

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
REVISTA DEL MUSEO DE LA PLATA
(NUEVA SERIE)

TOMO X

1985

Geología, N° 81

PALEOZOICO INFERIOR EN EL CERRO BAYO,
SIERRA DE LA INVERNADA, SAN JUAN

GUILLERMO FURQUE¹ Y MARCELO F. CABALLE¹

RESUMEN

En el borde occidental de la Precordillera de San Juan (Sierra de La Invernada), se encuentra expuesta una secuencia, en parte calcárea, del Ordovícico, que se describe en este trabajo. El espesor de la pila sedimentaria es aproximadamente de 1.100 m, y está constituida por una sucesión de depósitos marinos conformados por wackes, calcipelitas y en menor proporción lutitas. En la base del conjunto se presenta una sucesión rítmica de turbiditas que se describe en detalle. Se han determinado tres tipos de ritmos. La reconstrucción paleoambiental lleva a la conclusión que estas sedimentitas se han depositado en un ambiente circalitoral a epibatial, en facies de flysch.

Flysch, calcáreos, ritmos, Ordovícico.

ABSTRACT

LOWER PALEOZOIC IN CERRO BAYO, LA INVERNADA HILL, SAN JUAN. — An Ordovician flysch sequence exposed on the western slope of the San Juan Precordillera (La Invernada Hill) is described. The 1100 m thick marine succession begins with turbidites and is mostly composed of wackes, calcilutites and subordinated shales, showing 3 types of rhythmic sedimentation. Paleoenvironment analysis indicates epibatial to circalitoral sedimentation within flysch facies.

Flysch, calcilutite, rhythms, Ordovician.

INTRODUCCION

En el sector occidental de la Precordillera sanjuanina, especialmente al norte del río San Juan, se presenta un conjunto de serranías consti-

¹ Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Paseo del Bosque s/n., 1900 La Plata, Argentina.

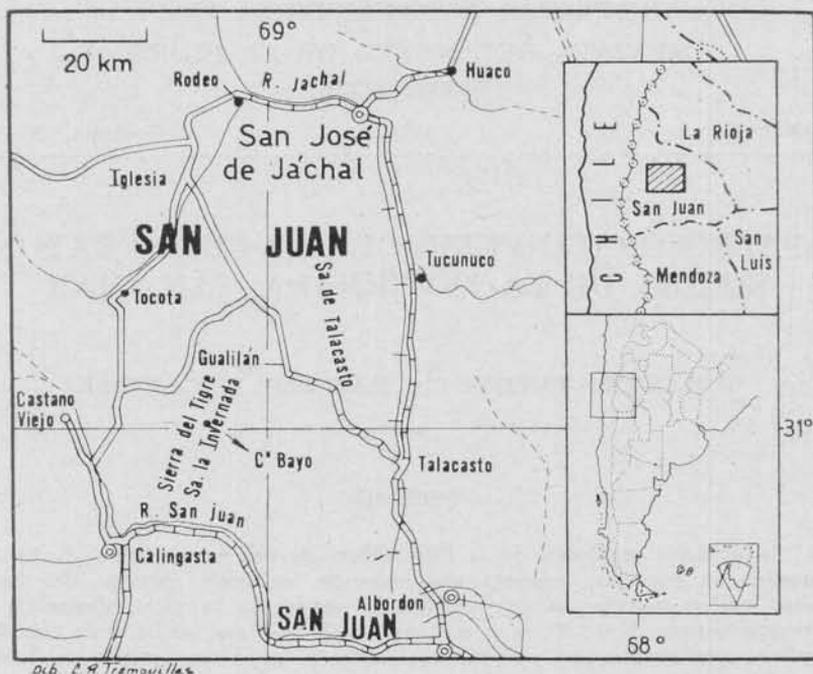


Fig. 1. — Croquis de ubicación.

tuidas por secuencias de sedimentitas marinas del Paleozoico inferior, aún no bien conocidas.

Prosiguiendo las investigaciones del Paleozoico inferior de la Precordillera, se procedió a estudiar dichas secuencias, estableciéndose la presencia de niveles turbidíticos en un ambiente eugeosinclinal, no señalado hasta la fecha en dicha región.

En este trabajo se trata de establecer las características de dichos depósitos, y sus relaciones estratigráficas con otras series de la Precordillera.

Esta investigación fue realizada con fondos aportados por el CONICET, en el marco del Proyecto 44, Paleozoico Inferior de América del Sur (P.I.C.G.).

ANTECEDENTES

La presencia de secuencias de flysch en la Precordillera, ha sido mencionada someramente por numerosos autores, especialmente relacionada con la evolución del geosinclinal precordillerano. Borrello (1969),

realiza una síntesis amplia sobre los geosinclinales argentinos, y en ella se refiere en términos generales a sucesiones similares a las que se describen, en la Precordillera de Mendoza, como series de vacuidad geosinclinal, con las que empieza el conjunto que más abajo se describe.

Quartino *et al.* (1971), al tratar las sedimentitas vinculadas con efusiones basálticas en la Formación Alcaparrosa, en la región de Calingasta, San Juan, mencionan la presencia de capas alternantes de calcáreo y pelitas con chert, constituyendo una asociación rítmica. Este conjunto se presenta interestratificado con coladas de basalto que originan lavas en almohadillas.

Sus características son similares a las que son descritas más abajo, salvo que en el cerro Bayo el magmatismo es claramente posterior a la secuencia calcárea.

Furque (1983), en la descripción geológica de la Hoja 19c, Ciénaga de Gualilán, da a conocer nuevos perfiles del flysch paleozoico, ubicados en las sierras de La Invernada y del Tigre.

Estas son las únicas referencias que hasta la fecha se conocen sobre la presencia del flysch en la Sierra de La Invernada.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

La región estudiada, que corresponde a la porción central media más elevada de la Sierra de La Invernada, está conformada por un conjunto de formaciones, cuyos términos de mayor edad corresponden a las sedimentitas del Ordovícico medio, y las de menor edad al Devónico medio.

A continuación se hace una breve exposición sobre las diferentes formaciones allí aflorantes, para ubicar en su contexto las correspondientes al cerro Bayo, objeto del presente trabajo.

ORDOVICICO

FORMACION SAN JUAN

Sus principales asomos se distribuyen en el faldeo oriental de la Sierra de La Invernada, donde las calizas no constituyen un cuerpo continuo, sino que se desgranar en reducidos afloramientos orientados norte-sur, en dos cordones paralelos. En la porción oriental de esta región se observan cuerpos grandes, constituyendo elevadas serranías también extendidas en sentido norte-sur.

Su composición litológica está caracterizada por las conocidas calizas y dolomías de colores gris claro a oscuro. En las serranías mayores, o sea aquellas cortadas por la Quebrada Agua del Medio, aparecen nume-

rosos niveles constituidos por ftanitas, que se disponen paralelamente a los planos de estratificación.

En esta región los fósiles son escasos y mal conservados. Su edad ha sido fijada en el Arenigiano (Furque, 1983).

FORMACION SIERRA DE LA INVERNADA nov. den.

Sinonimia: Formación La Invernada (Furque, 1983).

En el trabajo mencionado de Furque (1983), fue designada a esta formación como Formación La Invernada, nombre ya utilizado en la literatura geológica por Polanski (1963), para designar depósitos del Cuartario en la zona pedemontana de Mendoza. Por ello se ha cambiado el nombre de dicha formación por la del epígrafe.

Constituye casi exclusivamente la Sierra de La Invernada, donde el Cerro Bayo representa su máxima elevación con 3349 m. Aquella se extiende desde el río San Juan por el sur, hasta el camino que constituye la ruta provincial N° 436.

Esta formación está conformada en el techo por un conjunto alternante de pelitas, wackes y calizas, de disposición rítmica. Se apoya en otro conjunto de areniscas cuarcíticas finas, alternante con filitas verdes satinadas, que ofrecen en sus niveles superiores, bancos conglomerádicos medianos, en los que prevalecen rodados de calizas grises.

Por debajo de este grupo de capas, de algo más de 400 m de espesor, se presenta un conjunto rítmico de wackes y filitas, las primeras con típicas estructuras turbidíticas que se destacan en todos los niveles, especialmente en sus tercios medio y superior. En los niveles inferiores se aprecia un predominio de areniscas conglomerádicas y conglomerados finos a medios, que representan los términos basales de esta formación.

La disposición de todas las capas es de concordancia absoluta, apreciándose sólo discordancias erosivas locales, generalmente en relación con los niveles conglomerádicos.

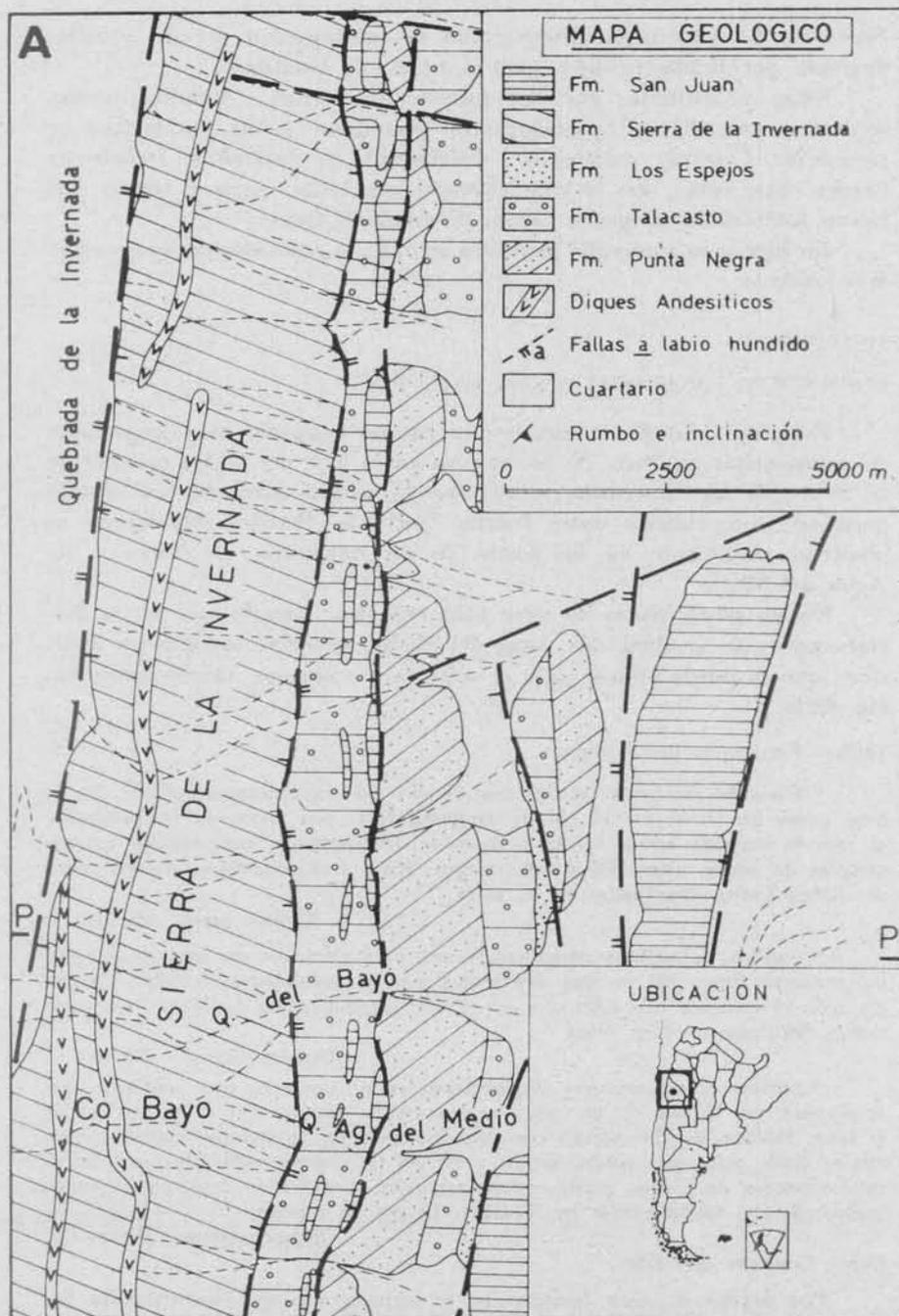
Esta formación carece de fósiles específicos, y en esta región no está en contacto normal con ninguna otra, ya que los contactos son fracturas de alto ángulo.

Su edad Caradociana se deduce por extrapolación, ya que hacia el norte, estas sedimentitas se continúan por el cerro El Molle y serranías que terminan en el río Jachal, con lutitas portadoras de graptolites caradocianos (Blasco y Ramos, 1976).

SILURICO

FORMACION LOS ESPEJOS (Cuerda, 1965)

En la zona en consideración, se sitúan numerosos afloramientos de dimensiones reducidas, distribuidos a lo largo del borde oriental de la



Sierra de La Invernada. Representan la continuación sur de aquellos descritos por Baldis (1964), para la región de Gualilán.

Están constituidos por una sucesión de lutitas y limolitas verdes oscuras a amarillentas, portadoras de abundante fauna, en la que se reconoció: *Clarkeia antisiensis* (d'Orbigny) y *Australina jachalensis* Clarke entre otras. En la base alternan con lutitas rojas y verdes que llevan intercalados delgados bancos de areniscas finas.

En base a su contenido fosilífero se ubica a estos afloramientos en el Wenlockiano.

DEVONICO

FORMACION TALACASTO (Padula *et al.*, 1967)

Está representada en esta región por un conjunto muy importante de sedimentitas pelíticas. Se las observa en la base del faldeo oriental de la Sierra de La Invernada, constituyendo asomos alargados en sentido norte-sur, comprimidos entre fuertes fracturas. Perfiles del mismo se observan claramente en los cortes de las quebradas del Bayo y de Agua del Medio.

En un perfil típico de estos afloramientos, tomado casi en la desembocadura de la Quebrada Agua del Medio, se ofrece la siguiente sucesión, que se puede aplicar para el resto de los mismos. Desde arriba hacia abajo:

Techo: Formación Punta Negra

a) Conjunto de lutitas verdes amarillentas, sin estratificación visible. En la base posee un banco de 20 cm de areniscas finas con restos de braquiópodos, al que le suceden lutitas verdes y moradas, fragmentosas, con nódulos concrecionales de forma elipsoidal y color negro. Estas lutitas también poseen restos de dichos fósiles distribuidos en su masa.

Esesor aprox. 160 m

b) Lutitas y limolitas amarillentas, con intercalaciones de bancos delgados de areniscas finas. En la base las lutitas son de tonalidades moradas oscuras. En todo el conjunto hay diferentes niveles de acumulaciones fosilíferas, así como restos distribuidos en su masa.

Esesor aprox.: 400 m

c) Lutitas varicolores muy fragmentosas, en un conjunto muy uniforme que se dispone por debajo de un contacto discordante erosivo con el grupo b). En la base, finaliza el afloramiento con una secuencia de bancos de areniscas cuarcíticas finas, color gris pardo, de 20 a 50 cm de espesor cada uno, que llevan intercalaciones de lutitas pardas claras satinadas. Los bancos cuarcíticos poseen lumachella de *Australocoelia* sp. de 10 a 15 cm de espesor.

Esesor aprox.: 280 m

Base: Contacto por falla.

Por arriba de esta formación, se superponen en concordancia las sedimentitas de la Formación Punta Negra. Su edad Devónica inferior.

queda fijada por la fauna de braquiópodos que ofrece en todos sus niveles.

FORMACION PUNTA NEGRA (Braccacini, 1950)

En los alrededores de la Sierra de La Invernada afloran sedimentitas de esta formación, solo en su borde oriental y en su faldeo más bajo. Se presenta como un cuerpo continuo, adosado por falla contra los bloques de calizas ubicados en su contacto oeste.

Está constituida por un conjunto de sedimentitas, cuyo perfil tipo para esta zona, se encuentra en la desembocadura de la Quebrada Agua del Medio. En dicho perfil se observa, desde sus niveles superiores a inferiores, lo siguiente: conformando un grupo superior se dispone una alternancia de wackes verdes y lutitas, con amplio predominio de las primeras, en bancos de 20 a 50 cm de espesor. Son compactas, bien estratificadas; algunas superficies ofrecen calcos de fondo y, en algunos bancos lutíticos, aparecen restos redepositados de trocitos de vegetales indeterminables. Este grupo de capas posee aproximadamente 120 m de espesor.

Por debajo de aquél, se dispone un conjunto inferior, que consiste en banco de wackes y lutitas verdes en bancos de 200 a 60 cm los primeros y de 20 a 30 cm las segundas. Estas últimas con laminación bien marcada y en parte filíticas. Se apoyan concordantemente sobre las sedimentitas de la Formación Talacasto. Su espesor es estimado en alrededor de 100 metros.

PERFIL DEL CERRO BAYO

El Cerro Bayo, que se levanta en el extremo sur de la Sierra de La Invernada como su mayor elevación, ofrece el perfil más completo del Ordovícico de esta región conocido hasta la fecha.

A continuación se detalla un perfil general del mismo, donde se destacan por su importancia, las sedimentitas calcáreas con que culmina dicho perfil y que se interpretan como *flysch calcáreo*.

Este último es descrito con más detalle a continuación del perfil general. La descripción se realiza desde sus términos superiores a sus términos inferiores.

FORMACION SIERRA DE LA INVERNADA

Techo: Desconocido

a) Miembro Calcáreo Superior

Conjunto alternante de pelitas, wackes y calizas de color gris oscuro. Son descritas en detalle más adelante.

Espesor aprox. 76 m

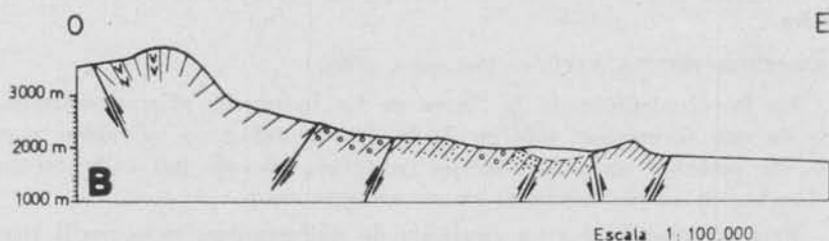


Fig. 2 - B. — Perfil del Cerro Bayo.

b) *Miembro Cuarzítico Medio*

Alternancia de areniscas cuarzíticas finas a muy finas, satinadas, y filitas verdes satinadas. Las primeras en bancos de 20 a 40 cm y las segundas de 6 a 8 cm de espesor. En sus términos superiores, se presenta un banco de conglomerado mediano, color gris blanquecino, constituido casi exclusivamente por rodados de caliza gris, de cantos subangulosos y de 1 a 1,5 cm de elongación. En uno de ellos se conserva el resto de un pelecípodo indeterminable. El espesor de este conglomerado es de 1,50 m con progresiva disminución tanto hacia el sur como hacia el norte, lo que determina una disposición lentiforme.

Espesor aprox. 150 m

c) *Miembro Filítico Medio*

Alternancia rítmica de filitas y wackes gris verdosas. Las primeras en bancos de 6 a 8 cm de espesor, y los wackes de 20 a 30 cm, con un máximo de 60 cm. Por zonas, predominan en la alternancia las filitas y en otras más numerosas, los wackes. Esta secuencia rítmica tiene las características de un depósito turbidítico, con sucesiones claramente granodecrecientes con laminación entrecruzada y convoluta.

Espesor aprox.: 530 m

d) *Miembro Basal*

Conjunto de wackes y filitas de disposición rítmica, en bancos de 40 a 20 cm de espesor respectivamente, que ofrecen calcos de flujo y otras marcas de fondo. Las filitas son muy laminares y los wackes muy finos, estos últimos con estructuras turbidíticas y disposición granodecreciente

En el tercio superior de este miembro, se alternan con bancos de areniscas conglomerádicas a conglomerados finos constituidos por rodados de cuarzo, wackes y filitas. El contacto basal de las areniscas conglomerádicas es discordante erosivo, bien destacado, donde se pueden apreciar, además, niveles lenticulares más gruesos. El resto del conjunto está constituido por una sucesión de wackes y filitas, los primeros laminares con estructura turbidítica, en bancos de 40 a 80 cm y de 4 a 6 cm las segundas.

Termina el conjunto aflorante con un banco de 40 cm de conglomerado mediano, con rodados de hasta 10 cm de diámetro constituidos por cuarzo bien redondeado. Este miembro termina en su base cortado por una falla que, por tramos, permite ver debajo de estos conglomerados bancos wáckicos de 1 a 2 cm de espesor.

Espesor aprox.: 320 m

Base: Desconocida, contacto por falla.

PERFIL DE LAS SEDIMENTITAS CALCAREAS

El estudio de este perfil se realizó sobre la margen izquierda de la quebrada del Bayo, en sus nacientes.

Su descripción se inicia a partir de la última capa turbidítica, algo calcárea, que constituye los niveles superiores del perfil general. La



Fig. 3. — Vista panorámica tomada hacia el sur, del conjunto del flysch turbidítico en la cima del Cerro Bayo, Sierra de la Invernada.

sucesión de capas se indica en el orden natural que se observa en el campo, empezando desde el techo de la misma. Los términos superiores de este perfil culminan en la cima de la serranía de La Invernada, afectados por una intrusión básica y constituyendo un fuerte sinclinal de posición subvertical y alas casi paralelas.

MIEMBRO CALCAREO SUPERIOR

Techo: Desconocido

Filón de basalto tholéítico

1) Alternancia de bancos pelíticos de 8 a 10 cm de espesor y calizas de igual potencia. Las rocas más cercanas al cuerpo intrusivo presentan efectos de metamorfismo de contacto de bajo rango. Las pelitas se encuentran transformadas



Fig. 4. — Tipo del ritmo del nivel 1), en su parte central. Las capas blancas son de calizas y las oscuras de wackes.

en hornfels de grano fino, compactos y de color gris oscuro. Microscópicamente se observa andesina y escasa cantidad de cuarzo, a los que acompañan epidoto, biotita, muscovita, clorita y algo de calcita primaria. Sólo existen algunas delgadas intercalaciones esquistosas de tipo filítico.

Las calizas son de grano fino y color gris oscuro. En corte delgado se observa, sobre una base de calcita, el desarrollo de porfiroblastos de granate algo cloritizados, acompañados por cuarzo, plagioclasa y epidoto. El granate ha sido determinado, por difracción de rayos X, como uvarovita.

Espesor: 6 m

2) Alternancia de capas de calizas de 1 a 5 cm de espesor, filitas y areniscas de tipo wackes. Las últimas tienen grano fino, color gris verdoso oscuro y un espesor promedio de 8 cm. Las filitas poseen espesores de hasta 4 cm mientras que las calizas son de grano fino, blancas en superficie y gris oscuro en el corte. Al microscopio se observa que corresponden a calcipelitas de grano muy fino formadas casi exclusivamente por calcita; sólo algunas delgadas capas presentan un pequeño porcentaje de material clástico, representado por partículas de cuarzo, plagioclasa, microclino y escamas sericiticas. Existen algunas oolitas y otras concreciones calcáreas de probable origen orgánico, observándose además, numerosos cristales de pirita.

Hacia abajo se presenta una capa lenticular de caliza conglomerádica de 8 cm de espesor, con pequeños rodados de areniscas de grano fino y color verde. El conjunto culmina con una secuencia de bancos wackicos de 15 cm de espesor cada uno. Por encima de la caliza conglomerádica se contaron 10 bancos calcáreos en 1,50 m del conjunto.

Espesor: 5,5 m

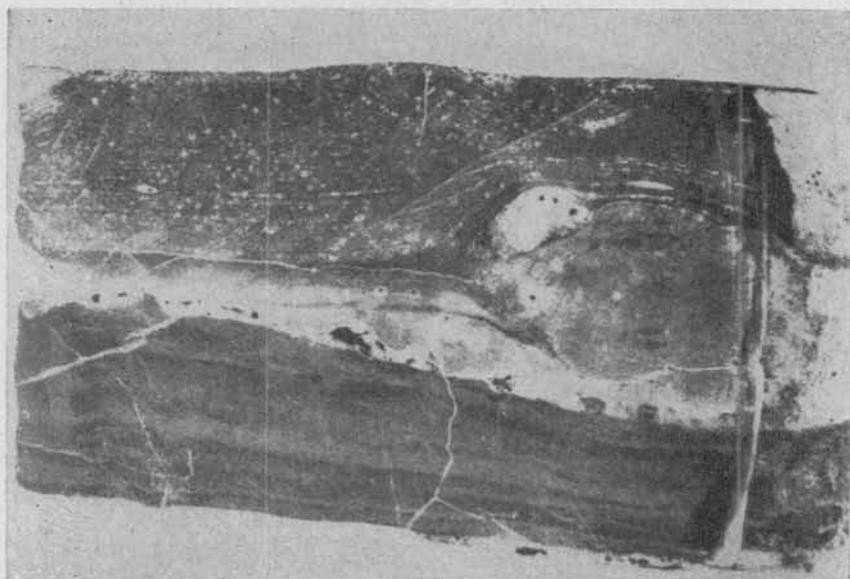


Fig. 5. — Banco de caliza con una línea de estilolitas, correspondiente a la zona media del nivel 2). Los puntos esféricos son cristales de pirita. Longitud de la muestra: aprox. 15 cm.

3) Empieza en el techo con una alternancia de areniscas tipo wacke, similares a las del conjunto anterior, en bancos de 8 a 10 cm de espesor con delgadas intercalaciones filíticas. Sigue un ritmo constituido por areniscas tipo wackes, en bancos de 8 a 10 cm, filitas de 2 a 3 cm de espesor, raramente de 10 cm y calizas en capas de 4 a 8 cm de espesor, constituyendo los últimos 20 metros.

Espesor: 245 m

4) Este conjunto empieza en su techo, con 9 bancos de caliza de 7 a 10 cm de espesor cada uno. Al corte delgado se observa que están compuestas por calcita y un pequeño porcentaje de material clástico representado por cuarzo, plagioclasa y escamas sericiticas. Existen algunos cristales euédricos de pirita diseminados, lo mismo que algunas oolitas y concreciones calcáreas de posible origen orgánico.

Por debajo de este conjunto, se observa una alternancia de bancos de wackes de grano fino y de 6 a 8 cm de espesor cada uno, eventualmente alcanzan 20 a 40 cm, con delgadas intercalaciones de filitas. En general, se observa en este conjunto una tendencia grandecreciente desde su base, con el desarrollo de una suave esquistosidad.

Espesor: 10 m

5) El conjunto está formado por bancos compactos de wackes de 8 a 10 cm de espesor y delgadas intercalaciones de filitas (bancos de 1 a 2 cm). Los wackes son de grano fino y presentan un clivaje de fractura levemente insinuado. Los 3 m superiores contienen 6 bancos de calizas intercaladas, de 3 cm de espesor cada uno.

Espesor: 10 m

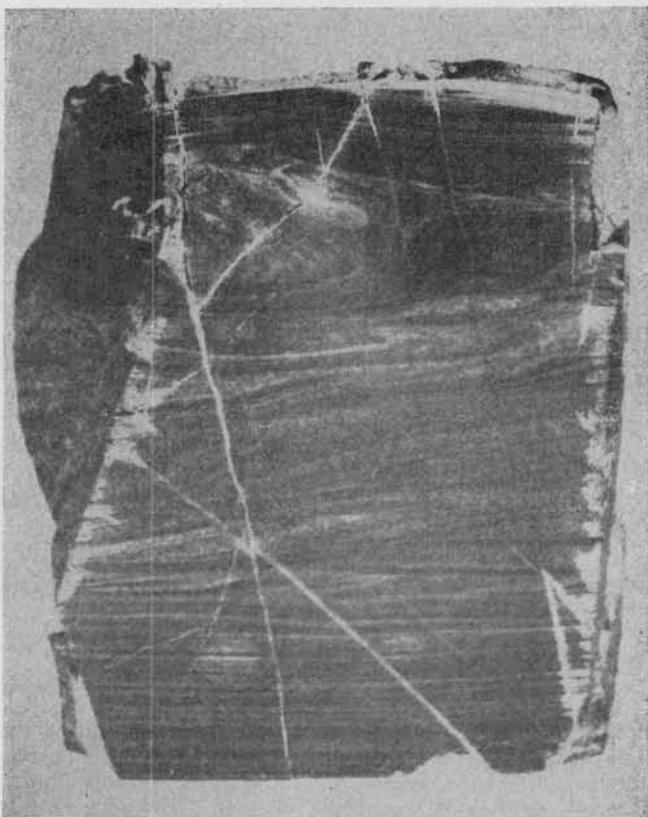


Fig. 6. — Turbidita típica del nivel sobre el que se apoya el conjunto de las unidades descriptas. El espesor total de esta capa, de su techo a su base, es de 12 cm.

6) Alternancia de bancos de wackes de 8 a 10 cm y filitas de 2 a 3 cm de espesor. Los wackes son en general de grano fino, presentando estructuras turbidíticas. Al microscopio se observa, en su porción media inferior, una mezcla de material clástico pelítico y calcita diseminada. Mineralógicamente se observan, además de calcita, granos de cuarzo y plagioclasa acompañados por clorita y epidoto.

Aparecen en este conjunto tres intercalaciones de calcáreos bien definidas, una de 2 cm de espesor a los 5 m, otra de 5 cm a los 15 m y, finalmente, una de igual espesor a los 20 m, partiendo de la base del perfil.

Este grupo de capas, testimonia un típico depósito de turbiditas, que se interpreta como flysch turbidítico, y cuyo exponente más claro se observa en la Fig. 7.

Espeor: 20 m

Base: Formación Sierra de la Invernada (niveles inferiores).

RITMOS RECONOCIDOS

Se han reconocido en este conjunto de sedimentitas, 3 ritmos elementales de sedimentación. El primero o RI-a, está dado por una secuencia recurrente de wackes-pelitas, en bancos de 8 a 10 cm de espesor

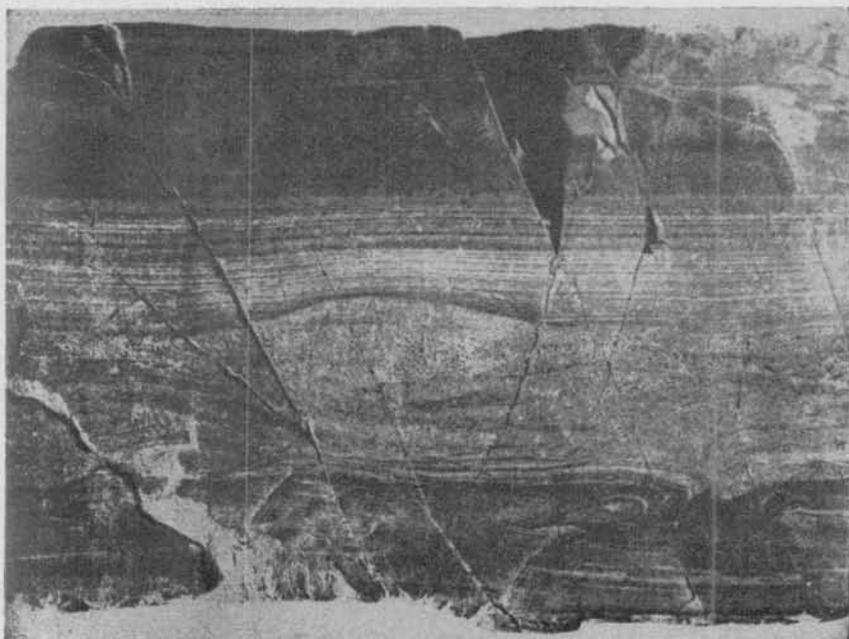


Fig. 7. — Banco de turbidita, donde se reconocen 5 términos (según Bouma, 1962).
Zona basal del nivel 6, x 1.

los primeros, y de 2 a 3 cm las segundas, sucesión que se reconoce en la base del perfil.

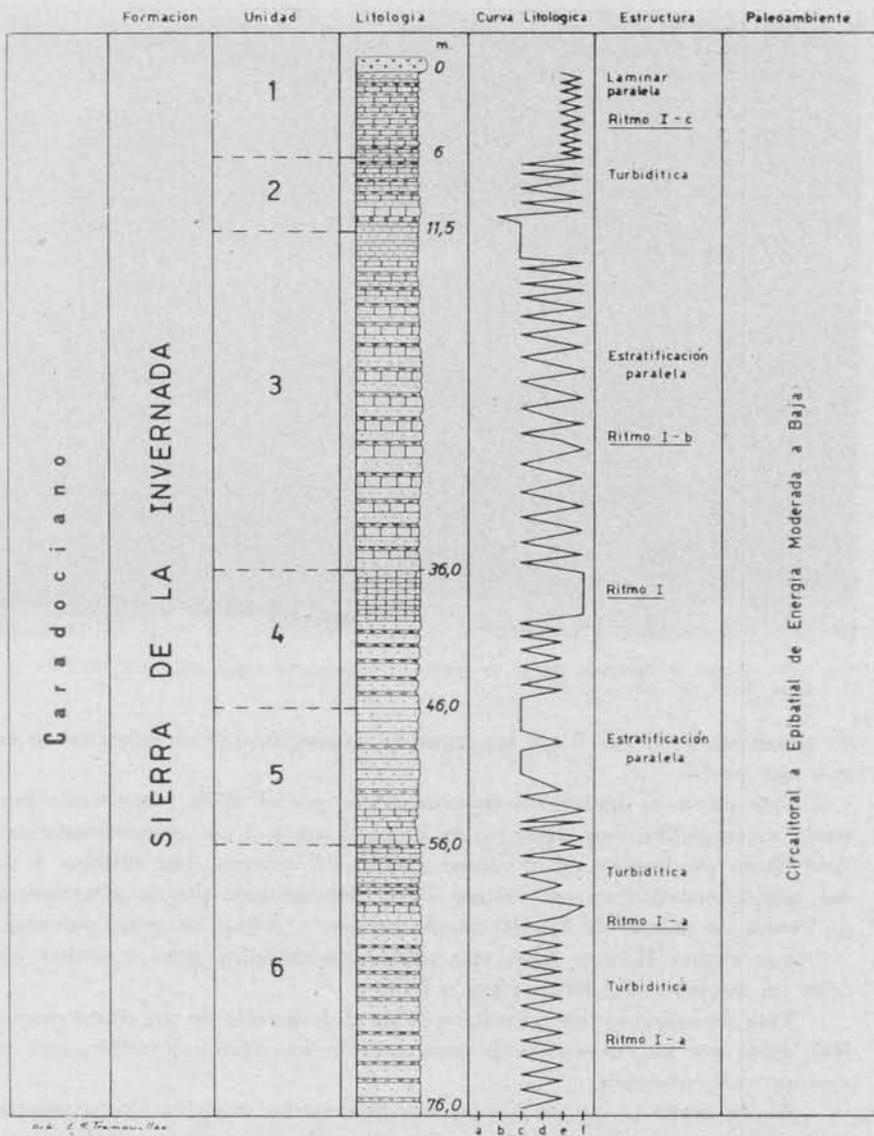
Este ritmo es sustituido superiormente por el RI-b, constituido por wacke-caliza-pelita, con espesores de 8 cm, 5 cm y 3 cm respectivamente. Este ritmo predomina en el sector central del mismo. Los últimos 6 m del perfil, constituyen otro ritmo RI-c, determinado por la alternancia de bancos de calizas de 8 a 10 cm de espesor y pelitas de igual potencia.

Los ritmos RI-a y RI-c, son ritmos incompletos pues a ambos les falta un miembro del ritmo ideal o RI-b.

Esta descripción nos permite señalar el desarrollo de un ritmo mayor RII, dado por las sucesiones de cada uno de los ritmos descritos, que se repiten verticalmente.

Es de destacar que en los ritmos elementales descritos, los espesores de los bancos que los constituyen, resultan llamativamente similares en todo el perfil descrito. Así vemos que en la base del mismo, los bancos alcanzan un desarrollo de 8-10 cm de espesor, y en el techo de dicho perfil, también se presentan los bancos con espesores de 8-10 cm, variando sólo en su contenido calcáreo.

Se aprecia un aumento progresivo, desde la base hacia los niveles superiores, en dicho contenido calcáreo y un crecimiento de los bancos de calizas, en partes micríticas, que de 3 cm en la parte inferior, pasan a 6-8 cm, hasta alcanzar 10 cm en los niveles superiores.



del Dr. R. F. ...

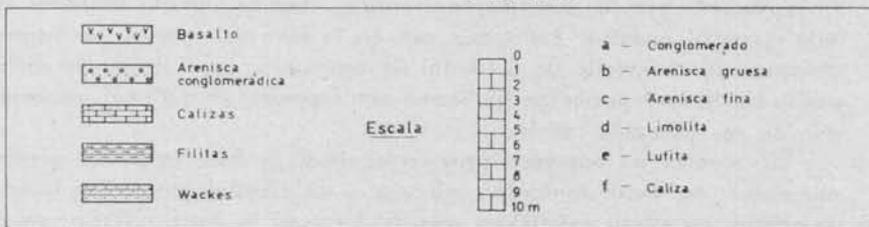


Fig. 8. — Perfil de la Formación Sierra de la Invernada, secuencias sedimentarias y paleoambientes.

En la generalidad de los casos se ha observado que la base de los bancos de calizas es irregular, constituida por una neta superficie de erosión, en la que a veces se desarrollan estilolitas (Fig. 5). Superiormente las camadas de pelitas continúan con un plano de separación nítido y desarrollo de capas laminares.

Las calizas contienen restos indeterminables de ostrácodos y de microplancton. La fuerte diagénesis y el efecto de metamorfismo de contacto sufrido por estas sedimentitas, han destruido prácticamente todo el contenido fosilífero de las mismas.

La presencia de oolitas en niveles micríticos, en muy poca proporción en relación con su masa, nos señala la presencia de un depósito de relativa poca profundidad, que se puede ubicar en un ambiente circalitoral. Es de destacar como muy probable, que las oolitas y los pocos intraclastos que se observaron, sean productos de una redepositación en períodos de aumento de la energía ambiental.

Considerando el perfil del Cerro Bayo en su totalidad, se puede apreciar la siguiente distribución de los ritmos más arriba descritos: en su parte superior, y a partir del contacto con el cuerpo intrusivo básico, predomina el ritmo RI-c, donde alcanzan su mayor espesor los bancos de calizas. Por debajo, este ritmo es reemplazado por RI-b, constituyendo la parte media superior del perfil. Sigue una sucesión de 6 bancos de caliza arenosa de 3 cm de potencia cada uno, que alternan con lutitas córneas que tienen de 1 a 2 cm de espesor. Continúa hacia abajo el perfil con 20 unidades (wacke-pelita) del ritmo RI-a, luego un banco de caliza de 5 cm de espesor, a continuación del cual se disponen 40 pares del RI-a, por debajo de éstos, también separados por una intercalación calcárea de 5 cm, 40 unidades del mismo ritmo, otro banco de caliza de 2 cm para culminar con 80 nuevos pares del ritmo RI-a, dispuestos concordantemente sobre un conjunto de wackes turbidíticos del tipo que ilustra la figura 6.

Todos estos últimos conjuntos de ritmos RI-a, pueden interpretarse como un ritmo RII, donde se repiten en recurrencia casi perfecta la sucesión de ritmos RI-a con los bancos de caliza.

MAGMATISMO

Intruyendo al conjunto más arriba descrito, se presenta un filón capa basáltico de aproximadamente 50 m de espesor y color marrón oscuro a negruzco.

Su composición corresponde a un basalto tholeítico, y su emplazamiento provocó un efecto térmico, dando origen a distintos tipos de hornfels, producto de un metamorfismo que puede ubicarse en las *facies albita-epidoto a hornblendífera*.

Se considera que este magmatismo es equivalente al que originó las lavas en almohadillas de la Sierra del Tigre, ubicada al oeste de la Sierra de La Invernada (Furque, 1983 y Cortelezzi *et al.*, 1982), consideradas de edad Caradociana, y propias del evento simaico del Geosinclinal Precordillerano.

CORRELACION ESTRATIGRAFICA Y EDAD

La secuencia de sedimentitas anteriormente descrita se considera como un flysch, producto de la etapa preorogénica en la evolución del Geosinclinal Precordillerano.

Este flysch se desarrolla con las características clásicas de un ortoflysch, que se inicia (en esta zona), con una facie de flysch turbidítico. Estas turbiditas, en sus niveles superiores acusan un contenido en CO_3Ca , que en parte permite denominarlas turbiditas calcáreas.

La sucesión del flysch de la Precordillera, fue ubicada por Borrello (1969), a partir del Llandeiliano (consideró de dicha edad a los conglomerados de la Formación Las Vacas, Furque, 1963), incluyendo al Devónico y Carbónico inferior, es decir que, aceptando que la base del flysch estaría dada por la serie conglomerádica de la Formación Las Vacas, el esquema que se describe, se ajusta en términos generales a lo sostenido por Borrello.

En la Sierra de La Invernada (Cerro Bayo), el flysch analizado corresponde en tiempo y en espacio, a un período anterior a las efusiones basálticas que caracterizan al borde occidental de la Precordillera.

Su desarrollo se inicia a nuestro entender, en la base del perfil estudiado en el Cerro Bayo, y se extiende por toda la Sierra de La Invernada y más al norte por el Cordón El Molle.

No está afectado por las efusiones de lavas en almohadillas de edad Caradociana alta, sino por diques y filones vinculados con aquéllas y por lo tanto su edad debe ser mayor que las sedimentitas que encierran dichas almohadillas.

De allí que la edad del flysch turbidítico y calcáreo que estamos tratando, podría corresponder a un Caradociano bajo.

CONSIDERACIONES GEOTECTONICAS

En el perfil del Cerro Bayo se ha descrito una sucesión sedimentaria de tipo flysch, que culmina con una secuencia carbonática rítmica. Esto se interpreta como la evolución de un eugeosinclinal, en su etapa de flysch en un ambiente circalitoral a epibatial.

La base de este período de flysch o iniciación del mismo, se considera que es concomitante con los movimientos de la Fase Guandacol de la Orogenia Caledónica (Furque, 1972), estando oculta o eliminada por fallamiento en la región en estudio.

Esta fase, que se ha reconocido en todo el ámbito precordillerano, al norte del Río San Juan, nos estaría definiendo en principio, también para esta zona de la Sierra de la Invernada, la iniciación del período de flysch, tal como ya lo insinuara Borrello (1967, 1969), para otras zonas de la precordillera.

En nuestra región de estudio la presencia de conjuntos conglomerádicos (citados en el perfil del Cerro Bayo y ubicados cerca de la cumbre del mismo) formados por rodados de caliza, señalan la existencia de otros movimientos de ascenso de los cuerpos de caliza de la Formación San Juan, que en tiempo son más jóvenes que la Fase Guandacol. Se interpreta a dichos movimientos como una Subfase Tardía de la Fase Guandacol, cuya intensidad fue bastante menor que aquélla y desplazados en espacio un poco hacia el Sudoeste de su localidad tipo.

El desarrollo de una pequeña dorsal o área mediana, al oeste del meridiano de Gualilán, originada por la subfase mencionada, determinó la formación de los niveles lenticulares, conglomerádicos, que conforman parte de la Sierra La Invernada. Allí se establece una clara separación de los ambientes mio y eugeosinclinal en esta porción del Geosinclinal Precordillerano.

Determinó esta pequeña dorsal la formación de un débil talud continental que favoreció los movimientos de corrientes de turbidez y originó los depósitos turbidíticos que conforman gran parte del perfil del Cerro Bayo.

De esta manera, se puede establecer que los movimientos de la Fase Guandacol han sufrido una migración hacia el oeste, determinada por la posición cada vez más occidental de los conglomerados que originó.

CONCLUSIONES

En la descripción geológica del perfil del Cerro Bayo (Sierra de La Invernada), se han sumariado las secuencias sedimentarias de un conjunto que se considera depositado en un ambiente de flysch, con capas con estructuras turbidíticas en la porción basal y de naturaleza calcárea en el techo.

Se determinó en este flysch, una sucesión de ritmos, denominados ritmos RI y RII, que caracterizan especialmente al flysch calcáreo. Del análisis de las estructuras sedimentarias y petrografía de estas sedimentitas, se ha interpretado que las mismas se depositaron en una cuenca eugeosinclinal, en su región externa y en un ambiente circalitoral a epibatial.

La presencia de niveles conglomerádicos, constituidos por rodados de poco transporte, de calizas grises (similares a las de la Formación San Juan), lleva a interpretar la presencia de un movimiento tectónico de-

nominado Subfase Tardía de la Fase Guandacol de la Orogenia Caledónica, que dio origen a una pequeña dorsal longitudinal a la Precordillera y ubicada al O de Gualilán.

BIBLIOGRAFIA

- BALDIS, B. A., 1964. El Silúrico fosilífero de Gualilán (provincia de San Juan). *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 23 (2): 189-193. Buenos Aires.
- BLASCO, G. y RAMOS, V. A., 1976. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del Cerro La Chilca, Departamento Jachal, Prov. de San Juan. *Ameghiniana* XII (3-4): 312-329. Buenos Aires.
- BOBBELLO, A. V., 1967. Estado actual del conocimiento geológico del Flysch en la Argentina. *Rev. Mus. La Plata (N. S.) Geol.* VI (44): 125-153. La Plata.
- 1969. Los Geosinclinales de Argentina. *Dir. Nac. Geol. Min. An XIV*: 1-188. Buenos Aires.
- BOUMA, A. H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam.
- BRACACCINI, O., 1950. Observaciones estratigráficas en la Precordillera Sanjuanina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 5 (1): 5-14. Buenos Aires.
- CORTELEZZI, C. R., FURQUE, G. y PAVLICEVIC, R. E., 1982. Estudio petrológico de las lavas en almohadillas del Caradociano de la zona de Rodeo, Departamento Iglesia, Prov. de San Juan, Argentina. *Actas V Congr. Latinoam. Geol.* II: 161-172. Buenos Aires.
- CUERDA, A. J., 1965. "Monograptus leintwardinensis var. incipiens" Wood, en el Silúrico de la Precordillera. *Ameghiniana* IV (5): 171-177. Buenos Aires.
- FURQUE, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b-Guandacol, La Rioja-San Juan. *Dir. Nac. Geol. Min. Bol.* 92: 1-104. Buenos Aires.
- 1972. Los movimientos caledónicos en Argentina. *Rev. Mus. La Plata (N. S.), Geol.* VIII (65): 129-136. La Plata.
- 1983. Descripción geológica de la Hoja 19c Ciénaga de Gualilán, Prov. de San Juan. *Serv. Geol. Nac. Bol.* 193: 1-111. Buenos Aires.
- PADULA, E. et al., 1967. Devonian of Argentina. *Proc. Internat. Symp. Dev. Syst.* II: 165-199. Calgary, Canadá.
- POLANSKY, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* XVII (3-4): 127-349. Buenos Aires.
- QUARTINO, B. J., ZARDINI, R. A. y AMOS, A. J., 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta, Provincia de San Juan. *Asoc. Geol. Argent., Monogr.*, 1: 1-184. Buenos Aires.

Manuscrito recibido el 19 de septiembre de 1983.