastos líticos de hasta 25 mm. Presenta estratificación cada 20 cm. El contacto basal es plano neto. Se observan zonas con estructuras tipo flaser.

4 m. Conglomerado medio, matriz-sostén de color castaño. Con clastos pocos redondeados, cuyo tamaño varía desde 5 a 70 mm, de composición predominantemente riolítica y tobácea. La matriz es de tamaño arena media y el cemento es calcáreo. En el techo de este paquete se observan lentes de conglomerado fino. Posee contacto basal neto y ondulado.

2 m. Tufita media, lítica, de color verdoso. Constituida por granos blanquecinos de tobas, muy alterados y redondeados cuyo tamaño no pasa de los 5 mm. El contacto basal es neto y plano.

3,5 m. Arenisca gruesa de color castaño claro. Compuesta por clastos angulosos de riolita y toba. El tamaño de los clastos mayores tiene un diámetro máximo de 5 mm, siendo éstos muy esporádicos. El contacto inferior es gradacional plano.

2,5 m. Conglomerado matriz-sostén de color castaño, en donde la matriz es arenosa y los clastos varían desde 5 a 7 cm. Los de mayor tamaño tienen composición riolítica y se observan clastos menores de color verde por alteración, probablemente tobas o tufitas. Presenta un contacto basal neto ondulado.

7 m. Tufita de colores rojizos. Presenta estratificación paralela y se observan bancos de 3 cm. El contacto basal es neto plano.

4 m. Arenisca gruesa, de color castaño rojizo, masiva y compacta. Con granos de 5 mm a un milímetro de diámetro cuya composición es riolítica, tobas, areniscas y andesitas. Se observa muy meteorizada. Presenta contactos de techo y base netos planos y se observa estratificación paralela.

14 m. Conglomerado brechoso de color castaño rojizo, matriz-

sostenido. Posee bloques de 50 cm x 50 cm cuya composición es principalmente de riolitas, tobas y andesitas. La matriz es tamaño arena gruesa y el cemento es carbonático. Dentro de la secuencia se reconocen bancos lentiformes con estratificación entrecruzada cuyo tamaño es arena gruesa. Es granodecreciente. Todo el paquete presenta una estratificación entrecruzada no muy definida. El contacto de la base es neto y ondulado.

0,8 m. Arenisca gruesa, de color castaño con bandas de color rojo, en donde existe concentración de clastos riolíticos, siendo ésta la composición más frecuente. Se observan clastos de tobas, limolitas y cuarzo. Es muy compacta. Presenta una capa de alteración pardo rojiza. Se puede observar estratificación paralela. Contacto basal neto y plano.

0,4 m. Brecha piroclástica, de color castaño, muy alterada. Se encuentra muy diaclasada. El contacto de la base es neto y ondulado.

0,10 m. Toba de flujo lítica, fina, de color rosado. Se encuentra muy alterada. Presenta estratificación paralela. El contacto inferior es neto y plano.

10 m. Toba de flujo lítica de color castaño verdoso, con clastos de composición riolítica en su mayoría. El contacto inferior es neto y plano.

3 m. Brecha piroclástica de color castaño, clastosostenida. Con fragmentos líticos, cuyo tamaño varía entre uno y 40 mm, siendo la mayoría de composición riolítica. Se observan bloques muy angulosos, dentro de una matriz arenosa fina, de color verde pálido. Presenta contacto neto en la base que se hace transicional hacia el techo. La secuencia es granodecreciente.

0,20 m. Tufita de color castaño, compuesta por clastos de composición riolítica y tobácea. Presenta bandas oscuras de óxidos que marcan la forma de una lente, dando la apariencia de estratificación en cubeta, sólo evidenciada por estas bandas. Contacto inferior neto plano.

2 m. Toba de flujo lítica de color castaño verdoso, con clastos de composición riolítica en su mayoría. El contacto inferior es neto y plano.

0,15 m. Brecha piroclástica de color castaño, con clastos subangulosos, cuyo diámetro es de aproximadamente 30 mm. Presenta contacto inferior neto levemente ondulado.

0,10 m. Toba fina lítica de color verde, compacta, con estratificación paralela. El contacto basal es neto plano.

5 m. Brecha piroclástica de color castaño, masiva, con clastos angulosos de hasta 70 mm de diámetro, cuya composición principal es de riolitas y tobas, los cuales están alterados a clorita, presentando un color verde pálido. El contacto basal es neto ondulado.

0,7 m. Toba de flujo lítica fina, de color verde claro, muy compacta. Con estratificación paralela. El contacto de la base es neto plano.

10 m. Brecha piroclástica de color castaño, constituida en un 35% por fragmentos líticos de composición riolítica y de tobas de color verde, se encontraron también clastos monominerales de cuarzo cristalino. El tamaño de los mismos varía entre uno y 50 mm.

Base: Corresponde a la parte inferior de la Formación Rancho de Lata, pero no se observa en contacto con el Grupo Choiyoi, debido a la cubierta cuaternaria.

Contenido paleontológico

La Formación Rancho de Lata presenta abundantes fósiles vegetales de origen continental.

La sección inferior de la unidad incluye escasos restos de *Dicroidium* sp., *Cordaicarpus* sp., tallos de articuladas y fragmentos de fructificaciones de Coniferopsida (véase Fig. 5). Por otro lado, junto con los restos megafiorísticos se halló una interesante microflora (Ottone *et al.* 1992). La misma está compuesta por cerca

de 50% de granos de polen de afinidad Pteridospermophyta referidos a los géneros *Alisporites* y *Pteruchipollenites*, 25% de granos de polen de afinidad Coniferophyta repartidos entre los géneros *Platysaccus*, *Inaperturopollenites* y *Cedripites*, 20% de esporas de afinidad Pteridophyta principalmente de los géneros *Leptolepidites* y *Anapiculatisporites*, y en proporciones subordinadas, granos de polen poliplicados, monosacados y estriados, junto con esporas levigadas y cavadas.

La sección superior de la unidad brindó una medianamente abundante megafiora. La misma fue descrita por Herbst (1980) e incluye pteridofitas tales como *Equisetites* sp. y *Cladophlebis* sp. cf. *C. kurtzi* Frenguelli, y gimnospermas identificadas como *Pachypteris sanjuanina* Herbst, *Otozamites volkheimeri* Herbst, *Brachyphyllum menendezii* Herbst, cf. *Pagiophyllum* sp. y una fructificación de aparente afinidad Pteridospermophyta. Así mismo, junto con la megafiora se rescató una abundante microflora (Volkheimer *et al.* 1978a; Volkheimer 1980), compuesta principalmente por granos de polen de afinidad Cheirolepidaceae referidos al género *Classopollis* (42-75%), esporas de afinidad Pteridophyta asignadas mayormente al género *Deltoidospora* (15-55%), y en porcentajes subordinados otras esporas triletes y granos de polen bisacados, inaperturados y monosulcados.

Desde un punto de vista paleontológico pueden entonces diferenciarse claramente dos asociaciones en la unidad. Una asociación inferior con flora de *Dicroidium* en relación de yacencia con una microflora compuesta fundamentalmente por granos de polen de tipo *Alisporites* (*Falcisporites*)/*Pteruchipollenites*, y una asociación superior con flora de *Otozamites* y formas relacionadas, acompañada por una microflora con abundante presencia de *Classopollis*.

Edad y correlaciones de la Formación Rancho de Lata

Para determinar la edad de la Formación Rancho de Lata se han tenido en cuenta dos asociaciones florísticas acotadas en el tiempo. Estas indicarían que la edad de la Formación Rancho de Lata comprendería el intervalo que va desde el Triásico medio-superior hasta el Jurásico inferior temprano.

Esta formación puede correlacionarse cronológicamente con las Formaciones Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco de la cuenca Cuyana en la provincia de Mendoza, las cuales corresponden al conjunto de secuencias Potrerillos - Cacheuta y Río Blanco (Kokogian *et al.* 1993). Estas unidades abarcan desde el Triásico medio al superior, siendo éste parte del intervalo de tiempo que se reconoce para la Formación Rancho de Lata.

En el ámbito de la cuenca Neuquina la sección superior de la Formación Rancho de Lata se corresponde con el ciclo Precuyano (Gulisano *et al.* 1984) y se puede correlacionar con la Formación Lapa (Stipanovic *et al.* 1968). En el sector mendocino se la puede correlacionar

con la Formación Remoredo (Stipanovic 1966; Legarreta y Gulisano 1989) la cual está formada por pelitas tobáceas moradas con intercalaciones de areniscas y conglomerados. La misma abarca el período hettangiano-sinemuriano (Stipanovic 1966).

Ambiente de sedimentación

Esta secuencia corresponde a un estadio de relleno inicial de la cuenca, el cual está íntimamente asociado a un volcanismo ácido, desarrollados bajo un régimen extensivo.

Debido a las características de los depósitos y a la presencia de macro y microflora netamente terrestre, se caracteriza esta secuencia dentro de un ambiente continental.

Los procesos que dieron origen a estos depósitos corresponden, dentro de las facies epiclásticas, a ambientes fluviales y lacustres, y las facies piroclásticas a un evento volcánico explosivo.

Las facies piroclásticas se caracterizan por la presencia de brechas ignimbríticas, tobas de flujo y tobas de caída. Las mismas se asocian a la sección basal de un evento ignimbrítico, pudiendo reconocerse depósitos de tipo oleadas piroclásticas.

Dentro de las facies epiclásticas se reconocen niveles granodecrecientes, que comienzan con conglomerados caóticos que gradan a tufitas tamaño arena fina. Dentro de las estructuras se observa estratificación entrecruzada y pequeñas lentes de grano más fino. Respecto de la composición de los componentes de las mismas, hay una marcada predominancia de material volcánico, principalmente de riolitas y tobas. Estas secuencias se asocian a un ambiente de ríos entrelazados.

Otras facies epiclásticas se componen de limolitas y arcilitas claras con intercalaciones de niveles oscuros ricos en materia orgánica y pelitas calcáreas grises con microflora. Dentro de estas secuencias se incluyen los niveles estromatolíticos. Se los interpreta como depósitos lacustres.

Volcanitas jurásicas

Volcanitas ácidas

Está formado por una serie de rocas riolíticas que se presentan en afloramientos de forma subcircular, los cuales poseen contactos netos y discordantes con la Formación Rancho de Lata. Por encima se encuentra la Formación Los Patillos la cual traslapa estos depósitos, observándose un contacto de tipo discordante y erosivo, ya que el conglomerado basal de la Formación Los Patillos tiene como principal aporte, clastos de estas rocas.

Los afloramientos no presentan una gran distribución areal. Comprenden zonas de aproximadamente tres kilómetros cuadrados. Estos cuerpos se encuentran en el arroyo Rancho de Lata, en el arroyo Las Vegas y en arroyo de la Laguna, observándose entre ellos una disposición lineal de dirección norte - sur (véase mapa geológico, en Fig. 2). Dentro de los mismos se pueden reconocer sus diques de alimentación.

Litología

Esta unidad está formada por rocas de composición ácida, caracterizadas por lavas riolíticas. Las rocas aflorantes son de color castaño rosado, fuertemente cohesivas y de fractura irregular. En corte delgado se observa una roca de textura porfirica con tendencia fluidal constituida por un 35 % de fenocristales y un 65 % de pasta. Esta última presenta textura felsítica producto de la devitrificación. Dentro de la misma se reconocen esferulitas y calcedonia como producto de la desvitrificación, ésta se encuentra muchas veces asociada a fenocristales de cuarzo, a los cuales rodea. También se observa vidrio ácido y opacos.

Los fenocristales corresponden a cuarzo, ortosa y plagioclasa. Se determinaron agregados fibrosos de hábito radial de zeolitas, los cuales se pueden determinar en muestra de mano, aunque son muy escasos. Tanto la pasta como los fenocristales se encuentran surcados por venillas de sílice y calcedonia, las que pueden interpretarse como producto de la acción hidrotermal.

En el afloramiento se pueden observar los diques de alimentación de estos domos riolíticos. Los mismos se caracterizan por presentar, en muestra de mano, color castaño rojizo y textura porfirica. Se pueden reconocer cristales de cuarzo de aproximadamente dos milímetros y de feldespato.

En corte delgado se observa una riolita de textura porfirica, en la que la pasta corresponde a un 60 % de la misma. La pasta se encuentra teñida por óxidos de color castaño rojizo.

Los fenocristales son en su mayoría de cuarzo y feldespato, encontrándose algunos clastos líticos. El cuarzo se presenta en cristales subhedrales, límpidos, fracturados y con engolfamientos típicos del cuarzo volcánico, los que se encuentran rellenos por la pasta. En general son angulosos, pero algunos poseen los bordes redondeados debido a la corrosión magmática. Los feldespatos corresponden a ortosa y se presentan en cristales subhedrales. En general se encuentran alterados a arcillas y en algunos casos presentan albitización. Se han reconocido intercrecimientos de tipo gráfico de cuarzo en ortosa, los cuales son típicos de rocas hipabisales. Los líticos encontrados corresponden a ignimbritas y riolitas. Se piensa que los mismos corresponden a la roca de caja que fue incorporada en el ascenso. Estos cuerpos caracterizan derrames lávicos de

tipo viscoso y suelen presentar un gran espesor y recorrido.

Ambiente de formación

Este episodio volcánico se relaciona con la apertura de la cuenca. La disposición alineada en dirección norte-sur de los afloramientos indicaría un control fisural para estas lavas riolíticas.

Tanto en el afloramiento del arroyo Rancho de Lata como en el del arroyo de las Vegas se pudieron reconocer los diques de alimentación de estos cuerpos asociados a una zona de fractura. Sobre la base de las características del emplazamiento y las texturales, se los interpreta asociados a la formación de los domos riolíticos.

Rocas de características similares a estas volcanitas fueron descritas por Pérez *et al.* (1987) en el Paramillo de las Vacas, con edades de 203-205 Ma. Las mismas correspondían a eventos póstumos del magmatismo Gondwánico. Los domos riolíticos de esta área fueron interpretados por estos autores como domos resurgentes asociados a una caldera.

Volcanitas básicas

Esta unidad se encuentra intruyendo la Formación Rancho de Lata y a las volcanitas ácidas. En la parte basal de la Formación Rancho de Lata se observa en forma de diques, los cuales poseen contactos netos y discordantes. Los espesores de los mismos varían entre 0,5 y 1,5 m.

Hacia el techo de la misma los basaltos se encuentran formando filones capa. Estos presentan mayor desarrollo que los diques, llegando a tener espesores de 10 m.

Litología

Litológicamente esta unidad corresponde a basaltos de color verde oscuro, de textura porfírica. Se observan cristales de un milímetro de color verde y pequeñas geodas de calcita. Generalmente se encuentran atravesados por venas de calcita.

Microscópicamente se observa una roca de textura porfírica en donde los fenocristales comprenden un 25 % del total de la roca.

Los fenocristales son de plagioclasa de tipo labradorita, cuya composición es An_{50-70} . En general son subhedrales y se encuentran alterados a arcillas, probablemente caolinita, la que se presenta en agregados fibrosos que crecen perpendicularmente a los contornos del cristal, para pasar a formar progresivamente un agregado microgranular. Se observa también otro tipo de alteración el que corresponde a una mezcla de serpentina y arcillas. La alteración se encuentra preferentemente

siguiendo el clivaje y posee un color verde pálido sin nicoles cruzados. Este se puede deber a la presencia de celadonita, la que sería necesario determinar mediante análisis de rayos X. En general no se encuentran maclados y cuando lo están la macla es de tipo Carlsbad o polisintética.

La olivina se encuentra totalmente alterada y reemplazada por serpentina, bouldingita y celadonita. Estas forman un agregado fibroso-radial de birrefringencia moderada a alta, e índice mayor que el bálsamo. Sin nicoles cruzados poseen un marcado color verde. Este agregado reemplazó totalmente los cristales de olivina de los cuales sólo queda el contorno.

La pasta presenta textura intergranular y está constituida por laminillas de plagioclasa de tipo labradorita y granos intersticiales de pignionita y muy pocos de olivina, estando estos últimos totalmente alterados. Entre éstos se observan minerales opacos los cuales pueden corresponder a óxidos de hierro de tipo hematita y en otros casos a pirita, por el hábito que presentan.

Edad

Por las relaciones estratigráficas observadas en el campo esta unidad no tendría una edad más joven que pliensbachiana, ya que esta edad corresponde a la base de la secuencia marina correspondiente a la Formación Los Patillos (véase edad y correlación de la Formación Los Patillos) la cual no se encuentra intruída por estos diques basálticos.

La base estaría dada por el techo de la Formación Rancho de Lata, la que sería hettangiana-sinemuriana, como se discutió anteriormente, que esta secuencia se encuentra intruída por estos diques. Por lo tanto este evento abarcaría el intervalo hettangiano/sinemuriano-pliensbachiano.

Es necesario recalcar que las consideraciones anteriormente expuestas no son absolutas, debido a que estos basaltos son intrusivos y no coladas. Por lo tanto para poder conocer realmente la edad de esta secuencia sería necesario contar con dataciones radimétricas.

Formación Los Patillos

Se propone el nombre de Formación Los Patillos para la secuencia de rocas epiclásticas de origen marino que apoyan con pronunciada discordancia erosiva sobre la Formación Rancho de Lata y tienen como límite superior la sedimentitas de la Formación La Manga.

La sección inferior de esta formación fue anteriormente nominada como miembro superior de la Formación Los Patos por Volkheimer *et al.* (1978b); la nulidad de estos términos se basa en los mismos criterios discutidos para la Formación Rancho de Lata.

El nombre de Formación Los Patillos fue propuesto por primera vez en un Trabajo Final de Licenciatura de una de las autoras (Benoit 1992). Posteriormente esta nominación fue utilizada por los autores en trabajos previos (Ottone *et al.* 1992 y Aguirre Urreta y Alvarez 1993), pero es en este trabajo donde se tiene por primera vez la intención formal de definir esta unidad.

Relaciones estratigráficas

El límite inferior de la Formación Los Patillos es de tipo discordante y pone localmente en contacto los términos marinos mencionados con las volcanitas jurásicas en la margen derecha del arroyo de las Vegas, mientras en la margen izquierda del mismo arroyo, se observa esta misma situación y un contacto erosivo basal con la Formación Rancho de Lata. En este contacto es posible observar como la Formación Los Patillos se acomoda a un paleorelieve existente.

A escala regional se observa una discordancia erosiva que pone en contacto los depósitos marinos con la Formación Rancho de Lata. En base a observaciones de los autores y a otros trabajos previos (Volkheimer 1978a y b; Damborenea 1987 y Riccardi *et al.* 1991), estos depósitos marinos basales se hacen progresivamente más jóvenes hacia el norte.

El límite superior de la Formación Los Patillos está determinado por la aparición de una potente brecha calcárea que ha sido homologada a la Formación La Manga siguiendo la propuesta original de Stipanovic (1966) quien se refiere a ésta como los calcáreos manguenses frente a la localidad de Los Lepes. El límite superior ha sido ubicado por encima del nivel donde se ha hallado *Rehmannia paucicostata* (Tornquist) y *Perisphinctes* sp. en pelitas que presentan una incipiente deformación.

Litología

La Formación Los Patillos se caracteriza litológicamente por una alternancia de calizas bioclásticas o aloquímicas arenosas, areniscas bioclásticas o aloquímicas y micritas limolíticas. Para su nominación se adoptó la clasificación de Mount (1985), dado el carácter composicional mixto de las rocas encontradas. Cabe destacar que dentro de los componentes líticos la composición de los mismos a lo largo de todo el perfil corresponde en su mayoría a rocas volcánicas y piroclásticas (riolitas, tobas e ignimbritas).

Perfil tipo de la Formación Los Patillos

La localidad tipo de la Formación Los Patillos se encuentra en el arroyo las Vegas. El perfil fue realizado

por el filo de la ladera sur del arroyo antes mencionado (véase Fig. 4).

El aspecto general del perfil corresponde a una serie de cornisas formadas debido al alto contenido de carbonato de calcio en las rocas presentes. El espesor total del perfil es de 250 m. Desde el techo hacia la base se han reconocido los siguientes niveles:

Techo: Contacto neto con una secuencia de brechas calcáreas, muy deformadas, correspondientes a la Formación La Manga.

Los niveles que se describen a continuación, se caracterizan por presentar grano fino correspondiendo a *mudstones*. El color de los mismos es gris claro, con pátina de oxidación castaña amarillenta. Entre estos niveles se observan intercalaciones de nódulos calcáreos muy compactos de color gris oscuro. Los mismos poseen un diámetro aproximado de 80 cm, encontrándose separados entre sí cada dos metros aproximadamente.

30 m. Mudstone de color negro, con pátina de alteración castaño amarillento. Presenta *Rehmannia paucicostata* (Tornquist) y *Perisphinctes* sp. Estos niveles se encuentran levemente plegados.

1 m. Caliza esparítica gris oscura con *Eurycephalites extremus* (Tornquist).

5 m. Mudstone gris oscuro.

4 m. Caliza esparítica gris oscura con *Neuquenicerias* (*N.*) *steinmanni* (Stehn).

10 m. Mudstones gris oscuro.

0,5 m. Micrita limolítica con briznas e impresiones de bivalvos, con *Megasphaeroceras magnum* Riccardi y Westermann y *Megasphaeroceras magnum spissum?* Riccardi y Westermann.

10 m. Mudstones de color gris oscuro.

0,5 m. Nódulos calcáreos con ejemplares de 1 a 2 cm de diámetro de *Sonninia* (*Fissiloboceras*) *zitteli* (Gottsche), *Sonninia* (*Papillicerias*) *espinazitensis* Tornquist y pequeños pectínidos.

11 m. Mudstones de color gris oscuro.

0,5 m. Nódulos calcáreos con *Emileia* (*Chondromileia*) *giebeli submicrostoma* (Gottsche)

12 m. Mudstones de color gris oscuro.

2 m. Arenisca aloquímica compacta, de color gris verdoso, con pequeños niveles carbonosos. Presenta bancos de contactos netos de 25 cm. Fósiles: Troncos de 30 cm de largo y gran cantidad de restos vegetales. Belemnites, rinconélidos, *Gervillia* sp., *Trigonia* sp., *Myophorella* sp. y *Podagrosiceras maubeugei* Westermann y Riccardi. Se observa bioturbación.

1,5 m. Arenisca calcárea fina.

1 m. Caliza bioclástica compacta, de color gris. Los fósiles encontrados comprenden corales escleractínicos cerebroides, belemnites, *Trigonia* sp., *Gervillia* sp., y *Puchenquia mendozana* Westermann y Riccardi.

0,3 m. Arenisca aloquímica fina de color gris verdoso. Posee niveles carbonosos delgados. Se observan impresiones de bivalvos y amonites y belemnites enteros.

0,5 m. Caliza bioclástica arenosa.

0,5 m. Arenisca calcárea fina con amonites indeterminados de 30 cm de diámetro, de forma involuta.

2 m. Arenisca calcárea fina.

0,5 m. Caliza bioclástica arenosa, de color gris con la misma fauna que la anterior.

1,5 m. Arenisca calcárea fina en bancos de 0,3 m, con contactos netos.

0,5 m. Caliza bioclástica arenosa compacta. La fauna presente está caracterizada por corales escleractínicos de tipo cerebroide, abundantes bivalvos de valvas gruesas: *Trigonia* sp., *Gervillia* sp. e impresiones de amonites.

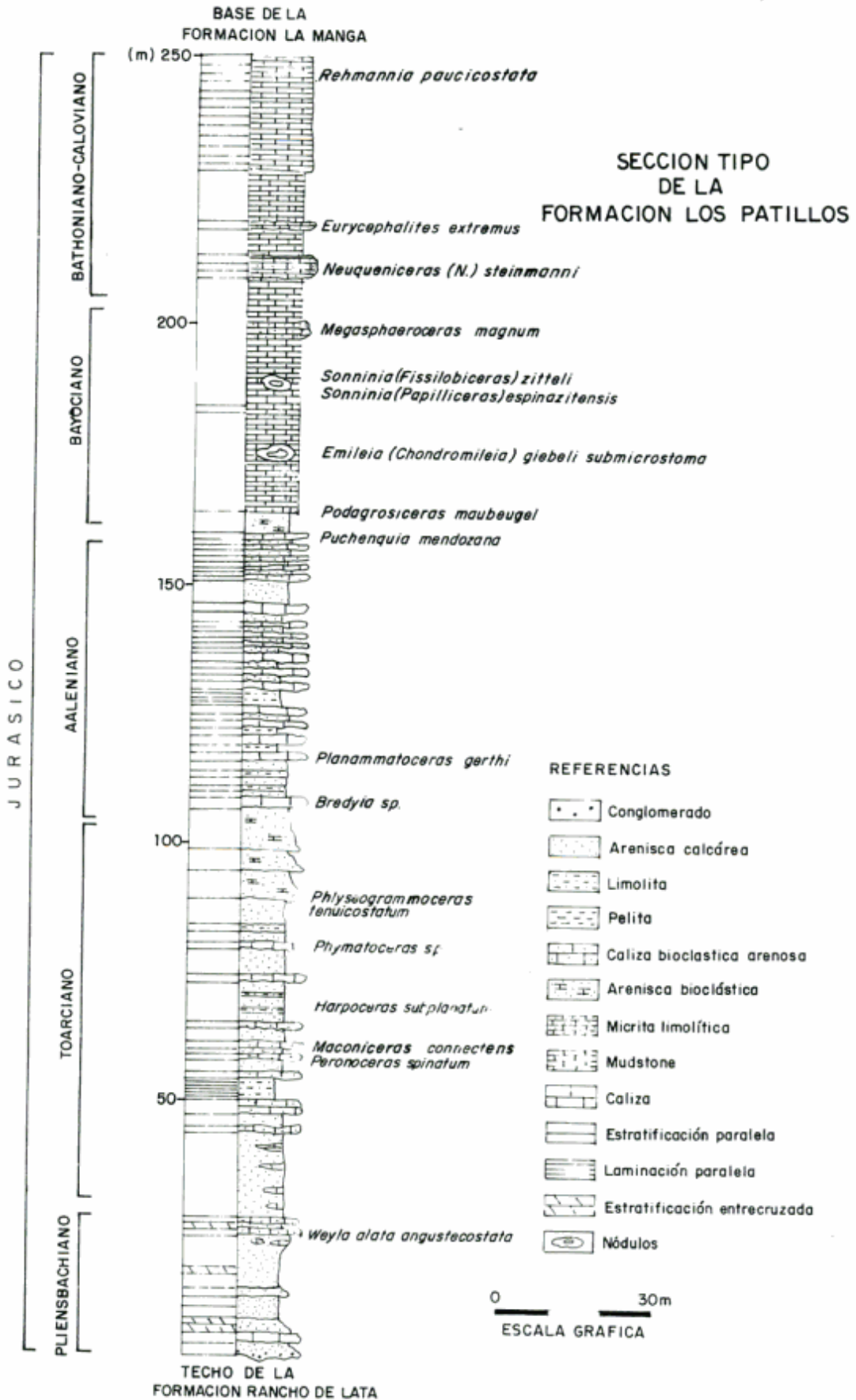


Figura 4: Perfil tipo de la Formación Los Patillos, modificado de Benoit (1992).

4 m. Arenisca fina gris verdosa con abundante cantidad de briznas. Presenta estratificación paralela.

2 m. Cubierto.

0,5 m. Nivel similar al anterior. Presenta además de la fauna anteriormente descrita *Planolites* sp.

0,5 m. Cubierto

0,5m. Caliza bioclástica arenosa de color gris verdoso. La fauna encontrada corresponde a: *Trigonia* sp., *Panopea* sp., *Myophorella* sp., belemnites y ostreidos. Se observa también material carbonizado.

1,5 m. Niveles arenosos finos con impresiones de valvas.

1 m. Caliza bioclástica arenosa con pectínidos y ostreidos de gran tamaño, asociados a restos de troncos y amonites de 30 cm de diámetro. Presenta estratificación paralela.

0,5 m. Pelitas grises oscuras con abundante material carbonoso. No reaccionan al HCl.

La secuencia que a continuación se describe corresponde a niveles de calizas bioclásticas arenosas, compactas de color gris. Las mismas afloran entre sectores cubiertos por el derrubio. La fauna de bivalvos observada es similar a la anteriormente descrita.

1 m. Caliza bioclástica arenosa con mayor cantidad de belemnites y corales escleractínidos de hasta 30 cm de diámetro.

1 m. Cubierto

0,4 m. Caliza bioclástica arenosa.

1 m. Cubierto

0,5 m. Caliza bioclástica arenosa.

0,5 m. Cubierto.

0,4 m. Caliza bioclástica arenosa, compacta, de color gris. Presenta la siguiente fauna: *Trigonia* sp., *Panopea* sp., *Myophorella* sp., belemnites y ostreidos. Se observan escasos restos carbonizados.

1 m. Arenisca calcárea fina gris verdosa, con impresiones de valvas.

1 m. Cubierto

0,4 m. Caliza bioclástica arenosa.

1,5 m. Cubierto.

0,4 m. Caliza bioclástica arenosa.

1,5 m. Cubierto.

0,4 m. Caliza bioclástica arenosa. La secuencia es rica en bivalvos de valvas muy gruesas y amonites.

0,6m. Arenisca muy fina a limolita con delgados niveles carbonosos.

1 m. Arenisca calcárea fina de color gris verdoso, con gran cantidad de briznas.

2,5 m. Cubierto.

1,5 m. Caliza bioclástica arenosa. En la base de la secuencia los componentes bioclásticos se encuentran muy rotos, estando mejor preservados hacia el techo.

1 m. Arenisca calcárea fina a muy fina.

1,5 m. Caliza bioclástica arenosa con abundantes restos de troncos.

1,5 m. Arenisca calcárea fina a muy fina con estratificación paralela de 2 cm.

2 m. Caliza bioclástica arenosa. Nivel con *Planammatoceras* (*P. gerthi* (Jaworski)).

1,5 m. Cubierto.

2 m. Caliza bioclástica arenosa con concentraciones de amonites de 2 cm de diámetro.

7,5 m. Secuencia donde alternan areniscas calcáreas finas y limolitas. El espesor de estas últimas es de 20 cm. Presenta laminación fina.

1,5 m. Caliza bioclástica arenosa de color gris, compacta. El contacto basal es neto. Nivel con *Bredya* sp.

5,5 m. Alternancia de areniscas finas y limolitas con estratificación paralela.

3 m. Arenisca fina de color gris verdoso de características similares a las anteriormente mencionadas.

0,75 m. Limolita de color gris verdoso con gran cantidad de briznas.

3 m. Arenisca fina de color gris verdoso.

1,5 m. Limolita de color gris verdoso con briznas.

2,5 m. Arenisca aloquímica fina de color gris verdoso, con gran cantidad de briznas. Presenta *Phlyseogrammoceras tenuicostatum* (Jaworski). Se observa pátina de óxido de hierro.

9 m. Secuencia donde alternan areniscas calcáreas finas y limolitas. Las areniscas son compactas y de color gris verdoso, con alto contenido de cemento. Posee contactos netos. La fauna encontrada corresponde a bivalvos y belemnites asociados a restos de troncos.

0,5 m. Caliza bioclástica arenosa de color gris, compacta. Posee gran cantidad de fauna: bivalvos, gastrópodos y amonites, entre ellos *Phymatoceras* sp.

0,5 m. Caliza bioclástica arenosa de color gris. La fauna reconocida corresponde a amonites, bivalvos y belemnites, asociados a restos de troncos de hasta 20 cm de largo.

5 m. Secuencia donde alternan areniscas finas a muy finas con intercalaciones de pelitas grises con briznas. Los contactos son netos y se observa estratificación paralela muy fina.

6 m. Areniscas finas a muy finas con intercalaciones de pelitas carbonosas de 20 cm de espesor. Estas últimas presentan abundantes restos de plantas y briznas.

0,5 m. Caliza bioclástica arenosa.

10 m. Secuencia formada por la alternancia de areniscas calcáreas muy finas de color gris verdosos con capas de pelitas. Hacia el techo los niveles pelíticos se hacen más potentes y decrecen las areniscas. A 4 m de la base se reconoció la presencia de *Harporoceras subplanatum* (Oppel), bivalvos y gastrópodos.

0,5 m. Caliza bioclástica arenosa de color gris. La fauna encontrada corresponde a: *Entolium* sp., *Panopea* sp., *Myophorella* sp., otros pectínidos, escasos rostros de belemnites, nautiloideos, phyllocerátidos, lytocerátidos y *Maconiceras connectens* (Haug).

3,5 m. Arenisca calcárea fina a media gris verdosa con pátina de oxidación ferruginosa. Se presenta en bancos de aproximadamente 0,6 m. Posee abundantes restos vegetales y carbonosos. Se reconocen rostros de belemnites e impresiones de amonites. Se observa bioturbación con formas bifurcadas.

A continuación se describe una secuencia constituida por niveles de caliza bioclástica arenosa compacta gris que alterna con areniscas calcáreas finas de color gris verdoso con contactos netos.

0,65 m. Caliza bioclástica arenosa con *Peronoceras spinatum* (Frebald).

2 m. Arenisca calcárea fina.

0,3 m. Caliza bioclástica arenosa.

3 m. Cubierto

0,3 m. Caliza bioclástica arenosa.

3,5 m. Cubierto

0,5 m. Caliza bioclástica arenosa.

0,2 m. Arenisca calcárea fina.

1 m. Caliza bioclástica arenosa.

0,3 m. Arenisca calcárea fina.

0,2 m. Caliza bioclástica arenosa.

1,2 m. Arenisca calcárea fina.

0,3 m. Caliza bioclástica arenosa.

2 m. Arenisca calcárea fina a media gris verdosa con pátina de oxidación ferruginosa. Se observan gran cantidad de briznas.

0,6 m. Caliza bioclástica arenosa. Presenta niveles de aproximadamente 3 cm con gran concentración de valvas muy trituradas. Se reconocen *Peronoceras* sp. y bivalvos indeterminados.

2 m. Cubierto

14 m. Arenisca calcárea fina gris verdosa. Se dispone en bancos de 0,5 m de contactos netos. Posee intercalaciones de niveles lumacélicos lentiformes de aproximadamente 10-15 cm.

2 m. Arenisca calcárea fina gris verdosa, con concreciones de 5 a 10 cm de diámetro. Las mismas son de color gris y de grano más grueso.

0,6 m. Caliza bioclástica arenosa de color gris, compacta, con *Weyla alata angustecostata* (Philippi), *Weyla* sp., braquiópodos,

gastrópodos y bivalvos, entre ellos, *Entolium* sp.

2 m. Arenisca calcárea fina de color gris verdoso. Se presenta en bancos de aproximadamente 0,3 m.

0,5 m. Caliza bioclástica arenosa de color gris, compacta. Estos niveles se presentan en bancos de aproximadamente 0,2 m. En los mismos se reconoce la siguiente fauna: *Weyla alata angustecostata* (Philippi), *Weyla bodenbenderi* (Behrendsen), *Peristerothyris columbiniformis* Manceñido, *Lobothyris subpunctata* (Davidson) y *Rhynchonelloidea cuyana* Manceñido.

1,5 m. Cubierto

1 m. Arenisca calcárea fina de color gris verdoso, con intercalaciones cada 15 cm de lumachelas muy finas, en forma de lentes.

5,5 m. Arenisca calcárea fina de color gris verdoso. Se presenta en bancos de aproximadamente 0,3 m con laminación ondulítica en el techo. El contacto entre los bancos es ondulado. Se observan intercalaciones de limolitas con laminación fina.

1,5 m. Cubierto

2 m. Secuencia granodecreciente que grada de una arenisca mediana a una arenisca fina, en bancos de 0,4 m. Los niveles más finos presentan laminación paralela. Hacia el techo aumenta el contenido fosilífero observándose bivalvos, artejos de crinoideos, espinas de equinodermos y rinconélidos.

6,5 m. Secuencia granodecreciente que grada de una arenisca conglomerádica a una arenisca mediana, en bancos de aproximadamente 0,5 m. Consta de areniscas polimícticas, compactas, de color gris. Se observa estratificación entrecruzada. Bioclastos: rinconélidos y bivalvos. Contacto inferior neto ondulado.

2 m. Esparita bioclástica de color gris, muy compacta y de grano grueso. Forma bancos delgados de 20 cm aproximadamente. Se observan abundantes crinoideos y en menor proporción rinconélidos y corales. Contacto inferior neto.

0,5 - 1 m. Conglomerado polimíctico mediano a grueso, clasto-sostén. Posee escasa matriz de tamaño arena media y cemento carbonático. Los clastos poseen un tamaño de aproximadamente 10 cm, correspondiendo a riolitas y tobas. Secuencia granodecreciente que pasa a una arenisca mediana sabulítica.

Base: El contacto inferior del perfil es de tipo discordante erosivo, con las volcanitas jurásicas ácidas. Los estratos se presentan con rumbo norte - sur y una inclinación general de 40° hacia el oeste.

Ambiente de sedimentación

Las características litológicas, sedimentarias y fosilíferas de esta unidad sugieren que la depositación de estos sedimentos tuvo lugar en un ambiente típicamente marino.

La abundancia de restos fósiles en gran parte de la columna sedimentaria y su asociación indican que las condiciones de vida eran sumamente favorables. Se infiere sobre esta base un medio de salinidad normal, de aguas oxigenadas con libre circulación y abundantes nutrientes, comunes en plataformas abiertas.

En la base de la secuencia analizada se observa un cambio brusco en la sedimentación. El mismo marca el inicio de la transgresión marina en el área: la secuencia comienza con un conglomerado basal, cuya composición denota un marcado control continental; ya que el 90 % de los clastos son riolitas que provienen de la unidad subyacente y presentan un alto grado de redondeamiento. Inmediatamente por encima, en contacto neto, se dispo-

nen los primeros niveles fosilíferos indicando el inicio de la sedimentación marina. Corresponden a un banco de escasa potencia formado por calizas bioclásticas que caracterizan un ambiente tranquilo, de aguas cálidas, con escaso aporte clástico. En forma erosiva se disponen niveles arenosos gruesos, fosilíferos, que presentan estratificación entrecruzada. Los mismos corresponderían a un ambiente cercano a la costa. Se ha reconocido asimismo una secuencia granocreciente cuyas estructuras reflejan un aumento en el régimen de flujo. Se ha interpretado a la misma como una barra afectada por un evento de tormenta. A continuación se desarrolla una potente secuencia en la que alternan niveles arenosos finos a muy finos con estratificación paralela o masivos y calizas bioclásticas arenosas muy compactas. Estas últimas son portadoras de alta densidad de fauna. La misma es muy heterogénea y se dispone en forma caótica. La presencia de troncos de gran tamaño da idea de cercanía de la costa y de un alto grado de energía involucrado en la depositación de estos niveles.

Es característica la presencia de estos niveles de alta energía a lo largo de la secuencia hasta el Aaleniano superior. Los mismos se relacionan con un ambiente sedimentario marino dominado por eventos de tormenta. Se interpreta la presencia de un ambiente de cara de playa, bajo a transicional: la granulometría involucrada corresponde a arenas finas a pelitas, se observa estratificación paralela y laminación, siendo frecuente bioturbación de tipo de pastoreo en el techo de los bancos. Estos niveles finos alternan con bancos de tormenta. Estos se caracterizan por una base erosiva que es cubierta por un depósito de conchillas y gradan hacia niveles de arena media a fina proveniente de sectores más cercanos a la costa. Durante estos episodios de mayor energía la fauna bentónica del lugar es removilizada del sustrato y depositada en forma conjunta y caótica. Se considera que estos organismos han sufrido un transporte mínimo, es decir que corresponden a fauna autóctona, debido a la buena preservación de las conchillas en general, siendo incluso numerosos los bivalvos encontrados con valvas articuladas.

Hacia niveles superiores de la secuencia se observa una mayor participación de material fino, y abundantes restos carbonosos. Esto indicaría la presencia de niveles más profundos. Este tipo de sedimentación domina hasta el Aaleniano superior. Luego se observa una mayor profundización de la cuenca en tiempos bayocianos que se mantiene hasta el Caloviano.

Estudios paleoambientales efectuados al sur de la región de estudio (Volkheimer *et al.* 1978a), en los alrededores del arroyo de La Laguna, en niveles jurásicos tempranos correspondientes a la sección inferior de esta unidad, indican que la mayor parte de los fósiles corresponde a organismos infaunales y se infiere la presencia de un mar sublitoral con sustrato arenoso.

En cuanto a la sedimentación durante el Bajociano y el Caloviano inferior, se infiere un ambiente de

sedimentación de plataforma abierta, costa afuera. La escasa exposición de estos afloramientos no permitió un estudio de mayor detalle.

Edad y correlaciones de la Formación Los Patillos

En el arroyo La Laguna, que corresponde al extremo sur de esta faja continua de afloramientos, los primeros sedimentos marinos son de edad pliensbachiana (Volkheimer *et al.* 1978b).

En el arroyo de las Vegas, donde se realizó el perfil tipo de la Formación Los Patillos, la edad de esta transgresión está acotada por la presencia de *Rhynchonelloidea cuyana* Manceñido, *Lobothyris subpunctata* (Davidson) y *Peristerothyris columbiniformis* a 21 m de la base. Esta asociación faunística representa típicamente a la Zona de Asociación de *Rhynchonelloidea cuyana* Manceñido la que indicaría el límite Pliensbachiano - Toarciano (Manceñido 1990).

El registro fosilífero de los niveles siguientes revela una muy buena representación del Toarciano con la presencia de *Peronoceras spinatum* (Frebald), *Harpoceras subplanatum* (Oppel), *Maconiceras connectens* (Haug), *Phymatoceras* sp. y *Phlyseo-gramoceras tenuicostatum* (Jaworski). La presencia de niveles aalenianos está demostrada por *Bredya* sp., *Planammatoceras* (P.) *gerthi* (Jaworski) y *Puchenquia mendozana* Westermann y Riccardi.

El límite Aaleniano-Bajociano se encuentra evidenciado por la presencia de *Podagrosiceras maubeugei* Westermann y Riccardi. Por encima de los mismos se encuentra en nódulos calcáreos con *Emileia* (*Chondromileia*) *giebeli submicrostoma* (Gottsche) y en un nivel superior de nódulos pequeños ejemplares de *Sonninia* (*Fissiloboceras*) *zitteli* (Gottsche) y *Sonninia* (*Papilliceras*) *espinazitensis* Tornquist. El Bajociano superior está representado por *Megasphaeroceras magnum* Westermann y Riccardi y *?Megasphaeroceras magnum spissum* Westermann y Riccardi.

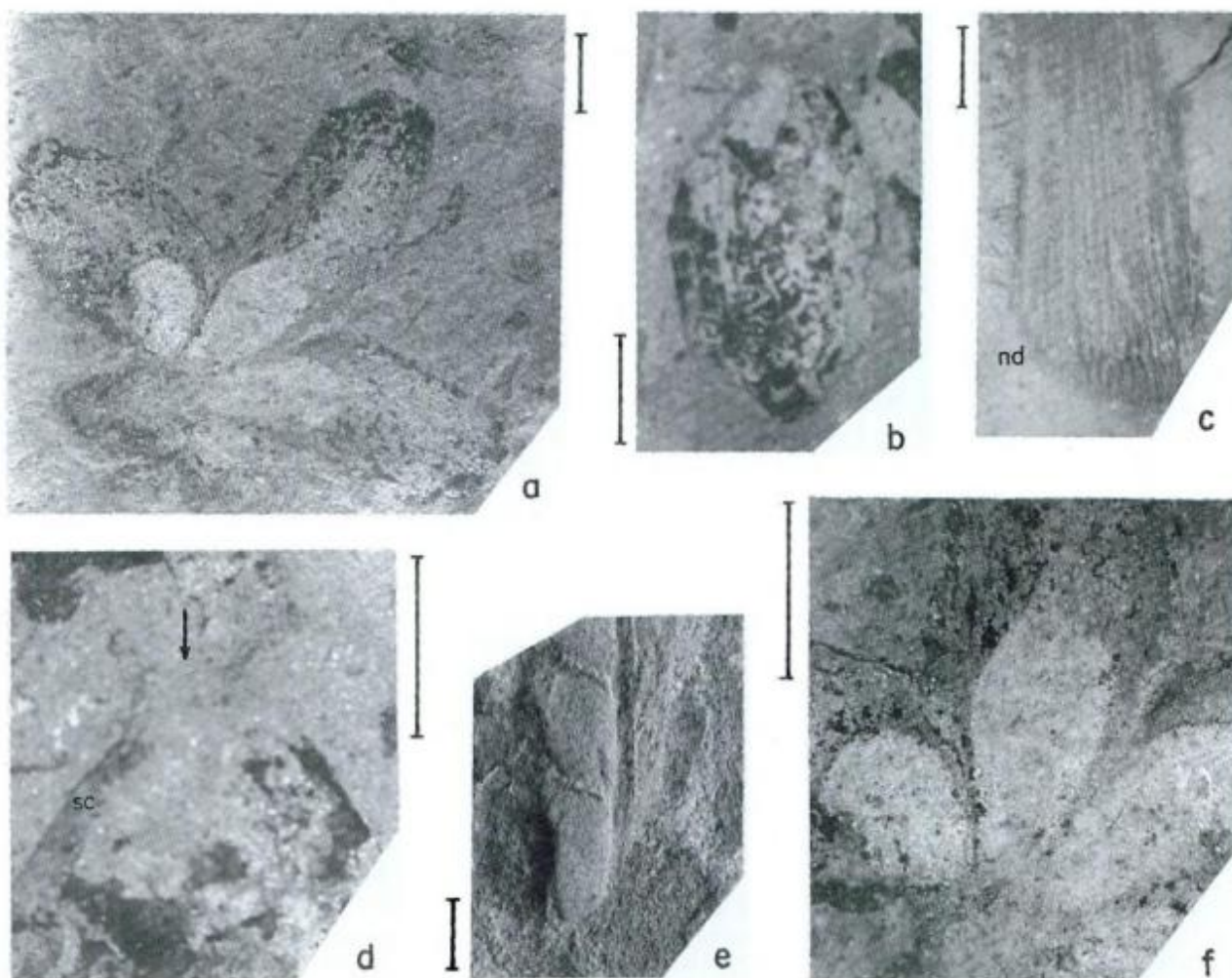


Figura 5: a,f: Complejo bráctea - óvulo / semilla (?) BAFC-Pb 15951, a: vista general, f: detalle de los óvulos o semillas. b,d: *Cordaicarpus* sp., BAFC-Pb 15952, b: vista general, d: detalle de la zona apical definido entre dos proyecciones de la sarcotesta (sc). c: tallo de articulada. BAFC-Pb 15950, detalle del nodo (nd). e: *Dicroidium* sp., BACF-Pb 15956, vista general. Escala gráfica: 0,5 cm

El techo de la formación corresponde al Caloviano inferior alto, caracterizado por la presencia de *Rehmannia paucicostata* (Tornquist) y *Perisphinctes* sp., así como un ejemplar suelto de *Eurycephalites extremus* (Tornquist) en niveles inferiores que también es indicativo de esa edad.

Sobre la base de la fauna encontrada, la Formación Los Patillos comprende una secuencia que va desde el Pliensbachiano superior hasta el Caloviano inferior alto.

Esta unidad se incluye dentro del ciclo Cuyano propuesto por Groeber (1946). Cronológicamente se correlacionaría en el ámbito de la cuenca Neuquina con la Formación Lajas (Weaver 1931) y la Formación Los Molles (Weaver 1931). Las mismas abarcan el intervalo de tiempo que va desde la base del Pliensbachiano hasta el Caloviano inferior. Litológicamente la Formación Los Molles comprende facies pelíticas oscuras y areniscas intercaladas de ambiente marino profundo hasta plataforma costa afuera y la Formación Lajas corresponde a areniscas grises, conglomerados y pelitas carbonosas de ambiente marino somero a deltaico.

En el sector mendocino la Formación Los Patillos se correlacionaría con las Formaciones Las Chilcas (Reijenstein 1967), El Cholo (Stipanovic y Bonetti 1970) y Puesto Araya (Volkheimer 1978). Las mismas se caracterizan por facies arenosa con intercalaciones limolítico margosas con fauna de moluscos y braquiópodos, y zonas de carbón con niveles con restos de plantas (Legarreta *et al.* 1993). Estas formaciones comprenden el intervalo de tiempo que va desde el Sinemuriano al Toarciano.

Formación La Manga (Stipanovic 1966)

Los depósitos correspondientes a esta unidad se disponen en una faja elongada, como una franja estrecha con su máximo desarrollo en dirección norte-sur. En el sector sur de la comarca en estudio, se observa una disminución importante en el espesor, donde a la altura del arroyo de la Laguna se hace mínima.

La base de la Formación La Manga está determinado por la aparición de niveles de brecha calcárea, por encima de horizontes de la Formación Los Patillos de edad caloviana inferior. El límite superior correspondiente al contacto con la Formación Auquilco es neto.

Litología

La Formación La Manga en esta región se caracteriza por la presencia de una brecha calcárea, clasto sostén, de color castaño amarillento. La fracción clástica corresponde a clastos angulosos compuestos por mudstone finamente laminados de color gris oscuro, muy alterados. La matriz es tamaño arena fina y de composición calcárea.

El tamaño de los clastos es variable, se ha reconocido un predominio de clastos mayores a 10 cm de diámetro, en el área correspondiente al arroyo de las Vegas, pero hacia el norte, en el arroyo Rancho de Lata llegan a los 30 cm.

En los afloramientos correspondientes al arroyo las Vegas se observa una importante deformación sinsedimentaria. En donde los estratos con laminación fina se encuentran fracturados o tienden a disponerse en bandas flexuradas y formando estructuras contorsionadas.

En el sector norte de la comarca, en los alrededores del arroyo Rancho de Lata, los afloramientos correspondientes a esta formación corresponden a una brecha calcárea, matriz sostenida, de color castaño amarillento, en donde el 90 % de los clastos corresponden a líticos de rocas volcánicas, areniscas calcáreas y clastos de *mudstone* gris azulado. El tamaño de los bloques varía desde tres a treinta centímetros de diámetro.

Ambiente de sedimentación

La formación de esta brecha sedimentaria tiene lugar durante un estadio de mar bajo que dejó expuesta la plataforma carbonática a una fuerte erosión, provocando el derrumbe de ciertos sectores de la plataforma.

Edad y correlaciones

Debido a la ausencia de fauna dentro de esta unidad en el área de estudio, la edad se ha determinado sobre la base de sus relaciones estratigráficas. La edad del límite inferior de esta unidad sería más joven que el Caloviano inferior, techo de la Formación Los Patillos. Estudios recientes efectuados por Legarreta (1991) en la cuenca Neuquina, indican una edad de 154 Ma (Caloviano medio), para la base de la primera secuencia deposicional que forma la plataforma carbonática de la Formación La Manga.

El límite superior de esta unidad, por correlación con otros sectores de la cuenca jurásica debe corresponder al Oxfordiano medio.

Los depósitos de la Formación La Manga son conocidos en numerosas localidades en el ámbito de la cuenca Neuquina y en el norte de Mendoza, en el área aconagüina.

Formación Tordillo (Stipanovic 1966)

En la zona de estudio esta formación presenta escaso desarrollo, encontrándose sus afloramientos en el sector más occidental de la misma.

Los afloramientos de la Formación Tordillo muestran facies producto de la acción fluvial, asociadas a depósitos correspondientes a abanicos aluviales (véase Fig. 2). En este sector sólo se ha reconocido parcialmente la parte inferior de esta formación, conocida como Tordillo rojo. Su espesor no es mayor de 15 m en el área.

Litología

Comprende bancos conglomerádicos de color rojizo a morado clasto-sostén. El tamaño de los clastos varía entre 3 y 10 cm presentando muy buen redondeamiento. Están principalmente constituidos por volcanitas de composición riolítica y en menor proporción por granitos. La matriz representa aproximadamente un 15% del total de la roca y es de tamaño arena gruesa a mediano. Los clastos presentan frecuente imbricación a(p) b(t).

Mediante un contacto poco definido se pasa a areniscas rojas, medianas a gruesas, de buena consolidación. Se han observado secuencias granodecrecientes con contactos de base y techo erosivos, con frecuente imbricación de los clastos y aisladamente se observa estructuras entrecruzadas de gran porte. Esto concuerda con lo descrito por Mosquera (1990) y Zapata (1990) en las secciones basales de los perfiles realizados en áreas aledañas.

Observada microscópicamente, las areniscas rojas presentan textura clasto sostén, fábrica flotante, con contactos entre clastos de tipo puntual, y ocasionalmente tangencial. La fracción clástica representa un 75% de la roca, correspondiendo el 25% restante al cemento el cual está formado principalmente por un fino agregados de yeso. Dentro de la fracción clástica se han observado tamaños que varían de arena media a gruesa, y presentan una buena selección. Los clastos son subangulosos a angulosos compuestos por líticos de composición volcánicoclástica y volcánica principalmente (65%), cristaloclastos de cuarzo (15%), feldespato potásico (15%) y plagioclasa (5%), observándose en menor proporción clastos de origen carbonático.

Se han reconocido además del cemento de yeso, la presencia de cemento de composición carbonática en forma de parches y de óxido de hierro.

Ambiente de sedimentación

La reducida extensión lateral de los afloramientos, sumado a su escasa potencia hace difícil la interpretación paleoambiental de la secuencia. No obstante en función a las observaciones realizadas se puede inferir un ambiente continental de tipo fluvial. Los estudios realizados en áreas aledañas por Mosquera (1990) y Mosquera (1990) interpretan estas secuencias como flujos turbulentos canalizados, asociados a abanicos distales o ríos entrelazados.

Edad y correlaciones

Esta unidad tiene un desarrollo muy amplio en toda la cuenca Neuquino-Aconcaguina, por lo que constituye un nivel continuo de correlación temporo espacial. Debido a la ausencia de fósiles en esta unidad, es necesario recurrir a criterios de correlación estratigráfica para la determinación de su edad.

La base de esta secuencia está acotada para la cuenca Neuquina por la discordancia intramálmica o araucánica, lo que indica que los niveles inferiores corresponderían al Oxfordiano superior (Stipanovic y Rodrigo 1970). El techo de la misma está dado por la base de la Formación Vaca Muerta la cual es Titoniano inferior. Sobre esta base se puede asignar esta unidad al intervalo Oxfordiano superior-Kimmeridgiano.

Formación Farellones (Klohn 1960)

En la comarca estudiada la Formación Farellones aflora en la margen norte del arroyo Rancho de Lata, en la parte más oriental de la misma.

En esta zona se reconoce como una colada que nace en un cono volcánico, ubicado en el cordón de la Ramada, al norte de la comarca en estudio. Esta colada tiene una disposición aproximada norte-sur y suprayace discordantemente depósitos jurásicos y cretácicos.

Entre el cordón de la Ramada y el arroyo Rancho de Lata se observaron filones capa de andesita que intruyen a rocas jurásicas superiores y cretácicas.

El espesor de la misma es variable, siendo aproximadamente de 25 m en la comarca.

Litología

Los depósitos se encuentran dispuestos en discordancia, con una actitud horizontal, sobre los depósitos mesozoicos plegados. En la zona de estudio se disponen con una discordancia de 60° sobre la Formación Los Patillos.

Se presenta en forma de crestas que sobresalen cuando la roca se encuentra fresca, con color gris oscuro. La zona alterada está constituida por sedimentos muy finos, producto de la meteorización de la unidad, con color gris verdoso claro.

Su descripción macroscópica indica que son rocas de color gris verdoso, compactas, de textura porfírica en donde se reconocen fenocristales subedrales de plagioclasa, de color blanco y hábito tabular. Se observan máficos aciculares, de color negro, que corresponden a hornblenda, algunos de los mismos poseen hábito tabular. La pasta es afanítica de color verde claro.

Al microscopio su textura es porfírica, constituida por un 25% de pasta y un 75% de fenocristales. Dentro de estos últimos se reconocieron los siguientes minerales: plagioclasa, hornblenda y biotita.

Los fenocristales que corresponden a plagioclasa, se presentan en cristales subedrales, de hábito tabular. En general se encuentran limpios o con una leve alteración a sericita. Todos los individuos presentan maclas, ya sea del tipo Carlsbad o polisintética. Una gran mayoría de los cristales presentan zonación del tipo normal. Se encuentran muy fracturados y en un gran porcentaje las maclas están deformadas. En forma secundaria se observan fenocristales de hornblenda, los que aparecen

como individuos euhedrales, en donde las secciones basales son de forma hexagonal. En estas se reconoce el clivaje típico de los anfíboles. Algunos de los cristales se encuentran maclados, con macla tipo Carlsbad. En general están frescos y presentan pleocroísmo que va desde el verde oscuro a un castaño pálido. El tamaño de los mismos es mucho menor que los de plagioclasa. Los cristales de biotita se presentan como individuos de hábito tabular. Presenta pleocroísmo que varía de color castaño oscuro a castaño claro. Se encuentran levemente alterados a clorita.

Entre los opacos se reconocen individuos de hábito cúbico que se encuentran dispersos en todo el corte.

La pasta es microcristalina y compuesta por microlitos de plagioclasa, que en algunos lugares presentan un ordenamiento que tiende a dar una textura traquítica. También la pasta está compuesta por microlitos de hornblenda.

Edad y correlación

No se han realizado dataciones de la unidad en el sector de estudio. Sin embargo al sudoeste de la comarca en el cerro Pirámide, dataciones radiméticas realizadas sobre secuencias similares a las aquí descritas indican una edad de 9,2 Ma (Cristallini y Cangini 1993).

En el sector Aconcagüino las volcanitas de la Formación Farellones presentan edades que varían entre 15,8 y 8,9 Ma (Ramos e Yrigoyen 1987; Ramos *et al.* 1991) las que serían correlacionables con las volcanitas terciarias descritas en este sector.

En el sector cordillerano chileno las secuencias correspondientes a la Formación Farellones presentan su mayor desarrollo entre los 20,4 y los 16,6 Ma, representados por flujos andesíticos basálticos interdigitados por flujos volcánoclasticos. Estos son intruídos por flujos riolíticos y dacíticos cuyas edades oscilan entre 12 y 6 Ma (Rivano *et al.* 1990).

Estas volcanitas se las atribuye a un arco volcánico que estuvo activo en el período que va desde el Oligoceno al Mioceno. Posteriormente cesa la actividad volcánica a la latitud de 33°S aproximadamente. Esto se atribuye a un cambio del ángulo de inclinación de la zona de Benioff, lo que originaría un segmento de subducción subhorizontal (Ramos *et al.* 1991).

Estructura

La comarca presenta un estilo estructural simple, constituido básicamente por una secuencia homoclinal de rumbo norte - sur que involucra los afloramientos de la Formación Rancho de Lata y de la Formación Los Patillos. Los estratos poseen una inclinación general de 40° al oeste.

A pesar de la sencillez de la estructura general, en los alrededores del arroyo de Las Vegas se observaron

estructuras de orden menor correspondientes a dos episodios de deformación de edades y estilos diferentes.

Sobre la margen derecha del arroyo de las Vegas, en la parte superior del faldeo se observó un sistema de fallas directas afectando los depósitos cuspidales de la Formación Rancho de Lata. Las mismas poseen rumbo norte - sur y una inclinación hacia el oeste de aproximadamente 65°.

Sobre la misma margen del arroyo de Las Vegas, a dos kilómetros de la confluencia con el arroyo de Los Patillos, en la cima de la ladera, se identificó la presencia de un corrimiento que afecta los términos cuspidales de la Formación Los Patillos.

El nivel de despegue se encuentra en los niveles de limolitas calcáreas ubicados inmediatamente por debajo del nivel guía de calizas bioclásticas arenosas portadoras de *Weyla alata angustecostata* (Philippi), de edad toarciana inferior.

El plano de falla posee un rumbo norte-sur e inclina 10° al oeste, repitiendo términos de edad toarciana inferior, sobre depósitos más jóvenes.

Se realizaron observaciones a lo largo de la zona de falla en dos puntos de control. En el sector más al sur se observó la transición de una secuencia homoclinal no deformada a una serie de pliegues de orden menor. Son pliegues asimétricos con el limbo oriental casi vertical y el occidental inclinado 45-50° al oeste. El rumbo del eje es aproximadamente N 30°E y buza levemente hacia el sudeste. Este punto corresponde al punto ciego (*tip line*) de la falla. Por sus características geométricas y por su relación con el corrimiento se lo clasificó como pliegue por propagación de falla.

En el punto de estudio ubicado más al norte se observó el plano del corrimiento, en donde los bancos de la rampa colgante poseen un rumbo norte - sur e inclinan 30° al oeste, en tanto que el plano basal posee el mismo rumbo pero inclinan 40° al oeste. De esta diferencia de ángulo se desprende que el valor de retroinclinación de la rampa colgante es de aproximadamente 10°. En niveles superiores de la Formación Los Patillos se reconoció una estructura de origen menor tipo dúplex.

En la zona norte de la comarca de estudio en el arroyo Rancho de Lata, se reconoció una terraza estructural. Esta corresponde a un basculamiento de los estratos, en donde de una inclinación regional de 40° hacia el oeste, se pasa a valores de 60° al oeste.

Esta estructura fue interpretada por Rigal (1931) como una falla inversa. Sin embargo en la zona no se observa ni discontinuidad, ni repetición de los estratos por lo que se ha descartado esta posibilidad.

La terraza estructural posee un rumbo nor-noreste, pero no se ha podido seguir lateralmente en superficie debido que se encuentra cubierta por depósitos correspondientes a la Formación Farellones y por sedimentos cuaternarios.

En el sector oriental de la comarca se observa una falla directa de rumbo norte - sur e inclinación de 50° al oeste.

La misma se encuentra en el contacto de la Formación Rancho de Lata con el Grupo Choiyoi.

La participación del yeso de la Formación Auquilco en la estructuración del área sólo afectó los depósitos en contacto con la Formación Tordillo, debido a la acción diapírica del mismo, en donde los niveles basales de esta formación se encuentran volcados con una inclinación de 70° hacia el este o incluso en posición vertical.

Conclusiones

Se realiza el primer mapa de detalle a escala 1:50.000 de la comarca.

En base a los estudios realizados en el área se definen dos nuevas unidades, la Formación Rancho de Lata, con su localidad tipo en el arroyo Rancho de Lata, cuya edad abarca el intervalo entre el Triásico medio y el Jurásico inferior, y La Formación Los Patillos, con su localidad tipo en el arroyo de las Vegas, de edad pliensbachiana superior-caloviana inferior. Se contribuye de esta manera al esclarecimiento de la estratigrafía de la Alta Cordillera Sanjuanina.

Mediante estudios bioestratigráficos se obtienen nuevos puntos de control de la edad de la ingresión marina jurásica en esta área.

Es determinada e ilustrada la megaflore encontrada en la Formación Rancho de Lata.

Se describe y nombra informalmente un episodio volcánico acaecido probablemente en el Jurásico inferior.

Se verifica la presencia de coladas andesíticas de edad terciaria las cuales se correlacionaron con la Formación Farellones

Agradecimientos

Los autores agradecen a Víctor A. Ramos y a Beatriz Aguirre-Urreta por la supervisión de los trabajos de campo, la lectura crítica del texto y las importantes sugerencias realizadas. A Alberto C. Riccardi por revisar la clasificación de los amonites aquí mencionados, así como también a M. Manceñido y S. Damborenea por la revisión de los braquiópodos y bivalvos. Agradecemos también a Diego Charchafie quien participó en las últimas tareas de campo. El trabajo de campo fue parcialmente financiado por los siguientes subsidios: UBACYT Ex-132 y PID CONICET 3083/92.


TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alvarez, P.P., 1991. Estudio geológico del arroyo Rancho de Lata, Cordón del Espinacito. Universidad de Buenos Aires, Trabajo final de Licenciatura, 182 p., Buenos Aires, (inédito).
- Archangelsky, S., 1968. Studies on Triassic fossil plants from Argentina. The leaf genus *Dicroidium* and its possible relation to *Rhexoxylon* stems. *Palaeontology*, 11(4):500-512, London.
- Benoit, S. V., 1992. Estudio geológico del Triásico y Jurásico de la ladera occidental del cordón del Espinacito. Universidad de Buenos Aires, Trabajo final de Licenciatura, 143 p., Buenos Aires, (inédito).
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código argentino de estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64, Buenos Aires.
- Cristallini, E. O. y Cangini, A. H., 1993. Estratigrafía y estructura de las nacientes del río Volcán, Alta Cordillera de San Juan. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 3: 85-92, Buenos Aires.
- Damborenea, S.E., 1987. Early Jurassic Bivalvia of Argentina. Part 1: Stratigraphical introduction and superfamilies Nuculanacea, Arcacea, Mytilacea and Pinnacea. *Palaeontographica (A)*, 199 (1-3): 1-111, Stuttgart.
- Gothan, W., 1912. Über die Gattung *Thinnfeldia* Ettingshausena. *Abhandlungen Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg*, 9(3): 67-80, Nürnberg.
- Gottsche, C., 1878. Über Jurassische Versteinerungen aus der Argentinischen Cordillere. *Palaeontographica, Supplement 3*, 2(3):1-50, Stuttgart.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1 (3): 177-208, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. *Museo Argentino Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista*, 1 (5): 1-352, Buenos Aires.
- Guliano, C. A., Gutiérrez Pleimling A. R. y Digregorio R. E., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia de Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 1: 236-259, Buenos Aires.
- Herbst, R., 1980. Flórlula fósil de la Formación Los Patos (Sinemuriano) del río Los Patos, provincia de San Juan, República Argentina. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 1: 175-189, Buenos Aires.
- Holmberg, E., 1973. Descripción de la Hoja 29d, cerro Nevado, Provincia de Mendoza. *Boletín del Servicio Nacional de Geología y Minería (Argentina)*, 144: 1-77, lám. 1-10, 2 mapas, Buenos Aires.
- Kay, S. M., Ramos V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin. Analogy to the middle Proterozoic in North America. *Geology*, 17: 324-328, Boulder.
- Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. *Boletín del Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile*, 8:1-95, Santiago.
- Kokogian, D. A., Fernández Seveso, F. y Mosquera A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). Ramos, V. A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio*, 1(7): 65-78, Buenos Aires.
- Lambert, L. 1943. Perfil geológico en el valle superior del río de Los Patos Sur (Provincia de San Juan). *Revista Museo La Plata (n.s.) Geología* 2 (11): 1-10, La Plata.
- Lambert, L. 1944. Informe sobre un proyecto de dique de embalse del Río de los Patos sur. Dirección de Mineralogía, Geología e Hidrogeología de la Nación, *Boletín* 57: 1-48, Buenos Aires.
- Legarreta, L., 1991. Evolution of Callovian - Oxfordian carbonate margin in the Neuquén basin of west - central Argentina: facies, architecture, depositional sequences and global sea - level changes. *Sedimentary Geology* 70: 209 - 240, Amsterdam.
- Legarreta, L. y Guliano C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-243, S. M. Tucumán.

- Legarreta, L., Gulisano, C. A. y Uliana, M. A., 1993. Las secuencias sedimentarias juásico - cretácicas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). Ramos, V. A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio, 1(9): 87-114, Buenos Aires.
- Lele, K.M., 1955. Plant fossils from Parsora in the South Rewa Gondwana Basin, India. *The Palaeobotanist* 4: 23-34, Lucknow.
- Manceñido, M.O., 1990. The succession of Early Jurassic brachiopod faunas from Argentina: Correlations and affinities. En: MacKinnon, D. *et al.* (Eds.): *Brachiopods through time: 397-404*, Rotterdam.
- Mirre, J.C., 1967. Geología del valle del río Los Patos entre Barreal y las Hornillas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21 (4): 211-231, Buenos Aires.
- Mosquera, A., 1990. Estudio geológico del extremo sur de la Cordillera del Medio y valle del río Mercedario. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 137p., Buenos Aires, (inédito).
- Mount, J., 1985. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first - order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32 (3): 435-442, London.
- Oliveira, M.E.C.B. y Pontes, C.E., 1976. Algumas observações sobre cordaitófitas da Formação Rio Bonito, Grupo Tubarao, Bacia do Parana, Brasil. I Congreso Geológico Chileno, Actas 3:22-81, Santiago.
- Ottone, E.G., Alvarez, P.P. y Benoit, S.V., 1992. Late Triassic plant microfossils from the Rancho de Lata Formation, Main Cordillera, Argentina. *Micropaleontology*, 38(3): 261-278, New York.
- Pérez, D.J., Munizaga, F., Mange G. y Ramos, V. A., 1987. El Huincalicense de Paramillo de las Vacas - provincia de Mendoza. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:272-275, Tucumán.
- Ramos, V. A. y Yrigoyen, M., 1987. Geología de la región del Aconcagua, Prov. de Mendoza. 10° Congreso Geológico Argentino. Actas, 4: 267-271.
- Ramos, V.A. y Kay S. M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R. S. y Rapela, C. W. (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91, Boulder.
- Ramos V.A., Jordan T. E., Allmendinger, R. W., Kay, S. M., Cortés, J.M. y Palma, M.A., 1984. Chileña: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales: 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 84-106, Buenos Aires.
- Ramos V.A., Jordan T. E., Allmendinger, R. W., Mpodozis, C., Kay, S. M., Cortés, J.M. y Palma, M.A., 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes, *Tectonics* 5(6): 855-880, Washington.
- Ramos V. A., Munizaga, F. y Kay, S. M., 1991. El magmatismo cenozoico a los 33°S de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. 6° Congreso Geológico Chileno (Viña del Mar), Actas 1: 892-896, Santiago.
- Reijnenstein, C., 1967. Estratigrafía y tectónica de la zona norte del río Atuel entre los arroyos Blanco y Malo (Provincia de Mendoza). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura, Buenos Aires, 67 p. (inédito).
- Riccardi, A.C. y Westermann, G.E.G., 1991. Middle Jurassic Ammonoid Fauna and Biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part 3: Bajocian-Callovian Eurycephalitinæ, Stephanocerataceae. *Palaeontographica A* 216: 1-110, Stuttgart.
- Riccardi, A.C., Westermann, G.E.G. y Ballent, S., 1984. Amonitas y estratigrafía del Aaleniano -Bajociano de la Argentina. Con un apéndice micropaleontológico. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 4: 559-595, Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., Westermann, G.E.G. y Elmi, S. 1991. Biostratigraphy of the upper Bajocian-middle Callovian (Middle Jurassic), South America. *Journal of South American Earth Sciences* 4: 149-157, Exeter.
- Rigal, R., 1930. El Liásico en la Cordillera del Espinacito (Provincia de San Juan). Dirección Nacional Geología y Minería, Publicación 74: 5-93, Buenos Aires.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M. y Villaroel, R., 1990. Redefinición de la Formación Farellones, en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32°-34°S). *Revista Geológica de Chile*, 17, (2):205-214, Santiago.
- Schiller, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la Provincia de San Juan. Ministerio de Minería y Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 7, (5): 1-68, Buenos Aires.
- Spalletta, M.B., 1991. Geología del plutón granítico Manantiales. Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura, 89 p., Buenos Aires, (inédito).
- Stelzner, A., 1873. Über die argentinische Cordillere zw. 31° und 33°S. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, B.B: 726-744, Stuttgart.
- Stipanovic, P.N., 1966. El Jurásico en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20: 403-478, Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., 1969. El avance de los conocimientos del Jurásico a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24: 367-388, Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulés, O., y Martínez, C., 1968. Las Formaciones presenonianas del Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(2): 67 - 98, Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N. y Rodrigo, F., 1970. El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. 4° Jornadas de Geología Argentina, Actas 2: 353-368, Buenos Aires.
- Tornquist, A., 1898. Der Dogger aus der Espinacito-Pass. *Paläontologische Abhandlungen*. N.F. 8 (2): 3-69, Jena.
- Volkheimer, W., 1980. Liassic microfloras of the Neuquen Basin (Argentina): relations with other Gondwanic areas. 4° International Palynological Conference, Proceedings 2: 269-280, Lucknow.
- Volkheimer, W., Manceñido, M.O. y Damborenea, S.E. 1978a. Zur Biostratigraphie des Lias in der Hochcordillere von San Juan, Argentina. *Münstersche Forschungen zur Geologie Paläontologie*, 44/45: 205-235, Munster.
- Volkheimer, W., Manceñido, M. O. y Damborenea, S.E., 1978b. La Formación Los Patos (nov.form), Jurásico inferior de la alta cordillera de la provincia de San Juan (República Argentina), en su localidad tipo (Río de Los Patos Sur). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (4): 300-311, Buenos Aires.
- Weaver, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University Washington, Memoir 1: 1-469, Seattle.
- Westermann, G.E.C. y Riccardi, A. C., 1972. Middle Jurassic Ammonoid Fauna and Biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part 1: Hildocerataceae. *Palaeontographica A* 140: 1-116, Stuttgart.
- Westermann G.E.G. y Riccardi, A. C. 1979. Middle Jurassic Ammonoid Fauna and Biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part 2: Bajocian Stephanocerataceae. *Palaeontographica A* 164: 85-188, Stuttgart.
- Zapata, T.R., 1990. Estudio Geológico de la Cordillera Casa de Piedra y del Cordón Valle Hermoso. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires, 102 p., Buenos Aires, (inédito).

Recibido: 17 de mayo, 1993

Aceptado: 6 de junio, 1994

 Contribution to IGCP 322
Jurassic Events in South America

Sedimentología y origen del yacimiento Corral Amarillo (Cuaternario), Sistema del Famatina, Provincia de La Rioja

Carlos O. LIMARINO^{1,2}, Jorge R. MORELLI¹ y Diego GAIDANO

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

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina

ABSTRACT. *Sedimentology and genesis of Corral Amarillo iron deposits (Quaternary), Famatina, La Rioja Province.* In this paper we analyze the origin and sedimentological characteristics of the Corral Amarillo deposits. These rocks are located on the eastern flank of the Nevados del Famatina (La Rioja Province) and comprise sedimentary deposits of haematite and limonite. Based on sedimentological features, the formation is divided in three lithofacies associations. Association A includes massive matrix-supported breccias (Bmm), stratified clast-supported breccias (Bcs) and stratified clast-supported conglomerates (Gcs). Association B consists of a thick sequence of massive fine sandstones (Sfm), massive medium sandstones (Smm), massive siltstones (Flm), laminated claystones (Fal) and rhythmites (R). Finally, association C comprises massive sandy siltstones (Fsm), massive fine sandstones (Sfm), massive clast-supported orthoconglomerates (Gcm) and massive clast-supported breccias (Bcm). According to the sedimentological characteristics the Corral Amarillo Formation was deposited in a small intramontane lake originated when gravity-flow diamictites dammed the Corral Amarillo river. A genetic model for the haematite and limonite formation is proposed. This model comprises three main phases: 1) limonite formation in the source area, 2) fluvial transport and 3) sedimentation of limonites in low-energy lake environments (lithofacies Fal and R).

Introducción

En el tramo medio del valle del Río Amarillo, vertiente occidental del Famatina, provincia de La Rioja (Fig. 1), existe un interesante yacimiento de minerales hidratados de hierro de origen sedimentario (ocres hematíticos), el cual se encuentra explotado actualmente en forma artesanal y discontinua. Sólo escasas menciones ha merecido el yacimiento en cuestión, Angelelli (1950) lo citó sucintamente en oportunidad de realizar un inventario de los recursos no metalíferos de la República Argentina. Años más tarde, Turner (1971) se refirió a estas rocas describiéndolas muy brevemente dentro del capítulo "Cuaternario". Finalmente, en fecha reciente, Gaidano (1989) efectuó consideraciones sobre la geología de la región, estableciendo la extensión del yacimiento en cuestión.

El trabajo aquí presentado tiene como objetivos analizar las características sedimentológicas y génesis del depósito, realizando también consideraciones acerca de la generación de hematita y su relación con óxidos hidratados de hierro (limonitas).

La zona en estudio se encuentra ubicada sobre la ladera este del Sistema del Famatina, en el kilómetro 13 (Portezuelo de Los Berros) del camino minero que partiendo del paraje de Los Corrales se dirige a Mina La Mejicana, a unos 16 kilómetros al oeste de la localidad de Famatina (67° 41' long. oeste- 28° 45' lat. sur; Fig. 1).

Sinopsis estratigráfica

La Figura 1 muestra un bosquejo geológico del área

estudiada. Las rocas más antiguas corresponden a la Formación Negro Peinado (Turner 1960), de probable edad ordovícica inferior. En el área analizada esta unidad está compuesta por filitas, filitas con nódulos, pizarras y metapelitas. Las citadas metamorfitas fueron intruidas, probablemente durante el Devónico, por rocas graníticas pertenecientes a la Formación Nuñorco (Turner 1962), representadas en la comarca por un plutón granitoideo junto a numerosos diques de composición ácida y mesosilícica.

Sobre estas unidades se apoyan sabulitas, conglomerados, pelitas y diamictitas pertenecientes a la Formación Agua Colorada (Turner 1960), de edad Carbonífera superior. Intruyendo a las formaciones Negro Peinado y Agua Colorada se dispone un cuerpo filoniano fuertemente discordante, de composición andesítica, aquí atribuido a la Formación Mogote (Turner 1962), de edad pliocena.

Finalmente, todas estas unidades son cubiertas en discordancia por depósitos cuaternarios, entre los que se destaca el yacimiento de ocres hematíticos estudiado en este trabajo e incluido por nosotros en la Formación Corral Amarillo (*nov. nom.*).

Formación Corral Amarillo

Se propone aquí este nombre para la secuencia clástica, integrada por areniscas, pelitas, brechas y escasos conglomerados, que aflora sobre ambos márgenes del curso medio del río Amarillo. Estas rocas han sido cortadas por el mencionado río, formando un estrecho cañón entre

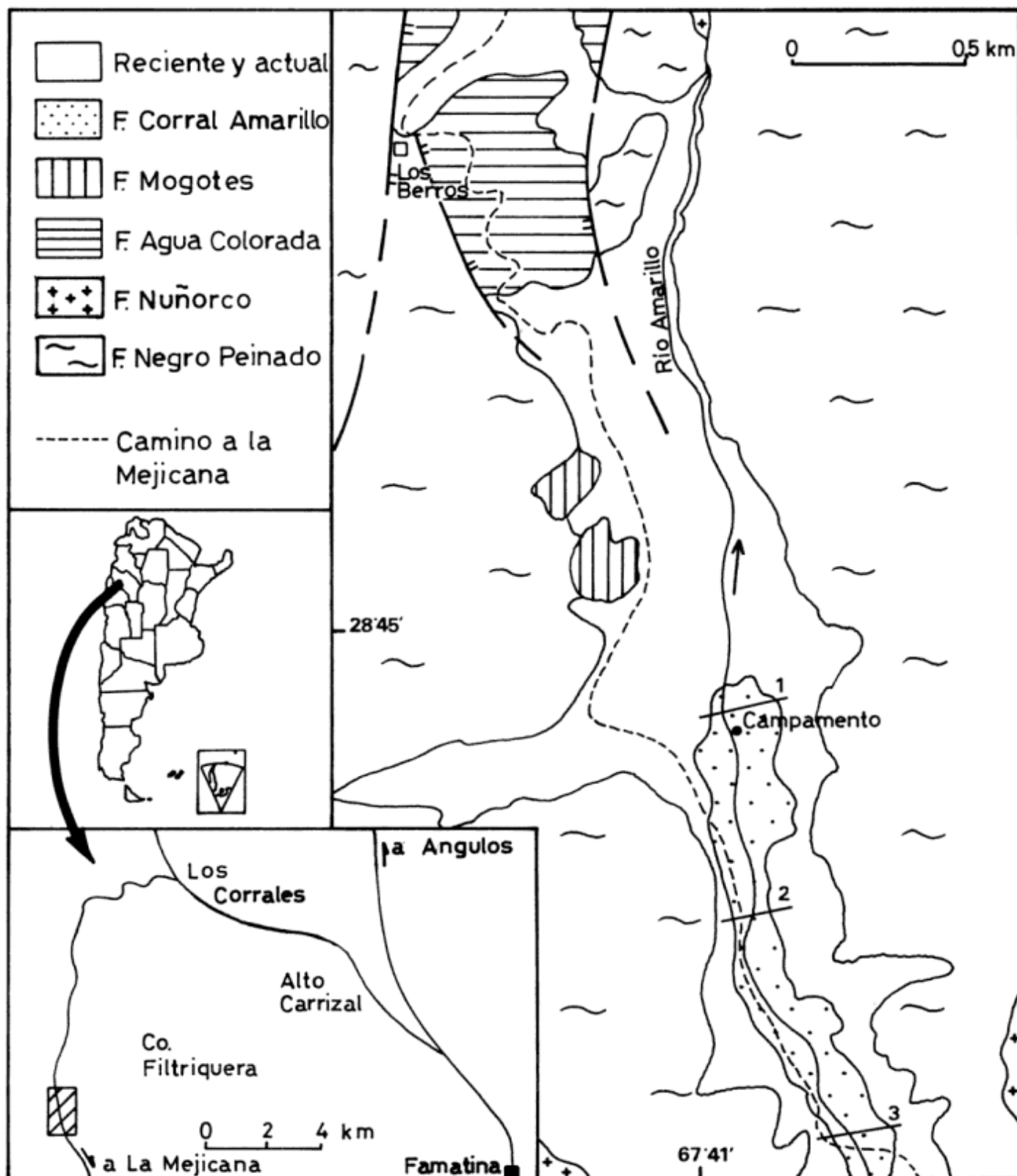


Figura 1: Mapa geológico de los alrededores del portezuelo de Los Berros, señalando la situación de los perfiles y secciones descriptas eb el texto.

los parajes de Portezuelo de los Berros y Cuevas de Noroña. Son características distintivas de la formación: 1) su color amarillo intenso, que la hace fácilmente identificable aún a distancia de los afloramientos, 2) el importante dominio de las sedimentitas de grano fino, en especial limolitas y arcilitas poco consolidadas y 3) la existencia de minerales arcillosos de hierro (limonitas y parcialmente hematita) en toda la sucesión.

La unidad presenta un espesor mínimo de 70 m (base cubierta) y una reducida extensión areal, consecuencia directa (como veremos luego) del origen de estos sedimentos.

El levantamiento detallado de tres secciones estratigráficas (puntos 1, 2 y 3, Fig. 1) ha permitido reconocer la existencia de tres asociaciones de litofacies y comprobar importantes variaciones faciales en la unidad, especialmente entre los puntos 1 y 3 (véase Fig. 2). A continuación se describen las características principales de cada asociación:

Asociación de litofacies A: Bien representada en la sección 1 (Fig. 2), corresponde a los depósitos más gruesos encontrados en la Formación. Se trata de brechas y conglomerados, en su mayoría macizos, con clastos de hasta un metro de diámetro máximo (Fig. 3a), de rocas ígneas ácidas o mesosilícicas y metamorfitas de la Formación Negro Peinado. La matriz es arenosa fina o limosa, de color pardo claro.

Hemos reconocido tres tipos de litofacies principales dentro de esta asociación (Tabla 1): brechas matriz-sostenidas macizas (Bmm), brechas clasto-sostenidas estratificadas (Bcs) y conglomerados clasto-sostenidos estratificados (Gcs). La litofacies Bmm está caracterizada por la angularidad de los clastos y la falta total de estratificación (Fig. 3b). En lo que hace a las brechas (Bcs) y conglomerados (Gcs), muestran como rasgo de estratificación el desarrollo de capas frontales de gran porte que inclinan aguas arriba del río Amarillo en un ángulo ligeramente superior a los 6 grados (Fig. 3c).

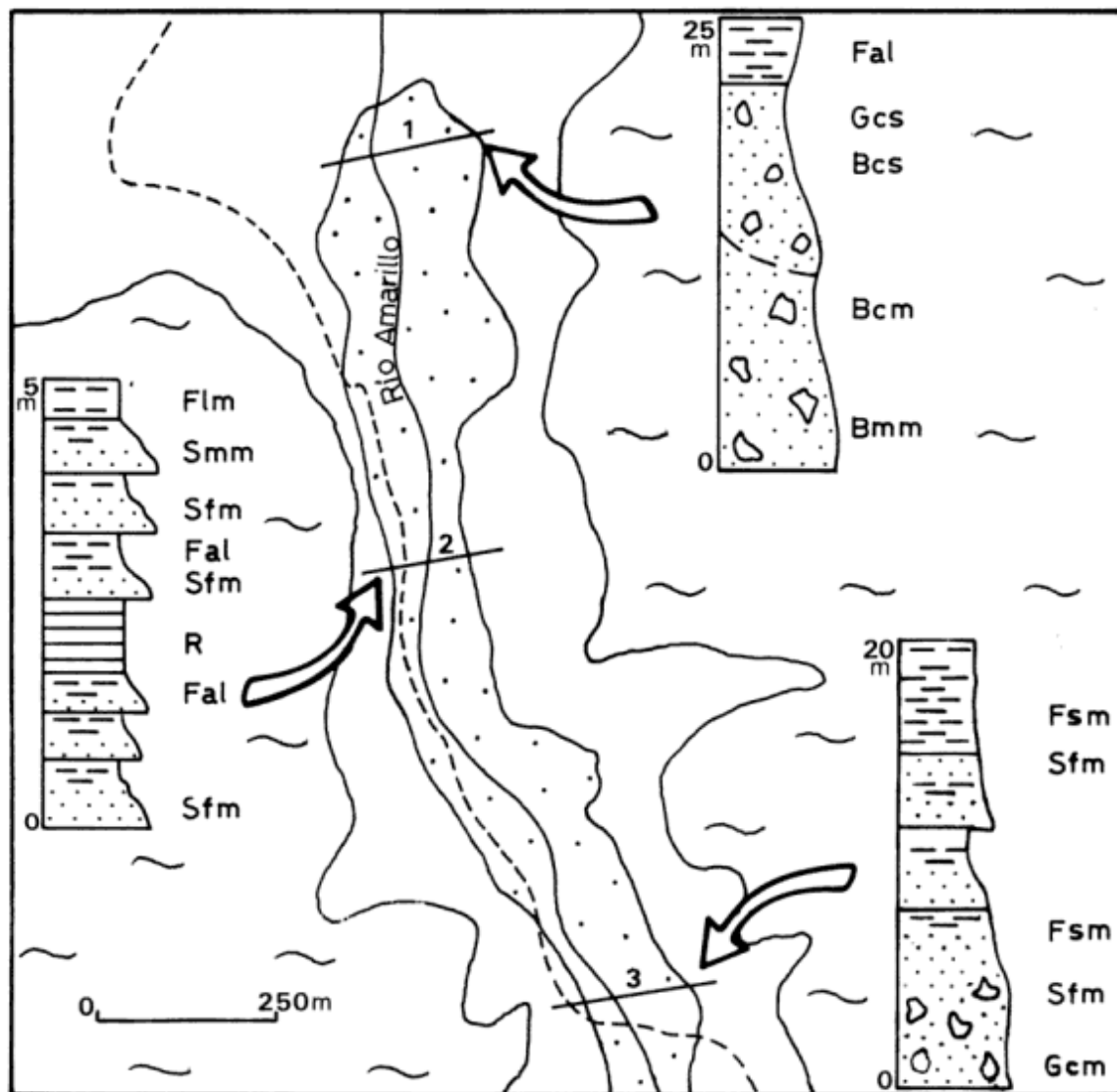


Figura 2: Ubicación y perfiles esquemáticos de las asociaciones de litofacies reconocidas en la Formación Corral Amarillo.

Asociación de litofacies B: Expuesta en la sección 2 (Fig. 2) esta asociación está formada por areniscas (principalmente finas y medianas) y pelitas (limolitas y arcilitas en proporción aproximadamente equivalente). Los conglomerados y las brechas descriptos en la asociación A faltan sistemáticamente en la aquí considerada.

Sobre la base del levantamiento de varias secciones estratigráficas sobre la margen derecha del río, hemos identificado un total de cinco litofacies como las principales componentes de esta asociación. Dentro de las psamitas existen dos tipos bien diferenciados, por un lado areniscas finas y muy finas, de color gris azulado, generalmente macizas muy raramente laminadas (Sfm) y por el otro areniscas medianas, hasta gruesas, también macizas, que muestran como rasgo distintivo la existencia de guijas y guijarros dispersos en la base de los bancos (Smm).

En lo que respecta a las pelitas, y teniendo en cuenta su textura y color, las hemos separado en dos litofacies: a) Flm representada principalmente por limolitas, gris azuladas, macizas. Estas rocas presentan por regla general bajo tenor de óxidos de Fe (menor al 8%, Tabla 2); b) Fal: pelitas (principalmente arcilitas), amarillas hasta anaranjadas, con buen desarrollo de laminación horizontal. Esta litofacies presenta alta proporción de óxidos de Fe (superior al 13%, Tabla 2) y forma parte de los niveles explotados en el yacimiento.

Finalmente, una quinta litofacies (R) está conformada por ritmitas, que resultan de una delicada alternancia de láminas milimétricas de arcilitas amarillentas y limolitas gris azuladas.

La litofacies Smm es la que conforma bancos más gruesos (de hasta 25 centímetros de espesor), mientras que el resto de las litofacies muestran estratos de espesor inferior a los 9 centímetros.

Estudios de ciclicidad realizados en esta asociación permiten destacar las siguientes características en la

disposición vertical de los diferentes tipos de rocas:

1) La litofacies Smm aparece estrechamente vinculada a Sfm, siendo cubierta por ésta en un 90% de los casos. Por otro lado, la litofacies Sfm es sucedida en un 70% de las transiciones por Flm, conformando secuencias del tipo Smm---Sfm---Flm (Fig. 4).

2) A partir de Flm no existe tendencia clara en la distribución de las litofacies, ya que Flm puede ser cubierta indistintamente por Fal, R o incluso Smm, en este último caso iniciando un nuevo ciclo. El espesor total de cada secuencia elemental no supera los 30 centímetros ni es inferior a 15 centímetros.

3) Determinados tramos estratigráficos muestran otros tipos de ciclicidad diferentes a los descriptos. Por ejemplo, alternancia rítmica del tipo R---Fal---R---Fal (Fig. 4). En este caso el espesor promedio de cada par es inferior a los 8 centímetros.

Asociación de litofacies c: Esta asociación conforma el extremo sur de los afloramientos de la Formación Corral Amarillo (sección 3 de la Fig. 2) y está básicamente integrada por cuatro litofacies. Fsm representa las rocas de granulometría más fina. Se trata de limolitas arenosas, pobremente consolidadas, de color amarillo, que pueden contener clastos desperdigados de hasta 6 mm de diámetro. Los bancos son tabulares de base plana y macizos. De similares características la litofacies Sfm muestra mayor participación de fracción arena (arena fina o mediana) y color amarillo pálido. Aparecen también aquí clastos aislados, aunque de diámetro mayor (hasta 30 mm). Existe una gradación continua entre Fsm y Sfm y todos los tipos intermedios pueden ser encontrados.

En asociación con las litofacies descriptas existe un conspicuo conjunto de ortoconglomerados polimícticos a oligomícticos, clasto-soportados y macizos (Gcm), dominados por clastos (subredondeados de hasta 12 cm de diámetro máximo) de pizarras y filitas de la Formación

Tabla 1: Código de litofacies identificadas en la Formación Corral Amarillo. Los valores en por ciento indican la participación relativa de las distintas litofacies en cada asociación.

Asociación A		
Bmm	Brechas matriz-sostenidas macizas	70%
Bcs	Brechas clasto-sostenidas estratificadas	20%
Gcs	Conglomerados clasto-sostenidos estratificados	10%
Asociación B		
Sfm	Areniscas finas macizas	25%
Smm	Areniscas medianas macizas	35%
Flm	Pelitas (limolitas) macizas	18%
Fal	Pelitas (arcilitas) laminadas	15%
R	Ritmita	7%
Asociación C		
Fsm	Pelitas arenosas macizas	38%
Sfm	Areniscas limosas macizas	45%
Gcm	Conglomerados clasto-sostenidos macizos	12%
Bcm	Brechas clasto sostenidas macizas	5%

Negro Peinado junto a menor proporción de cuarzo y granitoides. Estas rocas muestran matriz arenosa mediana y se estratifican en bancos de unos 30 cm de espesor.

Finalmente, distribuidas irregularmente en la asociación existen potentes niveles lenticulares (hasta 100 cm) de brechas clasto-soportadas (Gcm), macizas, con individuos angulosos de hasta 20 cm de diámetro exclusivamente de la Formación Negro Peinado.

Modelo paleoambiental

La Formación Corral Amarillo representa la sedimentación que tuvo lugar en un estrecho cuerpo de agua formado durante el Cuaternario (probablemente Pleistoceno) como resultado del endicamiento del río Amarillo. Este endicamiento produjo un pequeño y elongado lago intramontano, para el que calculamos una extensión mínima de 1,8 km en dirección paralela al río y 0,7 km en sentido perpendicular. No obstante su reducido tamaño se acumularon en esta pequeña cuenca no menos de 70 metros de sedimentos.

El origen lacustre de la Formación es evidente debido a la excelente exposición de los afloramientos que permite reconstruir buena parte del paleolago. Dentro de este

contexto la asociación A, caracterizada por la granulometría gruesa de sus rocas, representa sedimentos originados por un flujo en masa proveniente de la ladera este del paleovalle, el que produjo el endicamiento del río Amarillo y la subsecuente formación del lago. En este sentido la litofacies Bmm corresponde estrictamente al episodio de deslizamiento y se caracteriza por el aspecto caótico del depósito, la angularidad de los clastos y el gran tamaño de algunos de ellos. Por otro lado las litofacies Bcs y Gcs resultarían de la resedimentación, por flujos de gravedad, de parte del material previamente deslizado. Estos flujos gravitacionales secundarios, alineados paralelos al valle pero en dirección aguas arriba del río Amarillo, se desarrollaron favorecidos por la combinación de un talud inestable con elevada pendiente (resultado del deslizamiento previo), socavamiento por oleaje sobre material inconsolidado y saturación por agua de sedimentos sumamente porosos ("lubricación" cf. Pomeroy 1982; Smith 1986; Besly y Collinson 1991). Así se formaron brechas y conglomerados que desarrollaron imperfectas capas frontales con inclinaciones de unos 6° río arriba (Fig. 3c), es muy probable que cada una de estas capas corresponda a un episodio discreto de flujo de detritos. La asociación B representa sedimentos lacustres profundos. En ellos las secuencias del tipo Smm---Sfm---Flm son interpretadas como eventos de alto aporte clástico al sistema. Es muy probable

Tabla 2: Análisis químicos correspondientes a pelitas de la Formación Corral Amarillo (m1-m2-m3), arcillas transportadas actualmente por el río Amarillo (m4) y composición del agua del citado río (m5).

Elemento	m1	m2	m3	m4			
SiO ₂	48,50	56,93	51,24	33,62			
Al ₂ O ₃	15,03	16,50	20,10	12,94			
TiO ₂	0,59	0,68	0,69	0,48			
P ₂ O ₅	0,24	0,11	0,12	0,25			
Fe ₂ O ₃	14,52	6,44	12,03	20,43			
FeO	1,15	1,02	1,20	0,97			
Na ₂ O	1,14	1,02	1,10	0,70			
K ₂ O	2,88	4,19	3,67	2,75			
CaO	0,55	0,29	0,25	0,25			
MgO	2,00	2,07	1,74	0,87			
CO ₂	5,84	5,09	5,30	5,07			
H ₂ O-	3,50	2,22	2,37	4,25			
H ₂ O+	4,50	2,78	1,60	15,80			
MnO	0,07	0,16	0,12	0,08			
Textura	limolita	limolita	arcilita	arcilita			
Agua río Amarillo (m5)							
PPM	CO ₃ ²⁻ ---	CO ₃ H ⁻ ---	Cl ⁻ 818	SO ₄ ²⁻ 403	Ca ²⁺ 34	Mg ²⁺ 18	Fe 2

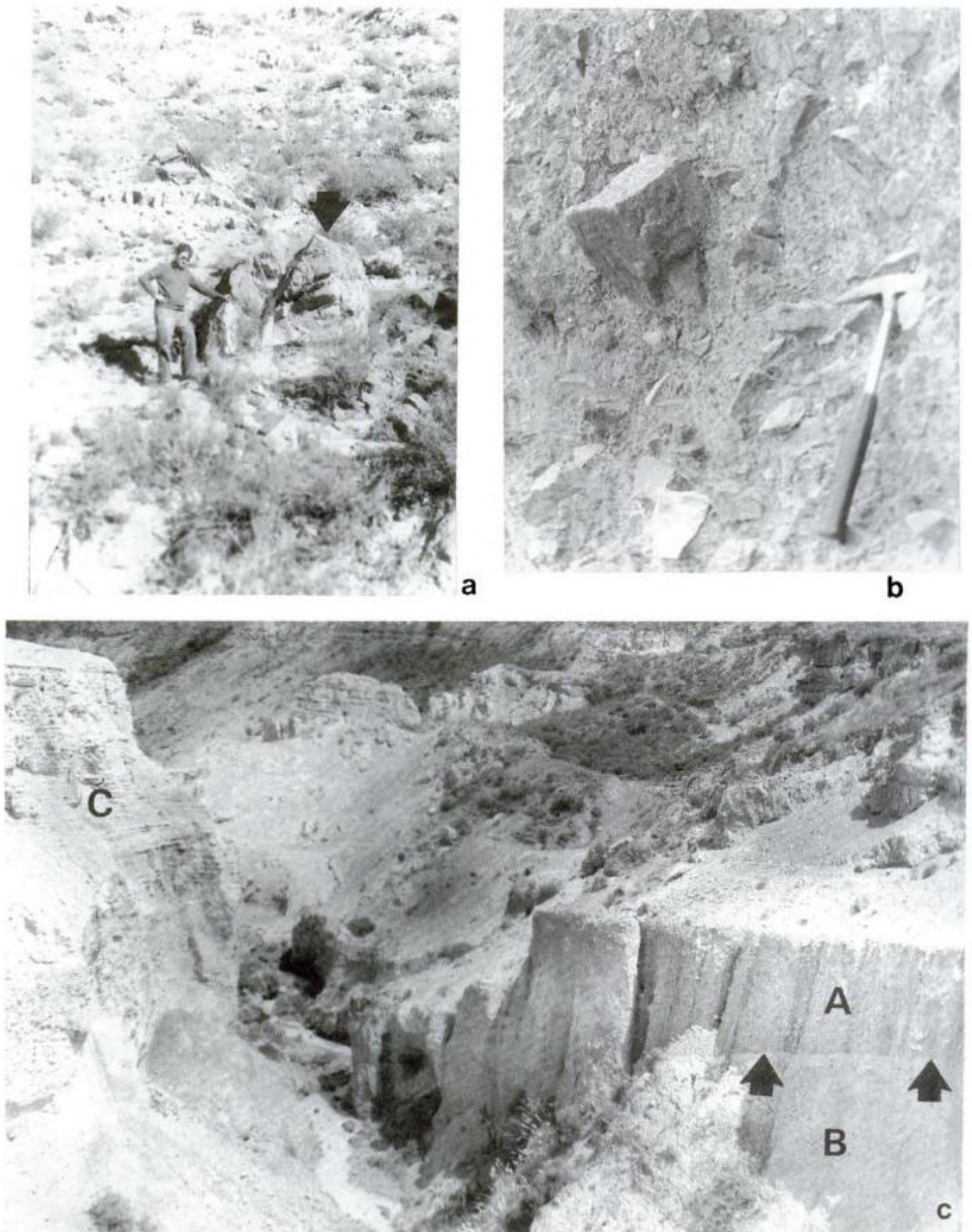


Fig. 3: a, Aspecto de la litofacies Bmm en proximidades del cierre de endicamiento, obsérvese clastos de más de un metro y medio de diámetro máximo. b, Detalle de la litofacies Bmm en cortes a lo largo del valle del río Amarillo. Obsérvese el aspecto brechoso del depósito la falta total de estratificación y su carácter matriz-soportado. c, Contacto entre las litofacies Bmm (B en la foto) y Gcs (A en la foto). Obsérvese cómo la paleosuperficie de contacto (señalada por flechas en la foto) inclina aguas arriba del río Amarillo originando capas frontales que buzcan con bajo ángulo en esa dirección. La letra C muestra afloramientos de Fal y Sfm las que traslapan a las litofacies antes mencionadas indicando un progresivo aumento del nivel del lago.

que estas secuencias representen turbiditas lacustres como las descritas por Link y Osborn (1978), Sturm y Matter (1978); Limarino y Césari (1988) y Johnson y Ng'ang'a (1990) entre otros. Sin embargo, es evidente que en el caso aquí considerado no existe el arreglo de estructuras sedimentarias característico de las turbiditas clásicas (Bouma 1962), mostrando los ciclos elementales un bajo grado de organización (en el sentido de Pickering *et al.* 1986) asemejándose a la facies tgSM de Ghibaudo (1992). Por lo expuesto las secuencias del tipo Smm---Sfm---Flm se asemejan a las denominadas "turbiditas inmaduras" (Walker 1965; Walton 1967) las que probablemente representen una transición entre aquéllas generadas por corrientes de turbidez de alta densidad y flujo de detritos areno-pelíticos (cf. Pickering *et al.* 1986). Este origen permite explicar el carácter macizo de la mayoría de las litofacies (sólo interrumpido ocasionalmente por una incipiente gradación normal en la litofacies Smm) y la existencia de restos de hojas muy bien conservadas en la base de los estratos. Este último rasgo sugiere (al menos para la base de la corriente) la existencia de flujos relativamente cohesivos que inhibieron el desarrollo de alta turbulencia capaz de destruir los delicados restos vegetales.

En lo que respecta al origen de las turbiditas aquí analizadas, es probable sean el resultado de grandes avenidas producidas luego de lluvias excepcionales. Bajo tales condiciones la alta densidad de las aguas que fluyen al sistema lacustre favorece el desarrollo de flujos hiperpícnicos (Bates 1953; Wright 1977) capaces de generar turbiditas de alta densidad como las citadas por Sturm y Matter (1978) y Anadón (1989).

En contraposición Fal fue muy probablemente originada a partir de la decantación de material fino contenido en suspensión en el lago. La interpretación de la litofacies R es algo más compleja, esta litofacies incluye

básicamente la repetición cíclica y alternante de dos tipos de láminas diferenciadas en granulometría y color: la más clara (amarillenta) de naturaleza arcillosa y la más oscura (gris azulada) limosa. La capa clara es probable tenga un origen similar a la litofacies Fal, es decir represente la decantación "permanente" de material fino, mientras que la capa oscura recuerda al término Flm del ciclo correspondiente al desarrollo de corrientes densas de fondo. De esta forma el término fino (claro) de la litofacies R podría resultar de la decantación de material fino llevado por flujos superficiales o subsuperficiales (*overflows* o *interflows*) al interior de la cuenca lacustre. Estos flujos se generan durante períodos de baja descarga fluvial, cuando las aguas aportadas tienen menor densidad que las del lago (Gustavson 1975; Sturm y Matter 1978; Krzyszkowski 1993, Katz 1990). Por el contrario el término grueso (oscuro) podría haber sido generado por corrientes de turbidez distales (como las consideradas por Allen y Collinson 1986), o quizás, con mayor probabilidad, por flujos de fondo del tipo *underflows* (Pharo y Carmack 1979; Lambert y Hsu, 1979; Smith 1986; Krzyszkowski 1993). En este sentido, es destacable que el mayor espesor de la capa limosa (sobre la arcillosa) y su estructura maciza, asemejan a las ritmitas aquí tratadas al tipo 3 de Ashley (1975). Este autor interpretó a tales ritmitas como formadas en áreas próximas a la desembocadura de ríos por la acción alternante de *underflows* (o turbiditas de baja densidad) y decantación de material fino.

Por último la asociación C corresponde a depósitos marginales del lago, pero ubicados en el extremo opuesto al endicamiento (Fig. 5). La litofacies Gcm representa los sedimentos transportados como carga del lecho por el río Amarillo, y depositados en la periferia del lago como barras fluviales, rellenos de piso de canal (*channel lag*) y eventualmente barras de desembocadura. Cubriendo, y vinculados estrechamente a estos depósitos, se disponen las litofacies de granulometría más fina (Sfm, Fsm) conformando un único ciclo marcadamente grandecreciente. En nuestra interpretación la secuencia descrita conforma un alociclo limitado por dos superficies de discontinuidad. La inferior corresponde al piso del lago y la superior representa la superficie correlativa con la ruptura del endicamiento; entre ambas, y al aumentar progresivamente el nivel del agua se produjo la continua retrogradación del sistema costero originando el ordenamiento grandecreciente arriba citado.

Finalmente la litofacies Bcm es genéticamente distinta a las inmediatamente consideradas, ya que en nuestra opinión se trata de brechas generadas por aporte lateral desde las laderas del valle y por lo tanto no representan sedimentos del río Amarillo. Esta interpretación es sustentada por: 1) la naturaleza angulosa de los clastos, 2) su composición oligomíctica (fragmentos de la Formación Negro Peinado exclusivamente), 3) el carácter macizo de la estratificación, 4) la forma lenticular

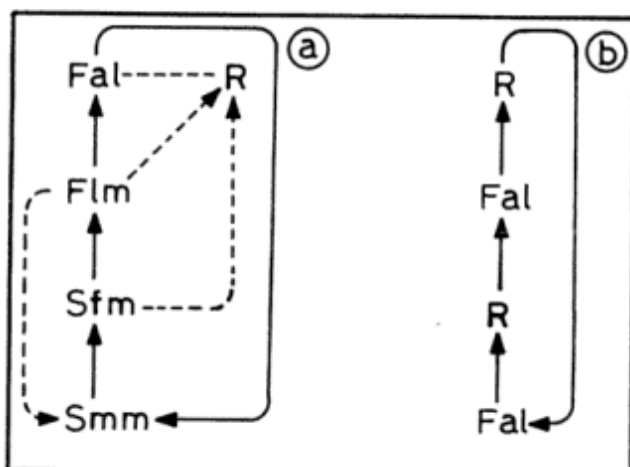


Figura 4: Resultado de los estudios de ciclicidad realizados en la asociación de litofacies B (cadenas a y b).

de los bancos y la 5) la falta casi total de material limonítico en la matriz.

Origen del yacimiento

Planteado el modelo paleoambiental para la Formación Corral Amarillo, nos referiremos ahora al origen de la acumulación de óxidos e hidróxidos de hierro en determinados niveles de la Formación.

Como ya se ha indicado las limonitas y hematita aparecen siempre concentradas en la litofacies Fal y con menor frecuencia en R; en otras palabras, la formación de ocre hematítico se encuentra limitada a facies lacustres (*sensu stricto*), preferentemente profundas y de baja energía. Similares condiciones de acumulación de minerales de hierro en finas láminas, originando en ocasiones ritmitas lacustres, han sido citadas por Anthony (1977), Müller (en Reineck y Singh 1980:254) y Dickinson (1988) entre otros. Estos ejemplos no sólo incluyen a limonitas (o hematita) sino también a siderita (por precipitación química en lagos meromícticos) y pirita (en fondos lacustres con condiciones de periódica anoxia, a veces con participación biológica).

En nuestro caso, debe ser descartada la precipitación química y la actividad biogénica para la acumulación del hierro, como así también la alteración intraestratal

(postdeposicional) de silicatos de hierro con la posterior formación de ocre autigénicos. Lo dicho se basa en: 1) la extremadamente baja solubilidad del Fe_3 en lagos oxigenados (Livingstone 1963; Turner 1980) o a Ph superiores superiores a 3 (Smirnov 1976), 2) la falta de oolitas, pisoolitas u otras estructuras vinculadas a precipitación; 3) la existencia de pigmento férrico en la mayoría de las litofacies lacustres; 4) la ausencia de evidencias de actividad biológica significativa y 5) no haber encontrado estados intermedios de alteración intraestratal de silicatos. Por otro lado la falta de correlación entre los porcentajes de Fe y Mn en las muestras analizadas (Tabla 2), tampoco sugiere que la precipitación química haya jugado un papel importante. En este sentido, y debido al similar patrón de solubilidad del Fe y Mn en facies lacustres (Livingstone 1963; Mortimer 1971), la precipitación química debería originar un mayor porcentaje de Mn en la litofacies Fal (Fe total 13,23%) que en la Flm (Fe total 7,64%) contrariamente a lo que en realidad ocurre (véase Tabla 2).

Nosotros suponemos como más probable un origen detrítico para la limonita, este origen permitiría explicar la concentración de ocre en determinados niveles, la presencia de pigmento en la mayoría de las litofacies de las asociaciones C y B, y la falta total de limonitas en la facies A. De acuerdo a nuestra interpretación, la génesis sugerida puede ser resumida como sigue:

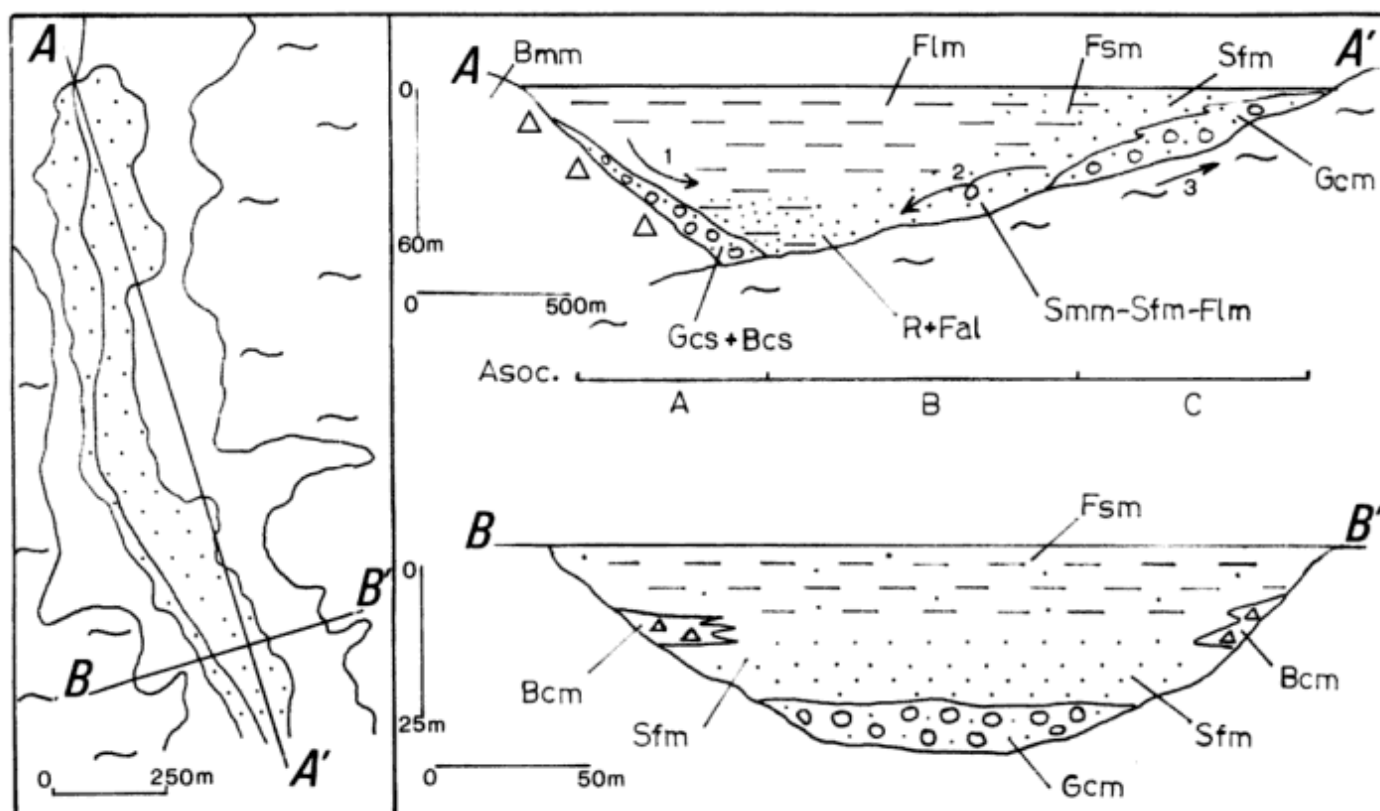


Figura 5: Modelos de distribución de litofacies en el paleolago, A-A' y B-B' señalan la orientación de los cortes y el código de litofacies es mostrado en la Tabla 1. La flecha 1 indica la dirección a favor de la cual se desarrollaron los flujos de gravedad posteriores al endicamiento, 2 señala la orientación de las turbiditas y flujos de fondo lacustres y finalmente 3 muestra el sentido de retrogradación costera.

1) Alteración de minerales de hierro (silicatos, sulfuros etc.) en el área fuente y formación de limonitas.

2) Transporte fluvial de las limonitas como partículas discretas tamaño arcilla o limo fino.

3) Dispersión y sedimentación de las limonitas en el sistema lacustre.

En lo que respecta al primer punto, el río Amarillo tiene cabeceras en la parte más alta de los Nevados del Famatina y recibe sedimentos del importante distrito minero allí ubicado, el que muestra extendidas zonas de alteración y yacimientos de hierro. De esta forma, el área en cuestión proveería los óxidos hidratados de hierro, los que serían transportados (como partículas clásticas) por el río al lago. Allí, como resultado de los diferentes mecanismos de transporte y depositación, se produjo una marcada segregación granulométrica que condujo a la formación de niveles arcillosos moderadamente bien seleccionados y consecuentemente ricos en limonitas.

La hipótesis presentada es consecuente con el hecho de que en las facies B y C la arcilla limonítica está dispersa en casi todas las litofacies, sea formando parte de la matriz de pefitas (Gcm) o mezclada con material arenoso y guijas (Sfm, Fsm, Sfl, Smm). Sólo en aquellos casos en los que los mecanismos de transporte-depositación permitieron la acumulación de horizontes arcillosos se produjo la concentración de ocre hematítico (Fal y R).

A fin de probar el modelo propuesto fueron obtenidas muestras de: 1) pelitas de la Formación Corral Amarillo (m1-m2-m3), 2) arcillas transportadas actualmente por el río Amarillo (m4) y agua del citado río (m5). Todas éstas fueron analizadas químicamente (Tabla 2) con el objeto de obtener el porcentaje total de hierro contenido en ellas. En el caso de las pelitas pertenecientes a la Formación Corral Amarillo se seleccionaron tres muestras representativas de distintas litofacies incluidas en la asociación B. La m1 se trata de una pelita gris amarillenta perteneciente a la litofacies R, la m2 de una limolita gris azulada (Flm) y m3 es una arcilita amarilla (Fal). Por lo tanto las muestras 1 y 3 representan los niveles explotados en el yacimiento, los que muestran tenores de hierro elevados, cercanos al 15% (Tabla 2) y por lo tanto pueden ser considerados verdaderas pelitas ferruginosas (Boggs 1992). En contraposición, m2 representa litofacies formadas en más altas condiciones de energía y presenta marcada disminución en la cantidad de Fe total (7,46%) valor que puede ser considerado normal en este tipo de rocas.

La proporción del resto de los elementos mayoritarios (Tabla 2) se mantiene dentro de los valores promedios de pelitas (Shaw 1956; Ronov y Migdisov 1971; Boggs 1992) con la excepción de un relativamente elevado porcentaje de CO₂. Este último, debería interpretarse como el resultado de la existencia de materia orgánica en las rocas analizadas, y no ser vinculado a la presencia de cemento carbonático teniendo en cuenta la baja proporción de

OCa (menor a 0,55%) que presentan las muestras analizadas.

En otras palabras, los valores enunciados demuestran una más alta proporción de Fe en aquellas muestras depositadas por decantación o corrientes tractivas de muy baja energía (Fal y R). Por el contrario cuando la energía aumenta se incrementa la mezcla con minerales no ferrosos (por ejemplo Flm) y consecuentemente disminuye la cantidad de Fe total, aumentando la sílice y el potasio.

Pero sin dudas es la muestra 4, proveniente de arcillas que actualmente transporta el río Amarillo, la que justifica plenamente el origen detrítico del hierro. La citada muestra presenta una significativa proporción de limonitas detríticas y un porcentaje de Fe total cercano al 20%. Por lo tanto, queda demostrado que actualmente el río transporta arcillas de características semejantes a las de la Formación Corral Amarillo, aunque al no existir hoy un ambiente lacustre propicio para la decantación de la limonita, la misma es transportada aguas abajo y mezclada con otros minerales detríticos en la planicie aluvial.

Asimismo, la proporción de 2 ppm obtenida en el análisis del agua del río Amarillo (Tabla 2) se mantiene dentro de valores normales y lleva por lo tanto a descartar que el hierro haya sido transportado por solución y luego precipitado. Un mecanismo difícil de aplicar en secuencias continentales debido a la muy baja solubilidad del Fe³⁺ (Garrels y Christ 1965; Smirnov 1976; Turner 1980).

Consideraciones finales

Teniendo en cuenta la información presentada podemos extraer las siguientes conclusiones:

1. El yacimiento de ocre hematítico de Corral Amarillo es de origen sedimentario y fue formado en un reducido cuerpo lacustre originado durante el Pleistoceno como resultado del endicamiento del río Amarillo.

2. Se supone un origen detrítico para los ocre hematíticos. El material provendría de zonas de alteración ubicadas en los Nevados del Famatina y tras sufrir breve transporte habría sido depositado en el lago.

3. Los niveles con importancia económica se encuentran en facies lacustres profundas (asociación B), específicamente en las litofacies Fal y R descritas en este trabajo. La decantación de arcillas limoníticas durante períodos de baja energía fue un factor crítico para la concentración del hierro en los niveles citados.

Para finalizar es interesante realizar algunas reflexiones acerca del color de la Formación Corral Amarillo y su probable evolución en el tiempo. Su color amarillo es el resultado de la existencia de variables cantidades de limonita distribuida a través de casi toda la Formación. Las limonitas tienen gran poder

pigmentante, aún en bajas concentraciones (Franke y Paul 1980; Mc Pherson 1980; Limarino *et al.* 1987) y como ya ha sido demostrado su deshidratación diagénética produce hematita, principal agente pigmentante de los *red beds*.

El caso aquí tratado ilustra una secuencia rica en óxidos de hierro que ha sufrido sólo incipiente diagénesis y muy somero sepultamiento, lo que nos permite examinar las características de una sucesión que representa el estado "juvenil" de una futura secuencia de bancos rojos (cf. Walker 1967, Zielinski *et al.* 1983). En otras palabras, transcurrido suficiente tiempo y bajo condiciones diagénéticas apropiadas, la mayor parte de las limonitas deshidratarán y se transformarán en hematita, convirtiendo a la Formación Corral Amarillo en una secuencia de *red beds*. Este proceso ya ha comenzado a producirse en la unidad y es el responsable del color rojizo-anaranjado que muestran las litofacies con alta proporción de hematita (Fal y parcialmente R). En estos casos nosotros consideramos a la hematita como un producto diagénético (y no clástico) producido por la deshidratación de las limonitas. Finalmente, es importante destacar que las condiciones de muy baja diagénesis, que evidentemente muestra la Formación Corral Amarillo, no son obstáculo para la transformación de limonita en hematita aquí postulada. En este sentido varios autores han demostrado que la hematita es capaz de formarse por deshidratación de limonitas en condiciones de muy baja diagénesis (Schmalz 1959; Walker 1967; Berner 1969), e incluso bajo condiciones de exposición subaérea en climas sumamente secos y cálidos (Berner 1969; Walker 1979; El Baz y Prestel 1981).

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires el apoyo brindado durante el desarrollo de los trabajos de campo y gabinete. Del mismo modo al Laboratorio de Análisis de Rocas del Departamento de Geología por la realización de los análisis químicos. Finalmente a los árbitros por sus constructivas y valiosas observaciones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen P. y Collinson, J., 1986. Lakes. En: Reading, H. (Ed.): Sedimentary environments and facies. 2ª edición. Blackwell: 63-94.
- Anadón, P., 1989. Lagos. En: Arche, A. (Ed.): Sedimentología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid: 219-270.
- Angeles, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. I, Yacimientos Metalíferos. Museo de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Buenos Aires.
- Anthony, I., 1977. Iron-rich rhythmically laminated sediments in Lake of the Clouds, northeastern Minnesota. *Limnology and oceanography* 22 (1): 45-54.
- Ashley, G.M., 1975. Rhythmic sedimentation in glacial lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut. En: Jopling, A. y Mc Donald, B. (Eds.): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Publicación especial SEPM 23: 304-320.
- Bates, C., 1953. Rational theory of delta formation. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 37: 2119-2162.
- Berner, R., 1969. Goethite stability and the origin of red beds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33: 267-273.
- Besly, B.M. y Collinson, J.D., 1991. Volcanic and tectonic controls of lacustrine and alluvial sedimentation in the Stephanian coal-bearing sequence of the Malpás-Sort Basin, Catalanian Pyrenees. *Sedimentology*, 38: 3-26.
- Boggs, S., 1992. Petrology of sedimentary rocks. Macmillan, 706 p. New York.
- Bouma, A., 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits: A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, 168 p.
- Dickinson, K., 1988. Paleolimnology of Lake Tubutulik, an iron meromictic Eocene lake, eastern Seward Peninsula, Alaska. *Sedimentary Geology* 54: 303-320.
- El Baz, F. y Prestel, D., 1981. Coating on sand grains from southwestern Egypt. *Annals of the Geological Survey of Egypt*: 175-188.
- Franke, W. y Paul, J., 1980. Pelagic red beds in the Devonian of Germany-Deposition and diagenesis. *Sedimentary Geology* 25: 231-256.
- Gaidano, D., 1989. Contribución al conocimiento geológico del valle del Río Amarillo entre el Portezuelo Blanco y las Cuevas de Noroña, Sa. del Famatina, provincia de La Rioja. Trabajo Final de Licenciatura, Dto. Geología, Universidad de Buenos Aires. (Inédito).
- Garrels, R. y Christ, C., 1965. Solutions, minerals and equilibria. Harper y Row, 450 p. New York.
- Ghibaudo, G., 1992. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology* 39: 423-454.
- Gustavson, T., 1975. Sedimentation and physical limnology in proglacial Malaspina Lake, Southeastern Alaska. En: Jopling, A. y Mc Donald, B. (Eds.): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. SEPM Special Publication 23: 304-320.
- Johnson, T.C. y Ng'ang'a, P., 1990. Reflections on a rift lake. En: Katz, B. (Ed.): Lacustrine basin exploration, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 50: 113-136.
- Katz, B.J., 1990. Controls on distribution of lacustrine source rocks through time and space. En: Katz, B. (Ed.): Lacustrine basin exploration. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 50: 61-76.
- Krzyszowski, D., 1993. Pleistocene glaciolacustrine sedimentation in a tectonically active zone, Kleszczów graben, central Poland. *Sedimentology*, 40: 623-644.
- Lambert, A.M. y Hsu, K., 1979. Non-annual cycles of varve-like sedimentation in Walensee, Switzerland. *Sedimentology* 26: 453-462.
- Limarino, C., Morelli, J. y Alonso, S., 1987. El color rojo de la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico): su origen y probable significado. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología, Revista* 18 (1-4): 1-10.
- Limarino, C. y Césari, S., 1988. Paleoclimatic significance of the lacustrine Carboniferous deposits in northwest Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, 65: 115-131.
- Link, M. y Osborn, R., 1978. Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group; Ridge Basin, California. En: Matter, A. y Tucker, M. (Eds.): Modern and ancient lake sediments. Special Publication, International Association of Sedimentology 2: 169-187.
- Livingstone, D.A., 1963. Data of geochemistry. Chemical composition of rivers and lakes. United States Geological Survey, Professional Paper 440-G: 1-64.

- Mc Pherson, G., 1980. Genesis of variegated red beds in the fluvial Aztec silstones (Late Devonian), Southern Victoria Land Antarctica. *Sedimentary Geology*, 27: 119-142.
- Mortimer, C.H., 1971. Chemical exchanges between sediments and water in the Great Lakes. Speculations on probable regulatory mechanisms. *Limnology and Oceanography*, 16: 387-404.
- Pharo, C.H. y Carmack, E.C., 1979. Sedimentation processes in a short residence-time intermontane lake, Kamloops Lake, British Columbia. *Sedimentology* 26: 453-462.
- Pickering, K.; Stow, D.; Watson, M. y Hiscott, R., 1986. Deep water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, 23 (2): 75-174.
- Pomeroy, J., 1982. Landslides in the Greater Pittsburgh region, Pennsylvanian. United States Geological Survey, Professional Paper 1229: 1-48.
- Reineck, H.E. y Singh, I.B., 1980. Depositional sedimentary environments. 2da. edición, Springer-Verlag. 549 p.
- Ronov, A. y Migdisov, A., 1971. Geochemical history of the crystalline basement and sedimentary cover of the Russian and North American platforms. *Sedimentology*, 16: 137-185.
- Schmalz, R., 1959. A note on the system $Fe_2O_3-H_2O$. *Journal of Geophysical Research*, 64: 575-579.
- Shaw, D., 1956. Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry. *Geological Society America, Bulletin*, 67: 919-934.
- Smirnov, V., 1976. Geology of mineral deposits. MIR, 520 p. Moscú.
- Smith, R., 1986. Sedimentation and paleoenvironments of Late Cretaceous Crater-Lake deposits in Bushmanland, South Africa. *Sedimentology*, 33: 369-386.
- Sturm, M. y Matter, A., 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. En: Matter, A. y Tucker, M. (Eds.): *Modern and ancient lake sediments*. Special Publication, International Association of Sedimentology, 2: 147-168.
- Turner, J.C., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra del Famatina y adyacencias (La Rioja). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 42: 77-126.
- Turner, J.C., 1962. Las Sierras Traspampeanas como unidad estructural. *Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, Anales* 2: 387-402. Buenos Aires.
- Turner, J.C., 1971. Descripción geológica de la Hoja 15d. Famatina. *Secretaría de Minería, Boletín* 126.
- Turner, P., 1980. Continental red beds. *Developments in Sedimentology*, 29, Elsevier, 562 p.
- Walker, R., 1965. The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. *Proceedings Yorkshire Geological Society*, 35: 1-32.
- Walker, T., 1967. Formation of red beds in modern and ancient deposits. *Geological Society America Bulletin*, 78 (3): 353-368.
- Walker, T. 1979. Red color in dune sand. En Mc Kee E. (editor). *A study of global sand seas*. Geological Survey, Professional Paper 1052: 61-82.
- Walton, E., 1967. The sequence of internal structures in turbidites. *Scotland Journal of Geology* 3: 306-317.
- Wright, L., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geological Society America Bulletin*, 88: 857-868.
- Zielinski, R.; Bloss, S. y Walker, T., 1983. The mobility and distribution of heavy metals during the formation of first cycle red beds. *Economic Geology*, 78: 1574-1589.

Recibido: 27 de setiembre, 1993

Aceptado: 1° de junio, 1994

Forma de rodados de ambientes glaciogénicos del Pleistoceno y costeros actuales del lago Fagnano, Tierra del Fuego

Gustavo G. BUJALESKY¹, Andrea M. CORONATO¹, Claudio E. ROIG² y Jorge O. RABASSA¹

¹CONICET, Centro Austral de Investigaciones Científicas, c.c.92, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina

²Cátedra de Geografía Física, Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco", Sede Ushuaia, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego

ABSTRACT. *Pebble shape of Pleistocene glaciogenic and modern coastal sedimentary environments of Lago Fagnano, Tierra del Fuego.* A Pleistocene proglacial deltaic sequence is exposed at the southeastern end of Lago Fagnano. Deltaic facies rest above a basal till and are related laterally with a flow till to their proximal section. The delta consists of silty bottomset beds with intercalations of gravel layers (one of them dune shaped), cross-stratified foreset beds are formed by medium-coarse and medium-fine gravel layers, and horizontally stratified topset gravel beds. Pebble shapes of flow till, deltaic facies and Lago Fagnano beach were analyzed. Two indexes of shape differentiation and concentration (IDF and ICF) are presented in this contribution. Low IDF values were observed comparing environments where transport processes were either sliding or rolling motions. High IDF values resulted from the comparison of sliding versus rolling motion environments. From the combined use of these indexes it is concluded that medium-coarse gravel foreset layers were deposited under ordinary hydrodynamic condition and the medium-fine ones under episodic high energy flow conditions corresponding to significant melting water discharge. The highest ICF, obtained for medium-coarse gravel layers, imply selective transport of pebbles. Pebble shape and size similarities of medium-fine foreset gravel layers and gravel intercalations in prodelta silts suggest a genetic relationship. Shape analyses of Lago Fagnano berm and toe beach pebbles showed positive Oblate-Prolate Index. This fact suggests that abrasional flattening does not occur effectively because of the absence of sliding motion on a sandy substrate.

Introducción

El Lago Fagnano (o Cami; 54° 33' S; 67° 14' 46" y 68° 48' O; Fig. 1) es la cuenca lacustre más extensa de Tierra del Fuego, con 102,5 km de largo y 2,5-11 km de ancho. El sustrato de esta cuenca lacustre está conformado en su margen sur por un complejo volcánico-sedimentario del Jurásico tardío (Formación Lemaire, Borrello 1969) y pelitas marinas negras y tufitas grises blanquecinas, con bajo grado de metamorfismo regional (Formación Yaghan, Kranck 1932; litofacies Sierra de Alvear, Caminos *et al.* 1981). El sustrato en la margen norte está constituido por sedimentos marinos plegados (grauvacas) del Terciario (Serie Beauvoir); mientras que hacia el este, en las cabeceras del lago, afloran rocas intrusivas asignadas al Cretácico-Terciario (Camacho 1948).

El lago Fagnano ocupa un antiguo valle glaciario labrado por reiterados avances de glaciares de descarga provenientes de la cordillera Darwin (Fig. 1). Caldenius (1932) mapeó dos márgenes glaciarios; el cinturón morénico externo en el lago Pescado (20 km al este de las cabeceras del lago) y las morenas ubicadas sobre la misma margen del lago. Si bien este autor les asignó edades Goti y Finiglacial respectivamente, estas unidades se corresponderían con las dos últimas glaciaciones, de edad Illinois y Wisconsin, respectivamente. Meglioli

(1992) reconoció a lo largo de los acantilados este y suroeste del lago las siguientes unidades: Drift Río Valdéz (de edad Illinois o pre-Illinois), Drift Lago Chapelmut (de edad Illinois tardío) y Drift Lago Cami (de edad Wisconsin).

En este trabajo se analiza la forma de los rodados de depósitos sedimentarios expuestos en una sección de unos 400 m a lo largo de la costa acantilada sureste del lago, ubicada a unos 140 m al suroeste de la hostería Kaikén. Fueron descriptas inicialmente por Caldenius (1932) como una sucesión de depósitos glaciolacustres y glacioluviales dispuestos entre distintos niveles de morenas de fondo. La morena de fondo inferior se correspondería con el sistema morénico exterior oriental, mientras que la superior representaría un límite más moderno de avance del hielo (margen este del lago Fagnano). Las primeras interpretaciones de estos depósitos como secuencias deltaicas fueron hechas por Rabassa *et al.* (1987) y posteriormente analizadas con mayor detalle por Bujalesky *et al.* (1992) quienes le asignaron una edad pre-Wisconsin.

Los objetivos de este estudio son: (a) el análisis comparativo de la forma de los rodados en los depósitos glaciales, del frente deltaico proglacial, de las intercalaciones psefiticas en el ambiente de prodelta y de la playa actual del lago Fagnano; y (b) la vinculación de la forma de los rodados al ambiente hidrodinámico.

Facies deltaicas proglaciales

Bujalesky *et al.* (1992) reconocieron en la sección analizada un paleolecho lacustre y facies de prodelta, de frente deltaico y de planicie deltaica.

Paleolecho lacustre

Los sedimentos deltaicos se apoyan sobre un till basal que conformaba el lecho lacustre en el momento de la depositación de esta secuencia (Fig. 2). La paleotopografía de este till basal cerró la progradación hacia el este del avance deltaico. El till es de color gris oscuro, constituido por un 70% de matriz predominantemente limosa, con escasa proporción de arena muy fina. La fracción psefitica está conformada por un amplio rango de tamaños (grava fina a bloques que alcanzan 70 cm de diámetro), con individuos subangulosos a subredondeados.

Prodelta

Se han distinguido dos subunidades: prodelta arenoso y prodelta limoso. El prodelta arenoso es el de menor desarrollo, apoya sobre el till basal en el sector comprendido entre los perfiles 2 y 4 (Fig. 2). Está constituido por arenas medianas de color amarillento grisáceo, moderadamente seleccionadas, con intercalaciones limosas. Muestra estratificación ondulosa discontinua (*wavy*

bedding), en partes deformada por carga, laminación paralela, estratificación flaser, óndulas escalonadas tipo B (*climbing ripples* type-B, Jopling y Walker 1968), laminación paralela y ocasionales estratos de unos 3 cm de espesor de grava mediana a fina. El prodelta arenoso podría relacionarse a un ambiente de mayor energía de ola con respecto al que desarrolló el prodelta limoso, dado por la proximidad con la paleolínea de costa que cerraba el ambiente lacustre.

El prodelta limoso comprende limos y arenas grises oscuros, con estratificación ondulosa lentiforme (*lenticular bedding*), laminación ondulosa de decantación (o de recubrimiento, *draped lamination*, Gustavson *et al.* 1975), laminación planar paralela y, en menor abundancia, óndulas escalonadas tipo B. En la estratificación lentiforme los lentes tienen forma de óndulas de crestas simétricas redondeadas, constituidos por arenas finas moderadamente seleccionadas. En todo el desarrollo del prodelta limoso se presentan cadilitos, que alcanzan tamaños de 6 centímetros.

En el prodelta limoso pueden observarse intercalaciones de estratos horizontales de grava fina a mediana, clasto sostén, con individuos subredondeados, matriz sabulítica-arenosa y espesores de 0,10 a 0,5 metros. Una de estas intercalaciones posee forma de duna, con base erosiva (Fig. 3). La duna presenta crestas simétricas redondeadas, con longitudes de onda de 6 m y alturas de 0,40 metros. La laminación de los niveles limosos supraadyacentes es concordante con la morfología de las crestas y senos de la duna. Estos niveles psefiticos en el prodelta están relacionados a avalanchas producidas en el frente deltaico. Esta interpretación está avalada por la presencia de estructuras deformacionales de derrumbe y enrollamiento (*slump and roll-up structures*).

Frente deltaico

En el frente deltaico se diferencian texturalmente estratos de grava mediana-gruesa (designados como "frente deltaico [a]") y estratos de grava mediana-fina (designados como "frente deltaico [b]"), con estratificación entrecruzada tabular. Los estratos psefiticos gruesos son clasto sostén, con individuos redondeados a subredondeados, la matriz es escasa (aproximadamente un 10%), predominantemente sabulítica y en menor porcentaje arena mediana a gruesa. Los estratos psefiticos finos son clasto sostén, con individuos subangulosos a subredondeados y matriz arenoso sabulítica. No se observó imbricación de los clastos en este depósito. Los espesores de los estratos varían entre 0,15 m y 1,20 m. Los conglomerados gruesos son generalmente los más delgados. Los ángulos de inclinación de la estratificación entrecruzada son hacia la porción distal de 14° a 18° hacia el noreste y en la sección proximal (más próxima a la zona de aporte de la grava) de 24° a 29° hacia el noreste.



Figura 1: Ubicación geográfica. 1) Lago Fagnano o Cami, 2) Área de estudio.

La máxima diferencia de altitud respecto al nivel del lago que alcanza el contacto entre el frente y la planicie deltaica es de 18 m s.n.l. Se ha estimado que el contacto entre el prodelta y el frente deltaico se ubicaría a una cota mínima de 4 m por debajo del nivel del lago, por lo que la diferencia máxima de nivel entre el techo y la base del frente deltaico sería de unos 22 m. Los contactos mencionados se han tomado como indicadores de la profundidad del lago en el cual se desarrollaron los deltas proglaciales (Gustavson *et al.* 1975, Cohen 1979). Por esta razón, se considera que la profundidad del lago en el sector donde se produjo la sedimentación del paleodelta del lago Fagnano habría sido de 22 m.

A lo largo de la base del frente deltaico, hasta los 10 m s.n.l., se observan intercalaciones, pendiente arriba, de estratos limosos del prodelta, con espesores de 10 a 35 cm. Hacia la sección distal del frente deltaico, donde se registra su espesor mínimo, los niveles limosos ascienden pendiente arriba hasta el techo del frente deltaico y subyacen a las gravas de la planicie deltaica.

Planicie deltaica

Es un depósito de conglomerados medianos a gruesos (clastos mayores, 20 cm), clasto sostén, con individuos subredondeados, pobremente seleccionado, matriz de sábulo y arena gruesa, con estratificación planar-paralela. Los espesores son variables y alcanzan hasta unos 5 m. Se apoya sobre el frente deltaico o sobre depósitos

lacustres que apoyan sobre el frente deltaico. Estos niveles lacustres superiores (14 a 16 m s.n.l.) son de características similares a los del prodelta limoso pero hasta el momento no se ha encontrado relación alguna entre ambas facies. En los perfiles 6 y 8, los depósitos lacustres presentan niveles de turba fósil sobreconsolidado. Se han realizado dataciones de estos materiales: perfil 6, a 14 m s.n.l., 39.560 ± 3980 14-C años A.P. (AECV-482C), perfil 8, a 16 m s.n.l., >58.000 14-C años A.P. (GRN-16240). Considerando que ambas edades se encuentran en el límite de precisión del método de datación 14-C, puede asumirse que la formación de este delta proglacial dataría de tiempos Pre-Wisconsin Tardíos y probablemente Pre-Wisconsin.

Relaciones laterales

Hacia el noreste, el delta está limitado por el till basal. Inmediatamente al suroeste del perfil 8 se corta abruptamente el ambiente deltaico y afloran en el acantilado limos arcillosos, estratificados paralelamente, con diques clásticos de 8 m de altura y 0,20 m de espesor (constituidos por láminas de limos y arenas finas bien seleccionadas). A 138 m al suroeste del perfil 8 se presenta un till de flujo hasta unos 14,5 m s.n.l., y por encima continúan los limos arcillosos. Considerando la formación del delta simultánea con la depositación del till de flujo, esto estaría indicando una proximidad del hielo con el ambiente deltaico.

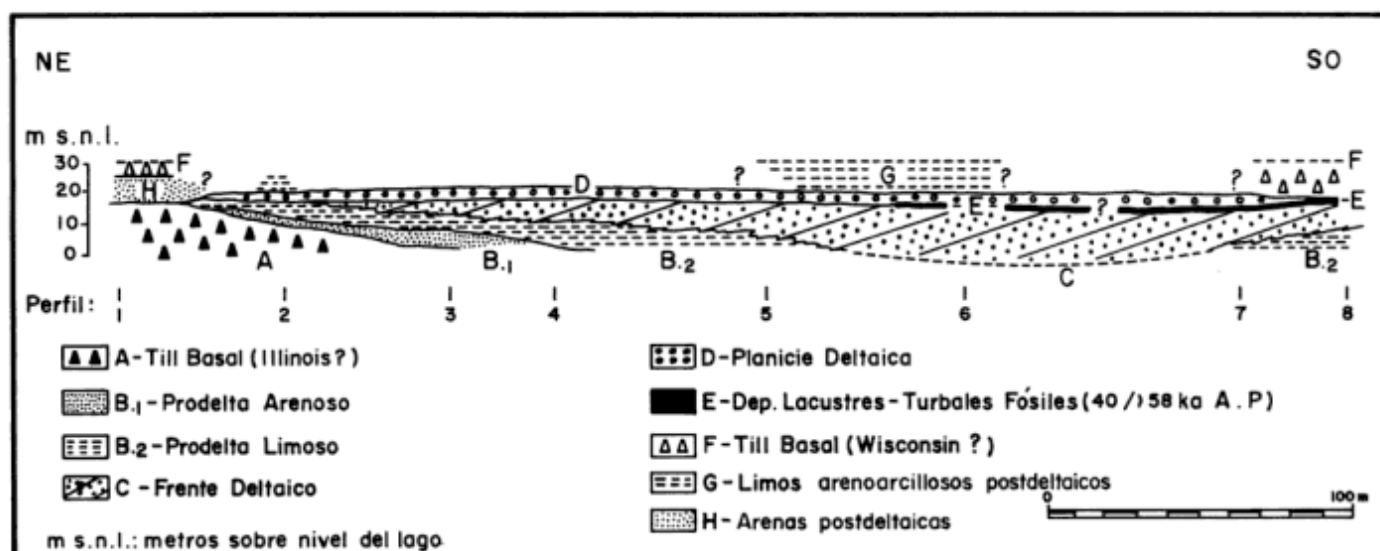


Figura 2: Facies deltaicas proglaciales pleistocénicas del lago Fagnano (Bujalesky *et al.* 1992)

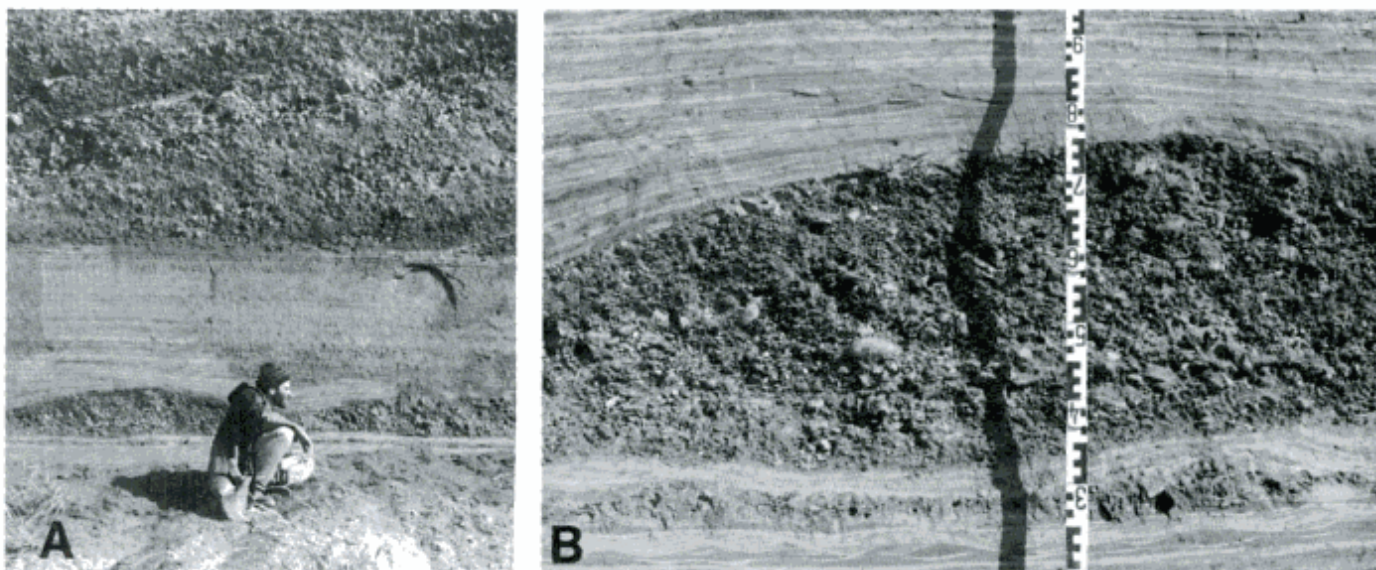


Figura 3: a) Duna de grava intercalada en el prodelta y hacia arriba los estratos del frente deltaico; b) detalle de la duna (escala en posición invertida).

Depósitos postdeltaicos

En la sección proximal del paleodelta, un till basal de 8 m de espesor se apoya sobre los depósitos lacustres superiores. Esta unidad se inicia con una brecha de deslizamiento, de 3,5 m de espesor, que incluye bloques de areniscas y de turba fósil sobreconsolidada, de hasta 700 mm de diámetro. Hacia el este no se ha podido seguir la continuidad de esta unidad debido a erosión y cubierta vegetal.

En la sección media del paleodelta, se encuentran sobre las capas de la planicie deltaica limos arenociliosos, laminados, de 11 m de espesor. En la sección distal, sobre el till basal se observan unos 8 m de arenas finas, amarillentas grisáceas, con estratificación planar-paralela, con intercalaciones conglomerádicas. Por encima de estas arenas se desarrolla un till basal (de probable correlación con el till basal superior de la sección proximal).

Ubicación temporal

Las estructuras sedimentarias encontradas en los deltas proglaciales, la presencia de cadilitos y el gran volumen de sedimentos necesarios para su formación indican que ésta ocurre cuando el glaciar aún ocupa la cuenca lacustre (Ashley 1975). Una mayor fusión implicaría mayor capacidad de transporte, mayor disponibilidad de detritos y finalmente una activa progradación. Teniendo en cuenta esta premisa y que: a) el delta proglacial suprayace a depósitos glaciales equivalentes a un cinturón morénico externo (morenas del lago Pescado, Caldenius 1932); b) subyace a un till que estaría relacionado con las morenas frontales jóvenes de la

margen este del lago (Caldenius 1932); c) las dataciones de los niveles lacustres superiores sugieren una edad pre-Wisconsin (Sangamon?); Bujalesky *et al.* (1992) consideraron que este delta se formó probablemente por deglaciación en tiempos del Illinoi tardío. De acuerdo a la cronología de Meglioli (1992), estos depósitos serían niveles proglaciales equivalentes al Drift Lago Chepelmut (illinoi tardío).

Playa actual del lago Fagnano

En el sector donde afloran las facies deltaicas, la playa actual del Lago Fagnano tiene un ancho que oscila entre 6 y 10 m, con pendientes que rondan los 7°. El berma está constituido por grava mediana a fina, mientras que hacia el pie de playa se observa grava mediana gruesa. Como consecuencia de los fuertes y predominantes vientos del oeste y el gran alcance del viento en el lago Fagnano se desarrollan sobre la playa rompientes de olas de 0,30 a 0,50 m de altura, con períodos entre 3 y 5 segundos.

Métodos

Se tomaron muestras de grava de las distintas facies: till de flujo, frente deltaico (a y b), duna, berma y pie de playa del lago Fagnano. En el till de flujo, se midieron los clastos existentes en 1 m² cuadrado de afloramiento. En el resto de las facies se obtuvieron muestras aleatorias de 50 a 100 individuos. Para caracterizar morfométricamente cada una de las muestras se consideraron las

siguientes variables: ejes a (mayor), b (intermedio), c (menor) en milímetros y grados phi (Krumbein 1934); tamaño aritmético medio (en mm y grados phi); cocientes b/a, c/b y c/a; Proyección de la Esfericidad Máxima (MPS= $[c^2/(a.b)]^{1/3}$, "Maximum Projection Sphericity", Folk 1955); coeficiente (a-b)/(a-c) (Sneed y Folk 1958); Índice Oblado-Prolado (OP= $10. \{[(a-b)/(a-c)]-0,5\}/(c/a)$); Dobkins y Folk 1970); Esfericidad ($\phi=[(b/a)^2(c/b)]^{1/3}$, Krumbein 1941).

La proyección de la esfericidad máxima compara la proyección del área máxima de un clasto con la de una esfera del mismo volumen. Sneed y Folk (1958) sugirieron que este parámetro refleja mejor que los de otros autores, el comportamiento hidrodinámico de los clastos ya que éstos tienden a orientarse por sí mismos con sus planos mayores normales al flujo. El coeficiente MPS se incrementa desde los discoidales, a los laminares, de estos a los cilíndricos y luego a los esféricos. Dobkins y Folk (1970) presentaron una tabla comparativa de la relación de los distintos parámetros de forma con la velocidad de decantación y el que mejor se correlaciona es la MPS. Por otra parte, Barrett (1980) estableció que la MPS y el índice OP son los parámetros más satisfactorios para describir formas porque sus distribuciones

se aproximan más a la normal que otros y son muy eficientes como discriminadores.

Para representar la forma se han utilizado diafragmas triangulares de Sneed y Folk (1958). Estos autores propusieron este diagrama triangular con diez clases de forma debido a que consideraron que el diagrama de Zingg (1935) proporcionaba muy pocas clases y el campo de los cilíndricos es desproporcionadamente pequeño.

Índices de diferenciación y concentración de formas

En este trabajo se presenta, en base al diagrama triangular de forma de Sneed y Folk (1958), un índice de diferenciación de forma (IDF) y un índice de concentración de forma (ICF). El IDF es de utilidad para comparar dos muestras entre sí o bien varias muestras con una muestra patrón. Surge de obtener las frecuencias relativas (porcentuales) para cada campo de forma de una muestra, restar a cada uno de ellos las frecuencias relativas de cada uno de los campos de forma homólogos de una segunda muestra (o muestra patrón), proceder a la sumatoria de los valores absolutos de las diferencias y dividir por dos este último valor. El IDF adquiere

Tabla 1: Variables morfométricas de los rodados.

		a	b	c	a	b	c	TAM	TAM	b/a	c/b	c/a	(a-b)/	MPS	OP	Esf.
		(mm)	(mm)	(mm)	(phi)	(phi)	(phi)	(mm)	(phi)				(a-c)			Krum.
Till N=159	Media	37	25	16	-5,0	-4,5	-3,8	26,06	-4,50	0,71	0,66	0,46	0,55	0,67	0,60	0,68
	Maximo	145	98	49	-7,2	-6,6	-5,6	92,67	-6,53	1,00	1,00	0,83	1,00	0,91	12,73	0,91
	Minimo	8	6	4	-3,0	-2,6	-2,0	6,00	-2,58	0,39	0,25	0,15	0,00	0,13	-13,57	0,32
	Desvio	22,32	15,83	9,47	0,77	0,76	0,83	15,39	0,74	0,13	0,18	0,13	0,23	0,12	7,09	0,10
Frente Deltaico (a) N=233	Media	51	37	26	-5,6	-5,1	-4,6	38,03	-5,16	0,73	0,72	0,52	0,57	0,71	1,40	0,72
	Maximo	148	123	92	-7,2	-6,9	-6,5	114,00	-6,83	1,00	1,00	0,82	1,00	0,89	22,12	0,92
	Minimo	23	13	5	-4,5	-3,7	-2,3	16,33	-4,03	0,25	0,25	0,14	0,00	0,33	-18,26	0,37
	Desvio	19,01	14,30	11,66	0,50	0,52	0,62	14,26	0,50	0,13	0,15	0,13	0,23	0,10	4,77	0,09
Frente Deltaico (b) N=300	Media	29	20	13	-4,8	-4,2	-3,5	20,72	-4,27	0,71	0,63	0,44	0,52	0,64	0,38	0,67
	Maximo	93	60	42	-6,5	-5,9	-5,4	63,67	-5,99	1,00	1,00	0,89	1,00	0,96	22,51	0,93
	Minimo	11	9	4	-3,5	-3,2	-2,0	9,33	-3,22	0,24	0,25	0,19	0,00	0,36	-20,00	0,36
	Desvio	13,37	8,68	6,22	0,58	0,54	0,64	8,82	0,54	0,14	0,18	0,13	0,24	0,12	5,89	0,10
Duna N=100	Media	29	20	12	-4,7	-4,2	-3,5	20,51	-4,23	0,70	0,65	0,45	0,56	0,65	1,29	0,67
	Maximo	92	59	40	-6,5	-5,9	-5,3	61,00	-5,93	0,95	1,00	0,86	1,00	0,92	15,43	0,93
	Minimo	12	8	4	-3,6	-3,0	-2,0	8,67	-3,12	0,40	0,22	0,15	0,09	0,12	-13,39	0,24
	Desvio	15,04	9,43	5,68	0,65	0,59	0,68	9,48	0,58	0,13	0,19	0,14	0,22	0,13	5,40	0,10
Berma N=100	Media	33	22	13	-5,0	-4,4	-3,7	22,79	-4,44	0,67	0,64	0,42	0,57	0,64	1,64	0,65
	Maximo	67	38	24	-6,1	-5,3	-4,6	39,33	-5,30	1,00	1,00	0,82	1,00	0,89	13,29	0,93
	Minimo	12	6	4	-3,6	-2,6	-2,0	7,33	-2,87	0,37	0,21	0,14	0,00	0,32	-13,53	0,42
	Desvio	11,48	6,56	4,84	0,48	0,46	0,56	6,84	0,44	0,14	0,17	0,13	0,22	0,12	5,60	0,10
Pie de playa N=47	Media	60	43	32	-5,8	-5,4	-4,9	44,92	-5,43	0,74	0,74	0,54	0,58	0,73	1,46	0,73
	Maximo	104	74	60	-6,7	-6,2	-5,9	73,67	-6,20	1,00	1,00	0,93	1,00	0,95	10,58	0,98
	Minimo	26	22	10	-4,7	-4,5	-3,3	20,67	-4,37	0,47	0,38	0,25	0,00	0,48	-13,00	0,52
	Desvio	19,43	12,68	10,41	0,48	0,43	0,54	13,07	0,43	0,13	0,17	0,14	0,26	0,12	4,91	0,10

valores entre 0 y 100. El ICF se obtiene a partir de las diferencias de frecuencias relativas (porcentuales) de cada campo de una muestra con respecto a un patrón, al cual se le ha asignado a cada campo una frecuencia relativa (arbitraria) de 10 %, efectuando luego la sumatoria de las diferencias positivas (o negativas). ICF toma valores entre 0 y 90 (una muestra homogénea tendrá un ICF igual a 0, mientras que si los rodados se concentran en un solo campo el ICF será igual a 90).

Resultados

En la Tabla 1 se observan las medias, máximos, mínimos y desvíos típicos de los parámetros morfométricos mencionados. En los gráficos bivariados de la figura 4 se ha representado el eje b versus su desvío típico, la MPS y el Índice OP. Los mayores tamaños (43 y 37 mm; -5,4 y -5,1 ϕ) y los mayores valores de MPS (0,73 y 071) se registraron para el pie de playa y frente deltaico (a). Los menores tamaños (25 a 20 mm; -4,6 a -4,3 ϕ) y menores valores de MPS (0,67 a 0,64) corresponden al frente deltaico (b), duna, till y berma. Las gravas menos seleccionadas son las del till. Las medias del índice OP resultaron todas dentro del campo de los prolados (mayores que cero), siendo los mayores valores (1,64 a 1,29) las de la berma, pie de playa, frente deltaico (a) y duna. Los menores valores (0,60 a 0,38) de índice OP corresponden al till y el frente deltaico (b).

En el diafragma triangular de forma (Sneed y Folk 1958; Fig. 5) se han graficado los valores medios obtenidos para cada unidad. Las medias de las gravas del pie de playa y del frente deltaico (a) se ubicaron en el campo de los equidimensionales-laminares, mientras que las medias correspondientes al till, frente deltaico (b), duna y berma lo hicieron en el campo de los laminares.

En las Figuras 6 y 7 se observan las frecuencias relativas obtenidas para cada unidad de muestreo y los IDF e ICF correspondientes. Se han agrupado en un diagrama de forma los rodados glaciogénicos con el único

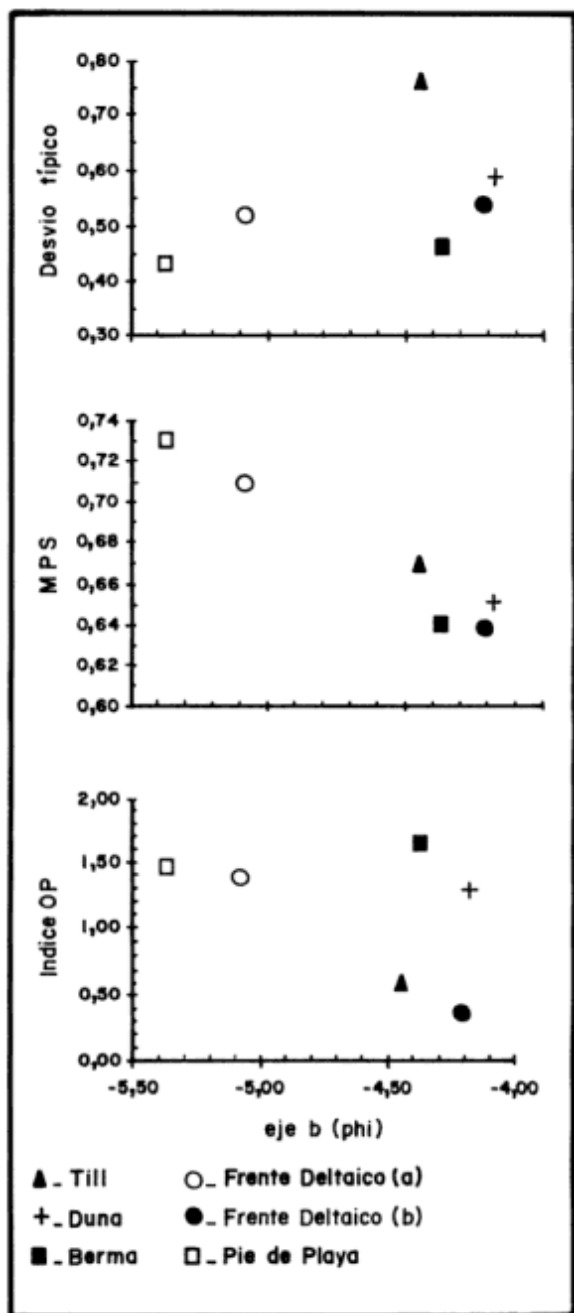


Figura 4: Gráficos bivariados. Desvío típico, Proyección de la Esfericidad Máxima e Índice Oblado-Prolado versus eje b (en grados phi).

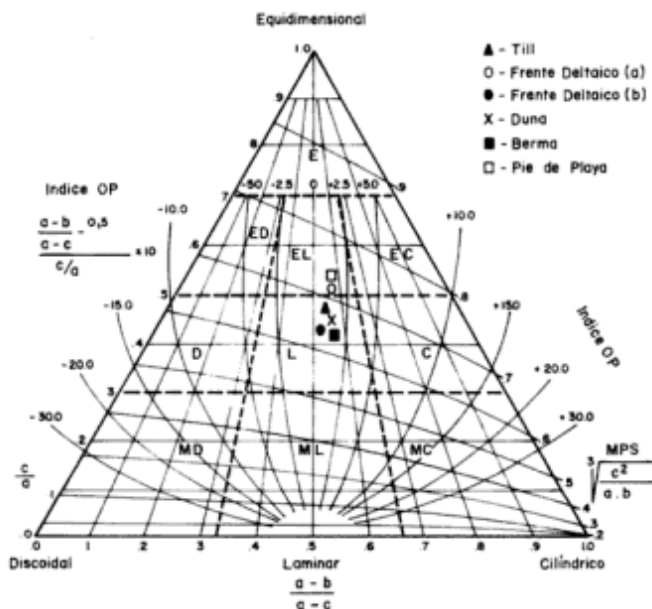


Figura 5: Diafragma triangular de forma de Sneed y Folk (1958). Ubicación de las medias obtenidas para las diferentes tipos de depósitos. E: equidimensional, ED: equidimensional-discoidal, EL: equidimensional-laminar, EC: equidimensional-cilíndrico, D: discoidal, L: laminar, C: cilíndrico, MD: muy discoidal, ML: muy laminar, MC: muy cilíndrico.

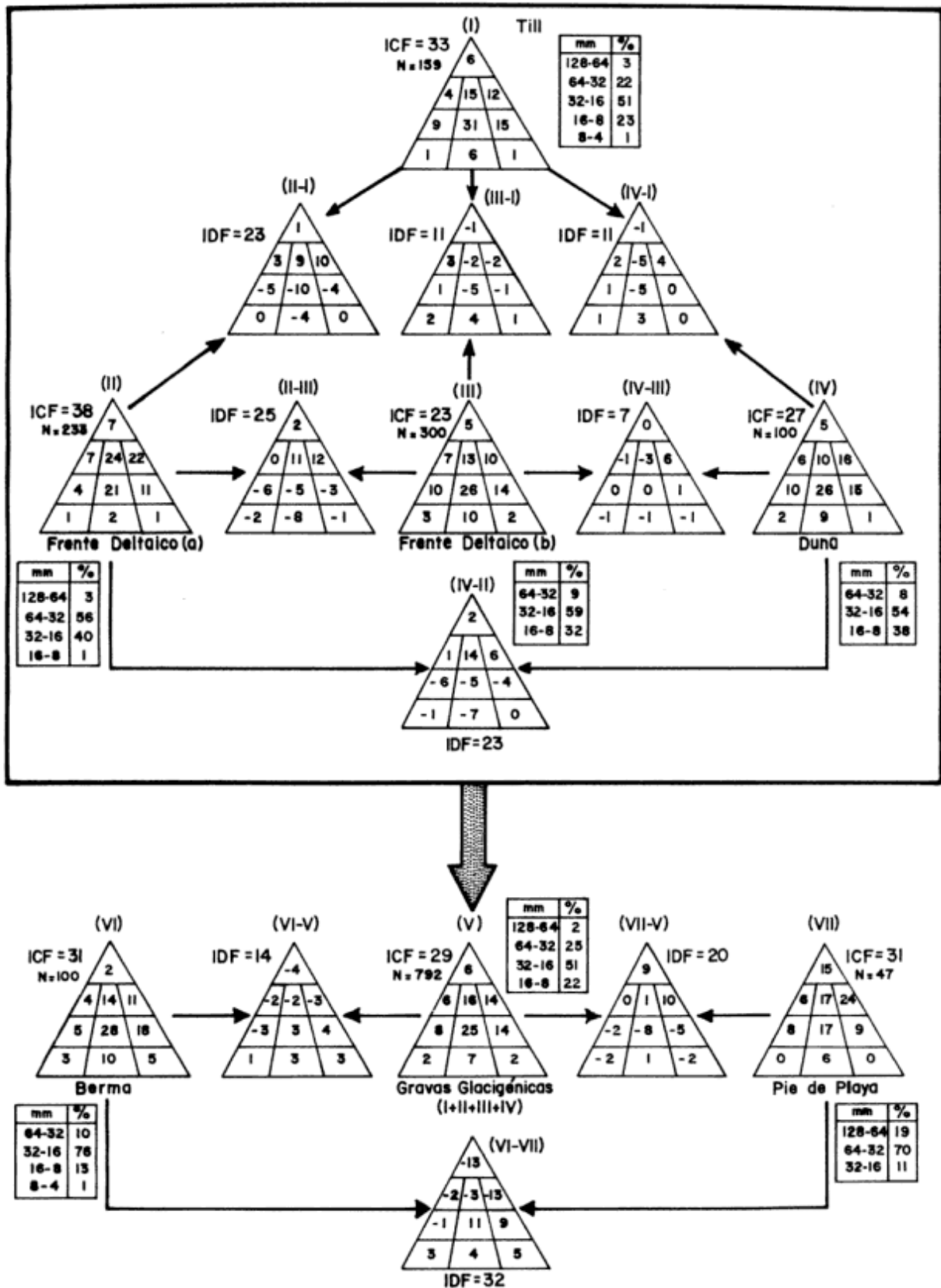


Figura 6: Distribución de frecuencias relativas en las clases de forma en cada uno de los ambientes sedimentarios y cálculo de los índices de diferenciación y concentración de forma.

objetivo de compararlos con los de la playa actual del lago Fagnano (berma y pie de playa), aunque se desconoce el aporte relativo de cada una de las fuentes a la playa. El mayor IDF (32) obtenido surge de la comparación de la berma con el pie de playa (Fig. 6). IDF entre 29 y 23 se obtuvieron de las comparaciones berma-frente deltaico (a), pie de playa-frente deltaico (b), frente deltaico (a)-frente deltaico (b), pie de playa-duna, pie de playa-till, frente deltaico (a)-duna, frente deltaico (a)-till. IDF entre 16 y 11 alcanzaron las comparaciones pie de playa-prodelta (a), berma-duna, berma-till, berma-prodelta (b), prodelta (b)-till, duna-till. El menor valor del IDF (7) se obtuvo de la comparación duna-prodelta (b). El ICF alcanzó su mayor valor (ICF=38) para el frente deltaico (a) y el menor valor (ICF=23) para el frente deltaico (b). Los ICF con valores intermedios correspondieron (de mayor a menor) para el till, pie de playa, berma, duna.

Discusión

El principal proceso de formación de los depósitos de frentes deltaicos son las avalanchas (Allen 1970; Cohen 1979; Smith y Ashley 1985). En condiciones de poco aporte de sedimentos se produce depositación en el tope del frente deltaico hasta que el depósito se torna inestable produciéndose derrumbes intermitentes. Con gran aporte de detritos se produce el pasaje de avalanchas ocasionales a deslizamientos continuos (Allen 1970).

Para el delta pleistocénico del Lago Blessington (Irlanda) se ha postulado que el gran espesor y los sedimentos gruesos que integran el frente deltaico reflejarían un gran aporte de sedimentos y depositación por deslizamientos continuos (Cohen 1979). Por otra parte, la alternancia de niveles de sedimentos gruesos y finos en el frente deltaico representaría fluctuaciones en la energía de las corrientes que llegan al delta durante la estación de fusión (Smith y Ashley 1985) o bien derivaciones de estas corrientes de fusión también serían responsables de: a) las variaciones en los ángulos de inclinación de la estratificación entrecruzada en el frente deltaico y b) la generación de ambientes de baja energía que permiten la depositación de sedimentos del prodelta (Cohen 1979).

En el paleodelta del Lago Fagnano, la presencia de dos tipos de frentes deltaicos, granos medio-gruesos de alta esfericidad relativa, equidimensionales y laminares (frente deltaico [a]) y mediofinos de baja esfericidad relativa y laminares (frente deltaico [b]), sugiere dos hipótesis alternativas:

- a) En condiciones ordinarias de agua de fusión se produciría un transporte por deslizamiento continuo de grava laminar mediana a fina hacia el frente deltaico y acumulación de individuos más gruesos y esféricos en la planicie deltaica; en condiciones episódicas de gran caudal de agua de fusión ocasionarían avalanchas de los individuos más grandes y esféricos hacia el frente deltaico.
- b) En condiciones ordinarias de agua de fusión se presentaría un transporte tractivo continuo por

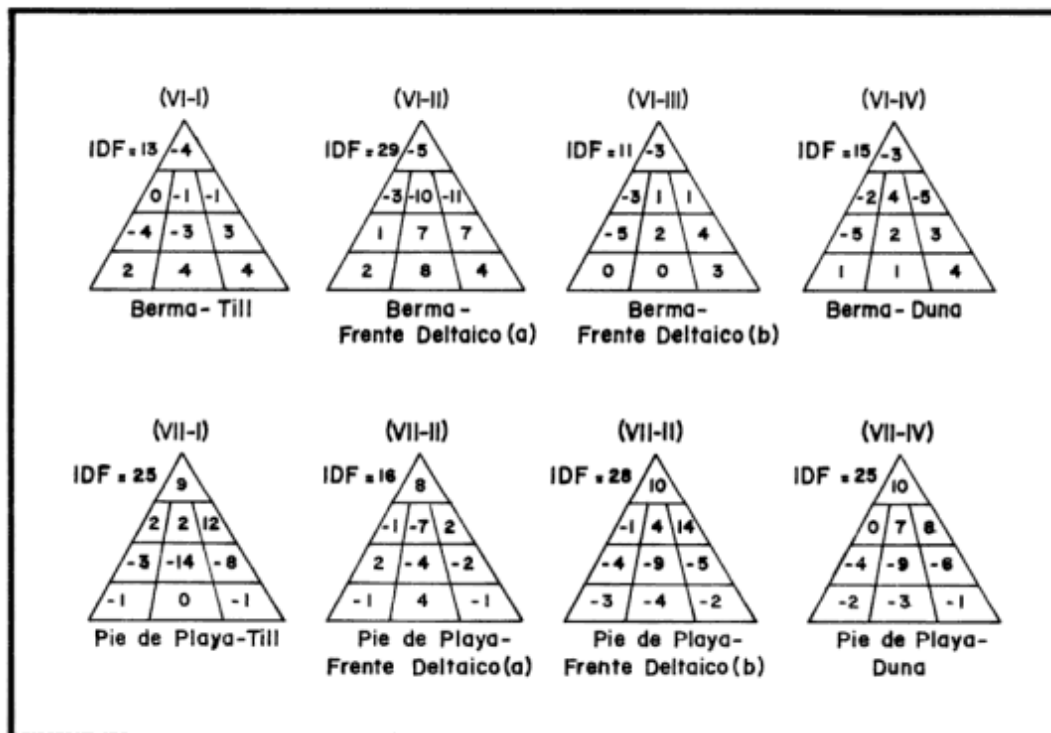


Figura 7: Cálculo de los índices de diferenciación de forma a partir de las comparaciones de los rodados de playa del lago Fagnano con los rodados glaciogénicos.

rodamiento hacia el frente deltaico de los individuos mayores y esféricos (con ángulo de pivotabilidad pequeño); mientras que con grandes caudales episódicos de agua de fusión darían lugar a transporte por deslizamiento de la grava más fina y laminar.

En una primera interpretación, Bujalesky *et al.* (1992) consideraron que en el frente deltaico del delta proglacial del Lago Fagnano la alternancia de niveles psefíticos gruesos y finos representaría variaciones en el caudal del agua de fusión: depositación de grava gruesa y muy gruesa en la planicie deltaica en períodos de menor energía del flujo y la posterior generación de la avalancha con un incremento del caudal a medida que el talud del depósito se tornara inestable. La depositación de los niveles psefíticos más finos no involucraría una depositación intermedia en el tope del frente deltaico, sino que más bien reflejaría un transporte continuo a lo largo de la planicie deltaica, deslizándose luego pendiente abajo del frente deltaico. Las intercalaciones psefíticas en el prodelta serían indicadores de grandes avalanchas de detritos en el frente deltaico. El origen de las avalanchas estaría dado por una gran acumulación en el tope del frente deltaico originando un depósito con talud inestable y la existencia de un mecanismo detonante como desprendimientos de grandes bloques de hielo en el frente del glaciar. La estructura de duna se postuló como sinsedimentaria. La avalancha y generación de grandes olas en el lago se producirían en forma coetánea y a medida que se deposita la grava la acción de las olas modelaría la superficie del depósito.

El transporte diferencial de los rodados están ligados a su pivotabilidad sobre una capa subyacente y al esfuerzo de corte de la corriente. Cuanto mayor es el tamaño relativo de un clasto, menor es el ángulo de pivotabilidad y en consecuencia es menor el esfuerzo de corte necesario para ponerlo en movimiento (Li y Komar 1986; Komar y Li 1986). De esta manera, los clastos más grandes pueden sobrepasar (*overpass*) a un lecho constituido por individuos menores, debido a que requieren una velocidad crítica menor que los clastos similares a los del lecho y a que tienden a proyectarse más en el flujo (Everts 1973; Andrews 1983; Komar 1987). Li y Komar (1986) y Komar y Li (1986) postularon que en los clastos discoidales y laminares existe una fuerte dependencia con la forma que es función del coeficiente c/b . Esta relación controla la posibilidad de pivotar. Cuando es pequeña los clastos tienden a deslizarse y con relaciones próximas a la unidad pivotan, lo cual facilita el rodamiento. Además, los clastos discoidales y laminares tienen tendencia a la imbricación, lo que da origen a ángulos de pivotabilidad mucho mayores que cuando se encuentran en posición plana. El orden en que se incrementa el esfuerzo de corte para poner clastos en movimiento es: esféricos, discoidales-laminares, angulares, discoidales-laminares imbricados (Komar 1987). La tensión de corte adimensional de Shields para los clastos discoidales-laminares imbricados es 5 a 6 veces

más grande que para los esféricos y 2 a 3 veces más grande que para discoidales-laminares en posición horizontal (Komar 1987).

Los IDF obtenidos muestran valores mayores a 20 para depósitos donde existe un gran contraste entre los mecanismos que inician el transporte (un medio de depositación con predominio de rodamiento y otro con deslizamiento). IDF con valores menores a 20 se obtuvieron para la confrontación de depósitos donde los mecanismos que inician el transporte son análogos (ambos medios de depositación con predominio de deslizamiento o rodamiento). El IDF que resultó de la comparación de las capas psefíticas gruesas y finas del frente deltaico fue uno de los más altos (IDF=25), indicando gran diferencia en la forma de los rodados. A su vez, los rodados de los estratos psefíticos gruesos mostraron el ICF más elevado y los estratos psefíticos finos el más bajo, determinando una mejor selección por forma para los primeros. Estas evidencias hacen suponer que la segunda hipótesis es la que mejor explica la formación de estratos psefíticos gruesos y finos en el frente deltaico. Entonces, para condiciones ordinarias de agua de fusión, en la planicie deltaica los clastos mayores, más esféricos y con mayor valor del coeficiente c/b , habrían sido transportados por rodamiento continuo hacia el frente deltaico; flujos más enérgicos debidos a grandes caudales episódicos de agua de fusión habrían transportado por deslizamiento la grava más fina y laminar, con mayor resistencia al transporte tractivo.

Para la playa actual del Lago Fagnano, el berma y el pie de playa mostraron diferencias en la distribución de frecuencias en las clases de forma de los clastos. La acción del oleaje produce una zonación morfológico-textural de las gravas; los clastos más grandes, discoidales y laminares se desplazan hacia la cresta de berma, mientras que los esféricos y cilíndricos se sitúan hacia el pie de playa (Landon 1930; Krumbein y Griffith 1938; Flemming 1964; Bluck 1967; Isla 1984). La zona de rompiente se caracteriza por una gran turbulencia que pone en movimiento playa arriba rodados con un amplio rango de variación en tamaños y formas, siendo los discoidales los más fácilmente levantados por las olas al poseer menor velocidad de decantación son arrojados más lejos. El retrolavado se inicia desde el reposo y el transporte tractivo sólo puede movilizar playa abajo a los clastos más esféricos y cilíndricos. Los rodados discoidales y laminares presentan alta resistencia al transporte tractivo, debido a la fricción que ejerce la mayor superficie de contacto que mantienen con el sustrato. Por otra parte, la forma de los clastos es dependiente del rol que desarrolla la abrasión en una determinada playa (Humbert 1968). Para Dobkins y Folk (1970) la generación de clastos oblatos depende de la energía de olas y las características de la superficie de la playa, para cada tamaño de grava existiría una intensidad óptima de acción de ola que mejor produce discoidales. Los clastos de mayor tamaño tienden a

permanecer inmóviles y no son sometidos a deslizamientos que originen discos. Los clastos más pequeños son movilizados por rodamiento y pueden caer dentro de los intersticios de las gravas más grandes, entonces la forma no es alterada. En las playas de grava existe, entonces, un tamaño crítico que alcanza la forma discoidal por deslizamiento contra otros clastos; mientras que en las playas de arena y grava no existe un tamaño crítico y todos los clastos alcanzan bajos valores de esfericidad e índice OP por abrasión debido al deslizamiento. Esto último, explicaría que no se haya reconocido una diferencia significativa entre los índices OP del berma y del pie de playa en la playa de grava del Lago Fagnano; las medias para ambos subambientes se ubicaron en el campo de los prolados.

Conclusiones

Los resultados alcanzados permiten concluir que:

El IDF resultó efectivo para la comparación de depósitos que evidenciaron diferentes modos de transporte, rodamiento o deslizamiento; mientras que el ICF resultó favorable para examinar la selección de la forma de los clastos.

Los estratos psefiticos gruesos y finos del frente deltaico presentan diferencias significativas (25 %) en la forma de los rodados, sugiriendo variaciones en los caudales de agua de fusión en el momento de su formación.

Los rodados de los estratos psefiticos gruesos (frente deltaico [a]), predominantemente equidimensionales-laminares y equidimensionales-cilíndricos, habrían sido transportados por rodamiento en condiciones ordinarias de agua de fusión.

Los clastos de los estratos psefiticos finos (frente deltaico [b]), con moda en la clase de forma de los laminares, habrían sido movilizados por deslizamiento en períodos de grandes caudales de agua de fusión.

La similitud de tamaño y forma (IDF=7) de los clastos de los estratos psefiticos finos del frente deltaico con los de la duna intercalada en el prodelta indica una relación en los procesos que les dieron origen. La duna habría sido generada por una avalancha durante condiciones episódicas de agua de fusión.

La grava del till de flujo presentó una moda en el campo de los laminares, un alto ICF e IDF bajos en la comparación con los ambientes con predominio de transporte por deslizamiento, indicando una falta de intervención de agua en el transporte y movilización en el seno del glaciar.

Los rodados del berma (con moda en la clase de forma de los laminares) y del pie de playa (con moda en los equidimensionales-cilíndricos) presentan diferencias significativas en las clases de forma (32 %), indicando mecanismos de transporte contrastantes: deslizamiento en el berma y rodamiento en el pie de playa.

La similitud en los valores medios de índice OP de la berma y el pie de playa (ambos en el campo de los prolados) señala que la abrasión no es efectiva como modificador de forma, debido a la escasa proporción de arena en la playa actual del Lago Fagnano y a una baja energía de ola, en relación a ambientes litorales marinos.

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado con aportes del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas (PID N° 3154600/88) y la National Geographic Society (Grant N° 4465/91) otorgados a Jorge Rabassa. A Federico I. Isla y Gustavo González Bonorino por la lectura crítica del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J.R., 1970. The avalanching of granular solids on dunes and similar slopes. *Journal of Geology*, 78:326-335.
- Andrews, E., 1983. Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *Geological Society of America Bulletin*, 94:1225-1231.
- Ashley, G.M., 1975. Rhythmic sedimentation in Glacial Lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut. En: Jopling, A. y McDonald, B. (Ed.): *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, Society of Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23:304-320.
- Barett, P., 1980. The shape of rock particles, a critical review. *Sedimentology*, 27:291-303.
- Bluck, B., 1969. Sedimentation of beach gravels: examples from South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 128-156.
- Borrello, A.V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. *Anales de la Dirección de Geología y Minería*, 14: 1-188. Buenos Aires.
- Bujalesky, G., Coronato, A., Roig, C., Rabassa, J. y Espinosa, M., 1992. Facies deltaicas proglaciales pleistocénicas del Lago Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. *Actas 4ª Reunión Argentina de Sedimentología*, 1:235-242. La Plata.
- Caldenius, C.C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección General de Minería y Geología*, 95, 198p. Buenos Aires.
- Camacho, H., 1948. Geología de la Cuenca del Lago Fagnano o Cami, Gobernación Marítima de Tierra del Fuego. Tesis Doctoral n° 543, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires. 37 p. (inédita).
- Caminos, R., Haller, M., Lapido, O., Lizuafn, A., Page, R. y Ramos, V., 1981. Reconocimiento Geológico de los Andes Fueguinos, Territorio Nacional de Tierra del Fuego. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 3:713-732. San Luis.
- Cohen, J.M., 1979. Deltaic Sedimentation in Glacial Lake Blessington, County Wicklow, Ireland. En: Schluchter, Ch. (Ed.): *Moraines and Varves, Proceedings of an INQUA Symposium on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits*, Zurich, 1978, 357-367. Balkema, Rotterdam.
- Dobkins, J. y Folk, R., 1970. Shape development on Tahiti-Nui. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 1167-1203.
- Everts, C., 1973. Particle overpassing on granular boundaries. *Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering*

- Division, American Society of Civil Engineers, WW4, Proceedings paper 10125: 425-438.
- Flemming, N., 1964. Tank experiments on the sorting material during cusp formation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 112-122.
- Folk, R., 1955. Student operator error in determination of roundness, sphericity and grain size. *Journal of Sedimentary Petrology*, 25:297-301.
- Gustavson, T., Ashley, G. y Boothroyd, J., 1975. Depositional sequences in glaciolacustrine deltas. En: Jopling, A. y McDonald, B. (Ed): *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, Society of Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23: 264-280.
- Humbert, F., 1968. Selection and wear of pebbles on gravel beaches. University of Groningen, Geological Institute, Publication 190: p.144.
- Isla, F., 1984. Características texturales y comportamiento hidrodinámico de los rodados de playa: técnicas multivariadas y experiencia de transporte en condiciones episódicas. *Revista de la Asociación Argentina de Minerología, Petrología y Sedimentología*, 15: 33-45.
- Jopling, A.V. y Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts, *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 971-984.
- Komar, P., 1987. Selective grain entrainment by a current from a bed of mixed sizes: a reanalysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57 (2): 203-211.
- Komar, P. y Li, Z., 1986. Pivoting analyses of selective entrainment of sediments by shape and size with application to gravel threshold. *Sedimentology*, 33: 425-436.
- Kranck, E., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica, Societas Geographica Fennica*, 4 (2): 1-231. Helsinki.
- Krumbein, W., 1934. Size frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 4:65-77.
- Krumbein, W., 1941. Measurement and significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11: 64-72.
- Krumbein, W. y Griffith, J., 1938. Beach environment in Little Sister Bay, Wisconsin. *Geological Society of America Bulletin*, 49: 629-652.
- Landon, R., 1930. An Analyses of beach pebble abrasion and transportation. *Journal of Geology*, 38: 437-446.
- Li, Z. y Komar, P., 1986. Laboratory measurements of pivoting angles for applications to selective entrainment of gravel in a current. *Sedimentology*, 33: 413-423.
- Meglioli, A., 1992. *Glacial Geology and Chronology of Southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile*. Tesis Doctoral, Lehigh University, Bethlehem, USA. 216 p. (inédita).
- Rabassa, J., Coronato, A. y Pascuarelli, C., 1987. Volumen de Resúmenes y Guía de Excursiones. Reunión final del Proyecto UNESCO-IGCP 201 "Cuaternario de América del Sur", Contribución Científica del CADIC N° 4, Ushuaia.
- Smith, N. y Ashley, G.M., 1985. Proglacial Lacustrine Environment. En: Ashley, G., Shaw, J. y Smith, N. (Eds.): *Glacial Sedimentary Environments*, Society of Paleontologists and Mineralogists, Short Course 16, 135-215. Tulsa, Oklahoma.
- Sneed, E. y Folk, R., 1958. Pebbles in the Lower Colorado River, Texas: a study in particle morphogenesis. *Journal of Geology*, 66: 114-150.
- Zingg, T., 1935. Beitrag zur schotteranalyse. *Schweizer Mineralog. U. Petrog. Mitt.*, 15:39-140.

Recibido: 29 de octubre, 1993.

Aceptado: 8 de junio, 1994.

Estructura de la Alta Cordillera de San Juan

Ernesto O. CRISTALLINI, Alfonso MOSQUERA(*) y Victor A. RAMOS

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

ABSTRACT: *Structure of the High Andes of San Juan.* The stratigraphy and structure of the Teatinos-Mercedario rivers region are presented here. The area is situated in the High Andes of San Juan, Argentina, between 31°55' and 32°20' along the international border with Chile. The basement of this area is composed of Permotriassic ignimbrites of the Choyoi Group. The Mesozoic sedimentary cover begins in the upper Triassic - lower Jurassic with the Rancho de Lata Formation. The lithology, geometry and important lateral changes in thickness of this formation characterize these synrift deposits. They are unconformably covered by platform sediments that are interpreted as being deposited in a stage of thermal subsidence. The upper Jurassic and Neocomian sea level changes control the stratigraphic sequence of the area. The upper part of the lower Cretaceous marks the continentalization of this part of the Andes. At this time a migration of the volcanic arc to the east is seen in the progradation of proximal facies of a volcanic arc over distal facies represented by the Juncal, Diamante and Cristo Redentor formations. This migration lasted until the Miocene when the volcanic arc shifted from Chile into Argentina. This is represented by the volcanic outcrops of the Farellones Formation. The complex structure of this area is the result of the Tertiary tectonic inversion of Triassic normal faults. The Andean deformation began with structures detached in the gypsum of the Auquilco Formation typical of a thin-skinned fold and thrust belt. Later, the basement is involved by tectonic inversion of the normal faults producing a thick-skinned fold and thrust belt. This deformation results in the refolding of the old structure. The deformation of the basement with high angle reverse faults at the Ramada Massif, produced a sticking point in the foreland propagation of the thrust belt. This is responsible for the out-of-sequence-thrusts developed in the western areas. All the structures are older than 9.2 Ma.

Introducción

El área de estudio se encuentra situada en uno de los sectores más altos de la Cordillera de los Andes y abarca el extremo sudoccidental de la provincia de San Juan en territorio argentino y el sector oriental de la provincia de Aconcagua en Chile (Fig. 1). Se encuentra comprendida entre 70°09' y 70°20' de longitud oeste y 31°55' y 32°20' de latitud sur.

En este trabajo, se intenta demostrar que si bien la estructuración de este tramo de los Andes comienza de manera epidérmica deformando la cobertura mesozoica, su mayor complejidad se adquiere cuando al migrar el frente orogénico hacia el este, comienza a incorporar el basamento en la deformación a través de la reactivación e inversión de antiguas fallas directas triásicas. La región del Aconcagua, en cambio, se comporta como una típica faja plegada y corrida epidérmica (Ramos 1985b). Esta diferencia se basa fundamentalmente en que la región sur sanjuanina corresponde al límite nordoriental de la cuenca neuquina-aconcagüina por lo que al avanzar la deformación hacia el este ya no existe cuña sedimentaria para deformar. A su vez, a diferencia de la región norte mendocina, por este sector pasaría el eje del rift triásico creando las debilidades necesarias para que se produzcan fenómenos de inversión tectónica.

Marco tectónico

Las características topográficas y estructurales de

(*): Actualmente en Ampolex S.A. Maipú 747, Buenos Aires.

este sector de los Andes están íntimamente relacionadas con la geometría de la zona de subducción. En la Fig. 2 se puede ver que al norte de los 32° de latitud sur, la placa de Nazca comienza a subducirse con un ángulo de aproximadamente 25° que tiende a horizontalizarse a unos 250 km al este de la trinchera oceánica. Al sur, en cambio, la zona de subducción no se horizontaliza y su ángulo se mantiene constante entre 25° y 30°. El límite entre las placas de Nazca y Sudamericana se puede inferir a través de los hipocentros de los sismos que se muestran en los diagramas de bloques de la Fig. 2 realizados sobre la base de datos de Cahill e Isacks (1992). En ésta se indica la profundidad de la corteza oceánica a través de curvas isobatas que muestran que la suave transición entre el segmento de subducción subhorizontal y el que inclina 30° abarca la región andina comprendida entre los 32° y 34° de latitud sur. La comarca en estudio se encuentra ubicada tanto en la transición sur-norte como oeste-este hacia un plano de subducción subhorizontal. La horizontalización de la zona de Wadati-Benioff podría ser consecuencia de la subducción de la dorsal fósil de Juan Fernández tal como lo sugieren Barazangi e Isacks (1976) y Jordan *et al.* (1983). La misma parece haber comenzado a partir del Mioceno inferior y se ve evidenciada en la región por la migración del arco magmático hacia el este (Kay *et al.* 1987; Ramos *et al.* 1991).

Las condiciones convergentes actuales del margen continental en el que se ubica la región han variado notablemente. Durante el Paleozoico el margen occidental de Gondwana se caracterizó por un régimen colisional que finalizó durante el Permo-Triásico con el

amalgamamiento final de Gondwana (Ramos *et al.* 1986). En ese momento cesó la subducción en gran parte del borde pacífico y la región en estudio fue sometida a un régimen extensional que duró hasta el Jurásico inferior. La subducción recomenzó en el margen pacífico a principios del Jurásico medio en forma sincrónica con el inicio de la ruptura y dispersión de Pangea-Gondwana (Dalziel *et al.* 1987). Este nuevo sistema de subducción se caracterizó por mantener las condiciones extensivas en el retroarco, y se mantuvo hasta la parte alta del Cretácico inferior en que se invierten definitivamente las cuencas andinas. Este cierre está vinculado con la apertura del Atlántico Sur y el comienzo de la deriva activa de la placa Sudamericana hacia el oeste (Ramos 1988). En este período se registran las velocidades de subducción más altas en la historia de este margen continental responsables de una importante actividad volcánica en esta región de los Andes. Estas condiciones se mantienen hasta el Mioceno en que se comienza a producir la horizontalización de la zona de subducción (Jordan *et al.* 1983).

Estratigrafía

Dado que el objetivo del trabajo es caracterizar el comportamiento estructural de la región, sólo se dará una sucinta descripción de las unidades aflorantes que permita comprender su comportamiento reológico y el desarrollo de la estructura (Fig. 3).

La región del río Teatinos está caracterizada por la presencia de una faja de rocas sedimentarias y volcanoclasticas mesozoicas y cenozoicas intensamente deformadas que se apoyan sobre el basamento permotriásico deformado del Grupo Choiyoi. Se considera a las

volcanoclastitas permotriásicas del Grupo Choiyoi como basamento dado que su comportamiento y estilo de deformación es marcadamente diferente al de la cubierta sedimentaria mesozoica.

Sustrato volcánico

En esta región está representado por el Grupo Choiyoi y sólo afloran los niveles superiores como zócalo del macizo de la Ramada, al este en Ciénaga del Gaucho y en el valle del arroyo Las Flores (Kühn 1914 y Stipanovic 1966) (Fig. 4). Litológicamente está constituido por sucesiones lávico-ignimbríticas y piroclásticas de composición riolítica. Sobre el mismo yacen en discordancia angular los depósitos gruesos de la Formación Rancho de Lata. Esta discordancia en muchos casos se preserva como una peneplanicie exhumada (Stipanovic 1966).

Más al sur, las volcanoclastitas del Grupo Choiyoi cubren en discordancia a sedimentos marinos neopaleozoicos intruidos por granitos pérmicos (Ramos 1985a). Estos sedimentos finos pueden funcionar como niveles de despegue para la deformación del sustrato volcánico. Spalletta (1991) describe intrusiones graníticas triásicas asociadas a las facies hipabisales del Grupo Choiyoi en la estancia Los Manantiales ubicada hacia el este de la región.

Apertura de la cuenca mesozoica

La sedimentación mesozoica comienza en la zona con depósitos gruesos continentales que se apoyan en discordancia angular sobre las volcanoclastitas del Grupo Choiyoi. Los mismos están constituidos por conglomerados y areniscas lutíticas e intercalaciones de niveles piroclásticos formados por tobas de caída y brechas ignimbríticas. Estos depósitos fueron descritos en la región del Espinacito por diversos autores (Volkheimer *et al.* 1978). Alvarez *et al.* (1995) los agrupan bajo el nombre Formación Rancho de Lata, ubicándolos en el intervalo comprendido entre el Triásico medio-superior y el Lias temprano. La gran variabilidad lateral de espesores de estos depósitos así como sus características litológicas llevaron a Ramos *et al.* (1993) a interpretarlos como de synrift acumulados durante el fallamiento extensional acaecido a partir del Triásico medio-superior en la región. Esta interpretación se utilizará como una de las bases para proponer en la región un modelo de inversión tectónica.

La sedimentación marina en la cuenca

a. Formaciones Los Patillos y La Manga:

Sobre los depósitos de la Formación Rancho de Lata y en discordancia angular yacen los depósitos calcáreos

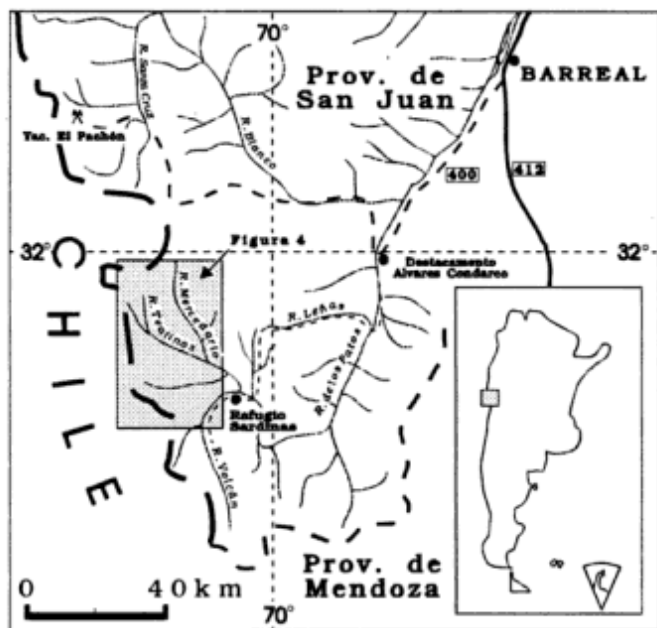


Figura 1: Mapa de ubicación de la comarca.

marinos de las formaciones Los Patillos (Alvarez *et al.* 1995) y La Manga. Los mismos se observaron en el sector oriental de la comarca sobre el valle del arroyo Las Flores donde ya habían sido mencionados por Kühn (1914) y Stipanovic (1966) (Fig. 4). En este sector están compuestos por 250 m de intercalaciones de areniscas

calcáreas amarillentas y blanquecinas con lutitas verdosas en las que se ha observado una abundante fauna amonitifera y de bivalvos.

La edad de esta formación fue acotada entre el Pliensbaquiano y el Caloviano inferior alto (Alvarez *et al.* 1995).

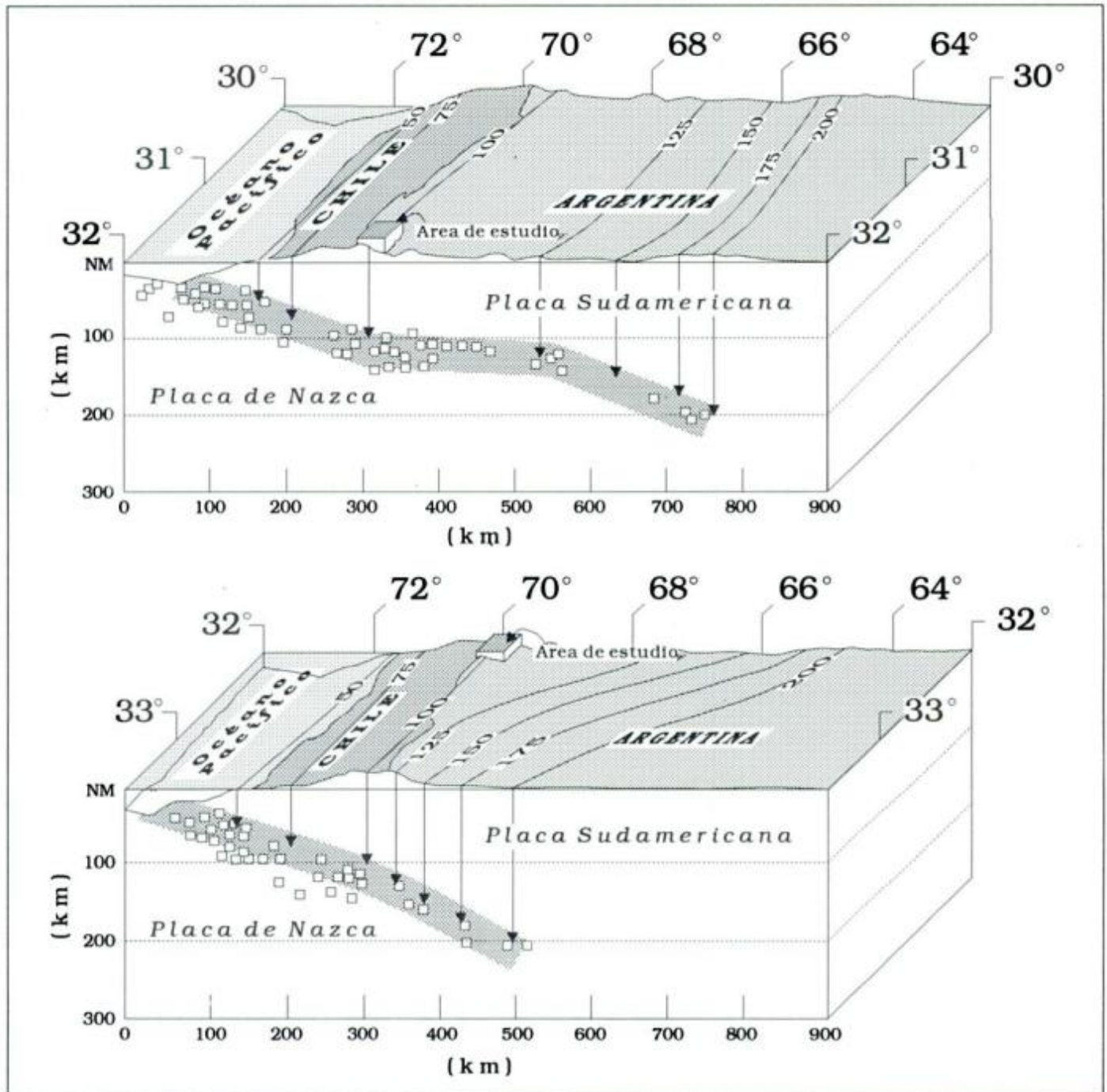


Figura 2: Bloque diagrama que muestra la ubicación de la comarca y la geometría actual de la zona de subducción cercana a los 32° de latitud sur. Los cuadrados blancos representan la posición de los hipocentros de los principales sismos registrados a esta latitud, según la base de datos utilizada por Cahill e Isacks (1992). Las curvas trazadas en superficie y rotuladas en kilómetros unen puntos de igual profundidad de la zona de Wadati-Benioff. Se puede observar que la comarca se ubica en un sector de transición entre una subducción subhorizontal y una inclinación 30°. La exageración vertical de la topografía es x5.

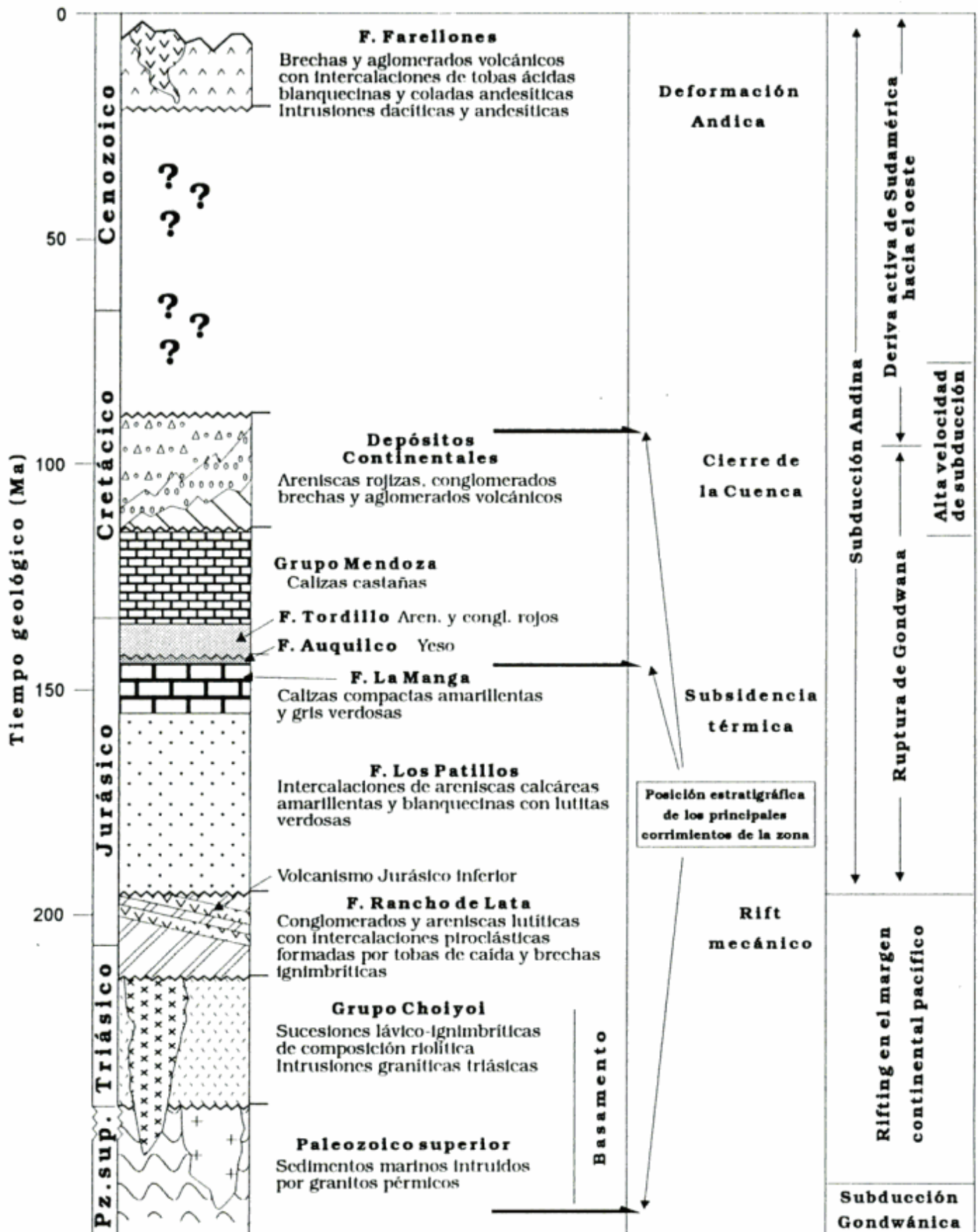


Figura 3: Cuadro en el que se puede observar la relación entre la estratigrafía, los eventos deformantes que actuaron en la comarca y el régimen de placas en el margen occidental sudamericano.

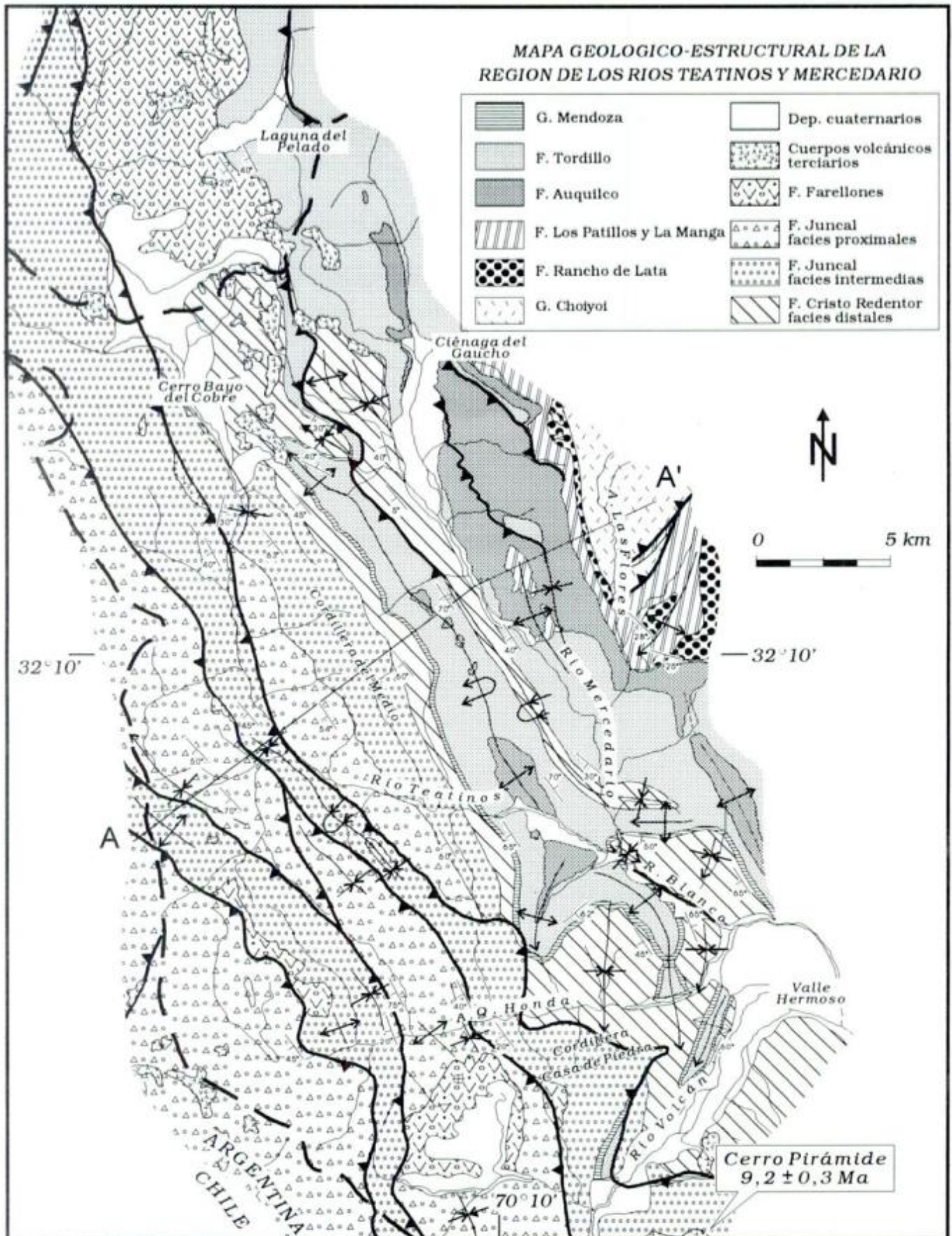


Figura 4: Mapa geológico-estructural de la región en el que se indica la traza de la sección balanceada de la Fig. 12.

Por encima de los depósitos de la Formación Los Patillos yace en discontinuidad un paquete de aproximadamente 30 m de calizas compactas amarillentas y gris verdosas con intercalaciones de lutitas y margas asignado a la Formación La Manga. El mismo presenta una abundante fauna de bivalvos.

Los depósitos de las formaciones Patillos y La Manga, típicos de una plataforma marina somera, son interpretados como formados durante una etapa de subsidencia térmica. La angularidad que se observa en el arroyo Las Flores entre las Formaciones Rancho de Lata y Los Patillos correspondería a la discordancia post-ruptura del rift (Ramos *et al.* 1993).

b. Formación Auquilco

Sobre los depósitos calcáreos de la Formación La Manga se apoya un paquete evaporítico formado principalmente por yeso que es asignado a la Formación Auquilco. Estos afloramientos suelen ser del tipo diapíricos y presentan fuertes variaciones de espesor. Constituyen los núcleos de anticlinales y frentes de corrimientos. Se los puede observar en ambos márgenes del río Mercedario, y en la cordillera Casa de Piedra, destacándose el afloramiento yesífero de más de 40 km² que se ubica sobre la margen oriental del río Mercedario (Fig. 4), el que se encuentra internamente repetido y muy deformado. Si bien en esta región la Formación Auquilco está constituida casi totalmente por depósitos evaporíticos de yeso y anhidrita, en algunos sectores presenta sales como halita e intercalaciones de rocas carbonáticas y en menor proporción de sedimentitas clásticas.

En la margen izquierda del río Teatinos se identificó un nivel carbonático de 80 m de potencia intercalado en la secuencia yesífera (Mosquera 1990), en el que se diferencian tres facies caracterizadas por:

Facies A: alternancia de fangolitas calcáreas negras, fétidas y laminadas con fangolitas calcáreas masivas, en las que se halló un fragmento de amonite no identificable.

Facies B: niveles de brechas calcáreas con clastos de fangolitas calcáreas de la facies A; suprayace a la misma y el contacto basal es erosivo.

Facies C: niveles de calcarenitas y sabulitas calcáreas con escasas intercalaciones de wackestones negros y fétidos.

La facies A es la más desarrollada y abarca más del 50 % de este nivel carbonático ubicándose tanto en el techo como en la base dando lugar a una secuencia cíclica, en cuya sección intermedia se desarrollan las facies C y B.

Legarreta y Gulisano (1989) también han reconocido en el ámbito de cuenca Neuquina una secuencia intermedia carbonática dentro de las evaporitas de la Formación Auquilco. La misma sería equivalente a la secuencia carbonática descrita en el río Teatinos por Mosquera (1990). Sin embargo esta última es más potente lo que



Figura 5: Mapa en el que se observa el extenso desarrollo del frente de corrimientos fuera de secuencia.

podría atribuirse a condiciones locales de depositación.

En cuanto a la participación clástica, Zapata (1990) observa en el perfil realizado en la confluencia entre los ríos Teatinos y Mercedario, intercalaciones delgadas de pelitas fétidas de color negro con areniscas rojas y verdes y una brecha carbonática con intercalaciones pelíticas hacia la base de la secuencia.

En la zona del arroyo Las Flores, puede verse el pasaje lateral entre las evaporitas de la Formación Auquilco y calizas asignadas a la Formación La Manga. Hacia el este, la Formación Tordillo se apoya directamente sobre la Formación La Manga, mientras que hacia el oeste lo hace sobre el yeso de la Formación Auquilco. Esto ya había sido notado por Stipanovic (1966) y por Ramos *et al.* (1993), y concuerda con los estudios de Legarreta y Gulisano (1989) que interpretan a las Formaciones La Manga y Auquilco como pertenecientes a la misma mesosecuencia depositacional.

Siguiendo la propuesta de Riccardi y Gulisano (1992), se le asigna a la Formación Auquilco una edad oxfordiana-kimmeridgiana basal. El espesor de la misma en la región estudiada es difícil de determinar, ya que en general estas evaporitas se presentan muy deformadas y diapirizadas, pero se estima que no supera los 200 metros. La Formación Auquilco funciona como una excelente superficie de despegue en la deformación de la región.

Formación Tordillo

Los depósitos terrígenos de la Formación Tordillo están representados por conglomerados y areniscas rojas. Su espesor es variable oscilando entre los 600 y 800 metros. En algunos sectores como en el sector norte de la Cordillera del Medio (Fig. 4), esta formación tiene abundantes niveles volcánicos y volcanoclásticos, representados por coladas basálticas con amígdalas de calcita y tobas. Hacia el sur de la comarca en la región del río Volcán, Cristallini y Cangini (1993), observan que en los términos superiores de la Formación Tordillo abundan las areniscas finas y lutitas de color verdoso, y en ese sector esta unidad se pudo dividir al igual que en su localidad tipo (río Tordillo, Mendoza) en un Tordillo rojo inferior, y uno verde superior. Si bien esta formación no contiene fósiles, su edad se encuentra acotada estratigráficamente entre el Oxfordiano tardío-Kimmeridgiano temprano correspondiente a la discordancia intramálmica (Stipanovic y Rodrigo 1970; Riccardi y Gulisano 1992). La parte basal del Tithoniano inferior es datada por la presencia de amonites de la zona de *Virgatosphinctes mendozanus* en las pelitas de la Formación Vaca Muerta que la sobreyacen en las nacientes del río Volcán (Cristallini y Cangini 1993).

Grupo Mendoza

Los depósitos de la Formación Tordillo se van hacien-

do más finos hacia su parte superior y finalmente pasan a los depósitos marinos del Grupo Mendoza. En el perfil levantado al sur del cerro Bayo del Cobre (Fig. 4), el Grupo Mendoza está representado por 20 m de calizas castaño amarillentas, macizas hacia la base, finamente laminadas y con niveles fuertemente bioturbados hacia el techo de la secuencia. Algo al norte de este cerro en la margen oeste del río Mercedario el espesor de las calizas mendocianas se reduce a 10 metros. Están compuestas por calizas finamente estratificadas con laminación estromatolítica, que desaparecen hacia el norte donde la Formación Cristo Redentor se apoya directamente sobre la Formación Tordillo. Vuelven a aparecer hacia el norte, en territorio chileno (Rivano y Sepúlveda 1986), lo que indicaría que hacia la época de su depositación posiblemente existiera un alto topográfico local al norte del cerro Bayo del Cobre. Hacia el sur de ese cerro, el Grupo Mendoza comienza a aumentar su espesor y su variedad litológica. Sobre el valle inferior del río Teatinos, está formado por 150 m de intercalaciones de wackestones y packstones grises amarillentos con abundantes niveles de *Thalassinoides* sp. y restos de bivalvos (Mosquera 1990). Estos últimos han sido asignados al Tithoniano temprano - post Hauteriviano temprano por Lo Forte (1991). Hacia la base estos depósitos están intercalados con niveles de yeso sacaroide. En la región del alto río Volcán, Cristallini (1992), individualizó dentro del Grupo Mendoza a la Formación Agrio compuesta por calizas amarillentas con niveles de pelitas verdes, a la Formación Mulichinco compuesta por areniscas calcáreas, y a la Formación Vaca Muerta compuesta por pelitas negras bituminosas y fétidas y calizas oscuras. El espesor del grupo en ese sector es de 270 metros. Como se puede ver la potencia del Grupo Mendoza disminuye hacia el norte. En el sector del río Volcán y en el río Teatinos se han individualizado niveles de areniscas y brechas calcáreas que se asocian a caídas del nivel del mar en la parte intermedia de la secuencia del Grupo Mendoza. Esto estaría relacionado a la proximidad de un borde local de cuenca hacia el sector del cerro Bayo del Cobre. Se usa la palabra local dado que hacia el noroeste, en sector chileno vuelven a aparecer afloramientos mendocianos. La edad del Grupo Mendoza en la región se ubica entre el Tithoniano temprano y el Hauteriviano temprano y está dada por fósiles encontrados en el sector del río Volcán (Cristallini y Cangini 1993).

Los depósitos continentales cretácicos y el cierre definitivo de la cuenca

Sobre el Grupo Mendoza se apoyan una serie de depósitos volcanoclásticos continentales con notables cambios de facies, que indican el cierre definitivo de la cuenca. Los mismos han recibido diferentes nombres según los autores y los lugares en que fueron estudiados. Cristallini y Cangini (1993) proponen para estos depósitos un esquema de distribución de facies volcanoclásticas

asociadas a un arco magmático ubicado hacia el oeste de la comarca y los dividen en:

- Facies volcánicas propiamente dichas
- Facies volcanoclásticas proximales
- Facies volcanoclásticas intermedias
- Facies volcanoclásticas distales

Las primeras a estas latitudes se desarrollan en territorio chileno pero no afloran en la comarca, en cambio sí lo hacen hacia el sur en la región del valle medio del río Volcán, y están compuestas por coladas lávicas andesíticas (Cangini 1992).

Los términos más volcánicos presentes en la región del río Teatinos se ubican sobre el flanco occidental de la cordillera del Medio y sobre dos láminas más sobrecorridas hacia el oeste (Fig. 4). Corresponden a brechas grano o matriz soportadas intercaladas con bancos de conglomerados y aglomerados volcánicos. Los mismos son fácilmente confundibles con la Formación Farellones que los sobreyacen en discordancia. Se los correlaciona con la Formación Juncal (Ramos *et al.* 1990). Es de hacer notar que en el sector chileno se usa el nombre de Formación Abanico (Aguirre Le Bert 1960), pero diversos autores pusieron en evidencia lo desacertado de esta denominación (Godoy *et al.* 1988, Rivano *et al.* 1986, Ramos *et al.* 1990) ya que la misma no corresponde a la localidad tipo donde Aguirre Le Bert (1960) describe las volcanitas y sedimentitas cretácicas, sino al cerro Abanico, el cual está ubicado frente a la ciudad de Santiago de Chile a cientos de kilómetros del lugar, y que según dataciones posteriores al trabajo de Aguirre Le Bert (1960) son de edad terciaria.

Las facies volcanoclásticas intermedias están caracterizadas por intercalaciones de brechas y conglomerados matriz o grano soportados, y areniscas con finas capas tobáceas. Se correlacionan con la parte más baja de la Formación Juncal y en la región se ubican en el flanco occidental de la Cordillera del Medio, en la margen oeste del río Teatinos y sobre una lámina sobrecorrida hacia el oeste (Fig. 4).

Las facies más distales en cambio se encuentran hacia ambos flancos de la Cordillera del Medio, y en el flanco norte del sinclinal del río Blanco. Están formadas por depósitos samíticos rojizos con pocas intercalaciones de conglomerados finos y abundantes intercalaciones de tobas de caída de menor granometría que en las facies anteriores. Se correlacionan con la Formación Cristo Redentor, definida por Aguirre Le Bert (1960), o con la Formación Diamante, definida por Yrigoyen (1976) dependiendo de las litologías locales de las mismas. Por ejemplo en el sector de la Cordillera del Medio tienen las mismas características que la Formación Cristo Redentor en su localidad tipo, mientras que hacia el sur en las nacientes del río Volcán su litología es más similar a la de la Formación Diamante.

El pasaje entre las distintas facies es transicional tanto en el sentido vertical como lateral. En esta comarca las sedimentitas y volcanoclásticas cretácicas yacen

sobre las evaporitas de la Formación Huitrín (en la cordillera Casa de Piedra) o directamente sobre las calizas mendocianas (en la cordillera del Medio). No se observaron las brechas calcáreas basales descritas por Cristallini (1992) en la región del alto río Volcán.

Los depósitos continentales cretácicos no cuentan con registro fosilífero en la región, por lo que estratigráficamente sólo se puede decir que son post-Hauteriviano inferior. Cristallini y Cangini (1993) presentan dos dataciones de 29 ± 1 Ma y 23 ± 1 Ma sobre andesitas de la Formación Juncal, y consideran que estas edades están rejuvenecidas por la actividad magmática terciaria manifestada por la presencia de cuerpos subvolcánicos y zonas de alteración hidrotermal. Diversos autores le asignaban a estos depósitos una edad que iba desde el Cretácico superior al Paleógeno (Groeber 1953; Thomas 1958; Aguirre Le Bert 1960; Stipanovic 1969). Actualmente se postula una edad mayor para los términos inferiores, llevándola hasta el Cretácico inferior sobre la base de intrusivos graníticos que los afectan (Rivano 1986; Eisner 1987; Ramos y Cingolani 1989).

Volcanitas y volcanoclásticas terciarias

En discordancia sobre los depósitos mesozoicos yace una serie de volcanitas y volcanoclásticas terciarias que son asignadas a la Formación Farellones (en el sentido de Rivano *et al.* 1990). Los afloramientos de las mismas son muy abundantes en una faja que se ubica al oeste del río Teatinos, sobre la divisoria de aguas interoceánicas. Los mismos se encuentran caracterizados por brechas y aglomerados volcánicos con intercalaciones de tobas ácidas blanquecinas y coladas de composición andesítica o dacítica. Intruyendo estos depósitos y todos los previamente formados hay cuerpos de naturaleza volcánica o subvolcánica, de composición dacítica como el del cerro Bayo del Cobre o andesítica como el del cerro Pirámide. Este es un aparato volcánico situado en el extremo sudoriental de la región en estudio. Tanto la litología como el color y aspecto general de los depósitos terciarios es muy semejante al de los volcanoclásticos cretácicos más próximos al arco. Esto hace que en algunos sectores sean difíciles de diferenciar.

Las volcanitas y volcanoclásticas terciarias cuentan con abundantes dataciones radiométricas, que varían entre 20,4 Ma para el sector chileno (Munizaga y Vicente 1982) y 8,9 Ma para el argentino (Ramos *et al.* 1991), haciéndose más jóvenes hacia el este. Esto evidencia una expansión en la misma dirección del arco volcánico durante el Mioceno-Plioceno (Ramos *et al.* 1991). En la comarca de estudio se cuenta con una edad K/Ar (roca total) de $9,2 \pm 0,3$ Ma para las andesitas del cerro Pirámide (Cristallini y Cangini 1993). Esta edad es importante para datar la estructuración de la comarca, ya que las rocas volcánicas y subvolcánicas terciarias se

emplazan discordantemente sobre los depósitos anteriores ya deformados. En el sector de laguna del Pelado, los depósitos volcanoclasticos de la Formación Farellones se encuentran inclinando 20° O y a su vez yacen en discordancia angular sobre los depósitos de la Formación Tordillo que inclinan 40° O. Este hecho estaría indicando una deformación que comienza antes que los depósitos de la Formación Farellones pero que continúa simultáneamente con la formación de los mismos.

Estructura

Los primeros estudios sobre la estructura de la Alta Cordillera de los Andes fueron realizados por Darwin (1846), Stelzner (1878) y Wherli y Buckhardt (1898). Estos autores presentaron modelos sencillos en los que el plegamiento jugaba el papel más importante en la deformación mientras que el fallamiento estaba presente sólo en forma subordinada. Desde entonces y hasta la actualidad se elaboraron numerosas y diferentes propuestas.

Schiller (1912) logra una buena comprensión de la estructura de la Alta Cordillera de Mendoza donde reconoce repeticiones tectónicas y realiza la importancia del yeso en la deformación. Este autor la describe como una zona "de revolución tectónica de tipo alpina, en la cual han tenido lugar dislocaciones" y dice que "no es comprensible como semejantes dislocaciones pueden producirse sólo por plegamiento" (Schiller 1912, pgs. 52 y 56). Lamentablemente sus conclusiones y observaciones no fueron correctamente valoradas, volviéndose con posterioridad a esquemas más simplistas influenciados por los estudios realizados por González Bonorino (1950). Este autor presenta una sección geológica de la Cordillera de los Andes a los 33° latitud sur según la cual la estructura está caracterizada por una flexura a gran escala. Este concepto fue dominante durante varias décadas quedando en el olvido las interpretaciones realizadas por Schiller (1912), hasta que Vicente (1972) las retoma en un perfil que realiza a lo largo del río Cuevas. Posteriormente, los estudios realizados por Yrigoyen (1976 y 1979), Ramos (1985 a y b), Cegarra (1987), Eisner (1987), Mussini (1989) han permitido determinar que la estructura de la Alta Cordillera de Mendoza es muy compleja y típica de una faja plegada y corrida de tipo epidérmico (Ramos 1985b).

En cuanto a la Alta Cordillera de San Juan, Schiller (1912) sostiene que su estructura es mucho más sencilla que en Mendoza. En este trabajo, se intenta demostrar que esta aparente sencillez no era tal, y estaba basada en la falta de un levantamiento geológico regular y detallado, y tanto esta contribución como los trabajos de Mosquera y Zapata (1991) y Cristallini y Cangini (1993) muestran una estructura más compleja caracterizada por sobrecorrimientos, bajocorrimientos, estructuras

dúplex, corrimientos fuera de secuencia, pliegues por flexión y propagación de falla y por despegue.

Sin embargo, Schiller (1912) no estaba equivocado en considerar que las características estructurales de la Cordillera al norte de Mendoza y al sur de San Juan no son las mismas. En Mendoza tiene características de una faja plegada y corrida de tipo epidérmica en la que la deformación principal se ha dado en la lámina superior despegada en el yeso de la Formación Auquilco (Ramos 1985b). En cambio en el sector sanjuanino, si bien las evaporitas se siguen manteniendo como un nivel preferencial de despegue, hay claras evidencias que indican que el basamento participa en forma activa en la deformación y que llevan a pensar que la complicada estructura es resultado de la inversión tectónica terciaria de fallas directas triásicas como ya lo insinuaron Mosquera (1990) y Cristallini y Cangini (1993).

Descripción de la estructura superficial

La estructura de la región se caracteriza por fallas inversas de bajo ángulo y pliegues apretados, algunos hasta volcados, con rumbo aproximado $N20^\circ O$ (Fig. 4). Sin embargo, en algunos sitios como en la cordillera Casa de Piedra las estructuras toman rumbos oblicuos N-S e $N30^\circ E$ (Fig. 4 y Fig. 9). Estas distorsiones estructurales son atribuidas a la sobreimposición de dos sistemas oblicuos de plegamiento y serán discutidas con detalle más adelante. Las unidades afectadas por la deformación son el Grupo Choiyoi, las formaciones Rancho de Lata, Los Patillos, La Manga, Auquilco y Tordillo, el Grupo Mendoza y las formaciones Diamante, Cristo Redentor, Juncal y Farellones.

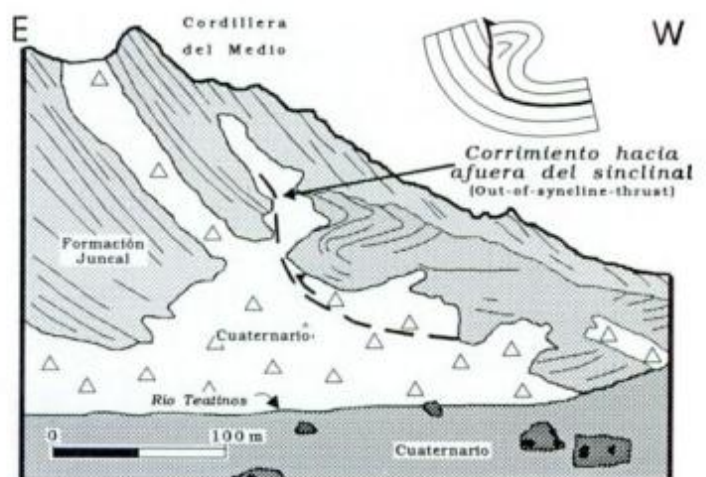


Figura 6: Bosquejo panorámico que muestra el desarrollo de un corrimiento hacia afuera del sinclinal en el flanco occidental de la Cordillera del Medio. El mismo se forma al no poder resolverse en forma dúctil o por cizalla interestratal la falta de espacio generada en el núcleo del sinclinal sobre las volcanoclastitas de la Formación Juncal.

La comarca se puede dividir en dos subregiones con características estructurales distintivas. En la occidental (Fig. 4) predominan fallas inversas de bajo ángulo (sobrecorrimientos) con pliegues subordinados. La subregión oriental, en cambio, se caracteriza por grandes pliegues y corrimientos de mayor ángulo. El límite entre ambas está dado por un sobrecorrimiento fuera de secuencia respecto a la estructura oriental que regionalmente es muy importante, desarrollándose a lo largo de más de 150 km (Fig. 5). El mismo se extiende al norte hasta la región del río Pachón. Desde el río Alitre ubicado en territorio chileno, pasa al sector argentino, controlando en parte el paso de los Teatinos y el río del mismo nombre. Sigue hacia el sur hasta la región de Valle Hermoso, donde había sido reconocido por Schiller (1912), quien lo describió como una discordancia intracretácica (véase Ramos y Aguirre Urreta 1991). Este sobrecorrimiento continúa al sur hasta la región del río Volcán (Cristallini y Cangini 1993), y ya en Mendoza en los ríos Matienzo y Cuevas (Mussini 1989) donde pasa nuevamente a Chile por el valle del río Juncal hasta el río Monos de Agua (Ramos *et al.* 1990).

Hacia el oeste, se presentan al menos tres corrimientos más de dimensiones similares y separados por distancias inferiores a los cuatro kilómetros. Como estructuras menores hay anticlinales y sinclinales relacionados genéticamente con los corrimientos antes mencionados (véase mapa geológico, Fig. 4 y perfil balanceado, Fig. 12).

Donde el río Teatinos comienza a cortar a la Cordillera del Medio, el valle deja de estar controlado por el sobrecorrimiento. Hacia el oeste del mismo se ubican un sinclinal separado por un sobrecorrimiento de otro sinclinal. En este sector, estos dos pliegues se presentan volcados hacia el este, pero tanto en el norte como en el sur su posición es normal. En el arroyo de la Honda, estos sinclinales son cubiertos en discordancia por volcanitas de la Formación Farellones lo que indica que la estructuración del mismo fue previa a estos depósitos.

La subregión oriental está caracterizada por un gran anticlinal que forma uno de los rasgos orogénicos más importantes de la comarca: la cordillera del Medio. La divisoria de aguas de la misma no coincide con el eje del anticlinal sino que se ubica sobre su flanco occidental.

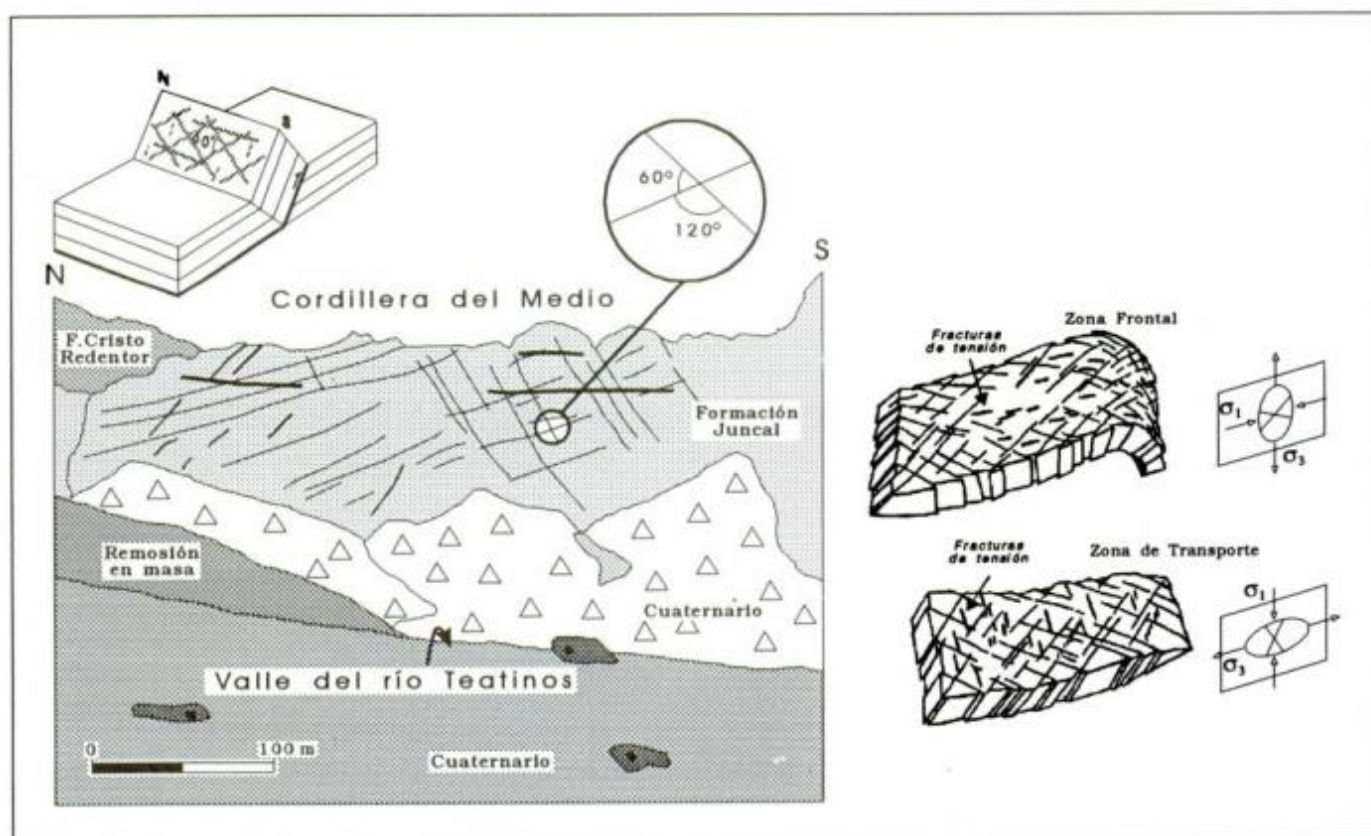


Figura 7: A la derecha se observa el desarrollo teórico de fallas de cizalla diagonales y fracturas de tensión en la zona "frontal" y de "transporte" de una faja plegada y corrida en relación a la posición de los esfuerzos σ_1 y σ_3 (Roeder y Weller 1982). A la izquierda se muestra el desarrollo de estas estructuras sobre el flanco occidental de la cordillera del Medio. Tanto las fallas de cizalla diagonales como la mayoría de las fracturas de tensión indican que esta cordillera se formó principalmente en la zona de transporte de la faja plegada y corrida. Sin embargo se pueden ver, menos marcadas, algunas fracturas de tensión que indican que el anticlinal que da origen a esta cordillera se comenzó a generar cuando formaba parte de la zona frontal.

Este anticlinal volcado y de vergencia oriental tiene un despegue basal en las evaporitas de la Formación Auquilco. Su flanco occidental inclina hacia el oeste entre 45° y 60° y el oriental entre 65° y 70° al oeste. Su eje no buza en el sector central, pero hacia el sur, en la cordillera de Casa de Piedra, el mismo se desvía hacia el suroeste y buza aproximadamente 25° al sur. En el sector del cerro Bayo del Cobre el eje de este anticlinal buza suavemente hacia el noroeste.

Hacia el oeste del cerro Bayo del Cobre se puede observar un sinclinal (Fig. 4) que presenta como estructura subsidiaria un corrimiento hacia afuera del sinclinal (*out-of-the-syncline-thrust*). El mismo (Fig. 6) se produce por una falta de espacio en el núcleo de la estructura, es decir que al plegarse los bancos rígidos de la Formación Juncal, y al no poder resolverse el problema espacial en el centro del sinclinal por cizalla interestratal, se produce un fallamiento inverso con el consiguiente plegamiento de los bancos ubicados por encima del mismo (véase Fig. 6).

Sobre el flanco occidental del anticlinal de la Cordillera del Medio se observan una serie de fallas de cizalla diagonales y fracturas de tensión (Fig. 7). Según los conceptos de Roeder y Weller (1982) tanto la posición de

las fracturas de tensión como el desplazamiento relativo y geometría de las fallas diagonales está relacionado con la zona dentro de la faja plegada y corrida en la que se está produciendo la deformación. Así es que de acuerdo a esos autores dentro de la zona frontal (Fig. 7) las fracturas de tensión tienen el rumbo de la dirección de transporte y dentro de la zona de transporte el mismo es perpendicular a esta dirección. El movimiento teórico relativo de las fallas diagonales está directamente relacionado con la posición del elipsoide de deformación al igual que el ángulo entre las fallas diagonales que es menor en la dirección del máximo esfuerzo σ_1 . En el campo se determinaron las posiciones de las fracturas de tensión y el ángulo entre las fallas diagonales. Como se observa en la Fig. 7, estas últimas se disponen formando un ángulo de 60° en la dirección del rumbo por lo que se puede decir que se formaron en la zona de transporte de la faja plegada y corrida. En cuanto a las fracturas de tensión, las mismas se disponen tanto paralelas como perpendiculares al rumbo de la estructura. Las primeras, mucho más marcadas, corresponden a la zona de transporte, mientras que las segundas, más sutiles, podrían ser más antiguas y corresponder a una etapa inicial en la zona frontal.

Hacia el este de la cordillera del Medio se observa un sinclinal volcado que controla el curso del río Mercedario y que hacia el norte pasa a un sobrecorrimiento (Fig. 4). La zona de transferencia, en la que el rechazo del mismo comienza a ser absorbido por plegamiento, se ubica aproximadamente en el punto medio entre la desembocadura del arroyo Las Flores y Ciénaga del Gaucho. Sobre la margen oriental del río Mercedario hay un afloramiento muy importante de yeso de la Formación Auquilco caracterizado por deformación diapírica y repeticiones tectónicas. En su interior se observa una ventana de erosión que deja al descubierto un pequeño afloramiento al que no se ha podido acceder pero que posiblemente corresponda a las calizas de la Formación La Manga.

Hacia el norte, controlando el valle del arroyo de las Ojotas, se presenta un sobrecorrimiento que despega en las evaporitas de la Formación Auquilco.

Un sector complicado estructuralmente es el de la confluencia entre los ríos Teatinos y Mercedario y la cordillera de Casa de Piedra (Vicente *et al.* 1973, Mosquera y Zapata 1991) (Figs. 4 y 9). En este sector, mientras el eje del anticlinal de la cordillera del Medio se bifurca en una rama con rumbo N30°E y otra con rumbo N50°O, el eje del sinclinal del río Mercedario se desvía en sentido contrario tomando un rumbo prácticamente E-O. Por otra parte, controlando el valle del río Blanco se infiere una falla con desplazamiento de rumbo. Más adelante se analizará cómo estas distorsiones en la estructura están asociadas a la superposición de pliegues y a la deformación del basamento.

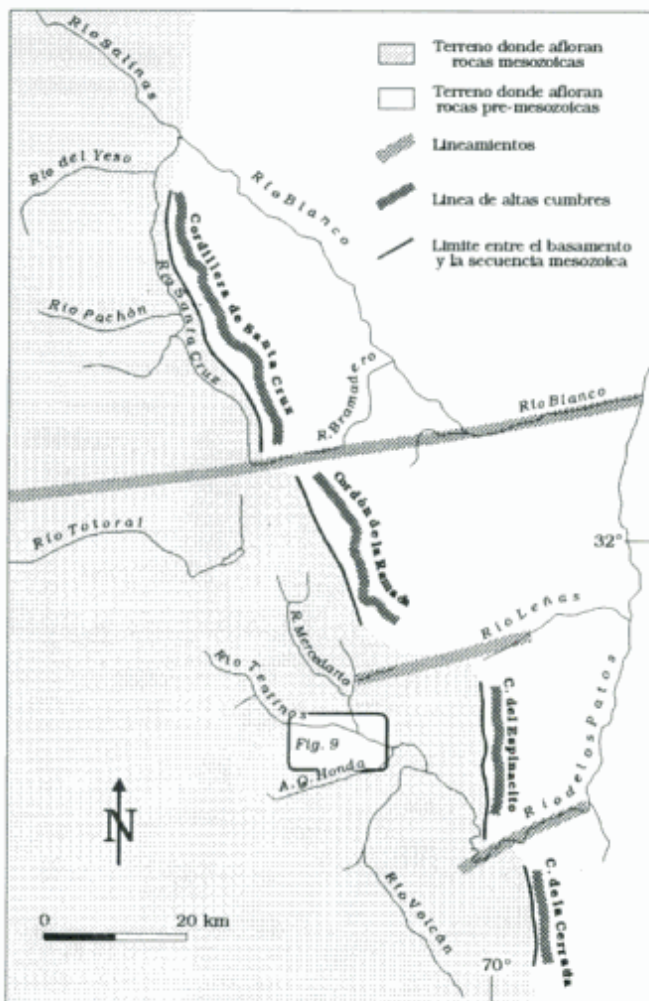


Figura 8: Mapa de la región en que se muestran los principales lineamientos que delimitan los bloques de basamento.

Participación del basamento en la deformación

En el mapa de la Fig. 8 se marcaron los límites entre el basamento (Grupo Choiyoi) y la cobertura sedimentaria mesozoica. Si se observa con detenimiento, es fácil identificar grandes lineamientos que coinciden con la cordillera de Santa Cruz y con los cordones de la Ramada-Mercedario, el Espinacito y la Cerrada. En el flanco occidental de éstos se encuentra el límite basamento-cobertura sedimentaria. Estos cordones de rumbo noroeste forman una faja discontinua, y hacia el sur los distintos segmentos se desplazan hacia el este en forma escalonada. El límite entre los mismos está dado por otros lineamientos, en este caso representados por depresiones E-O (Fig. 8). De norte a sur, la primera de ellas que separa la cordillera de Santa Cruz del cordón de la Ramada-Mercedario, es la correspondiente al paso de la Guardia, tramo superior del río del Bramadero y tramo inferior del río Blanco, e incluso puede seguirse en Chile en el tramo superior del río Choapa. La segunda de ellas que separa el cordón de la Ramada-Mercedario del cordón del Espinacito, corresponde al río Leñas y al principal afluente del arroyo de Las Flores. Por último la tercera, que separa el cordón del Espinacito del de la Cerrada, corresponde al tramo del río los Patos que corre con rumbo noreste.

Es evidente que estos lineamientos están relacionados a una estructuración heredada del basamento como podría ser un sistema escalonado de rift reactivado durante la orogenia andina. Algunos de los lineamientos como el del paso de la Guardia y arroyo Bramadero parecen estar controlados por fallas entre los bloques de basamento participantes, pero otros como en el del

límite entre el cordón de la Ramada y el del Espinacito, sólo tienen expresión morfológica. Por otro lado la secuencia sedimentaria mesozoica que se apoya sobre el basamento no se presenta en ningún caso fallada en los límites entre bloques.

Interferencia de estructuras controlada por el basamento

La fragmentación escalonada del basamento a la que se hizo referencia en el párrafo anterior, conduce a que el mismo presente entradas como la ubicada entre el cordón de la Ramada y el cordón del Espinacito en las que se puede observar a la cobertura mesozoica muy deformada (Fig. 9). Si se observa el mapa de la Fig. 9 y se sigue el contorno de los bancos del Grupo Mendoza es fácil concluir que las caprichosas formas que los mismos siguen no se deben a un solo sistema de pliegues sino que son el producto de la interferencia de al menos dos.

Ramsay (1967) clasificó a los pliegues sobreimpuestos en cuatro tipos usando la relación angular entre el plano axial de la primera fase de plegamiento y el de la segunda, y entre la línea de charnela de la primera fase (F_1) y la de la segunda (F_2) (Fig. 10). En la Fig. 9 (derecha) se muestran los patrones de interferencias que podrían relacionarse con el mapa de la izquierda de la misma figura. Ramsay (1967) no fue el único en estudiar los plegamientos sobreimpuestos, también lo hicieron otros como Carey (1962) y Thiessen y Means (1980). Estos últimos utilizan tres ángulos (α, β, γ) que pueden verse en la figura 10 y compararse con los de Ramsay (1967). Los patrones confeccionados por Thiessen y Means (1980)

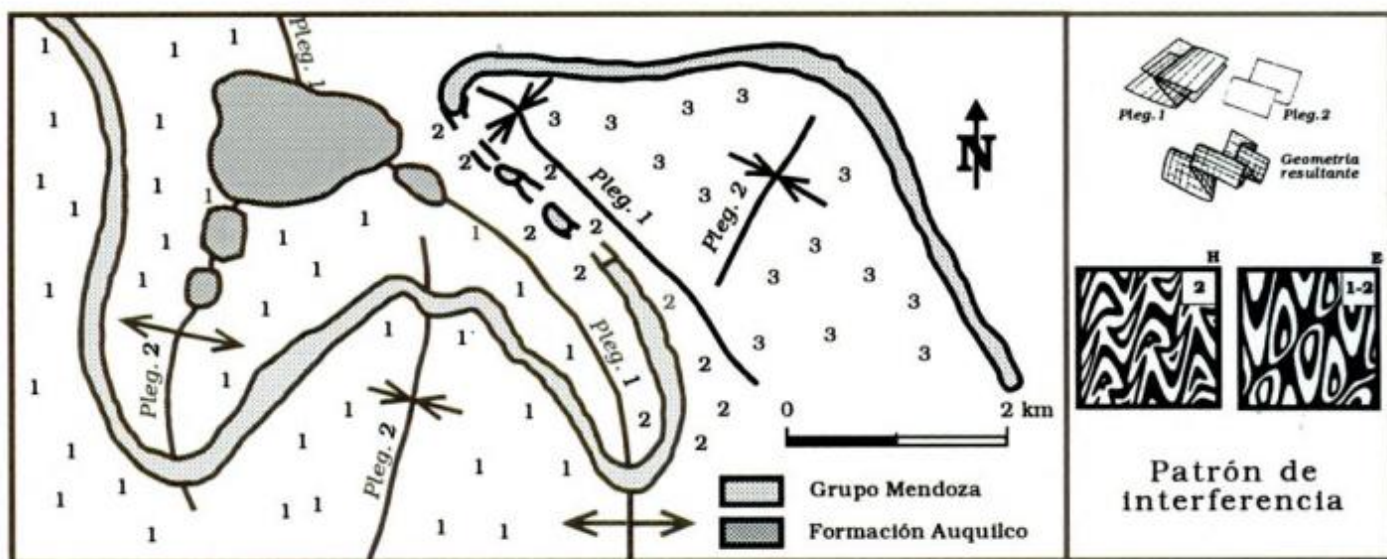


Figura 9: A la izquierda un mapa simplificado de la región de la Cordillera Casa de Piedra muestra la complicada disposición de los bancos del Grupo Mendoza. Los números 1, 2 y 3 indican los dominios que fueron definidos para hacer el análisis de pliegues sobreimpuestos. A la derecha se observa el tipo de superposición de pliegues (tipo 2 de Ramsay, 1967) a que responden estas complicaciones y el patrón generado de la intersección de los pliegues con una superficie horizontal.

son tridimensionales a diferencia de los de Ramsay (1967) que son bidimensionales, y en ese sentido son más útiles ya que dan una mejor idea de las caprichosas formas que se pueden observar al combinar estos patrones con una topografía irregular.

En la Fig. 9 se muestra un mapa de la región de la cordillera de Casa de Piedra. En una primera aproximación si se compara el patrón de interferencia observado en el campo con los modelos de Ramsay (1967, fig. 22.16, p.494) y los de Thiessen y Mean (1980, fig. 5) se ve que se asemeja bastante al patrón 2H y j-k de la de las figuras respectivas.

La tradicional simplificación en la que se considera a los pliegues como cilíndricos para hacer su análisis geométrico mediante red estereográfica no es válida en estructuras sobreimpuestas ya que en la intersección de pliegues es común que los mismos sean cónicos o simplemente irregulares. Por esta razón es necesario dividir al área que se va a estudiar desde este punto de vista en dominios en los que sí sea aplicable la simplificación de pliegues cilíndricos. Para esto se trazaron sobre el mapa de la región de la cordillera Casa de Piedra (Fig. 9) las trazas axiales de los distintos pliegues. Se encontraron dos orientaciones preferenciales de las misma, NO y NE que se van a considerar como los dos sistemas sobreimpuestos. Es importante en esta etapa del análisis establecer el orden temporal de estos plegamientos. En la figura 22.12a de Ramsay (1967, p. 488), pueden verse dos pliegues sobreimpuestos de charnelas paralelas y planos axiales perpendiculares; si se observa el resultado de la sobreimposición (figura 22.12b, p.488 de Ramsay 1967) puede notarse que las trazas axiales del primer plegamiento son plegadas por el segundo plegamiento, mientras que las del segundo son discontinuas y se presentan sin plegar pero entrecortadas. Si se observa

con detenimiento la traza del anticlinal que cruza el mapa de la Fig. 9 con rumbo noroeste se verá que la misma se presenta plegada, y si se observan las trazas axiales de los sinclinales ubicados en el centro sur y en el noreste de la comarca (Fig. 9), se puede ver que las mismas no se continúan sino que se presentan dislocadas. Esto lleva a suponer que la primera pertenece al primer plegamiento de la comarca (que en adelante se anotará como P1) mientras que las segundas lo hacen al segundo plegamiento (que en adelante se anotará como P2). Por lo antedicho estaríamos en condiciones de dividir el área en dominios separados por las trazas axiales de P1 y que pueden trabajarse haciendo la simplificación de pliegues cilíndricos (Fig. 9). Los dominios 1 y 3 fueron considerados sobre flancos occidentales de P1 mientras que el dominio 2 lo fue en el flanco oriental. En la Fig. 11a se volcaron los polos y ejes de los dominios 1, 2 y 3. El eje del P1 se determinó hacia el norte de este sector, sobre el margen occidental del río Mercedario, en donde este plegamiento no fue redefinido por P2. Debido a que los dominios 1 y 3 fueron tomados sobre el flanco occidental de P1, sus ejes deben estar contenidos en ese flanco, análogamente el eje del dominio 2 debe estar contenido en el flanco oriental, ya que sobre él fue definido. Con este concepto, es posible marcar en forma aproximada un plano correspondiente al flanco occidental de P1 (región sombreada de la Fig. 11b) y otro correspondiente a su flanco oriental. Los valores obtenidos de esta manera son de N35°O, I 42°-52° O para el flanco occidental y N35°O, I aprox. 67° O para el oriental. Esto indica que el primer plegamiento actuante en la región (P1), se presenta volcado con vergencia oriental. Como se puede observar en el mapa geológico de la Fig. 4, valores semejantes se midieron hacia el norte.

El segundo sistema que actuó en el sector (P2), es el responsable de las distorsiones y complicaciones estructurales que presenta P1 en la cordillera Casa de Piedra. La actitud de su plano axial está dada en forma aproximada por el promedio de las actitudes de los planos axiales obtenidos para los dominios 3 y 1 (Fig. 11a) y es aproximadamente de N20°E, I 80°-85° O. El buzamiento del eje de P2 no se puede obtener mediante este tipo de análisis ya que no corresponde al buzamiento de los ejes de los dominios 1 o 3 debido a que éstos se encuentran sobre el flanco occidental de P1.

Si se observa un mapa más regional como los de las Figs. 4 y 8, se puede ver claramente que el segundo plegamiento (P2) está controlado por la entrada del basamento entre el cordón de la Ramada y el Espinacito. Los bancos de las formaciones Rancho de Lata y Los Patillos que se ubican por encima del basamento, están formando un amplio anticlinal cuyo eje buza aproximadamente 25° hacia el azimut 210°. El rumbo del eje de este pliegue prácticamente coincide con el obtenido en el párrafo anterior, y por lo tanto el valor de su buzamiento puede ser utilizado para P2.

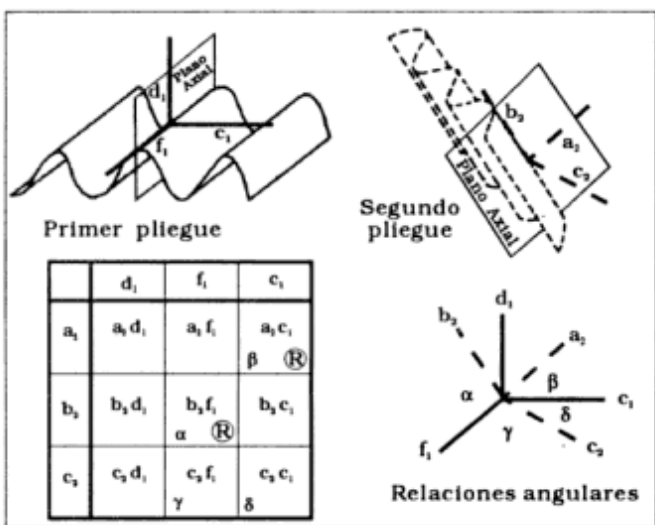


Figura 10: Se pueden observar los ángulos utilizados para clasificar los distintos patrones de pliegues sobreimpuestos, con la letra R se indican los usados por Ramsay (1967) y con α , β y γ los usados por Thiessen y Means (1980).

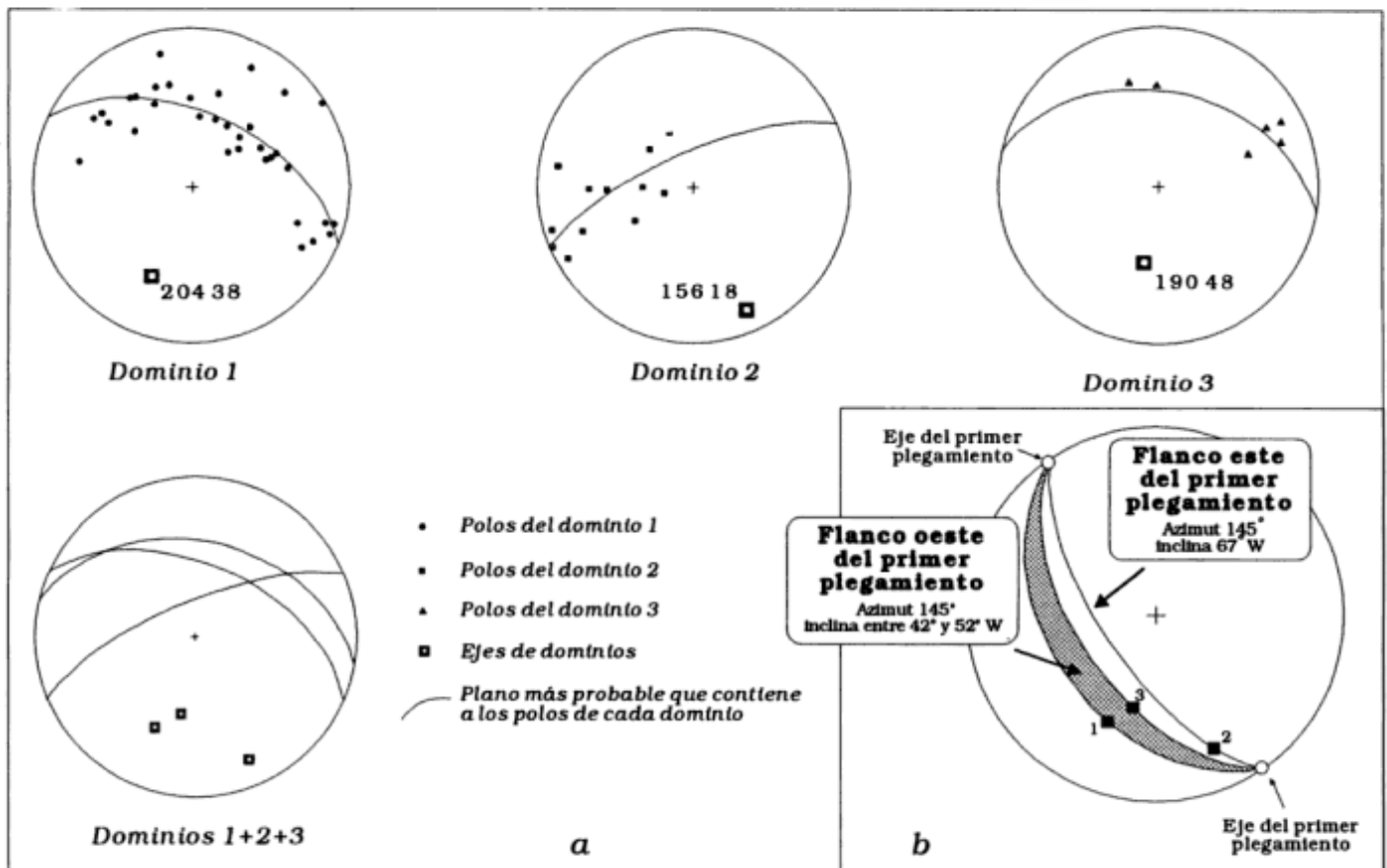


Figura 11: Se plotean en redes estereográficas de igual área los polos de cada uno de los dominios y se determina la posición de los ejes de los mismos. En el recuadro se muestran los arcos correspondientes a ambos flancos del primer plegamiento.

Tomando en cuenta las relaciones angulares, se puede clasificar el plegamiento sobreimpuesto en base a los siguientes valores:

$$\begin{aligned} d1 &= I.55^\circ \text{ al Az. } 235^\circ & a2 &= I.65^\circ \text{ al Az. } 004^\circ \\ f1 &= I.00^\circ \text{ al Az. } 145^\circ & b2 &= I.25^\circ \text{ al Az. } 200^\circ \\ c1 &= I.35^\circ \text{ al Az. } 055^\circ & c2 &= I.05^\circ \text{ al Az. } 107^\circ \end{aligned}$$

los ángulos utilizados para la clasificación son:

Ramsay (1967)	Thiessen y Means (1980)
α o f1 vs. b2 (Ej ₁ vs. b2) = 58°	α o f1 vs. b2 = 58°
β o c1 vs. a2 (PlAx ₁ vs. a2) = 47°	β o c1 vs. a2 = 43°
	γ o f1 vs. c2 = 57°

Si se utiliza la clasificación de Ramsay (1967) el sistema de sobreimposiciones en la región corresponde al tipo 2 o transición entre 1 y 2 (cuadro E o H de la Fig. 9). Según la clasificación de Thiessen y Means corresponde al tipo 2 (cubo j y k de la figura 5 de Thiessen y Means 1980).

Si bien la clasificación del sistema de pliegues no es importante en sí misma, lo que hay que remarcar como conclusión de este análisis es que en el área de la cordillera Casa de Piedra existe un sistema de pliegues sobreimpuesto, el primero de ellos (P1) corresponde al anticlinal volcado hacia el este de la cordillera del

Medio, su plano axial tiene un rumbo de S35°E aproximadamente e inclina entre 55° y 60° al O, su eje no buza salvo en el sector en que se presenta replegado por el segundo plegamiento (P2). Como ya se dijo cuando se describió la estructura superficial este pliegue despega en las evaporitas de la Formación Auquilco. El segundo plegamiento (P2) redeforma al primero y está claramente controlado por la estructuración del basamento. Fue por lo tanto, posterior a la deformación epidérmica. El plano axial de esta estructura tiene un rumbo de aproximadamente N20°E y es subvertical, el eje de la misma inclina alrededor de 25° hacia el sudoeste.

Perfil estructural balanceado

Los primeros perfiles estructurales balanceados en la comarca fueron realizados por Mosquera (1990) y Zapata (1990). Los mismos corresponden a secciones de la cordillera del Medio y cordillera Casa de Piedra respectivamente. En ambos se toman dos superficies de despegue, una inferior inferida en bancos de margas de edad liásica que afloran hacia el este de la comarca (Alvarez *et al.* 1995) y otra superior en las evaporitas de la Formación Auquilco. Los autores explican la deforma-

ción pasiva que experimentan los bancos post-Auquileo por repeticiones duplex en las secuencias inferiores. Asimismo remarcan la complicación estructural producida por la fluencia plástica y deformación diapírica de las evaporitas de la Formación Auquileo y los problemas de balanceo que éstas acarrearán.

Hacia el sur de la comarca Cristallini y Cangini (1993), explican la estructura de la cordillera de los Penitentes con una importante estructuración del basamento. Sostienen que la magnitud de esta cordillera no puede ser explicada solamente con la deformación de la lámina superior y realizan un modelo en el que repiten el basamento paleozoico superior - triásico. Sugieren que esta estructuración puede haber reactivado antiguas fallas directas correspondientes a un período de rifting triásico - jurásico inferior.

Las condiciones extensivas imperantes durante el Triásico-Jurásico inferior en este sector de los Andes (Charrier 1979; Kay *et al.* 1989; Ramos y Kay 1991), las características de sinrift de los depósitos de la Forma-

ción Rancho de Lata (Triásico-Jurásico inferior), la discordancia angular entre ésta y la Formación Los Patillos (Jurásico inferior) y el importante control del basamento en la estructura de la comarca, son los elementos que llevan a interpretar que la estructura de la región está caracterizada por la inversión terciaria de fallas directas vinculadas a un período de rifting triásico. Bajo este criterio, en el presente trabajo, se intenta reconstruir la estructura de la región en un modelo balanceado de inversión tectónica al que se considera esquemático dado que los datos con que se cuenta para hacerlo son exclusivamente superficiales. La estructura interna propuesta representa sólo una posible alternativa para explicar la deformación superficial observada. Los espesores utilizados en el perfil son los de los depósitos aflorantes, aunque en el caso de la Formación Rancho de Lata se han hecho variaciones en profundidad de su espesor sobre la base de las observaciones en el arroyo Las Flores. Las mismas son básicamente conceptuales dado que hacia el oeste no afloran estas secuencias.

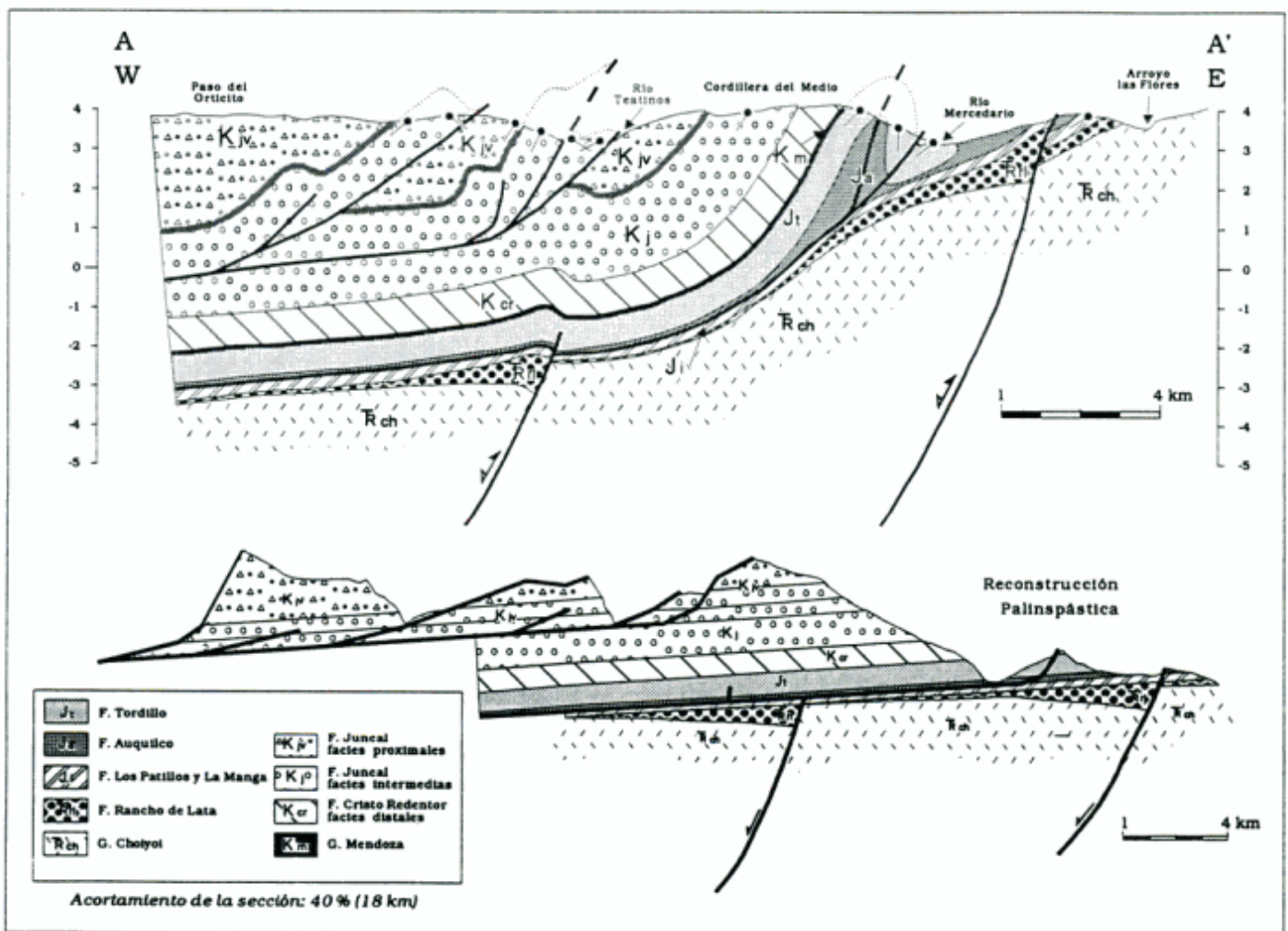


Figura 12: Arriba se ve el perfil estructural balanceado realizado a lo largo de la línea A-A' (Fig. 4). El mismo es esquemático ya que cuenta sólo con información de superficie. Abajo se observa la reconstrucción palinspástica del mismo. Nótese que no se presentan con la misma escala. El acortamiento mínimo calculado para la secuencia superior es de aproximadamente 40% (18 km).

El perfil presentado atraviesa la cordillera del Límite, la cordillera del Medio y llega hasta el pie del macizo de la Ramada. La vertiente occidental de la cordillera del Medio está formada por un potente homoclinal (flanco occidental del anticlinal de la cordillera del Medio) donde se presenta la secuencia post-Auquilco completa, con un espesor aproximado de 5,5 km (Fig. 12). De esta manera la profundidad de despegue de la estructura se ubicaría como mínimo a 5,5 km de profundidad. En la Fig. 12 se puede observar que este anticlinal volcado responde a un pliegue por despegue trasladado. Sus flancos apretados impiden explicarlo como un pliegue de propagación de falla. El despegue de esta estructura se ha propuesto en las evaporitas de la Formación Auquilco que afloran en el núcleo del anticlinal y que son lo suficientemente incompetentes para activar pliegues de este tipo.

Cuando se desarrolla un anticlinal por despegue el mismo requiere un flujo de material plástico para completar el espacio que se va generando en su interior. El volumen y la forma del mismo es función de la ductilidad del banco incompetente y del contraste reológico con los bancos más rígidos que lo sobreyacen, de la carga litostática, del esfuerzo que se aplica para deformarlo y del tiempo durante el cual es aplicado este esfuerzo. Pero independientemente de la forma y del volumen de este espacio, durante la evolución del pliegue hay un momento en el cual este volumen es máximo y a partir del cual, si se sigue apretando el anticlinal el material plástico que se encuentra en su interior tiene que ser desalojado. Por lo general lo hace en forma de domo por el núcleo del anticlinal, sobre todo si la charnela del mismo está expuesta. La presencia de los grandes cerros de yeso ubicados al este del río Mercedario, justo en la posición en que el anticlinal de la cordillera del Medio se presenta más apretado, podrían indicar que parte del material plástico requerido por el pliegue para su formación, ha sido desalojado hacia el este del mismo.

Sobre este gran diapiro de yeso ubicado sobre la margen oriental del río Mercedario, se pueden observar en fotografías aéreas e imágenes TM afloramientos que podrían corresponder a las Formaciones Tordillo y La Manga. La presencia de un anticlinal en este sector con un núcleo formado posiblemente por rocas manguenses indicaría que podría existir un despegue inferior al de la Formación Auquilco. En este trabajo se presenta un modelo conceptual de inversión tectónica para explicar al mencionado anticlinal como un pliegue por propagación de falla producido por la reactivación e inversión de una antigua falla directa triásica. Esta falla afloraría en el sector del perfil (Fig. 4), pero hacia el sur el punto de terminación de la misma quedaría sumergido debajo del nivel topográfico. Esto indicaría una pérdida de rechazo de la misma en esa dirección.

Hacia el este, sobre la margen occidental del arroyo Las Flores, se puede observar la base de la secuencia mesozoica. Sobre el basamento del Grupo Choiyoi, se

apoyan los depósitos de las Formaciones Rancho de Lata, Los Patillos, La Manga y Auquilco. Los mismos forman un homoclinal que inclina 30° al oeste. Esta estructura podría estar producida por la o las fallas que levantan al Cordón de la Ramada.

Hacia el oeste de la cordillera del Medio, sobre el río Teatinos se ubica un corrimiento que se encuentra fuera de secuencia con respecto a la estructura oriental ya que corta los estratos previamente deformados por la misma. Cristallini y Cangini (1993) remarcaron la angularidad que existe entre el rumbo de la estructura previamente deformada y el corrimiento fuera de secuencia en la región del río Volcán. Esta angularidad no se observa en el valle del río Teatinos.

Hacia el oeste continúan otros corrimientos fuera de secuencia subparalelos al del río Teatinos con anticlinales y sinclinales genéticamente vinculados (Fig. 12). El mecanismo propuesto para explicar a los mismos es el de propagación de falla reactivada (Suppe y Medwedeff 1990). En la zona no hay elementos que permitan establecer la profundidad de despegue de los corrimientos, pero visto que la separación entre ellos es inferior a los 4 km, y los pliegues vinculados tienen longitudes de onda pequeñas, se puede concluir que el despegue de estas estructuras no puede ser muy profundo. Como se observa en la figura 12, el mismo se colocó en forma tentativa en la parte media de la Formación Juncal. Cristallini y Cangini (1993), observan que en el frente del primer corrimiento fuera de secuencia, sobre la margen occidental del río Volcán, se presentan afloramientos de yeso de la Formación Auquilco, y suponen que el despegue de esa estructura se da en esa formación. Sobreyaciendo estos afloramientos de yeso se presentan volcanoclastitas de la Formación Juncal, estando ausentes la Formación Tordillo y el Grupo Mendoza. En el presente trabajo se propone una superficie de despegue más alta. Los afloramientos de yeso mencionados por Cristallini y Cangini (1993) pueden ser explicados si se considera que los corrimientos fuera de secuencia pueden haber intersectado el yeso al cortar la secuencia previamente deformada y el mismo puede haber fluido en forma diapírica por el plano de falla.

Reconstrucción palinspástica

La reconstrucción palinspástica del perfil balanceado, se efectuó siguiendo el método gráfico sugerido por Suppe (1983), en el que se realiza un control del balanceo por la longitud de las capas. También se realizó un control de este método balanceando por áreas. Esto es muy importante sobre todo en el balanceo de la Formación Auquilco que presenta claras evidencias de fluencia plástica.

Este método permite calcular un acortamiento mínimo de 40% para la sección, que representa aproximadamente 18 km. Estos valores son concordantes con los

resultados obtenidos anteriormente por Mosquera y Zapata (1991). Hacia el sur, Cristallini y Cangini (1993) determinaron un acortamiento de 43% para la cordillera de los Penitentes y el cordón de la Cerrada. En la provincia de Mendoza Ramos (1985b) y Cegarra *et al.* (1993) calcularon 65% para la faja plegada y corrida de Aconcagua. Como se ve la diferencia en el estilo estructural que había sido observado por Schiller (1912) también se manifiesta en el porcentaje de acortamiento orogénico en estos dos sectores.

Análisis de los resultados

Secuencia de deformación: Se pudieron diferenciar tres etapas compresivas de deformación ándica superpuestas. La primera etapa está representada por el plegamiento que dio origen a la cordillera del Medio en la región del río Teatinos y a la cordillera de Penitentes en la región del río Volcán. Este evento utiliza como superficie de despegue a las evaporitas de la Formación Auquilco y es típico de una faja plegada y corrida del tipo epidérmica. El rumbo de las estructuras formadas en esta etapa es aproximadamente norte-sur, y las mismas responden al empuje hacia el este producido por la subducción de la placa de Nazca debajo de la Sudamericana.

La segunda etapa de deformación marca la interferencia de pliegues en el sector de la cordillera de Casa de Piedra y está íntimamente relacionada con la deformación del basamento. Las estructuras formadas en esta etapa tienen un rumbo noreste, aunque los esfuerzos que le dieron origen pueden haber sido los mismos que en el caso anterior. Es muy posible que la deformación del basamento esté controlada por la reactivación de antiguas fallas directas correspondientes a una etapa de rift triásica. Es decir que durante la deformación ándica se produjo una inversión tectónica de estas fallas. El escalonamiento de los bloques de basamento posiblemente sea heredado de la forma del rift triásico, la que habría sido originalmente escalonada. De esta manera la reactivación de las antiguas fallas directas levanta bloques de basamento que de sur a norte se ubican desplazados sucesivamente hacia el oeste. En este caso las estructuras de transferencia de rechazo triásicas se manifestarían en la cobertura sedimentaria mesozoica como regiones con interferencia de pliegues y otras complicaciones estructurales.

La secuencia de deformación culmina con el desarrollo de corrimientos fuera de secuencia y pliegues asociados. El rumbo de estas estructuras es aproximadamente norte-sur y su despegue superficial.

Edad de la estructuración: Toda la deformación de la región se produjo antes de los 9 Ma, edad de los cuerpos subvolcánicos que se emplazan en forma discordante a las estructuras. En el sector de la Laguna del Pelado, se

observa una discordancia angular entre las volcanoclastitas de la Formación Farellones y la secuencia mesozoica previamente deformada. Sin embargo, las primeras se presentan inclinando 20° al oeste lo que indican que también fueron afectadas por la deformación ándica, y podrían ser sinorogénicas.

Origen de los distintos eventos deformantes: Es posible que la deformación haya comenzado en el Mioceno inferior o incluso antes, cuando todavía la zona de subducción no había comenzado su proceso de horizontalización. Con la disminución del ángulo de subducción, se produce una variación en el régimen de esfuerzo. La deformación se propaga al sector oriental y comienza la inversión de antiguas fallas directas y la migración del frente orogénico y del arco magmático hacia el este. Este último hecho hace que aparezcan en la comarca las volcanitas de la Formación Farellones en discordancia angular sobre los depósitos más antiguos. Para el Mioceno medio durante la horizontalización de la zona de subducción, la deformación del basamento había formado un contrafuerte imponente que actualmente está representado por la línea de altas cumbres del Mercedario, la Ramada y el Espinacito. El mismo impide que el esfuerzo aplicado desde el oeste se propague hacia el antepaís haciendo avanzar al frente orogénico. De esta manera se comienza a engrosar la cuña mediante el desarrollo de corrimientos fuera de secuencia en el sector occidental de la comarca.

Evidentemente las estructuras más modernas modifican a las antiguas, sin embargo hay evidencias que indican que algunas de las antiguas continúan creciendo durante los eventos más modernos incluso modificándolos. Por ejemplo, es muy posible que el anticlinal de la cordillera del Medio en un inicio haya sido una estructura bastante amplia que constituía el frente orogénico del momento. Con el avance de la deformación, siguió apretándose hasta volcarse, complicándose aún más las estructuras por interferencia con el basamento. Es decir que las sucesivas etapas registran intercalaciones espaciales y temporales entre sí y no se pueden considerar como fases deformantes separadas en el tiempo, sino como una fase con distintos pulsos o etapas.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer especialmente a Beatriz Aguirre Urreta por su colaboración en las tareas de campo e identificación de fósiles encontrados en la comarca. A Pablo Monteverde y Andrés Folguera por su ayuda y participación en las tareas de campo. Muy especialmente se agradece al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Cornell, en particular a Richard Allmendinger, Suzanne Kay y Tomás Zapata quienes contribuyeron en el procesamiento de datos y discusión de resultados. Igualmente a Constantino Mpodozis sus interesantes comentarios. Por último se

agradece a la Universidad de Buenos Aires y al CONICET, que financió este trabajo a través de UBACYT Ex-132 y PID-CONICET 3083/92 respectivamente.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre Le Bert, L., 1960. Geología de Los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Boletín Instituto Investigaciones Geológicas 9:1-70. Santiago.
- Alvarez, P.P., Benoit, S.V. y Ottone, E.G., 1995. Las Formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades Mesozoicas de la Cordillera Principal de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 49 (1-2): 123-142.
- Barazangi, M. y Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4:686-692.
- Cahill, T. e Isacks, B.L., 1992. Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97(B12):17503-17529.
- Cangini, A.H. 1992. Estudio Geológico del Valle Medio del Río Volcán, Alta Cordillera de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 107p (inédito).
- Carey, S.W. 1962. Folding. *J. Alberta Society of Petroleum Geology* 10:95-144. Calgary.
- Cegarra, M.I. 1987. Geología de la quebrada Tolosa Oriental, sector sur, afluente occidental del río de los Horcones, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 82p (inédito).
- Cegarra, M.I., Lo Forte, G.L., Sanguinetti, A.S. 1993. La Alta Cordillera de Mendoza entre Puente del Inca y las Cuevas (32°50' Lat. Sur). Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2:85-93, Buenos Aires.
- Cristallini, E.O., 1992. Estudio Geológico del Alto Río Volcán, Alta Cordillera de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 123p (inédito).
- Cristallini, E.O. y Cangini, A.H. 1993. Estratigrafía y estructura de las nacientes del río Volcán, Alta Cordillera de San Juan. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:85-92, Buenos Aires.
- Charrier, R., 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones, 26:1-37.
- Dalziel, I.W.D., Storey, B.C., Garrett, S.W., Grunow, A.M., Herrod, L.D.B. y Pankhurst, R.J. 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwana. En: Coward, M. P. *et al.* Eds.: Continental Extensional Tectonics. Geological Society Special Publication, 28, pp.433-441, N. Ireland.
- Darwin, C.R., 1846. Geological observations on South America. Being the third part of the Geology of the voyage of the Beagle, during the years 1832 to 1836. Smith, Elder & Co. (Eds): 1-7, pp.1-279, London.
- Eisner, P., 1987. Las secuencias volcánoclasticas de la alta quebrada del río Cuevas (sector occidental de la cuenca Aconcaguina). Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 84 p. (Inédito.)
- Godoy, E., Castelli, J.C., López, M.C. y Rivera, O., 1988. ... Y Klohn tenía razón: la Formación Colimapu recupera sus miembros basales. Actas 5° Congreso Geológico Chileno, 3(H):101-120, Santiago.
- González Bonorino, F., 1950. Geologic cross-section of the Cordillera de Los Andes at about parallel 33°S L. (Argentina - Chile). *Geological Society of America, Bulletin* 61:17-26.
- Groeber, P., 1953. Mesozoico. En: Geografía de la República Argentina, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA (Eds), 2: 1-541.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. *Geological Society of America, Bulletin* 94:341-361.
- Kay, S.M., Maksiyev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. y Gordillo, C.E., 1987. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences* 1(1):21-38.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17(4): 324-328.
- Kühn, F., 1914. Estudio geográfico en la Alta Cordillera de San Juan. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín, Serie B Geología 8:1-44, Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 221-244, Tucumán.
- Lo Forte, G., 1991. Hallazgo de *Buchotrigonia* (*Syrotrigonia*) *biroi* Pérez y Reyes (Mollusca; Bivalvia) en Cordillera Casa de Piedra, San Juan Argentina. Actas 6° Congreso Geológico Chileno, 1:791-795.
- Mosquera, A., 1990. Estudio geológico de extremo sur de la Cordillera del Medio y valle del río Mercedario. Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 137p (inédito).
- Mosquera, A. y Zapata, T., 1991. Análisis e interpretación estructural de las cordilleras Casa de Piedra y del Medio, sur de la Cordillera Principal Sanjuanina, Argentina. Actas 6° Congreso Geológico Chileno, 1:742-746.
- Munizaga, F. y Vicente, J. C., 1982. Acerca de la zonación plutónica y del vulcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (lat 32°-33°S): datos radiométricos K/Ar. *Revista Geológica de Chile* 16:3-21.
- Mussini, M., 1989. Estudio geológico de la región del Cristo Redentor, Alta Cordillera de Mendoza, Argentina-Chile. Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 76p (inédito).
- Ramos, V.A., 1985a. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: facies y desarrollo estratigráfico, Argentina. Actas 4° Congreso Geológico Chileno, 1(1):492-513, Antofagasta.
- Ramos, V.A., 1985b. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies, Argentina. Actas 4° Congreso Geológico Chileno, 1(2):104-118, Antofagasta.
- Ramos, V.A., 1988. The Tectonics of the Central Andes; 30° to 33°S latitude. En: Clark, S. y Burchfiel, D. (Eds.): Processes in Continental Lithospheric Deformation, Geological Society America, Special Paper 218:31-54, Boulder.
- Ramos, V.A. y Aguirre Urrutia, M.B., 1991. La discordancia primordial del valle Hermoso, Alta Cordillera de San Juan, Argentina: reinterpretación tectónica. Actas 6° Congreso Geológico Chileno, 1:887-891, Viña del Mar.
- Ramos, V.A. y Cingolani, C., 1989. La granodiorita Matienzo: intrusivo mioceno de la Alta Cordillera de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(3):404-408.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M., 1991. Triassic rift basalts of the Cuyo Basin, Central Argentina. En: Harmon, R.S., Rapela, C. (Eds.): Andean magmatism and its tectonic setting, Geological Society of America, Special Paper 256:79-91.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay,

- S.M., Cortés, J.M., Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5:855-880.
- Ramos, V.A., Rivano, S., Aguirre Urreta, M.B., Godoy, E. y Lo Forte, G.L., 1990. El Mesozoico del cordón del Límite entre Portezuelo Navarro y Monos de Agua (Chile-Argentina). *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 2:43-46, San Juan.
- Ramos, V.A., Godoy, E., Lo Forte, G.L. y Aguirre Urreta, M.B., 1991. La faja plegada y corrida del norte del río Colorado, VIª Región, Chile Central. *Actas 6º Congreso Geológico Chileno*, 1:323-327, Viña del Mar.
- Ramos, V.A., Aguirre Urreta, M.B. y Lencinas, A., 1993. El Toarciano fosilífero de Pachón y su relación con el Jurásico de la Cordillera Principal de San Juan. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. 2:94-103. Buenos Aires.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw-Hill, (Eds.), 568 p., New York.
- Riccardi, A.C. y Gulisano, C.A., 1992. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4):346-364.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Hervé, M. y Puig, A., 1986. Antecedentes radiométricos para una edad cretácica inferior de la Formación Las Chilcas. *Revista Geológica de Chile* 27:27-32.
- Rivano, S. y Sepúlveda, P., 1986. Hoja Illapel, región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Santiago.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M. y Villarroel, R., 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de Los Andes de Chile Central (32°-34°S). *Revista Geológica de Chile* 17(2):205-214.
- Roeder, D. y Weller, T., 1982. Exploring fold-thrust Belts for Hydrocarbons. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivia, Lecture Course*, 1-216, Santa Cruz de La Sierra.
- Schiller, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 7(5):1-68, Buenos Aires.
- Spalletta, M., 1991. Geología del plutón granítico Manantiales. Trabajo Final de Licenciatura Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 89p. (inédito).
- Stelzner, A., 1878. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik. II Palaeont. Theil. von Fisher, 51 p., Cassel.
- Stipanovic, P.N., 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo diviesiano (Agassiz-Yaila) en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20(4):403-478.
- Stipanovic, P.N., 1969. El avance de los conocimientos del Jurásico a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24:367-388.
- Stipanovic, P.N. y Rodrigo, F., 1970. El diastrofismo Jurásico en Argentina y Chile. *Actas 6º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2:353-368.
- Suppe, J., 1983. Geometry and Kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283:684-721.
- Suppe, J., Mendwedeff, D. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetica* 83(3):409-454.
- Thiessen R.L. y Means, W.D., 1980. Classification of fold interference patterns: a reexamination. *Journal of Structural Geology*, 2(3):311-316.
- Thomas, H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. *Boletín Instituto de Investigaciones Geológicas*, 2:1-80. Santiago.
- Vicente, J.C., 1972. Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes argentine-chiliennes centrales au parallèle de Aconcagua. *24º International Geological Congress, section 3:42-436, Ottawa*.
- Vicente, J.C., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, C. y Rivano, S., 1973. La orogénesis subhercínica: fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes Argentino-Chilenos Centrales. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 5:81-98, Buenos Aires.
- Volkheimer, W., Damborenea, S. y Manceñido, M., 1978. La Formación Los Patos, Jurásico inferior de la Alta Cordillera de San Juan (República Argentina), en su localidad tipo (río de los Patos Sur). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(4):300-311.
- Wehrli, L. y Burckhardt, C., 1898. Rapport préliminaire sur une expedition géologique dans la Cordillere argentine-chilienne entre le 33º et 36º latitude sud. *Revista del Museo de La Plata* 8:373-388.
- Yrigoyen, M.R., 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. *Actas 1º Congreso Geológico Chileno*, 1(A):169-190, Santiago.
- Yrigoyen, M.R., 1979. Cordillera Principal. En: Turner, J.M. (Ed.): Segundo simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1:651-694, Córdoba.
- Zapata, T.R., 1990. Estudio Geológico de la Cordillera Casa de Piedra y del Cordón Valle Hermoso. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 102 p. (inédito).

Recibido: 20 de diciembre, 1993

Aceptado: 9 de junio, 1994

Relación entre análisis palinológico y análisis de facies. Aplicación al Grupo Cuyo (Jurásico medio) en la Cuenca Neuquina.

Vivian M. GARCÍA, Carlos A. ZAVALA y Mirta E. QUATTROCCHIO

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

ABSTRACT. *Palynology and facies analysis relationships. Application to the Middle Jurassic Cuyo Group in the Neuquén Basin.* The sedimentary facies and palaeomicrofloristic content of the Middle Jurassic depositional sequences of Cerro Chacaico profile in Sierra de Chacaico, are presented. Offshore-prodelta and stream mouth bar facies associations have been described in the JC4 sequence (Upper Toarcian-Lower Bajocian). *Classopollis* is dominant in all microfloristic associations, with increasing frequencies from the offshore - prodelta deposits, to a maximum in the stream mouth bar. On the other hand, inaperturate grains reach maximum concentrations in samples of the offshore deposits. Although normal marine fauna is present, marine palaeomicroplankton has not been found. In the JC5 depositional sequence (Lower to Upper Bajocian), tidal flat, tidal platform and mixed deltaic facies associations have been described. Marine palaeomicroplankton is present in the upper microfloristic associations. In the lower levels, anemophilous pollen dominates the palynological spectrum. Towards middle and higher levels system progradation allows to determine tidal bars and estuarine channels. Littoral environments and stronger detrital input would be the cause of abundance and high diversity of spores. JC6 depositional sequence (Upper Bajocian - Lower Bathonian) shows a fluvial-anastomosed facies association. Only rare and fragmented *Classopollis* are found.

Introducción

En este trabajo se realiza el análisis de la relación existente entre las distintas asociaciones paleomicroflorísticas y los paleoambientes sedimentarios, desarrollados durante la evolución de cada secuencia depositacional reconocida en el perfil Cerro Chacaico. En este perfil se exponen depósitos del Jurásico medio, en el flanco oriental de la sierra de Chacaico, correspondientes al sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. El análisis de facies y análisis estratigráfico secuencial de estos depósitos no constituyen el objeto principal de este trabajo, por lo que son mencionados brevemente. El desarrollo de estos temas forma parte de un trabajo regional en preparación por uno de los autores (C.Z.).

El origen de los límites de secuencia, estrechamente relacionado a caídas relativas del nivel del mar, ha sido vinculado fundamentalmente a cambios climáticos, más precisamente a eventos glacioeustáticos (cf. Vail *et al.* 1977) aunque localmente y en contextos tectónicos activos puede jugar un papel preponderante la deformación tectónica en la generación de dichas discontinuidades (Mutti 1990). En el caso de secuencias depositacionales controladas fundamentalmente por variaciones eustáticas relacionadas a cambios climáticos, es de esperar que dichos cambios afecten asimismo a la biosfera, lo que se traduciría en una modificación del contenido palinológico de los depósitos. De esta manera, la hipótesis de trabajo a contrastar es la siguiente: es posible caracterizar palinológicamente no sólo los paleoambientes reconocidos en afloramientos a través del análisis

de facies, sino también a las secuencias depositacionales identificadas. Esto permitiría contar con patrones microbioestratigráficos de análisis en aquellos lugares donde no existen afloramientos adecuados para la identificación de facies por los métodos convencionales, así como también en el estudio de muestras de subsuelo.

Marco geológico

El perfil Cerro Chacaico se ubica a aproximadamente 55 km al sur de la ciudad de Zapala en el Departamento Catán Lil, provincia del Neuquén (Fig. 1). Se localiza sobre el flanco este de una compleja estructura anticlinal desventrada, vinculada a la "Dorsal de Charahuilla-Plottier" (Orchuela *et al.* 1981), la que en el sector conforma la entidad orográfica de Sierra de Chacaico.

El conocimiento de la importancia geológica de esta región se remonta a los trabajos de Groeber (1920, 1929). Las principales contribuciones posteriores han sido las de Lambert (1946), Groeber *et al.* (1953), Dellapé *et al.* (1979), Gulisano y Hinterwimmer (1986) y Leanza *et al.* (1992).

El estado actual del conocimiento nos permite sintetizar la geología de los afloramientos de la Sierra de Chacaico como compuesta por tres elementos principales (Fig. 2):

-Un Basamento anterior a la configuración de la cuenca, integrado por rocas metamórficas, ígneas y porfíricas, correspondiente a la Formación Piedra Santa (Digregorio

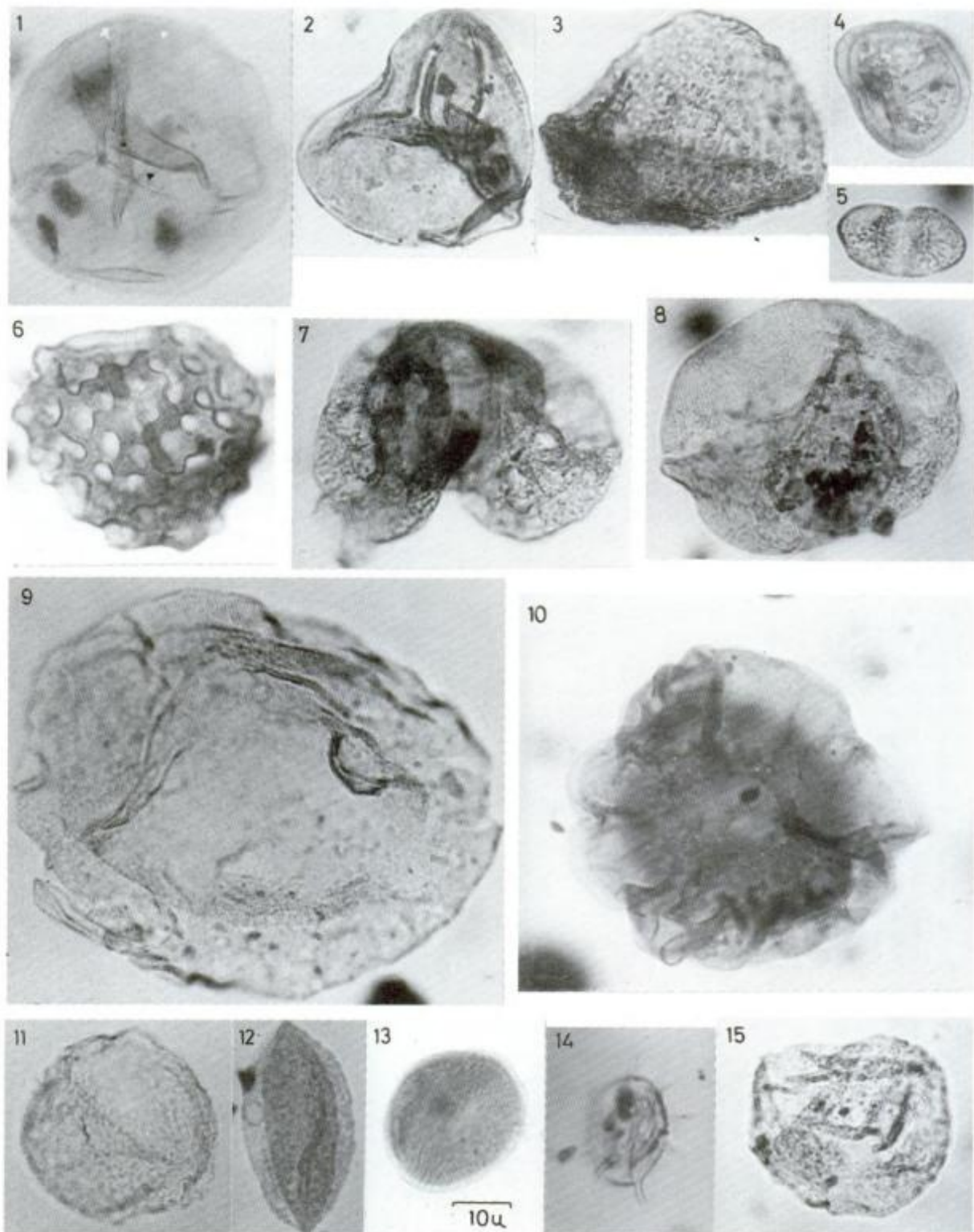


Figura 3 (x 1000): Algunas de las especies más representativas de las secuencias depositacionales JC4 y JC5, en el perfil Cerro Chacaico. Cuenca Neuquina. **3.1** *Todisporites* cf. *minor* Couper 1958; 814 d: 7.3 141.5. Vista proximal. **3.2** cf. *Deltoidospora* sp. 814 f: 24.3 132.3. Vista proximal. **3.3** *Osmundacidites* cf. *araucanus* Volkheimer 1972; 686 e: 14.4 128.5. Vista lateral. **3.4** *Interulobites* cf. *variabilis* Volkheimer & Quattrocchio 1975; 814 f: 17.3 129. Vista distal. **3.5** *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson 1958; 814 f: 23 139.5. Vista polar. **3.6** *Ischyosporites* cf. *marburgensis* De Jersey 1963; 814 c: 19.1 140.7. Vista distal. **3.7** *Podocarpidites* sp., 814 f: 21.4 142.5. Vista lateral. **3.8** cf. *Podocarpidites* sp., 814 d: 9.7 138. Vista lateral. **3.9** *Inaperturopollenites turbatus* Balm, 1957; 686 g: 11.5 139. **3.10** *Callialasporites dampieri* (Balme) Dev 1961; 814 f: 23.9 130.8. **3.11** *Araucariacites pergranulatus* Volkheimer 1968; 686 l: 12 136.4. **3.12** *Cycadopites* sp., 814 f: 20 135. **3.13** *Classopollis* cf. *classoides* (Plug, 1953) Pocock & Jansonius 1961; 814 f: 14.6 148. Vista lateral. **3.14** *Micrhystridium* sp. 814 f: 23.3 138. **3.15** *Escharisphaeridia pocockii* Erkmen & Sarjeant 1980; 814 f: 13.2 144. Arqueopilo.

La suma de los esporomorfos fue en todos los niveles superior a 200 ejemplares. Los porcentajes de los taxa (frecuencia o abundancia relativa) son relativos a los totales.

Asociaciones de facies sedimentarias y asociaciones microflorísticas

En la Fig. 4 se presentan los porcentajes y distribución estratigráfica de los taxa hallados en las Asociaciones Microflorísticas para las secuencias JC4 y JC5 (equivalentes a las formaciones Los Molles y Lajas), en el perfil Cerro Chacaico.

Del análisis conjunto de las facies sedimentarias y las Asociaciones Microflorísticas (Fig. 5), se establecen las relaciones entre las frecuencias relativas y absolutas de los grupos supragenéricos y los ambientes deposicionales reconocidos.

Asociación de facies de plataforma costa afuera-prodelta

Está constituida por facies de pelitas y wackes oscuras en las que se intercalan esporádicamente bancos de arenitas de base neta y espesor decimétrico. Estos bancos presentan estratificación entrecruzada tipo *hummocky*, laminación de alto régimen, y ondulitas de ola en el techo. Es común en estas facies la presencia de fauna marina (amonites y otros microfósiles). Esta asociación de facies se interpreta como desarrollada en un medio marino somero, correspondiente a una plataforma costa afuera (Fig. 6) hasta un prodelta.

En estos depósitos está presente la Asociación Microflorística A, la que se caracteriza (Fig. 4 y 5) por el predominio de granos monoporados (53,39%), siendo *Classopollis cf. classoides* el más frecuente. Le siguen en abundancia los granos inaperturados con el 25,79%, correspondiendo a la especie *Inaperturopollenites turbatus* el 11,76%. Los sacados están presentes con el

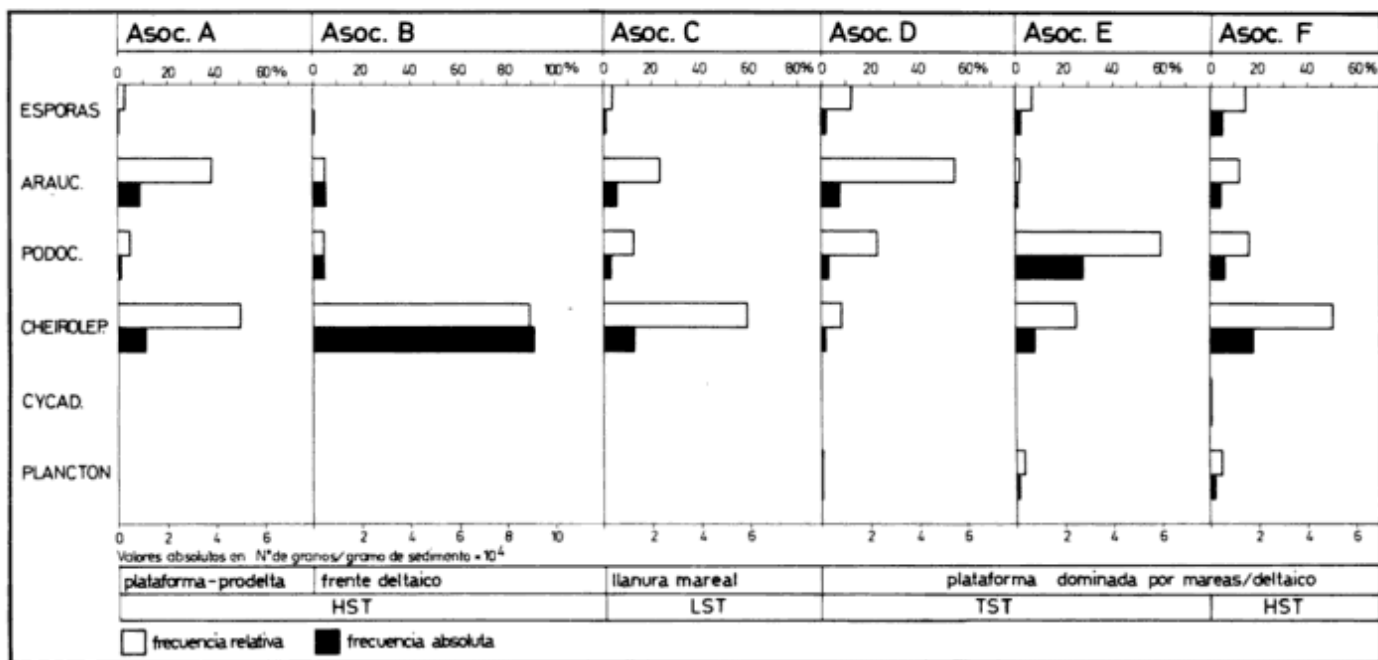


Figura 5: Frecuencias absolutas y relativas de los grupos supragenéricos hallados en los distintos paleoambientes y cortejos sedimentarios. LST: Cortejo sedimentario de Bajo Nivel. TST: Cortejo sedimentario Transgresivo. HST: Cortejo sedimentario de Alto Nivel.

18,1%, siendo *Callialasporites dampieri* (12,67%) el más abundante. Las pteridofitas representan el 2,71%, con especies como *Todisporites minor* (1,35%) y *Deltoidospora needeni* (0,90%). No se registró la presencia de paleomicroplancton marino.

Asociación de facies de barra de desembocadura dominada por ola

Constituida por facies que conforman un elemento constructivo grano y estrato creciente. Las facies inferiores se componen de una intercalación de wackes y arenitas que presentan estratificación entrecruzada tipo *hummocky*, laminación de alto régimen de flujo y ondulitas de ola en el techo de los bancos. Son comunes dentro de estas facies estructuras tipo "lenticular" y *wave bedding* as como abundante detrito vegetal.

Las facies superiores corresponden a areniscas medias a gruesas. Internamente presentan estratificación entrecruzada tipo *hummocky*, laminación paralela y ondulitas de oscilación en el techo de algunos bancos. La base de estas facies es transicional sobre las facies inferiores. Se disponen con un arreglo estrato y grano creciente, con bancos individuales de base neta de 0,30

a 2 m de espesor. Esta tendencia sumada a los procesos identificados (Zavala 1993) y a que además presentan superficies de acreción de gran escala, hace interpretar a estos depósitos como correspondientes a una barra de desembocadura de distributarios fluviales dominados por ola (Fig. 6), donde las facies del frente deltaico superior traslapan progresivamente sobre términos distales con mayor participación pelítica, correspondientes al frente deltaico inferior - prodelta (Ghibaudo 1976; Allen y Mercier 1987).

Las facies del frente deltaico inferior-prodelta son portadoras de la Asociación Microflorística B, con presencia casi exclusiva (Fig. 4 y 5) de granos porados (89,7%). La especie más abundante es *Classopollis* cf. *classoides* (45,1%). El porcentaje restante fue asignado a *Classopollis* spp. dado que el grado de alteración, debido a la corrosión de la exina por reemplazo de piritita, no permitió la determinación a nivel específico. Los granos sacados representan el 4,9%, entre ellos se reconoce *Vitreisporites pallidus* (1,47%) y *Trisaccites* (1,47%). Dentro de los granos inaperturados (4,41%), *Inaperturopollenites* spp. (1,96%) es el más frecuente. Las esporas de pteridofitas adquieren poca significación (0,98%).

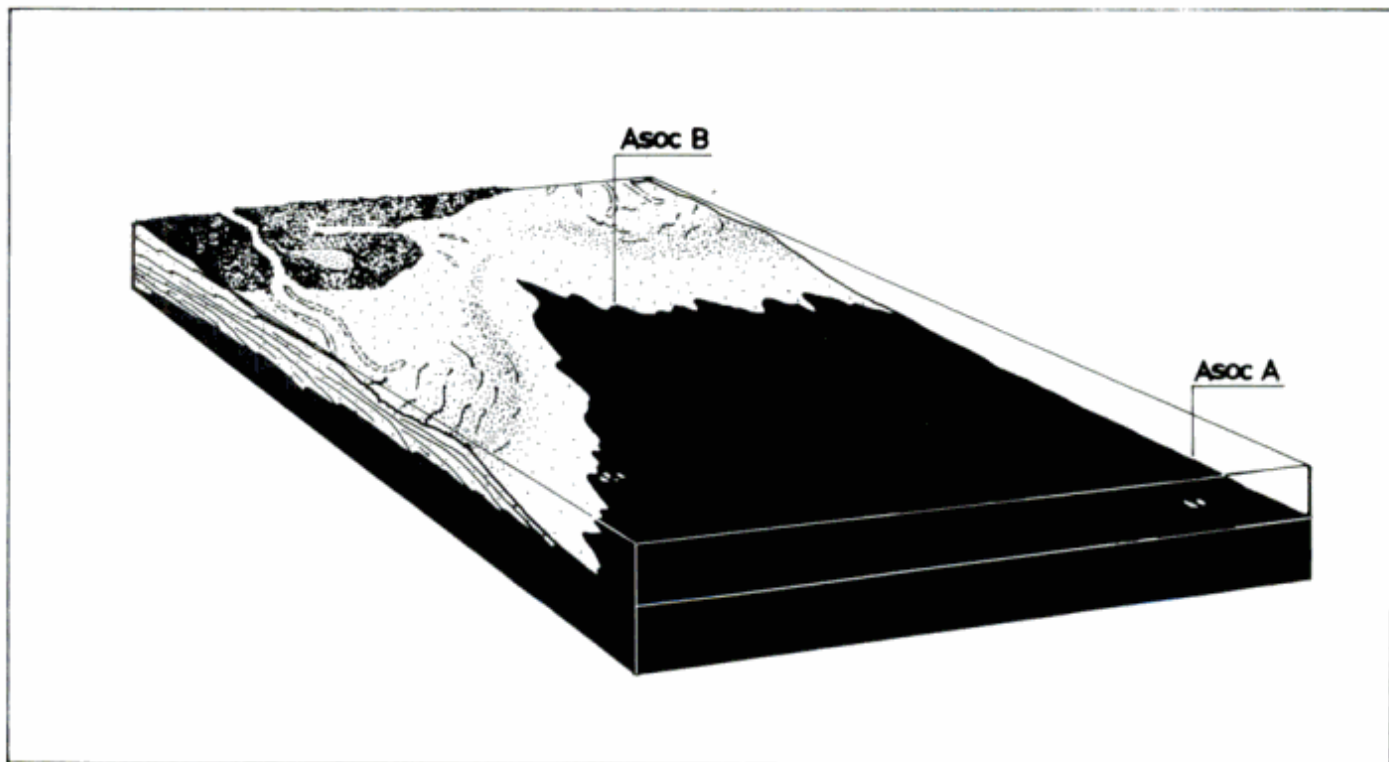


Figura 6: Block diagrama con la ubicación paleogeográfica de las asociaciones microflorísticas A y B. La Asociación Microflorística A se localiza en pelitas de plataforma costa afuera, donde predominan procesos de decantación con poca influencia del acarreo fluvial. La Asociación Microflorística B se ubica en el frente deltaico inferior, donde los materiales clásticos acumulados provienen principalmente de las corrientes fluviales.

Asociación de facies de llanura mareal

Conformada por facies pelíticas color gris claro a gris oliva, las que internamente presentan abundantes detritos vegetales. La naturaleza eminentemente pelítica de esta facies y su asociación con facies de canales fluvio mareales y estuarinos permite interpretarlas como eventos de decantación relacionados a una llanura de marea fangosa (*mud flat*) en zonas interdistributarias de la planicie deltaica (Allen y Mercier 1987), vinculadas a un sistema deltaico dominado por mareas.

A estos niveles pertenece la Asociación Microflorística C (Fig. 4 y 5). Más de la mitad de la microflora la componen los granos porados (59,35%), siendo *Classopollis cf. classoides* (22,90%) la especie reconocida más frecuente. El segundo grupo en abundancia lo constituyen los granos inaperturados (22,41%), donde la especie más frecuente es *Araucariacites australis* (4,20%). Los granos sacados constituyen el 14,49%, con *Podocarpidites* spp. (7,48%) y *Vitreisporites pallidus* (2,34%) como los más abundantes. Las esporas (3,74%) se ubicaron en la categoría de indeterminadas debido a su mal estado de conservación.

Asociación de facies de barras mareales

Integrada por facies pelíticas y arenosas. Las facies arenosas se integran con areniscas medias a gruesas, las

que internamente presentan estratificación entrecruzada sigmoidal de mediana a gran escala y ondulitas. Estas facies presentan un arreglo estrato y grano creciente, con base transicional sobre las facies pelíticas (Fig. 7). Estos depósitos se vinculan a un ambiente marino somero dominado por una dinámica mareal, con desarrollo de cuerpos arenosos asignables a barras mareales. La facies pelítica basal pertenecería al frente de avance de la barra, mientras que el núcleo, portador de los paquetes mareales (*tidal bundles*) (Boersma y Terwindt 1981) correspondería a las facies arenosas. Estas barras mareales (*tidal sand waves*) (Allen 1980) serían similares a las descritas por Teyssen (1984), Homewood y Allen (1981), y Kreisa y Moiola (1986), constituyendo además parasecuencias en el sentido de Van Wagoner (1985).

Los niveles palinológicamente fértiles de la asociación de facies de barras mareales se ubican en la facies pelítica, en la cual se encuentran las Asociaciones Microflorísticas D, E y F (Fig. 4 y 5).

La asociación D, es la más rica en cuanto a diversidad de especies (21). Registra la primera aparición de quistes de dinoflagelados, dado por la presencia de *Escharisphaeridia pocockii*. Hay en esta asociación un marcado predominio de granos inaperturados (48,81%), en contraposición con un 8,52% de granos porados dominantes en las Asociaciones Microflorísticas A, B y C. Los granos inaperturados están representados por *Inaperturopollenites turbatus* (20,38%), sigue en abun-

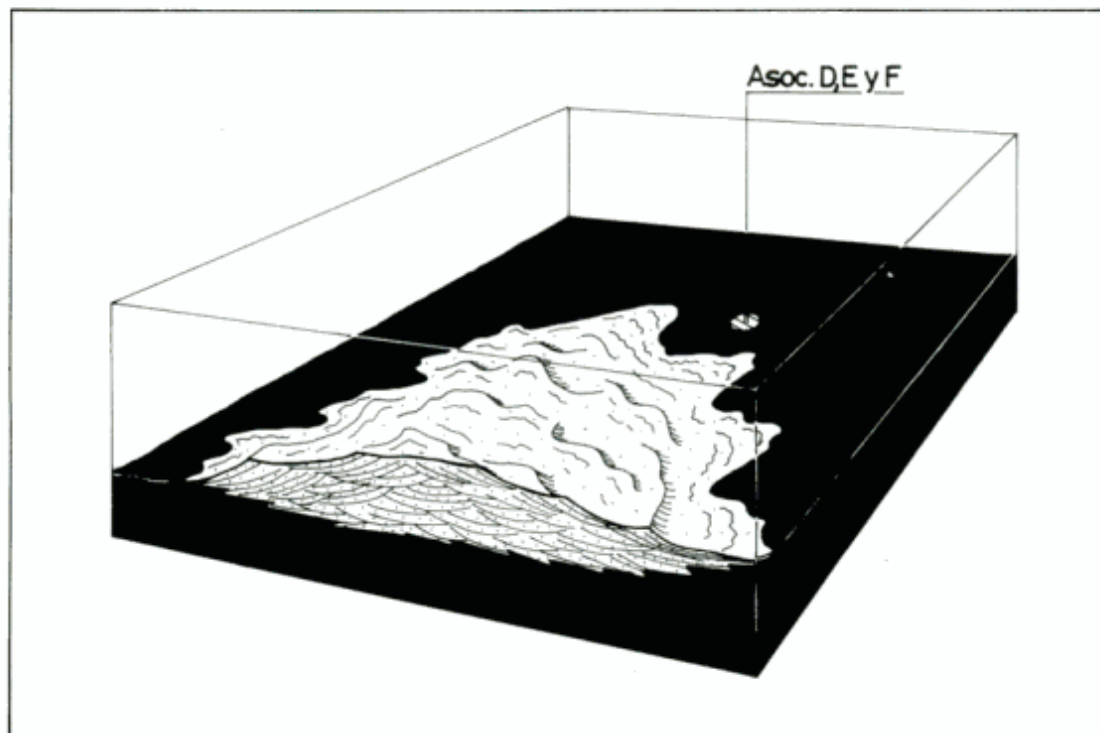


Figura 7: Block diagrama con la ubicación paleogeográfica de las asociaciones microflorísticas D, E y F. Estas se localizan en pelitas de plataforma ubicadas en el frente de avance de barras mareales de plataforma a estuarinas. Cabe destacar que estos cuerpos arenosos frecuentemente se encuentran desvinculados de los ambientes litorales temporalmente equivalentes.

dancia la especie *Araucariacites australis* (11,85%) y *A. pergranulatus* (5,21%). El segundo grupo en abundancia lo constituyen los granos sacados (29,85%) con *Vitreisporites pallidus* (5,69%), *Callialasporites dampieri* (5,21%), y otros en porcentajes menores (Fig. 4). Las esporas triletes están presentes en un 12,31% siendo *Todisporites minor* (3,32%) y *Ischyosporites pachydictyus* (2,84%) las más comunes (Fig. 4).

Respecto de la Asociación Microflorística E, los granos sacados predominan ampliamente sobre el resto de los grupos (62,93%), entre ellos *Vitreisporites pallidus* (18,15%), *Podocarpidites* spp. (11,2%), y *P. cf. ellipticus* (8,88%). Entre los granos porados (25,49%) se reconoce a *Classopollis cf. classoides* (12,36%) y *C. simplex* (1,93%). Las esporas triletes (6,93%) están representadas principalmente por *Todisporites minor* (2,32%). No se han observado en esta asociación granos inaperturados como así tampoco colpados. Se registra la presencia de dinoflagelados (3,86%) (*Escharisphaeridia pocockii*).

La Asociación Microflorística F, presenta la mayor participación de ejemplares planctónicos (5,1%), con quistes de dinoflagelados pertenecientes exclusivamente a la especie *Escharisphaeridia pocockii* y presencia de *Michystridium* sp. Se observan nuevamente altos porcentajes de granos porados, con *Classopollis* (50,58%) y *Classopollis cf. classoides* (21,57%). El segundo grupo en abundancia son los granos sacados (19,97%) entre ellos el más frecuente es *Vitreisporites pallidus* (10,58%). Esta asociación presenta la mayor frecuencia (14,9) y diversidad (8 especies) de esporas triletes de todas las asociaciones. Predominan las formas lisas como *Deltoidospora* spp. (5,49%) y *Todisporites minor* (1,57%), además de las apiculadas *Uvaesporites minimus* (1,57%), auriculadas *Ischyosporites* spp. (1,96%), y muroradas *Lycopodiumsporites austroclavaticites* (1,57%). Los granos inaperturados llegan a 8,63% entre ellos *Araucariacites australis* es la especie mejor representada (5,10%). Esta es la única asociación que presenta granos colpados con *Cycadopites* sp. (1,18%).

Discusión

Dentro de los depósitos aflorantes en el perfil Cerro Chacaico se reconocen tres secuencias depositacionales: JC4, JC5 y JC6 (Fig. 4) siguiendo límites de secuencias observables a escala regional. La secuencia JC4 está integrada a su vez por dos secuencias de un orden menor, denominadas JC4.1 y JC4.2 (Zavala 1993).

La secuencia depositacional JC4 aflora en la base del perfil e involucra los 212 metros basales. Westermann y Riccardi (1972; 1979) citan en depósitos equivalentes en la localidad de Charahuilla la presencia de amonites como *Sonninia (Papilliceras) spinazitensis* (Tornq.), *Emileia multiformis* (Gott.), *E. (Chondromileia) giebeli giebeli* (Gott.) de la Subzona de *Emileia multiformis* del Bajociano inferior.

En esta secuencia se han reconocido asociaciones de facies de plataforma costa afuera-prodelta que evolucionan a asociaciones de facies de barras de desembocadura dominada por olas (Fig. 6). Estos depósitos están caracterizados por las asociaciones Microflorísticas A y B, cuyos espectros presentan en común altos porcentajes de granos de polen de Podocarpaceae, Araucariaceae, Cheirolepidaceae y escasa proporción de esporas de Pteridophyitas. La frecuencia de *Classopollis* se ve incrementada desde los depósitos de plataforma costa afuera-prodelta hasta un máximo en la base de las barras de desembocadura de los distributarios fluviales (Fig. 4 y 5). Los valores absolutos en granos por gramo de sedimento varían de 11.819 a 91.638 respectivamente, evidenciando grandes tasas de aportes polínicos del género *Classopollis*. Este género es considerado aquí como indicador de ambientes costeros, cuyo aporte estaría relacionado a inundaciones extraordinarias en la llanura deltaica. Los granos porados se comportarían, de esta manera, como un componente clástico más de las facies pelticas, sensible por lo tanto a incrementos en la descarga sedimentaria. Esto constituye un elemento más de valor a considerar, para la identificación de las asociaciones de facies de barras de desembocadura en perforaciones de niveles estratigráficos del Jurásico medio.

Un efecto inverso se observa con los granos inaperturados, los que alcanzan máximas concentraciones en las muestras ubicadas sobre la plataforma (8.513 granos por gramo de sedimento). Estos procederían de áreas elevadas, más alejadas de la costa (Fig. 6), desde donde llegarán al prodelta y a la llanura deltaica inferior importantes cantidades de polen anemófilo de Podocarpaceae y Araucariaceae. Las proporciones casi constantes de estas familias en las asociaciones de facies analizadas, indicaran la escasa influencia del acarreo fluvial en el transporte y deposición de los mismos.

Las esporas de pteridofitas encontrarán su habitat en áreas pantanosas costeras y llanuras de inundación de los distributarios fluviales. Su presencia en la secuencia JC4 es muy escasa, pero el incremento se acompaña con la proximidad de las facies hacia la costa.

Resulta llamativo que no se hallara paleomicroplancton marino, ya que estos depósitos presentan fauna marina normal. Una de las causas de la ausencia de paleomicroplancton podría relacionarse al grado de turbidez local del medio sedimentario (Gayoso 1988), ya que hay mención de quistes de dinoflagelados en depósitos de edad equivalente en la cuenca (Quattrocchio 1984a). Otros factores que controlan la presencia del paleomicroplancton marino son la profundidad del agua, temperatura, salinidad, nutrientes, etc. (Harker *et al.* 1990). Estas asociaciones Microflorísticas muestran mal estado de preservación.

La secuencia depositacional JC5 se ubica sobre una discontinuidad regional (Fig. 4). La edad de esta secuencia comprende desde el Bajociano inferior alto al

Bajociano superior (Zavala 1993) en base a su contenido de amonites. En ella se reconocieron cuatro Asociaciones Microflorísticas, las que de abajo hacia arriba en el perfil son: C, D, E y F.

Los depósitos se desarrollan por encima de una discontinuidad estratigráfica de tipo 1, labrada sobre depósitos de plataforma de la secuencia precedente y correspondientes a un Cortejo de Alto nivel. La secuencia JC5 comienza con depósitos de canales estuarinos, interpretados como el relleno de valles incididos durante la última etapa del desarrollo del Cortejo de Bajo Nivel o en el comienzo del Cortejo Transgresivo (Van Wagoner *et al.* 1990). En zonas interdistributarias de estos canales se ubica la Asociación Microflorística C, la que muestra características similares a la Asociación Microflorística A (de ambiente de plataforma costa afuera-prodelta). Se interpreta que los canales fluviales y estuarinos habrían acarreado y redistribuido el material polínico, lo que explicara la alta frecuencia del género *Classopollis*.

Sobre estos valles incididos se verifica un arreglo retrogradante de facies, característico del Cortejo Transgresivo, con desarrollo de asociaciones de facies de barras mareales (Fig. 7). Hacia la parte media-superior de la secuencia JC5, se evidencia una progradación correspondiente al Cortejo de Alto Nivel. Se integra principalmente por asociaciones de facies de barras mareales y canales estuarinos, correspondientes a un sistema deltaico mixto (Zavala 1993). En depósitos de los cortejos Transgresivo y de Alto Nivel se ubican las Asociaciones Microflorísticas D, E y F, en las que se reconoce, por primera vez en el perfil, la presencia de *Escharisphaeridia pocockii*, como única especie de quiste de dinoflagelado. En general dichas Asociaciones Microflorísticas presentan buena a muy buena preservación, incrementándose la presencia de paleomicroplancton y granos porados de la D a la F, como asimismo de esporas de pteridofitas (Fig. 4 y 5).

Las Asociaciones Microflorísticas D y E, se ubican en el Cortejo Transgresivo de la secuencia JC5. Se caracterizan por el predominio de polen anemófilo (granos inaperturados en la Asociación Microflorística D y granos sacados en la Asociación Microflorística E) (Fig. 4 y 5). Se interpreta que el material polínico acarreado a la zona litoral por corrientes fluviales habría sido retenido principalmente en zonas costeras retrogradantes, haciendo predominante al polen anemófilo. La dominancia de este último es interpretada en esta secuencia como indicativa de un déficit en el suministro clástico litoral relacionado a un incremento en la capacidad de acomodación de la cuenca.

Cerca del inicio del Cortejo de Alto Nivel, y sobre la superficie de máxima inundación, se localiza la Asociación Microflorística F. Esta máxima inundación es coherente con el incremento observado en la abundancia de quistes de dinoflagelados. Es de destacar que en la Asociación Microflorística F, la presencia de

Escharisphaeridia pocockii está acompañada por un ejemplar de *Micrhystridium* sp. La asociación *Batiacasphaera* sp. (forma similar a *Escharisphaeridia pocockii*) - *Micrhystridium* sp. se ha citado para depósitos costeros holocenos (Zavala *et al.* 1992). El predominio de las cheirolepidaceas estaría relacionado a un incremento en la progradación, relacionada al Cortejo de Alto Nivel de la secuencia JC5.

Por lo anteriormente expuesto y considerando los altos valores de dominancia de dinoflagelados en las asociaciones portadoras (100%) se interpreta que la secuencia JC5 se habría depositado en un ambiente marino somero y restringido, correspondiente a llanuras mareales, barras mareales de plataforma y canales estuarinos, relacionados a un sistema deltaico dominado por mareas.

La secuencia JC6 se apoya mediante una discontinuidad estratigráfica sobre la secuencia JC5 (Fig. 4). Involucra desde el Bajociano superior al Bathoniano inferior (Fig. 2) (Zavala 1993). Corresponde a depósitos de ríos anastomosados de baja sinuosidad con canales con una geometría de tipo cinta y extensas llanuras de inundación (Zavala 1993). El material polínico hallado, poco frecuente y mal conservado, es asignable al género *Classopollis*.

Conclusiones

El análisis palinológico se revela como una disciplina que, combinada con el análisis de facies sedimentarias, permite analizar a las sucesiones de roca como el resultado físico del accionar del sistema exógeno. La calibración estratigráfica secuencial de esta especialidad permite disponer de elementos de juicio independientes para la resolución de problemas estratigráficos tanto en afloramientos como en pozos. Debido a la regionalidad implícita en todo registro palinológico, y a la aplicación de los postulados mencionados en el estudio de dichas secuencias en otros perfiles de la Cuenca Neuquina (Quattrocchio *et al.* en prep.), se interpreta que las siguientes conclusiones pueden ser generalizadas para las secuencias analizadas en el Jurásico medio del Sur de la Cuenca Neuquina.

1. Se ha observado que las asociaciones Microflorísticas relacionadas al relleno de valles incididos, correspondientes a canales estuarinos, presentan en general dominancia de polen de Cheirolepidaceae, con una menor representación del polen anemófilo. Esto podría relacionarse a la naturaleza costera de estos depósitos, con una mayor incidencia del transporte fluvial.

2. Los registros del Cortejo Transgresivo, muestran un predominio de polen anemófilo, indicativo de una menor tasa de aporte clástico, el que estaría relacionado a un incremento en la capacidad de acomodación de la cuenca.

3. El Cortejo de Alto Nivel, por su parte, presenta una alta incidencia de polen de zonas costeras (Cheirolepidaceae) con una alta diversidad relativa de esporas de pteridofitas. La asociación Microflorística estudiada es la que presenta la mayor diversidad y abundancia de palinomorfos de todo el perfil palinológico estudiado.

4. La abundancia del paleomicroplancton se incrementa en general desde el Cortejo Transgresivo, hasta un máximo en el Cortejo de Alto Nivel. Esto podría relacionarse a una profundización relativa de la cuenca.

Agradecimientos

Se agradece a Heraclio Ortiz la colaboración brindada tanto en el muestreo palinológico como en el procesamiento físico y químico de las muestras. Asimismo, queremos señalar nuestro reconocimiento a los revisores anónimos, cuyas sugerencias permitieron mejorar este trabajo. Se agradece al CONICET, The National Geographic Society, y al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, por el apoyo brindado.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26: 281-328.
- Allen, G.P. y Mercier, F., 1987. Les deltas: sédimentologie et exploration pétrolière. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8), 3, (7): 1247-1269.
- Boersma, J.R., y Terwindt, J.H.J., 1981. Neap-spring sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28: 151-170.
- De Ferrariis, C.I.C., 1947. Edad del arco o dorsal antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 2 (3): 256-283.
- Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M. A., y Musacchio, E., 1979. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del Arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (provincia del Neuquén, Argentina), con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*. 2: 489-507. Neuquén.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A., 1980. Cuenca Neuquina. En: J.C.M. Turner (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2: 985-1032, Córdoba.
- Frederiksen, N. O., 1985. Review of Early Tertiary sporomorph paleoecology. *American Association Stratigraphic Palynologists Foundation*, 92 p., Dallas.
- Gayoso, A. M., 1988. Variación estacional del fitoplancton del Estuario de Bahía Blanca. *Gayana Botánica*, 45: 241-247.
- Ghibaudo, G., 1976. Depositi di barra di foce nel Paleogene della Valle di Ager (Provincia di Lerida, Spagna). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 94: 2131-2154.
- Gibson, T. G., Edwards, L. E. y Frederiksen, N. O., 1980. Biological interpretation of depositional environments in Lower Paleogene strata. *Geological Society of America Field Trip* 20: 428-431. Atlanta.
- González-Amicón, O. y Volkheimer, W., 1982a. Datos palinológicos del Bajociano (Formación Cura Niyeu) de la Sierra de Chacaico. Cuenca Neuquina, Argentina. *Paleobotánica e Palinología na America do Sul. Boletim del Instituto de Geociências*, 13: 43-134. Universidade de São Paulo.
- González-Amicón, O. y Volkheimer, W., 1982b. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacay-Co y adyacencias (Cuenca Neuquina). República Argentina. III: Descripciones sistemáticas de los palinomorfos de la Formación Cura Niyeu (Bajociano). *Ameghiniana* 19 (1-2): 165-178.
- Groeber, P., 1920. Nota sobre el combustible de Picún Leufú (Territorio Nacional del Neuquén). A) Condiciones del Yacimiento. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Boletín 2, Serie F: 5-8.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas y Geología, Publicación 58: 1-109.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1 (3): 177-208.
- Groeber, P., Stipanovic, P., y Mingramm, A., 1953. Jurásico. En: Groeber P. et al., *Mesozoico*, En: Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos II (1): 143-347. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. y Hinterwimmer, G., 1986. Facies deltaicas del Jurásico medio en el oeste del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 8: 2-31.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling A.R. y Digregorio, R.E., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, 1: 236-259.
- Harker, S.D., Sarjeant, W.A.S. y Caldwell, W.G.E., 1990. Late Cretaceous (Campanian) organic-walled microplankton from the interior plains of Canada, Wyoming and Texas: Biostratigraphy, Palaeontology and Palaeoenvironmental interpretation. *Palaeontographica Abt. B. Bd.* 219: 1-243.
- Herrero Ducloux, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 266: 245-280.
- Homewood, P. y Allen, P., 1981. Wave-, Tide-, and Current-Controlled Sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65 (12): 2534-2545.
- Hulbert, E.N., 1963. The diversity of phytoplankton populations in oceanic, coastal and estuarine regions. *Journal of Marine Research*, 21: 81-93.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification, 1987. Unconformity-Bounded Stratigraphic Units. *Geological Society of America Bulletin*, 98: 232-237.
- Kreisa, R. y Moiola, R.J., 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 381-387.
- Lambert, L.R., 1946. Contribución al conocimiento de la sierra de Chacaico (Neuquén). *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1(4): 231-256. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos Intermáxicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4): 272-299.
- Menéndez, C. A., 1968. Estudio palinológico del Jurásico medio de Picún Leufú, Neuquén. *Ameghiniana* 5(10): 379-405.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., y Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. En: *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 53-62, Tulsa.
- Mutti, E., 1990. Relazioni tra stratigrafia sequenziale e tettonica. *Memoria della Società Geologica Italiana*. 45: 1-29.
- Orchuela, I., Ploszkiewicz, J.V., y Viñes, R., 1981. Reinterpretación

- estructural de la denominada "Dorsal Neuquina". Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 281-293, San Luis.
- Quattrocchio, M., 1984a. Palinomorfos del Bajociano de Loan Mahuida (Cuenca Neuquina, Argentina). Descripciones sistemáticas. Memoria 3º Congreso Latinoamericano de Paleontología: 175-184, Mexico.
- Quattrocchio, M., 1984b. Palinología estratigráfica y aspectos paleoecológicos y paleoclimáticos de la Formación Cura Niyeu (Jurásico Medio) en Loan Mahuida (Neuquén, República Argentina). Memoria 3º Congreso Latinoamericano de Paleontología: 185-191, Mexico.
- Quattrocchio M., y Volkheimer, W., 1990. Jurassic and Lower Cretaceous dinocysts from Argentina: their biostratigraphic significance. Review of Palaeobotany and Palynology, 65: 319-330, Amsterdam.
- Riccardi, A.C. y Gulisano, C.A., 1992. Unidades Limitadas por Discontinuidades, su aplicación al Jurásico Andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (3-4): 346-364, Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., Westermann, G.E.G., y Damborenea, S.E. (con la contribución de Baldoni, A.M., Ballent, S., Bonaparte, J.E., Manceñido, M.O., Gasparini, Z., Quattrocchio, M.E., Scafati, L.H., Thompson, M.R.A. y Volkheimer, W., 1990. 3. South America and Antarctic Peninsula. 3.2 Middle Jurassic of South America and Antarctic Peninsula. Newsletter on Stratigraphy, 21(2): 105-128. Berlin-Stuttgart.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O., y Martínez, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (2): 67-98.
- Teyssen, T.A.L., 1984. Sedimentology of the Minette Oolitic Ironstone of Louxemburg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex. Sedimentology, 31: 195-211.
- Vail, P.R., Mitchum, R. M., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, S., Sangree, J. B., Bubba, J. N. and Hatlelid, N. G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 49-212. Tulsa.
- Van Wagoner, J.C., 1985. Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change. Abstract: Society of Economic Paleontologists & Mineralogists, Mid-Year Meeting, Golden, August 11-14. p. 91-92. Colorado.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., y Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series N°7, 55 p. Tulsa.
- Volkheimer, W., 1968. Esporas y granos de polen del Jurásico de Neuquén (República Argentina) I: Descripciones sistemáticas. Ameghiniana, 5(9): 330-370.
- Volkheimer, W., 1969. Esporas y granos de polen del Jurásico de Neuquén. (Argentina). II: Asociaciones microfórfísticas, aspectos paleocronológicos y paleoclima. Ameghiniana, 6(2):
- Volkheimer, W., 1970. Jurassic microfloras and paleoclimates in Argentina. Proceedings and Papers: Second Gondwana Symposium. 1970, 543-549, Pretoria.
- Volkheimer, W., 1971. Algunos adelantos en la microbioestratigrafía del Jurásico en la Argentina y comparación con otras regiones del Hemisferio Austral. Ameghiniana, 8(3-4): 341-355.
- Volkheimer, W., 1972. Estudio palinológico de un carbón caloviano de Neuquén y consideraciones sobre los paleoclimas jurásicos de la Argentina. Revista del Museo de La Plata, 6 (nueva serie), Paleontología, 40: 101- 157.
- Volkheimer, W., 1974. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacaico y adyacencias (Cuenca Neuquina) II. Descripción de los palinomorfos del Jurásico inferior y Aaleniano (Formaciones Chacai C6 y Los Molles). Ameghiniana, 11(2): 135-172.
- Volkheimer, W., 1977. Microfloras del Jurásico inferior de la Cuenca Neuquina. Boletín de la Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y Palinología, 4: 8-10.
- Volkheimer, W., 1979. Microfloras fósiles. En Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén. 7º Congreso Geológico Argentino, (Neuquén), pp. 193-207, Neuquén.
- Volkheimer, W. y Melendi, D.L., 1976. Palinomorfos como fósiles gufa (3ª parte). Técnicas de laboratorio palinológico. Revista Minera, Geología y Mineralogía, 34(1-2): 19-30.
- Volkheimer, W. y Quattrocchio, M., 1981. Distribución estratigráfica de los palinomorfos Jurásicos y Cretácicos en la faja andina y áreas adyacentes de América del Sur Austral con especial consideración de la Cuenca Neuquina. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico: Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2: 407-444. Buenos Aires.
- Wall D., Dale B., Lohmann, G.P. y Smith W., 1977. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. Marine Micropaleontology, 2: 121-200.
- Weaver, C.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentine. Memoir University of Washington, 1: 1-469, Seattle.
- Westermann, G.E.G. y Riccardi, A.C., 1972. Middle Jurassic ammonoid fauna and Biochronology of the Argentine-Chilean Andes. I: Hildocerataceae. Palaeontographica, 140A: 1-116.
- Westermann, G.E.G. y Riccardi, A.C., 1979. Middle Jurassic Ammonoid fauna and Biochronology of the Argentine - Chilean Andes, II: Bajocian Stephanocerataceae. Palaeontographica, 164A: 85-188.
- Zavala, C.A., 1993. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. República Argentina. Tesis Doctoral. Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur. 259 p. (Inédito).
- Zavala, C.A., Grill S.C., Martínez D., Ortiz H.O. y González R., 1992. Análisis paleoambiental de depósitos cuaternarios. Sitio paleoicnológico Monte Hermoso I, Provincia de Buenos Aires. Actas 3º Jornadas Geológicas Bonaerenses: 31-37. La Plata.

APENDICE

Lista taxonómica de especies identificadas

Se detallan las especies halladas en las asociaciones microfórfísticas A, B, C, D, E, y F, de las formaciones Los Molles y Lajas, en Perfil Cerro Chacaico, Cuenca Neuquina.

La Fig. 3 contiene algunas de las especies más representativas de las secuencias JC4 y JC5 (Fm. Los Molles y Fm Lajas), en esta localidad.

Laevigati

Deltoidospora australis (Couper 1953) Pocock 1970

Deltoidospora neddeni Pflug, en Thomson y Pflug 1953

Todisporites cf. *minor* Couper 1958

Apiculati

Rugulatisporites cf. *neuquenensis* Volkheimer 1972

Osmundacidites cf. *araucanus* Volkheimer 1972

Uvaesporites minimus Volkheimer 1968

Murornati

Lycopodiumsporites cf. *austrorugulatisporites* (Cookson) Potonié 1956

Tricrassati

Gleicheniidites sp.

Auriculati

Ischyosporites cf. *marburgensis* De Jersey 1963

Ischyosporites pachydictyus Menéndez 1968
 Cingulati
Interulobites cf. variabilis Volkheimer y Quattrocchio 1975
 Monoletes
Punctatosporites scabratus (Couper 1958) Norris 1965
 Saccites
Callialasporites dampieri (Balme) Dev 1961
Callialasporites segmentatus (Balme) Srivastava 1963
Vitreisporites pallidus (Reissinger) Nilsson 1958
Podocarpidites ellipticus Cookson 1947
Podocarpidites cf. verrucosus Volkheimer 1972
Microcachryidites antarcticus Cookson 1947
Microcachryidites cf. castellanosi Menéndez 1968
 Aletes
Inaperturopollenites turbatus Balme, 1957
Araucariacites australis Cookson 1947
Araucariacites pergranulatus Volkheimer 1968
 Porosos
Classopollis cf. classoides (Pflug 1953) Pocock y Jansonius 1961
Classopollis intrareticulatus Volkheimer 1972
Classopollis simplex (Danzé, Corsin y Laveine) Reisser y Williams 1969
 Plicates
Cycadopites sp.
 Dinoflagelados
Escharisphaeridia pocockii Erkmen y Sarjeant 1980
 Acritarcas
Michhystridium sp.

Afinidades botánicas de los taxa fósiles hallados en el perfil Cerro Chacaico

Taxas fósiles	Afinidad botánica
Esporas	
<i>Deltoidospora</i>	Cyatheaceae-Dicksoniaceae
<i>Todisporites</i>	Osmundaceae
<i>Biretisporites</i>	"
<i>Gleicheniidites</i>	Gleicheniaceae
<i>Divisisporites</i>	Incertae Sedis
<i>Rugulatisporites</i>	Osmundaceae
<i>Osmundacidites</i>	"
<i>Punctatosporites</i>	Marattiales
<i>Uvaesporites</i>	Selaginellales
<i>Lycopodiumsporites</i>	Lycopodiaceae
<i>Ischyosporites</i>	Schizaeaceae
Granos de polen	
<i>Podocarpidites</i>	Podocarpaceae
<i>Microcachryidites</i>	"
<i>Vitreisporites</i>	Caytoniaceae
<i>Trisaccites</i>	Podocarpaceae
<i>Callialasporites</i>	"
<i>Inaperturopollenites</i>	Araucariaceae
<i>Araucariacites</i>	"
<i>Cycadopites</i>	Pentoxylaceae-Peltaspermeaceae
<i>Classopollis</i>	Cheirolepidaceae

Recibido: 21 de setiembre, 1993

Aceptado: 11 de julio, 1994

Los trabajos publicados en la Revista de la Asociación Geológica Argentina son citados en:
Bibliography and Index of Geology, Georef Thesaurus and Guide to Indexing, Geo Abstracts,
Mineralogical Abstracts y Zoological Record.



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

La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes organismos, empresas y asociados:

YPF S.A.
Secretaría de Minería
Amoco Argentina Oil Company
BHP-Utah International Exploration Inc.
Compañía General de Combustibles S.A.
Compañía Naviera Pérez Companc
Total Austral S.A.
E. Linares
A.C. Riccardi



Edición realizada por Alcira Vergara Oroño
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 30 de mayo de 1995
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires.

INTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

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

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

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

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

Presentación del manuscrito

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

Los manuscritos serán enviados a:

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

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

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

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

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

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

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

Trabajos citados en el texto

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

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

Separados

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

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

Autores

Los autores de los artículos publicados deberán ser Socios de la Asociación Geológica Argentina.

Rev.Asoc.Geol.Argent.

Tomo 49, N° 1-2

CONTENIDO

Martino, R., Escayola, M. y Saal, A. Estructura del cuerpo de "kinzigita" del río Santa Rosa, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. <i>Structure of the Santa Rosa kinzigite, Córdoba Province, Argentina</i>	3
Parker, G., Paterlini, C.M. y Violante, R.A. Edad y génesis del Río de la Plata. <i>Age and origin of the Río de la Plata</i>	11
Kostadinoff, J. y Gelós, E.M. Análisis de las mediciones gravimagnetométricas realizadas entre El Fuerte y arroyo Verde, Provincia de Río Negro. <i>Gravimagnetometric measurements analysis between El Fuerte and arroyo Verde, Río Negro Province</i>	19
Martínez, D.E., Gómez Peral, M.A. y Maggi, J. Caracterización geoquímica y sedimentológica de los fangos de la laguna Mar Chiquita, Provincia de Córdoba: aplicación del análisis multivariante. <i>Geochemical and sedimentological characterization of muds from Mar Chiquita lake, Córdoba Province: application of multivariate analysis</i>	26
Márquez Zavalía, M.F. y Galliski, M.A. Mineralogía y paragénesis de "La Estancia", un depósito epitermal de la Sierra de San Luis. <i>Mineralogy and paragenesis of "La Estancia", an epithermal deposit in the San Luis range</i>	39
Bjerg, E.A. Platinum group elements and gold in serpentized ultramafic rocks from the Cordillera Frontal, Argentina. <i>Elementos del grupo del platino y oro en rocas ultramáficas serpentizadas de la Cordillera Frontal, Argentina</i>	48
Astini, R.A. Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (suroeste de Guandacol y cordón de Perico-Potrerrillo), Precordillera septentrional. <i>Geology and palaeoenvironmental interpretation of the Gualcamayo Formation in its type locality (southwest Guandacol and Perico-Potrerrillos range), northern Precordillera</i>	55
Astini, R.A. Análisis secuencial y paleoambientes de las pelitas negras (aloformación Gualcamayo) que suprayacen a las sucesiones carbonáticas eo-ordovícicas en la Precordillera argentina. <i>Sequence stratigraphy and environments of the black shales (Gualcamayo alloformation) that overlie the early Ordovician carbonate successions in the Argentine Precordillera</i>	71
Gelós, E.M., Spagnuolo, J.O., Schillizzi, R.A. y Gómez, E.A. Textura y mineralogía de los sedimentos de playa entre San Antonio Oeste (Río Negro) y Puerto Lobos (Chubut). <i>Beach sediments texture and mineralogy between San Antonio Oeste (Río Negro) and Puerto Lobos (Chubut)</i>	85
Bonorino, A. G. Geohidroquímica de la lluvia en la región del suroeste bonaerense. <i>Geohydrochemistry of the rain in the southwest region of Buenos Aires Province</i>	93
Galliski, M.A. La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. <i>The Pampean Pegmatitic Province. I: Typology and distribution of its economic fields</i>	99
Galliski, M.A. La Provincia Pegmatítica Pampeana. II: Metalogénesis de sus distritos económicos. <i>The Pampean Pegmatitic Province. II: Metallogeny of its economic fields</i>	113
Alvarez, P.P., Benoit, S.V. y Ottone, E.G. Las formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la Cordillera Principal de San Juan. <i>The Rancho de Lata and Los Patillos Formations and other Mesozoic units of the Principal Cordillera of San Juan</i>	123
Limarino, C.O., Morelli, J.R. y Gaidano, D. Sedimentología y origen del yacimiento Corral Amarillo (Cuaternario), Sistema del Famatina, Provincia de La Rioja. <i>Sedimentology and genesis of Corral Amarillo iron deposits (Quaternary), Famatina, La Rioja Province</i>	143
Bujalesky, G.G., Coronato, A.M., Roig, C.E. y Rabassa, J.O. Forma de rodados de ambientes glaciogénicos del Pleistoceno y costeros actuales del lago Fagnano, Tierra del Fuego. <i>Pebble shape of Pleistocene glacial and modern coastal sedimentary environments of Lago Fagnano, Tierra del Fuego</i>	154
Cristallini, E.O., Mosquera, A. y Ramos, V.A. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. <i>Structure of the High Andes of San Juan</i>	165
García, V.M., Zavala, C.A. y Quattrocchio, M.E. Relación entre análisis palinológico y análisis de facies. Aplicación al Grupo Cuyo (Jurásico medio) en la Cuenca Neuquina. <i>Palynology and facies analysis relationships. Application to the Middle Jurassic Cuyo Group in the Neuquén Basin</i>	184

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