



Naturalis

Repositorio Institucional
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



Sedimentología y geoquímica de las sedimentitas carbonáticas jurásicas del sector sur de la cuenca neuquina

Matheos, Sergio Daniel

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Spalletti, Luis Antonio

Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo
1988

Acceso en:
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20120126000415>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



Naturalis

Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

" SEDIMENTOLOGIA Y GEOQUIMICA DE LAS SEDIMENTITAS CARBONATICAS
JURASICAS DEL SECTOR SUR DE LA CUENCA NEUQUINA "

Autor

SERGIO DANIEL MATHEOS

Director

Dr. LUIS A. SPALLETTI

Tesis presentada para optar al título de

DOCTOR en CIENCIAS NATURALES

(orientación GEOLOGIA)

A mi familia,

por su constante apoyo

- I N D I C E -

CAPITULO I - GENERALIDADES

1.- INTRODUCCION	1
2.- DIAGRAMACION DEL ESTUDIO	3
3.- UBICACION GEOGRAFICA Y CARACTERISTICAS GENERALES DEL AREA DE ESTUDIO	4
4.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS	6
5.- ESTRATIGRAFIA DEL CICLO JURASICO	8
5.1.- Subciclo Precuyano	10
5.2.- Subciclo Cuyano	10
5.3.- Subciclo Loteniano-Chacayano	11
5.3.1.- Formación Lotena	11
5.3.2.- Formación Barda Negra	12
5.3.3.- Formación La Manga	12
5.3.3.1.- Distribución y litología	12
5.3.3.2.- Bioestratigrafía y discusión sobre su edad..	15
5.3.4.- Formación Auquilco	24
6.- HISTORIA GEOLOGICA	26
7.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL	27
7.1.- Estructura regional	27
7.2.- Estructura local en la Sierra de la Vaca Muerta	29

CAPITULO II - METODOLOGIA DE TRABAJO

Parte A - SEDIMENTOLOGIA

1.- Control aerofotogeológico	31
2.- Tareas de campo	31
2.1.- Ubicación y relevamiento de los perfiles de detalle	32
2.2.- Tipos litológicos y criterios de diferenciación	32
2.3.- Muestreo	32
3.- Tareas de gabinete	32
3.1.-Elaboración de secciones columnares a escala 1:100 y 1:500 ..	34

4.- Tareas de laboratorio	34
4.1.- Control de muestras y descripción megascópica	34
4.2.- Petrografía óptica	34
4.3.- Difractometría de rayos x	43

Parte B - GEOQUIMICA

1.- Esquema general de análisis químico de las sedimentitas carboná- ticas	47
a) Humedad y pérdida por calcinación	49
b) Residuo ácido insoluble y SiO ₂	50
c) MnO, Fe ₂ O ₃ (T), CaO, MgO, K ₂ O, Al ₂ O ₃ , Sr y Ba, por absorción ató- mica	51
d) P ₂ O ₅ por colorimetría	53
2.- Condiciones experimentales	54

CAPITULO III - CONSTITUCION GENERAL DE LAS CALIZAS

1.- COMPONENTES ALOQUIMICOS	56
1.1.- Fragmentos esqueléticos	56
1.1.1.- Corales	56
1.1.2.- Algas	58
1.1.3.- Braquiópodos	58
1.1.4.- Amonitas	58
1.1.5.- Pelecípodos	58
1.1.6.- Equinodermos	58
1.2.- Ooides	58
A - Ooides normales	61
A.1 - Ooides con estructura radial	61
A.2 - Ooides con estructura tangencial	63
B - Ooides superficiales	63
1.3.- Pellets	66
1.4.- Intraclastos	67
2.- MICRITA	67
3.- CEMENTO	67
3.1.- Tipos de cemento	68

4.- TERRIGENOS SILICOCLASTICOS	68
5.- DOLOMITA	70

CAPITULO IV - RASGOS Y PROCESOS DIAGENETICOS

A.- DOLOMITIZACION	74
B.- CEMENTACION	77
C.- COMPACTACION	79
D.- PRESION-SOLUCION	80
E.- PORIFICACION	80
F.- RECRISTALIZACION (REPRECIPITACION)	81
G.- SILICIFICACION	82

CAPITULO V - LITOFACIES

A.- CRITERIOS DE DIFERENCIACION	84
B.- LITOFACIES DE LA FORMACION LA MANGA	84
1.- Litofacies Wackestone-Packstone (WP)	85
2.- Litofacies de Boundstone coralígeno-algáceo (BCA)	87
3.- Litofacies de Mudstone tabular estratificado (MTE)	88
4.- Litofacies de Grainstone oolítico (GO)	91
5.- Litofacies de Mudstone macizo agrietado (MMA)	92
C.- LITOFACIES DE LA FORMACION AUQUILCO	94
6.- Litofacies de Evaporitas	94
7.- Litofacies de Abultamientos micríticos	97
D.- RELACION ENTRE COMPOSICION MODAL Y LITOFACIES	99
E.- DISTRIBUCION AREAL DE LAS LITOFACIES	101
F.- RELACION ENTRE LITOFACIES Y PALEOGEOGRAFIA GENERAL	103

CAPITULO VI - COMPOSICION QUIMICA DE LOS CARBONATOS

1.- Factores fisico-químicos	110
2.- Procesos orgánicos	110
3.- Procesos inorgánicos	111
COMENTARIOS Y CONSIDERACIONES TEORICAS	112
1.- RESIDUO ACIDO INSOLUBLE	112
2.- ISOTOPOS ESTABLES	113

3.- ELEMENTOS TRAZAS	115
3.1.- Definición y alcances	115
3.2.- Usos de los elementos trazas	116
3.3.- Diferenciación geoquímica	116
3.4.- Consideraciones teóricas sobre la geoquímica de los elemen- tos trazas en rocas carbonáticas. Importancia de la diadocia	120
4.- RESULTADOS OBTENIDOS	126

CAPITULO VII - ANALISIS FACTORIAL

INTRODUCCION	130
ANALISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES	131
ANALISIS FACTORIAL MODO-Q	133
ANALISIS FACTORIAL MODO-R	133
1.- FACTOR I	140
1.1.- SILICIO, ALUMINIO e HIERRO	140
2.- FACTOR II	146
2.1.- MAGNESIO	146
2.2.- ESTRONCIO	150
2.2.1.- Resultados obtenidos	150
2.2.2.- Consideraciones sobre el contenido de Sr en cali- zas. Importancia de la mineralogía	152
2.2.3.- El Sr y los organismos (precipitación orgánica de carbonatos)	157
2.2.4.- Relaciones isotópicas del Sr	161
3.- FACTOR III	166
3.1.- MANGANESO	168
3.1.1.- Relación con el residuo ácido insoluble	171
3.1.2.- Mineralogía de los sedimentos originales	171
3.2.- SODIO	172
4.- FACTOR IV	174
4.1.- BARIO	174
MODELO PALEOAMBIENTAL	177

CONCLUSIONES	179
AGRADECIMIENTOS	187
LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	189
<u>APENDICE</u> - DESCRIPCIONES DE PERFILES	
Perfil PUESTO MARIPIL	206
Perfil MALLIN DEL RUBIO Nº 1	210
Perfil MALLIN DEL RUBIO Nº 2	213
Perfil MALLIN DE LA CUEVA	216
Perfil MALLIN DE LA CUEVA (detalle)	219
Perfil CERRO IRIGOYEN	222

CAPITULO I - GENERALIDADES

1.- INTRODUCCION	1
2.- DIAGRAMACION DEL ESTUDIO	3
3.- UBICACION GEOGRAFICA Y CARACTERISTICAS GENERALES DEL AREA DE ESTUDIO	4
4.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS	6
5.- ESTRATIGRAFIA DEL CICLO JURASICO	8
5.1.- Subciclo Precuyano	10
5.2.- Subciclo Cuyano	10
5.3.- Subciclo Loteniano-Chacayano	11
5.3.1.- Formación Lotena	11
5.3.2.- Formación Barda Negra	12
5.3.3.- Formación La Manga	12
5.3.3.1.- Distribución y litología	12
5.3.3.2.- Bioestratigrafía y discusión sobre su edad..	15
5.3.4.- Formación Auquilco	24
6.- HISTORIA GEOLOGICA	26
7.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL	27
7.1.- Estructura regional	27
7.2.- Estructura local en la Sierra de la Vaca Muerta	29

1.- INTRODUCCION

El presente trabajo de tesis doctoral, tiene por objetivo establecer un modelo de depositación y la evolución sedimentaria de secciones calcáreo-evaporíticas de la Formación La Manga y unidades asociadas (Jurásico) de la cuenca Neuquina.

Se eligió como sitio para este estudio la zona de la Sierra de la Vaca Muerta, situada entre las localidades de Zapala y Las Lajas, provincia del Neuquén, la cual consta de un anticlinal erosionado, y que se extiende en forma de arco con dos cordones bien definidos: Curymil y Cuchillo Curá.

Las investigaciones han abarcado dos aspectos esenciales: el sedimentológico-petrográfico y el geoquímico. Además, ha tratado de relacionarse ambas líneas de trabajo y evaluar su potencial empleo en la interpretación geológica.

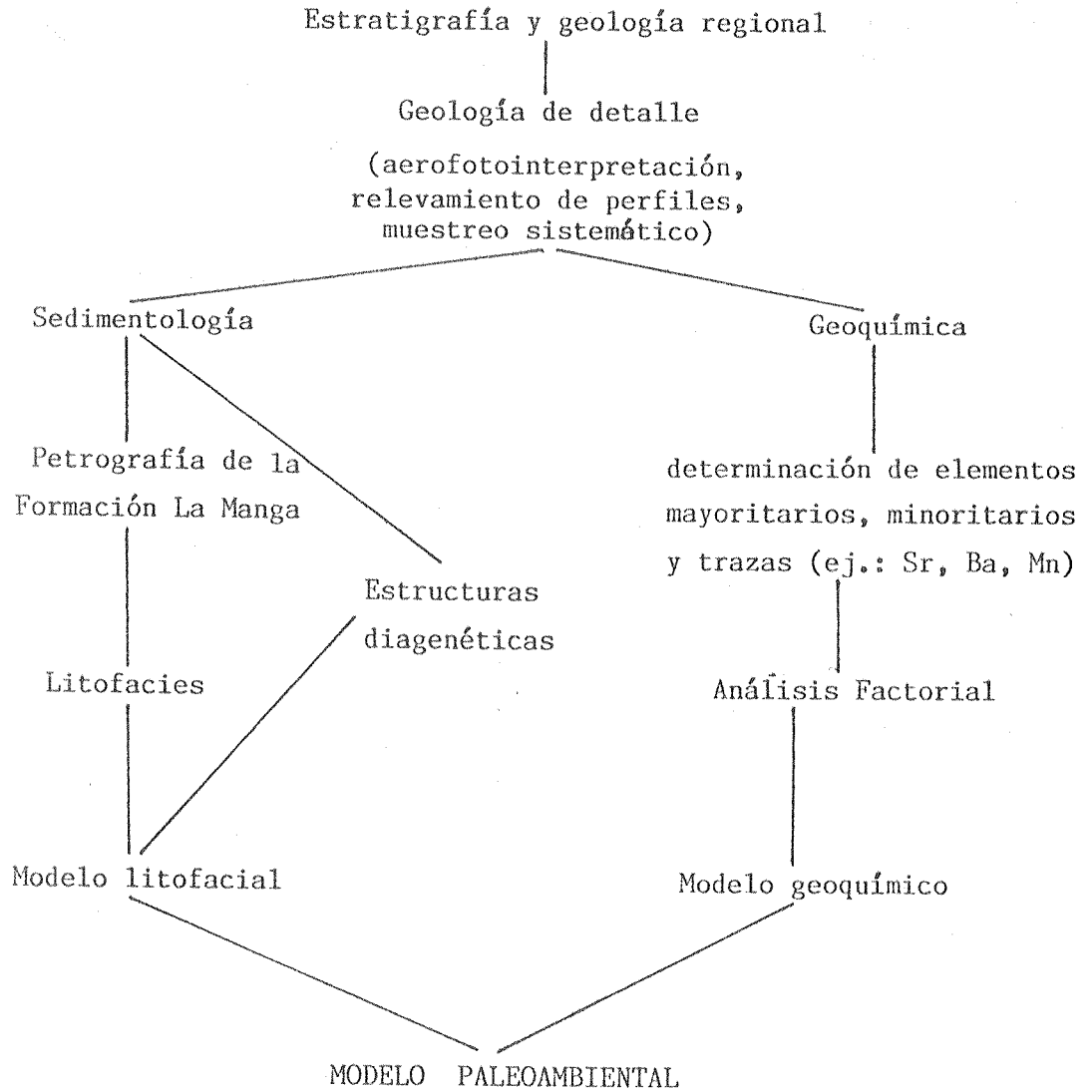
El trabajo ha consistido en observaciones de campo (relevamiento de perfiles de detalle, muestreo sistemático), estudios de gabinete (aerofotointerpretación, elaboración de secciones columnares) y de laboratorio (petrografía, difracción de rayos x, análisis químico por espectrometría de absorción atómica), complementados con el análisis de la bibliografía específica disponible y el posterior tratamiento estadístico de los datos obtenidos. En especial, se ha tratado de desarrollar una metodología novedosa para nuestro país, que tiende a combinar los estudios petrográficos y geoquímicos en sedimentitas carbonáticas, con la finalidad de delimitar un único modelo depositacional.

La intención final de la investigación es entonces, por una parte, la de incrementar el conocimiento sobre las rocas calcáreas de la Formación La Manga, con el objeto de disponer de mayor información geológica destinada a su empleo en la exploración de hidrocarburos y de otros recursos minerales.

Por otra, la de presentar un más diverso espectro de investigaciones sedimentológicas y geoquímicas, que permita alcanzar un mejor conocimiento de los mecanismos de acumulación, paleoambientes sedimentarios, marco paleogeográfico y fenómenos diagenéticos de las sucesiones carbonáticas.

2.- Diagramación del estudio

Sobre la base de los estudios sedimentológicos y geoquímicos, y con la ayuda de técnicas petrográficas y de computación, se ha arribado a la confección de un modelo paleoambiental en conjunto para la Sierra de la Vaca Muerta, tal como se demuestra en el cuadro 1.



Cuadro 1.- Diagramación del estudio.

3.- Ubicación geográfica y características generales del área de estudio

La zona de estudio se encuentra en la parte central de la provincia del Neuquén; comprende esencialmente a la Sierra de la Vaca Muerta, que está ubicada entre los paralelos 38° 30' y 38° 47' de latitud sur, y los meridianos 70° 05' y 70° 25' (figura 1).

La región está atravesada casi longitudinalmente por la ruta Provincial N° 22, situada entre el río Agrio al norte y el arroyo Covuncó por el sur. Dicha vía de comunicación une por el norte a la localidad de Las Lajas y por el sur a la ciudad de Zapala.

El acceso a la sierra no es dificultoso, pues a partir de esta ruta parten varias huellas en buen estado de conservación.

La sierra de la Vaca Muerta está involucrada dentro de la unidad morfoestructural denominada Cuenca Neuquina, y se extiende en forma de arco en dos cordones: el Cordón Curymil en dirección noreste-sudoeste desde el arroyo Covuncó hasta el Mallín Quemado, y el del Cuchillo Curá, colocado transversalmente al anterior en dirección este-oeste, con menores alturas, hasta desaparecer totalmente un poco más al oeste en donde lo cruza la ruta N° 22.

Esta sierra consiste en un anticlinal erosionado con los mejores afloramientos en su flanco oriental, de pendiente suave; en tanto que la ladera occidental posee un declive muy abrupto de alto ángulo.

Las elevaciones más importantes de la región estudiada se encuentran en el Cordón Curymil, donde se eleva el Cerro Manzano Grande (1558 m.) y el Cerro Mallín Quemado (1380 m.). Las planicies que circundan la sierra se ubican aproximadamente en la cota 1050 m. s.n.m., por lo que los desniveles no son pronunciados (figura 1).

La red hidrográfica no está muy desarrollada, encontrándose como cursos importantes al río Agrio, que corre en dirección oeste-este, y sus pequeños tributarios de regímenes temporarios. Más al sur corre el arroyo Covuncó, en igual dirección que el río Agrio, aunque en forma más encajonada.

4.- Antecedentes bibliográficos

Para comprender la evolución geológica de la Formación La Manga y las unidades vinculadas a ésta en la zona de la sierra de la Vaca Muerta, hay que referirse no solamente a los trabajos de índole local, sino también a los aportes hechos desde principios de siglo por distintos autores sobre las sedimentitas jurásicas en todo el ámbito de la Cuenca Neuquina.

Uno de los investigadores que más contribuyó al conocimiento del Jurásico en el país fue Groeber, quien lo hizo en un principio con sus clásicos trabajos de 1918 y 1929 : " Estratigrafía del Dogger en la República Argentina " y " Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes ", respectivamente.

En los mismos, además de brindar un esquema estratigráfico inicial, dio a conocer los primeros bosquejos paleogeográficos y la correlación de los depósitos del Jurásico medio y superior; además estableció definitivamente los grandes ciclos de sedimentación, los movimientos orogénicos principales y la distribución geográfica de las distintas entidades estratigráficas del Mesozoico. Así fue que reconoció tres ciclos, en los que era posible diferenciar unidades de rango menor, separados por discordancias o cambios evidentes en el régimen de sedimentación.

Los ciclos son, a saber: " Jurásico " (Hettangiano - Kimmeridgiano inferior), " Andico " (Kimmeridgiano superior - Albiano), y " Riográndico " (Cenomaniano - Paleoceno), los que comprenden una espesa serie sedimentaria integrada por sedimentitas marinas, continentales y de transición, que serán detalladas más adelante.

A las investigaciones de Groeber (1942, 1946), llevadas a cabo con criterio regional y de avanzada para aquella época, se agregan los aportes de Herrero Ducloux (1946, 1948) y de De Ferraris (1947). El primero dio a conocer una primitiva geología regional que comprende el sector extrandino, en tanto que De Ferraris analizó el comportamiento de la dorsal neuquina.

A partir de la década del 50, se van sucediendo una serie de trabajos entre los que se destacan tanto investigaciones a nivel regional, así como aportes al conocimiento más detallado de la zona de estudio.

Con respecto a los de carácter regional podemos citar las contribuciones de Groeber et al (1953); Lambert (1956); Stipanivic (1969); Bracciacini (1970); Marchese (1971); Dellapé (1978); Digregorio (1978); Mombrú y Uliana (1978); Digregorio y Uliana (1980) y Gulisano et al (1984), entre los de mayor trascendencia a nivel de análisis de cuenca.

En ese sentido, Stipanivic y Mingramm (1952), elaboran un informe acerca de la estratigrafía, distribución facial y cronología del Jurásico medio y superior de la cuenca Neuquina; posteriormente Groeber et al (1953) presentan un trabajo en el que abarcan todo el Jurásico.

Por su parte Lambert (1956) describió la hoja geológica 35b Zapala (Neuquén) aportando importantes datos acerca de la constitución litológica de toda la secuencia mesozoica y terciaria.

Stipanivic (1969) planteó un resumen, hasta ese momento, sobre los avances de los conocimientos bioestratigráficos del Jurásico; en tanto que Bracciacini (1970) se ocupó de los rasgos tectónicos del Mesozoico.

A partir de Marchese (1971), las contribuciones presentan diversas ideas acerca de la estratigrafía y sedimentología de las sedimentitas marinas y transicionales de la cuenca.

Un resumen de las características generales sobre la cuenca de sedimentación mesozoica ha sido elaborado por Digregorio (1978) en su trabajo "Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas de la provincia del Neuquén", y por Digregorio y Uliana (1980) en "Cuenca Neuquina".

En lo que respecta a los trabajos de índole local, cabe señalar a los realizados por Stipanivic (1951, 1965); Cangini (1968); Uliana e Ibáñez (1976); Pando y Gulisano (1978, 1980) y Pando (1979), quienes trazaron los lineamientos generales de la región de la sierra de la Vaca Muerta, como así también analizaron las relaciones entre las diversas unidades estratigráficas, observaron el estilo estructural de las sucesiones y dieron a conocer las primeras interpretaciones sobre el análisis de cuenca, con diferencias litológicas y de estratofábrica en esta localidad.

Por último, y desde el punto de vista paleontológico, los aportes iniciales correspondieron a Wichmann (1919, 1934) y Weaver (1931), quienes

desarrollaron una primera comparación entre las faunas obtenidas y las colecciones alemanas.

Posteriormente Leanza (1942, 1947 y 1967) y Stipanovic (1965) se refirieron a las sucesiones amonitológicas en Argentina; Riccardi (1984) realizó un detallado trabajo en donde reúne a las diferentes zonas y asociaciones de amonitas desarrollados en el Jurásico y Cretácico argentino.

5.- Estratigrafía del ciclo Jurásico

Resulta necesario para comprender la evolución paleoambiental y la dinámica geológica de las sedimentitas carbonáticas en cuestión, realizar un breve análisis sobre la estratigrafía de la secuencia mesozoica aflorante en la región de estudio.

El relleno de la cuenca Neuquina ha estado caracterizado por eventos continentales y marinos, acumulados como una consecuencia directa de diversos episodios de transgresión y regresión.

Groeber (1946) estableció en la secuencia mesozoica tres grandes ciclos, los cuales no han variado en cuanto a su terminología desde entonces: " Jurásico ", " Andico " y " Riográndico ", separados entre sí por importantes movimientos diastróficos.

A su vez el ciclo " Jurásico ", que abarca desde el Hettangiano al Kimmeridgiano inferior, fue dividido en tres etapas o subciclos, a saber: Cuyano, Loteniano y Chacayano (Groeber op cit). A los fines prácticos, se detalla en el cuadro 2 las unidades estratigráficas integrantes de cada etapa.

Posteriormente, Stipanovic (1969) restringe la extensión del " Jurásico " al excluir al Kimmeridgiano, representado por la Formación Tordillo, que también pasa a pertenecer a la secuencia " Andica ", o más precisamente a un nuevo ciclo al que denominó " Preándico ". En el techo de esta secuencia este autor ubicó una discordancia (" Intermálmica ") producida por la Fase Araucana; es decir que solamente asigna al Chacayano a las formaciones La Manga y Auquilco.

PERIODO	EPOCA	EDAD	CICLO	SUB CICLO	FORMACION	DISCORDANCIAS	
JURASICO	MALM	TITONIANO	" JURASICO "		VACA MUERTA	Intermálmica (+ 144 mA)	
		KIMMERIDGIANO			TORDILLO		
		OXFOR- DIANO			sup		AUQUILCO
	med			LA MANGA			
	inf	B. NEGRA					
	DOGGER	CALO- VIANO		sup	LOTENIANO- CHACAYANO	LOTENA	Intracaloviana (+ 152 mA)
				med		TABANOS	
				inf		LAJAS	
	BATHONIANO	CUYANO		LOS MOLLES			
	BAJOCIANO						
	AALENIANO						
	TOARCIANO						
	LIAS				PLIENSBAQUIA- NO	PRECUYANO	CHACAICO
	SINEMURIANO						
	HETTANGIANO						
Pm- Tr					CHOIYOI	Supratríásica (+ 193 mA)	

CUADRO 2.- Unidades estratigráficas pertenecientes al ciclo " Jurásico ".

Dellapé et al (1979) precisan los límites del Loteniano y asignan al Chacayano a las formaciones Auquilco y Tordillo, incluyendo a la Formación La Manga dentro del Loteniano.

Gulisano (1981) identifica un nuevo subciclo dentro del "Jurásico" al que denomina Precuyano, ubicándolo inmediatamente por debajo del Cuyano.

En síntesis, se pueden identificar dentro del ciclo "Jurásico" tres eventos principales de acumulación: Precuyano (Gulisano, 1981), Cuyano y Loteniano-Chacayano (Groeber, 1946) (cuadro 2), limitados cada uno, tanto en el techo como en la base, por discordancias de carácter regional, representando períodos característicos del proceso de acumulación sedimentaria de la cuenca.

5.1.- Subciclo Precuyano

Presenta depósitos de constitución típicamente piroclástica, asociados en menor grado con rocas de origen continental. Componen esta secuencia las formaciones Piedra del Aguila (Ferello, 1947); Sañico (Sañicolitense de Galli, 1969); Chacaicó (Parker, 1965); Lapa (Stipanivic et al, 1968) y el Rético (Lambert, 1946); todas ellas aflorantes en el ámbito de la región andina.

Sus límites están trazados según las discordancias "Supratriásica" en la base, y que se correspondería con la Fase "Rio Atuel" (Stipanivic y Rodrigo, 1969), y la "Intraliásica" en el techo, que separa a esta secuencia con las sedimentitas marinas y continentales del Cuyano (Gulisano op cit).

5.2.- Subciclo Cuyano

Está limitado por discordancias de carácter regional; es así que en la base se encuentra la "Intraliásica" y en el techo la "Intracaloviana" (Dellapé et al, 1979), ésta última correspondiente a un evento acaecido en el Caloviano medio.

Comprende desde el punto de vista litoestratigráfico lutitas oscuras

pertenecientes a la Formación Los Molles (Weaver, 1931); areniscas grises, conglomerados y pelitas carbonosas de la Formación Lajas (Weaver op cit); areniscas rojizas de la Formación Challacó (De Ferraris, 1947) y evaporitas de la Formación Tábanos (Stipanivic, 1965), aflorantes en la parte central de la cuenca.

5.3.- Subciclo Loteniano-Chacayano

Representa la etapa final de acumulación marina en el ciclo "Jurásico". Sus límites están dados por la discordancia "Intracaloviana" en la parte inferior y por la discordancia "Intermálmica", producida por los movimientos Araucánicos (Stipanivic y Rodrigo, 1969), en la parte superior, por cuanto dicho subciclo abarca temporalmente desde términos del Caloviano medio hasta el Oxfordiano.

Está integrado por las facies clásticas de la Formación Lotena (Weaver, 1931); las lutitas oscuras de la Formación Barda Negra (Digregorio, 1972); las calizas de la Formación La Manga (Stipanivic, 1965) y las evaporitas de la Formación Auquilco (Weaver, 1931). Por encima continúan areniscas y conglomerados de la Formación Tordillo (Groeber, 1929), pertenecientes al ciclo "Andico".

A continuación se analizarán las características más salientes en cuanto a la litología, edad y distribución de las diferentes unidades estratigráficas integrantes del subciclo Loteniano-Chacayano, con especial énfasis en las facies carbonáticas de la Formación La Manga.

5.3.1.- Formación Lotena (Weaver, 1931)

Unidad que aflora desde el Cerro Lotena hacia el sur hasta la sierra de Chacay-Co. Gulisano (op cit) la divide en tres secciones: a) inferior: constituida por fangolitas grises, areniscas medianas a gruesas y conglomerados, con escasos restos de amonitas; b) media: areniscas medianas a finas amarillo verdosas con fangolitas intercaladas, con contactos netos en la base y transicionales en el techo de los mismos y con un contenido fosilífero importante (amonitas, pelecípodos y corales). Digregorio y Uliana (op cit) la correlacionan con la parte inferior de la Formación Barda Negra; c) superior: constituida por arcilitas y areniscas rojas, mayormente calcáreas, con

intercalaciones de mudstone y abundantes bivalvos; dicha sección pasa en transición a la Formación La Manga.

La Formación Lotena yace, en la localidad en estudio, sobre las evaporitas de la Formación Tábanos (C^o Manzano Grande, Mallín del Rubio) o bien sobre otras sedimentitas del Cuyano; en tanto que hacia arriba pasa transicionalmente a la Formación La Manga.

De acuerdo a Herrero Ducloux y Leanza (1943) por haberse encontrado Reineckeia spp. se le asigna edad Caloviano medio a superior.

5.3.2.- Formación Barda Negra (Digregorio, 1972)

Digregorio (op.cit) describe a esta formación como lutitas pardas calcáreas, con restos carbonosos y limolitas y areniscas finas de color gris, con calizas oolíticas en la parte superior.

Se la ha detectado mediante perforaciones en Portezuelo, Cerro Bandera, Anticlinal Campamento, Bardita Zapala, Pampa Tril, Cerro Chato, Cerro Negro, Los Chihuidos, Aguada San Roque, y en regiones cercanas al Río Colorado.

Dicha unidad se apoya discordantemente sobre la Formación Lotena y se le yuxtapone la Formación La Manga, o bien la parte inferior de la Formación Tordillo, mediando discordancia.

Resulta asignable al Oxfordiano de acuerdo a sus relaciones de yacencia y al contenido faunístico (Leanza, 1967).

5.3.3.- Formación La Manga (Stipanovic y Rodrigo, 1969)

5.3.3.1.- Distribución y litología

Bajo la denominación de " Calizas azules con Gryphaea ", Groeber (1929) designó a un conjunto de calcáreos marinos, muy consolidados, frecuentemente bien estratificados, con Gryphaea calceola Quen, asignados primariamente al Caloviano superior.

Posteriormente Groeber et al (op.cit), con el término de " Manguense " , citan a un conjunto de lutitas fragmentosas gris oscuras y margas compactas grises, con costra parda limonítica, que hacia arriba pasan a calcáreos

laminares de igual coloración interestratificados con niveles de yeso, y con un espesor que va desde 4 a varias decenas de metros.

Stipanovic y Rodrigo (op.cit) otorgan a las sedimentitas carbonáticas su actual denominación como Formación La Manga. En el cuadro 3 se presenta la evolución de los conceptos, en cuanto a nomenclatura se refiere, como así también se especifican las unidades infra y suprayacentes con la ubicación temporal de todo este paquete sedimentario perteneciente al subciclo Loteniano-Chacayano del Jurásico.

Uliana e Ibáñez (1976), indican que la Formación La Manga incluye un amplio espectro de tipos litológicos, aunque la mayor parte está representada por dos asociaciones: la primera en la que prevalecen las rocas carbonáticas con litofacies de packstones esqueléticos, mudstones, boundstones coralígenos, brechas calcáreas y dolomías estromatolíticas, y la restante en donde se destacan los sedimentos clásticos de grano fino con calizas intercaladas, a veces con transiciones a margas.

Las calizas de la formación en estudio son muy características, en especial con las facies de calcáreos zoógenos silicificados, que se desarrollan al sur del Cerro Manzano Grande (Puesto Maripil), y en menor grado en el Cordón Cuchillo Curá, generalmente de color gris claro, sin estratificación e incluyen algunas esponjas también silicificadas, puestas en relieve por la erosión en la superficie de los afloramientos (Lambert, 1956), presentándose como verdaderos arrecifes de corales bien preservados.

Digregorio (1978) luego de analizar distintos lugares de la cuenca Neuquina, tales como Sierra de la Vaca Muerta, Campana Mahuida, Arroyo Agua Fría, Rahueco y Vega de la Veranada, sintetiza la litología de ésta formación en dos secciones: la primera compuesta por 5 a 20 m. de calizas gris oscuras, tipo mudstone-wackstone esqueléticos e intraclásticos, estratificados en bancos finos, entre los que se intercalan estratos de pelitas margosas oscuras. Por encima se ubica la segunda sección, que a veces falta, y cuyo espesor llega hasta 115 m., representada hacia la base por brechas calcáreas intraclásticas con material yesífero y fenoclastos de limolitas rojas (Campana Mahuida) y calizas densas (" biohermos ") con abundantes concreciones de pedernal; estos " biohermos " tienen hasta 2 km. de longitud y 80 m. de potencia en Sierra de la Vaca Muerta, y siempre según Digregorio, se re-

SISTEMAS PISOS SUBPISOS		Groeber, Stipanovich y Mingram (1953)	Stipanovich y Rodrigo (1967, 1969)		Di Gregorio y Uliana (1978)			
		CICLOS SEDIMENTARIOS	FASES DIASTROFICAS Mundiales	ARGENTINAS	CICLOS SEDIMENT.	FORMACIONES	UNIDADES LITO-ESTRATIGRAFICAS	
JURASICO	KIMMERIDGIANO	SUP	?	TORDILLO = LLENSE	ANDICO CICLO	F. TORDILLO	F. TORDILLO	
		MEDIO						
		INFER.						
	OXFORDIANO	SUP.	AUQUILCO-ENSE	Chiza (Chile)	Araucana	CHACAYANO CICLO	F. AUQUILCO	F. AUQUILCO
		MEDIO						
		INFER.						
	CALOVIANO	SUP.	BAYENSE	"Oxfordian Tilt" (Europa)	Río Grande	CHACAYANO CICLO	F. LA MANGA	F. LA MANGA
		MEDIO						
		INFER.						
CALOVIANO	SUP.	CICLO LOTENIANO	Tenango (Mexico) Yaila (Crimea) Agassiz (N. Amer) C. París, Jura		LOTENIANO CICLO	F. LOTENA	F. LOTENA	
	MEDIO							
	INFER.							

CUADRO 3.- Evolución de la nomenclatura estratigráfica para el área de estudio.

lacionan en forma concordante con la primera sección. Más adelante, al analizarse la distribución de las litofacies, se retomará el tema de las eventuales subdivisiones de la Formación La Manga y nuestra opinión al respecto.

Con relación al espesor de este paquete calcáreo, en general podemos afirmar que es bastante variable. Además no existen mayores coincidencias entre los autores que se han ocupado de la estratigrafía de la Formación La Manga. Según Stipanovic (op.cit), a lo largo de la Sierra de la Vaca Muerta, la Formación La Manga presenta un muy buen desarrollo con potencias que oscilan entre 145 y 90 m. Esto no es considerado por Dellapé y Pando (1976), quienes señalan que dicha unidad está integrada por 8 a 10 m., siendo el resto de la sección calcárea (120 - 135 m.) perteneciente a la Formación Auquilco.

En nuestro criterio, La Formación La Manga alcanza a 55 m. en su mayor desarrollo (Puesto Maripil) reduciendo paulatinamente su espesor hacia el nor-este (Mallín del Rubio), hasta alcanzar el total de 32 metros en el norte de la sierra, en el perfil del Mallín de la Cueva.

En lo referente a la edad, estas sedimentitas han sido asignadas al Oxfordiano; con todo, este tema será tratado junto con sus relaciones bioestratigráficas.

En cuanto a la distribución, podemos decir que se presenta a lo largo de la cuenca, en una amplia gama de litofacies, en especial en nuestra zona de estudio que detallaremos oportunamente. Así es que encontramos a la Formación La Manga desde sus afloramientos más australes en la Sierra de la Vaca Muerta (sitio objeto del trabajo), como así también en Loncopué, Campaña Mahuida, Rahueco-Chacay Meléhue y Vega de la Veranada, siempre dentro de la provincia del Neuquén; y ya en Mendoza en sitios tales como Bardas Blancas-Poti Malal, Sierra de Reyes, Sierra Azul y en la cordillera del sur mendocino, (figura 2).

5.3.3.2.- Bioestratigrafía y discusión sobre su edad

La revisión bibliográfica de los antecedentes ha permitido apreciar que fueron distintos conceptos los que favorecieron el fechado de la Formación La Manga y otras unidades jurásicas locales. Resulta cierto que si bien no ha habido un registro paleontológico abundante como para datar con precisión la unidad en cuestión, existen algunas evidencias que permiten hacerlo.

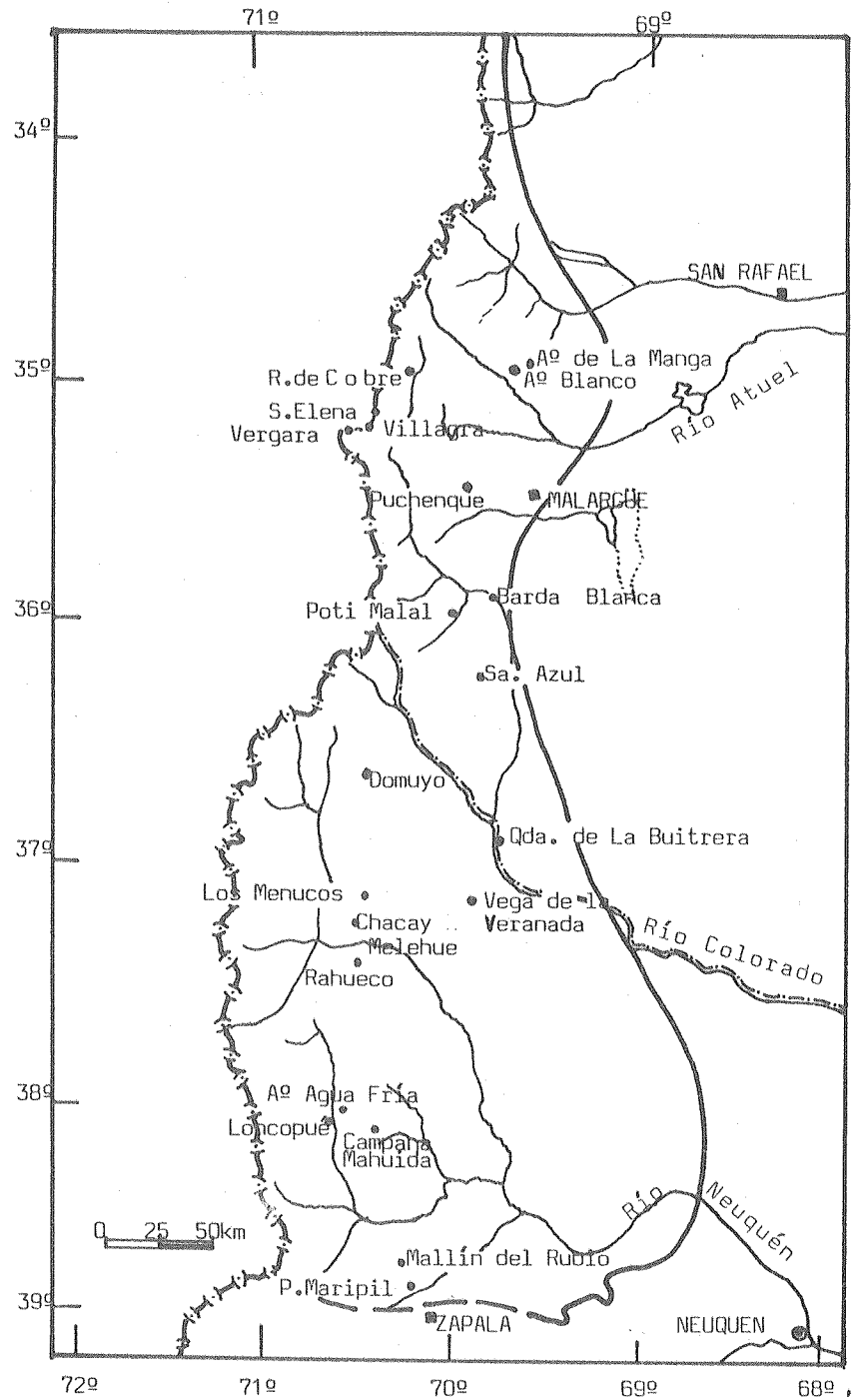


FIGURA 2. Localidades en donde afloran las sedimentitas calcáreo-evaporíticas del Jurásico. (tomado de Stipanovic, 1965).

Dichas evidencias pueden ser resumidas en dos grupos: a) paleontológicas y b) estratigráficas.

a) evidencias paleontológicas

Varios autores, como Burckhardt (1900); Wichmann (1919); Stehn (1923); Jaworski (1926); Spath (1931); Groeber (1938, 1953); Leanza (1947); Yrigoyen (1948) y Stipanovic (1951, 1969) entre otros, arribaron a distintas conclusiones paleontológicas y geocronológicas que surgieron al comparar las sucesiones amonitíferas argentinas con las de diversas regiones europeas.

Fue presumiblemente Wichmann (1919) quien inició la búsqueda sistemática de microfósiles calcáreos, aunque referidos en general a la Formación Lotena. Los demás investigadores citados basaron sus conclusiones en el estudio de la megafauna invertebrada.

En lo concerniente a la unidad en estudio, vale destacar que todos los restos de amonitas encontrados comprenden impresiones y moldes internos o externos en mal estado de conservación, y que además están aplastados y deformados, por cuanto se deduce que las sedimentitas que los contienen han sufrido una serie de movimientos diferenciales paralelos a los estratos.

Uno de los primeros antecedentes en cuanto a fauna fósil se debe a Burckhardt (1900) quien dio a conocer el hallazgo de un Perisphinctes cfr. rota (Waag), en Liú Cullin, sobre la margen izquierda del río Agrío. Este amonita es conocido en el "Dhosoolite" de la India y en el Cerro Volcán de Méjico, en niveles que pertenecen al Oxfordiano superior.

Por su parte, y en un primer momento, Groeber (1921, 1929) asignó a las denominadas "Calizas azules con Gryphaea" edad caloviana, hecho que comprobó luego al encontrar en varios horizontes Exogyra calceola Quen y Ctenostreon sp. formas que se hallan siempre presentes en las rocas carbonáticas del Caloviano.

No obstante, estas conclusiones son aplicables a la parte inferior del conjunto, puesto que la superior es dificultosa de datar porque aparece intercalada con el "Yeso Principal" (Formación Auquilco), que aunque sin fósiles se asigna tradicionalmente al Oxfordiano superior.

Diversos hallazgos en el ámbito de toda la cuenca Neuquina y corre-

laciones con zonas bioestratigráficas principalmente europeas, impulsaron a Stipanovic (1951) a considerar que complejos sedimentarios del sur de Mendoza y norte de Neuquén, referidos al Caloviano, pudiesen en realidad representar a términos más recientes, del Oxfordiano. En este sentido, un típico ejemplo sería la clásica localidad de Chacay Meléhue, en donde sobre los niveles con abundante fauna de Macrocephalitidae y de Reineckidae, entre otros, hay todavía un espesor considerable de sedimentitas, que aunque asignados anteriormente al Caloviano, pueden llegar hasta el Argoviano. Esta conclusión había sido ya adelantada por Jaworski (1926), Leanza (1947) y Saccone (1948). El primero (en Stipanovic, 1951), da cuenta de la aparición en el Arroyo Blanco (Mendoza), en calizas grises, de un Perisphinctes sp. plicatilis, que asignó al Oxfordiano inferior.

Riccardi (1984) realizó un estudio de las distintas asociaciones de amonitas del Jurásico y Cretácico de Argentina. Para este estudio se ha tomado exclusivamente el lapso comprendido entre el Caloviano y el Kimmeridgiano inferior (cuadro 4).

En lo que respecta a la Formación La Manga, cabe destacar que en el mencionado cuadro quedarían involucradas por una parte la denominada " fáunula de Peltoceras " y por otro la " Zona de Asociación de Perisphinctes ".

La " fáunula de Peltoceras ", resulta según Riccardi (op cit), asignable a la parte inferior del Oxfordiano y superior del Caloviano. En tanto, la " Zona de Asociación de Perisphinctes ", que incluye Perisphinctes (Kraenaosphinctes) spp., Perisphinctes (Arisphinctes) spp., Mayaites (Araucanites) spp., entre otros que detallaremos más adelante, abarca el Oxfordiano medio (parte superior de Cardioceras cordatum hasta la zona de Gregoryceras transversarium de Europa).

En nuestra opinión, la " Zona de Asociación de Perisphinctes " sería la más típica para la Formación La Manga, de acuerdo a las especies registradas en los distintos viajes de campo.

Es posible concluir estableciendo que los horizontes de la Formación La Manga llevan seguras y típicas faunas de amonitas mexorfordianas de la zona de Perisphinctes plicatilis y Gregoryceras transversarium. En las mismas se han reconocido, a lo largo de diferentes localidades de la cuenca Neuquina, las siguientes formas:

		EUROPA	ARGENTINA	
KIMMERIDG.	inferior	Ataxioceras hypselocyclum	(Nebroditites pressulus, Idoceras spp., Rasenia sp., Simaspidoceras sp.)	
		Sutneria platynota		
OXFORDIANO	superior	Idoceras planula	Campylites cf. mexicanum, Ochetoceras cf. hispidium, Idoceras sp., Euaspidoceras spp.	
		Epipeltoceras bimammatum		
		Dichotomoceras bifurcatum.		Discosphinctes cf. lucinagae, Euaspidoceras cf. perarmatum
	medio	Gregoryceras trasversarium	Peltoceras sp., Euaspidoceras aff. waageni, Perisphinctes sp. P. (Prososphinctes) sp., P. (Aris- phinctes) sp., Mayaites (Arauca- nites) spp.	
		Perisphinctes plicatilis		
	inferior	Cardioceras cordatum	Gregoryceras cf. iteni, Campylites cf. henrici	
Quenstedtoceras mariae		(Peltoceras torosum cf. frassi, P. (Peltoceratoides) sp.		
CALOVIANO	medio sup.	Quenstedtoceras lamberti	Reineckeia spp., Oxycerites spp. Hecticoceras spp. Perisphinctes spp., Chanasia sp.	
		Peltoceras athleta		
	medio	Erymnoceras coronatum		
		Kosmoceras jason		
	inferior	Macrocephalites gracilis		Eurycephalites rotundus, E. spp. Xenocephalites spp.
		Macrocephalites macrocephalus		

CUADRO 4.- Escala bioestratigráfica para el Caloviano, Oxfordiano y Kimm.inf. en Europa y Argentina (resumido de Riccardi, 1984).

- Euaspidoceras akanten (Buck)
Euaspidoceras spp.I
Euaspidoceras spp.II
Euaspidoceras (Clambites) spp.
Euaspidoceras chilense (Leanza)
Euaspidoceras aff. loricatum (Bean MS,Spath)
Euaspidoceras aff. waageni (Spath)
Gregoryceras cf. transversarium (Quenstedt)
Lorioloceras spp.
Mayaites (Araucanites) spp.
Ochetoceras cf. hangi (Popov)
Peltoceras (Peltoceratoides) cf. constantii (d'Orbigny)
Peltoceras (Peltomorphites) hoplophorus (Buck)
Peltoceras (Parawedekindia) torosum (Oppel)
Peltoceras (Peltoceratoides) cf. athletoides (Lahusen)
Peltoceras spp.
Perisphinctes (Arisphinctes) spp.
Perisphinctes cfr. rota Waag (Buck)
Perisphinctes (Kranaosphinctes) spp. grupo cymatophorus-promiscuus-
gyrus
Perisphinctes (Prosoosphinctes) spp.I
Perisphinctes (Prosoosphinctes) spp.II

Estas formas pueden ser referidas a muchos puntos de Argentina y Chile, e inclusive son correlacionables a un nivel equivalente al de las faunas del " Coraliano británico ", pertenecientes a la zona de Perisphinctes plicatilis. Dichas faunas se pueden considerar paralelas con las de Gregoryceras transversarium.

De esta manera se puede afirmar que de acuerdo al cuadro 4 , la Formación La Manga corresponde al Oxfordiano medio.

Estudios realizados recientemente corroboran esta afirmación, tales como los de Dellapé y Pando (1976); Digregorio y Uliana (1978) y Riccardi (1984).

Vale agregar que no existen argumentos paleontológicos para evaluar

cuánto puede aumentar en edad la Formación La Manga hacia sus niveles inferiores en la Sierra de la Vaca Muerta, pero por su desarrollo y correlación con otras áreas podría pensarse en la posibilidad que comprenda la zona de Cardioceras cordatum, en forma parcial o total.

No obstante un dato a tener en cuenta es el hallazgo de Stipanovic y Mingramm (1952) de un fragmento de Euaspidoceras totalmente silicificado. Como lo aclara Groeber (op cit), si bien fue encontrado suelto, debe proceder sin ninguna duda de la parte baja de la Formación La Manga. Vale recordar que este género recién aparece en el Oxfordiano inferior, en la fáunula de Peltoceras (ver cuadro 4).

b) evidencias estratigráficas

En toda la Sierra de la Vaca Muerta y sus zonas vecinas (Cerro La Luna, Arroyo Liú Cullin, etc.), la Formación La Manga puede ser referida en su totalidad, o al menos en gran parte, al Oxfordiano medio, dada su relación con las entidades supra e infrastantes.

En lo que respecta a las relaciones de base se puede adelantar que de acuerdo a evidencias brindadas por Stipanovic (1965, 1969), la Formación La Manga se ha depositado sobre un conjunto de sedimentitas que a lo sumo pertenecen al Caloviano medio. Esta afirmación está principalmente fundada en datos paleontológicos y en las evidencias sobre eventos diastróficos que habrían acaecido entre el Caloviano medio y el Oxfordiano, y que serán analizadas más adelante.

Tradicionalmente, los estratígrafos y geólogos regionales han indicado que las sedimentitas calcáreas de la Formación La Manga muestran un pasaje basal transicional respecto a las areniscas de la Formación Lotena, y son generalmente cubiertas por las evaporitas de la Formación Auquilco.

Con respecto al límite inferior, existen opiniones diversas sobre las características y significado del pasaje entre las formaciones Lotena y La Manga. Groeber et al (1953), sostuvieron en un principio que los depósitos carbonáticos se relacionaban con los infrastantes mediante un pasaje gradual, y como interpretaron que la Formación La Manga representaba el máximo de la transgresión marina Loteniana-Chacayana, alentaron la idea de que

en tiempos oxfordianos el mar tendió a ganar la mayor superficie del terreno.

Este hecho fue revisado y criticado más adelante por Stipanivic (op cit) quién indicó que en toda la cuenca Neuquina mediaba un hiato bioestratigráfico entre el Caloviano y el Oxfordiano (cuadro 3). El mismo podía comprender en líneas generales, Oxfordiano inferior y el Caloviano medio y superior, e inclusive como en el caso de Barda Blanca, Poti Malal y el Arroyo Covuncó, llegar hasta términos del Bayociano superior.

El supuesto hiato ha sido explicado por Stipanivic (op cit) sobre la base de la existencia de movimientos " divesianos " en las provincias de Neuquén y Mendoza, en donde se habrían hecho sentir en forma marcada. Dichos movimientos tendrían carácter epirogénico, es decir con neto predominio de la componente vertical, hecho que produciría la ausencia de varios pisos pero dejando a los depósitos calovianos infrastantes y a los oxfordianos suprastantes en concordancia estructural. En cambio, y siguiendo siempre a Stipanivic, tanto en la zona del codo del Río Grande, en Barda Blanca - Poti Malal, como en el arroyo Covuncó al sudoeste de la Sierra de la Vaca Muerta, estos movimientos mostrarían un suave matiz orogénico, con intervención de una componente horizontal compresiva, que junto con la vertical dio lugar a una discordancia angular entre el Bayociano y el Oxfordiano.

Indudablemente, es en estas regiones donde los movimientos habrían actuado con mayor intensidad en la Argentina, razón por la cuál el mencionado autor postuló para los mismos el nombre de " Fase Río Grande ", la que debió producirse durante el Divesiano (cuadro 3).

Esta fase resulta equivalente a las orogenias " Agassiz " de Alaska - Canadá (Arkell, 1956; Crikmay, 1933; Loranger, 1960) y " Yaila " de Crimea (Moisseiev, 1937a; Arkell, op cit) registrándose también movimientos contemporáneos en la Cuenca de París (Lardenois y Serra, 1967) y en el Jura meridional (Enay y Mangold, 1959, 1965). En el continente se han mencionado las facies " Tenango " de México (Erben, 1956b, 1957; Stipanivic, 1965), y " Maipo " de Chile (Stipanivic op cit).

Según la intensidad de la " Fase Río Grande ", los depósitos oxfordianos presentan disímiles desarrollos: a) cuando alcanzan buenas potencias (100 o más metros) y se integran con sedimentos finos (Cordillera mendocina)

la Formación La Manga comprende el Oxfordiano inferior y el medio; b) cuando su desarrollo es mediano, como en el Arroyo La Manga, abarca el Oxfordiano medio y el techo del inferior; y por último c) en los casos en que los terrenos manguenses se reducen a 10 o 15 m. de espesor, como en Sierra de Reyes y Vega de la Veranada, sólo representan al Oxfordiano medio o a una parte de éste (Klhon Giehm, 1960; Stipanivic y Rodrigo, 1969).

En lo que respecta al límite inferior de las Formación La Manga - y en forma contrapuesta a las ideas antes mencionadas - Digregorio (1980) considera que, a lo largo de la margen izquierda del Río Agrio, en Loncopué, el pasaje entre las formaciones Lotena y La Manga es transicional. Eligió entonces en forma arbitraria, como base de la segunda, al primer banco de mudstone con intraclastos, de fácil identificación en el campo por su color gris oscuro con geometría tabular, estratificación de escala mediana y de unos 3 metros de espesor.

El pasaje transicional, oportunamente planteado por Cangini (1968) y posteriormente por Dellapé y Pando (op cit), señala que en forma definitiva la aparición de las calizas de la Formación La Manga, como lo habrían indicado originariamente Groeber et al (1953) no es abrupta sino gradual. Esta transición dificulta en buena parte la definición del límite intraformacional que se produce en un intervalo que no supera los 10 metros de espesor. Esto está reflejado en el perfil Puesto Maripil, por lo que en este trabajo también se ha tomado como base de la Formación La Manga, el nivel carbonático elegido por Digregorio (op cit).

Por todo lo expuesto anteriormente, resulta difícil compatibilizar la idea planteada por Stipanivic (op.cit) de una interrupción en el registro sedimentario, con la manifiesta continuidad de la sedimentación en la región estudiada.

Es evidente, en nuestra opinión, que la discordancia angular mencionada por este autor no se ve reflejada en los afloramientos revisados, por lo que en el mejor de los casos, sólo se puede aceptar la existencia de un hiato faunístico por falta de registro fósil.

Por otra parte, el disímil desarrollo que presentan las sedimentitas carbonáticas a lo largo de la cuenca, es debido a diferencias en la morfología cuencal en el momento de la depositación; siendo éste un punto vital en

la interpretación paleoambiental de la región que será tratado en capítulos posteriores.

En lo atinente al límite superior, los calcáreos estudiados pueden exhibir dos secciones distintas; por una parte muestran clara alternancia y pasaje litológico gradual hacia los niveles yesíferos inferiores de la Formación Auquilco (Groeber et al, 1953), pero por otro lado, y como acontece en el Cerro Manzano Grande y en el Puesto Maripil, se pasa discordancia por medio, al conglomerado basal ándico de la Formación Tordillo (Lambert, 1956).

Sobre la base de la información geológica, relaciones estructurales, pasajes litológicos y evidencias paleontológicas, se deduce que el límite superior de la Formación La Manga muestra una muy notable continuidad; de tal forma la Formación Auquilco representa un nuevo cambio de facies por variaciones en las condiciones de depositación de la cuenca marina. El pasaje a términos correspondientes a la Formación Tordillo revela aparentemente la existencia de eventos de mayor envergadura a nivel de cuenca (movimientos Málmicos de la Fase Araucana), con cambios marcados en la sedimentación y una importante reactivación en la intensidad de los aportes terrígenos. Asimismo, para la región estudiada y para áreas vecinas, es evidente que la Formación La Manga ha ocupado una mayor superficie de la cuenca en comparación con el desarrollo de la Formación Auquilco, por lo que no es aventurado suponer que parte de la Formación La Manga haya sido sincrónica con la precipitación de las evaporitas del llamado " Yeso Principal ".

5.3.4.- Formación Auquilco (Stipanivic y Rodrigo, 1969)

El " Yeso Principal " (Schiller, 1912), consiste en una entidad evaporítica constituida principalmente por yeso blanco y puro, de textura laminar y en nódulos, con anhidrita subordinada, con la característica de poseer calcáreos estromatolíticos y calizas tipo packstone y grainstone intercalados en el yeso, denominados en este trabajo como " abultamientos micríticos " (presentes en Sierra de la Vaca Muerta y que serán analizados más adelante), paquetes de pelitas rojas y verdes, y brechas calcáreas (Sierra de Reyes).

Para la cuenca Neuquina, los depósitos evaporíticos, además de aflorar en el extremo norte de la Sierra de la Vaca Muerta (Mallín del Rubio, Mallín de la Cueva), lo hacen en la Laguna Auquinco, Vega de la Veranada, y en la margen izquierda del Río Agrio, desde Loncopué hasta Las Lajas, en el ámbito de la provincia del Neuquén, y desde Sierra de Reyes hasta los ríos Atuel y Diamante, en la región preandina de Mendoza.

Considerando las relaciones de yacencia de las evaporitas con unidades de edad conocida, se le atribuye al Oxfordiano (Groeber et al, 1953; Stipanovic, 1969).

La Formación Auquilco se asienta sobre las calizas de la Formación La Manga en forma paraconcordante (según Gulisano et al, op.cit) mediante un marcado contraste entre las respectivas litofacies. Este tema será ulteriormente desarrollado en la interpretación paleoambiental.

En lo que respecta al límite superior, éste comprende a una discordancia regional " Intermálmica " producida por los movimientos Araucánicos (Stipanovic y Rodrigo, op cit), sobre la que se disponen en los depósitos de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano); es así que en la Sierra de la Vaca Muerta resulta cubierta por conglomerados, mientras que en Chacay Meléhue y Laguna Auquinco, aparecen tufitas y otras sedimentitas silicoclásticas también de la Formación Tordillo. En cambio, en Sierra de Reyes resulta sobrepuesta por margas y arcilitas de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano).

6.- Historia geológica

El relleno de la cuenca Neuquina se caracteriza por una notable ciclicidad de eventos, dada por la presencia de sedimentitas marinas y continentales, acumuladas como consecuencia de varios episodios de transgresión--regresión en cada ciclo ("Jurásico", "Andico" y "Riograndico").

En el caso del ciclo "Jurásico", el subciclo Precuyano corresponde a una etapa inicial de relleno (continental), simultánea con la conformación de la cuenca; en el subciclo Cuyano se inicia una etapa transgresiva (F. Los Molles), que progresa en forma continua, a través de pulsos de hundimiento, hasta que adviene una fase de regresión dada por las evaporitas de la F. Tábanos. A continuación, con el inicio del subciclo Loteniano-Chacayano, comienza una nueva etapa de transgresión--regresión: luego de la discordancia intracaloviana comienza un nuevo hundimiento, correspondiente este intervalo a la sedimentación de la F. Lotena.

El carácter normal de la secuencia indica que el hundimiento fue mayor que el aporte sedimentario, produciendo un gradual incremento del nivel del mar, con ciertas pulsaciones, con lo cuál se favoreció el desarrollo de sedimentitas carbonáticas de la Formación La Manga.

Posteriormente a estos eventos se produce una restricción del ambiente marino, con la consiguiente concentración y depositación de las evaporitas de la F. Auquilco. De esta manera, finaliza el ciclo "Jurásico". Con la depositación de las sedimentitas continentales de la F. Tordillo comienza un nuevo ciclo que tiene sus etapas transgresiva y regresiva (ciclo "Andico").

7.- Geología Estructural

7.1.- Estructura regional

Las características principales de la estructura regional de la cuenca Neuquina han sido analizadas desde un principio por Keidel (1925), Groeber (1929), Baldwin (1941), Herrero Ducloux (1946), Braccacini (1970) y mas recientemente por Ramos (1978) y Digregorio y Uliana (1980).

La cuenca se encuentra limitada por tres elementos positivos: al noroeste por el Sistema de la Sierra Pintada (Criado Roque, 1972), al sureste por el Macizo de Somuncurá, y al oeste - en forma menos precisa - por una estructura volcánica de orientación nornoroeste-sudsudeste, llamada Dorsal de Concepción - Chubut (Auboin et al, 1973), Tierras de Concepción (Cecioni, 1970) y Tierras de Juan Fernández (Leanza y Leanza, 1973) (figura 3)..

Morfológicamente se puede dividir a la cuenca en dos partes: un " sector andino " situado en el oeste de la provincia del Neuquén, con elevaciones serranas de orientación preferencial norte-sur, y el " engolfamiento neuquino " (Braccacini, op.cit.) con desarrollo de mesetas, las que no sobrepasan los 800 metros, con anticlinales y hemianticlinales que resultan de combamientos de la cubierta sedimentaria, asociados a pilares tectónicos o fallas de basamento (estructuras anticlinarifformes, en Rolleri, 1958).

El área de estudio se encuadra dentro de la mencionada en primer orden y, de acuerdo al análisis efectuado por Braccacini (op.cit.) y Ramos (op.cit.) se evidencia en ella la existencia de importantes líneas estructurales que segmentaron el sector andino. Estos lineamientos morfoestructurales se interpretan como antiguas líneas de debilidad de la corteza, formadas en la etapa de consolidación estructural del basamento y que se mantuvieron activas durante la deformación de la cubierta sedimentaria (Ramos, 1977a).

En este marco, la Sierra de la Vaca Muerta está comprendida en la zona morfoestructural denominada " Fosa del Agrio ", región que se arrumba en sentido meridiano y que constituye una típica montaña de plegamiento confinado.

Ramos (1978) cita para esta fosa plegada dos tipos de inhomogeneidades : a) diferente estilo estructural entre el sector oriental de la fosa

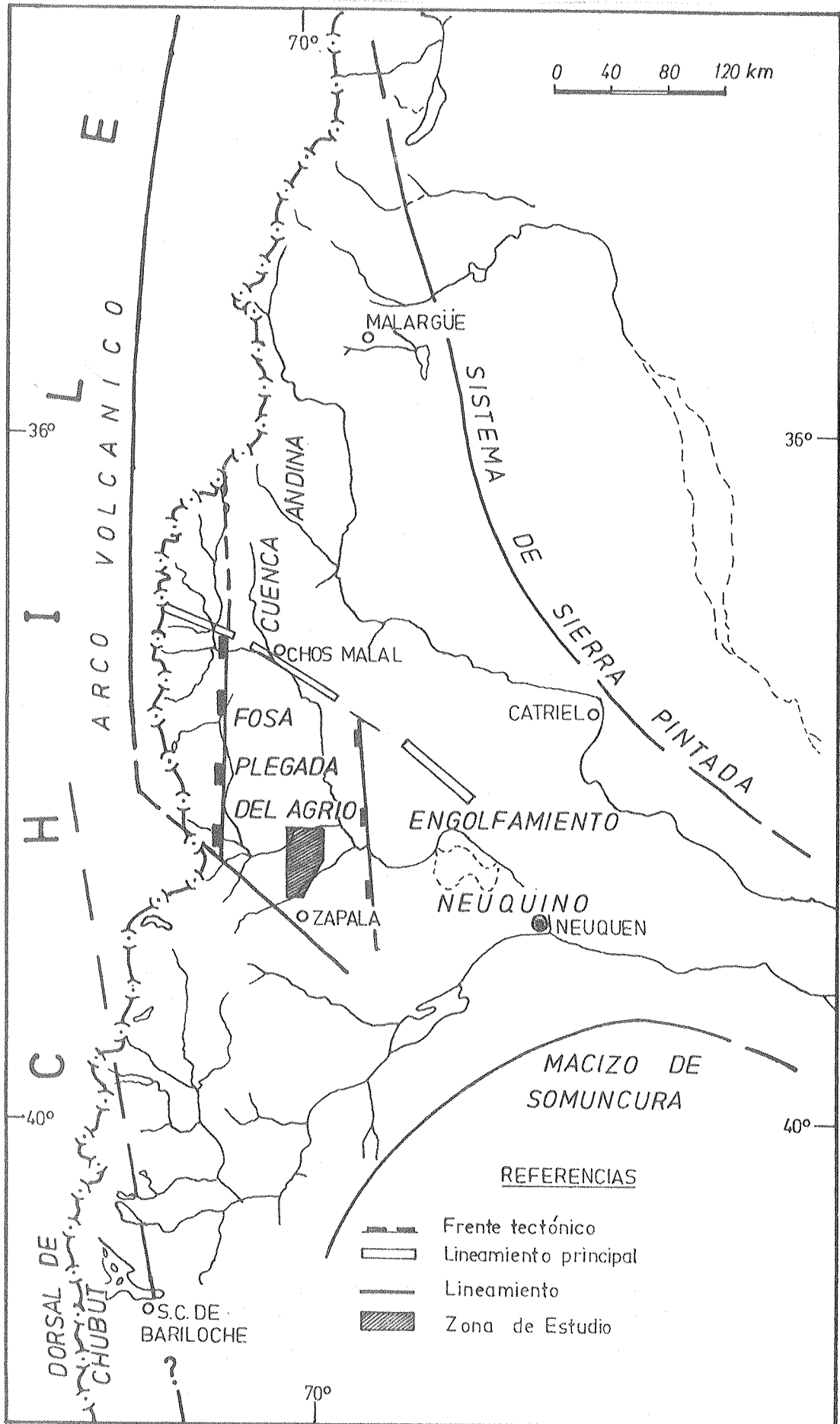


FIG. 3.- Bosquejo estructural (compilado de Ramos, 1978 y Digregorio y Uliana, 1980).

(constituido por sucesiones neocomianas) y el occidental (compuesto por sedimentitas jurásicas). La mencionada diferencia de estilo ha sido atribuida esencialmente a la distinta respuesta al esfuerzo de las diferentes acumulaciones mesozoicas en ambos sectores; y b) arrumbamientos discontinuos de los anticlinales y sinclinales en el sentido norte-sur, que serían el resultado de la segmentación en bloques del basamento preliásico por debajo de las acumulaciones mesozoicas. Este efecto se nota claramente en el área de la sierra en estudio.

Con respecto a la primera inhomogeneidad cabe agregar que la existencia de potentes bancos evaporíticos de la Formación Auquilco en el sector oriental produce niveles de despegue y lubricación de las sedimentitas suprayacentes, llevando a la formación de pliegues " tipo chorriaca " (Groeber, en Herrero Ducloux, 1946), y aún a estructuras diapíricas de mayor fluencia por migración plástica de las evaporitas. En cambio, el área occidental, desarrollada sobre sedimentitas jurásicas que carecen de potentes niveles de yeso, presenta un plegamiento concéntrico de desarrollo armónico, disímil con el plegamiento " tipo chorriaca ".

El segundo tipo de inhomogeneidades está relacionado con los ejes de los plegamientos, los que a su vez se encuentran limitados por lineamientos, existiendo en este grupo fuertes variaciones del buzamiento de los ejes de los citados plegamientos.

7.2.- Estructura local en la Sierra de la Vaca Muerta

La Sierra de la Vaca Muerta corresponde al ala sudoriental de un amplio pliegue anticlinal asimétrico, cuyo núcleo ha sido barrido por erosión, elaborando un gran " valle anticlinal "(Groeber et al, 1953).

Ya en 1921, Groeber indicaba que el rumbo verdadero del anticlinal resultaba ser de $60 - 65^\circ$, dato que por otra parte coincidía con un rumbo común de todas las líneas tectónicas inclinadas al este y centro del Neuquén. Su edad ha sido reconocida por Keidel (1925), como esencialmente mesocretácica.

Posteriormente, Lambert (1956) indicó que el eje del anticlinal se elevaba hacia el oeste-sudoeste, aunque la erosión no permitía situar la

zona en que se produjo su culminación. Este hecho hace notar que la charnela del pliegue esté formada por capas cada vez más antiguas a medida que se avanza hacia el sudoeste.

Groeber (op.cit) expresó que era probable que esta zona de plegamiento se prolongue hacia el oeste-sudoeste; así, en el arroyo Haichol medio y en la región de Pino Hachado, la deformación se manifiesta en las capas del Dogger inferior.

CAPITULO II - METODOLOGIA DE TRABAJO

Parte A - SEDIMENTOLOGIA

1.- Control aerofotogeológico	31
2.- Tareas de campo	31
2.1.- Ubicación y relevamiento de los perfiles de detalle	32
2.2.- Tipos litológicos y criterios de diferenciación	32
2.3.- Muestreo	32
3.- Tareas de gabinete	32
3.1.-Elaboración de secciones columnares a escala 1:100 y 1:500 ..	34
4.- Tareas de laboratorio	34
4.1.- Control de muestras y descripción megascópica	34
4.2.- Petrografía óptica	34
4.3.- Difractometría de rayos x	43

Parte B - GEOQUIMICA

1.- Esquema general de análisis químico de las sedimentitas carboná- ticas	47
a) Humedad y pérdida por calcinación	49
b) Residuo ácido insoluble y SiO_2	50
c) MnO , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$, CaO , MgO , K_2O , Al_2O_3 , Sr y Ba, por absorción ató- mica	51
d) P_2O_5 por colorimetría	53
2.- Condiciones experimentales	54

II.- METODOLOGIA DE TRABAJO

Parte A - SEDIMENTOLOGIA

1.- Control aerofotogeológico

Se realizó, previamente al estudio de campo, un extenso análisis de las fotografías aéreas, elaborándose a partir de las mismas una fotobase.

Las fotos, a escala aproximada 1:70.000, fueron cedidas por Fabricaciones Militares, y su detalle es el siguiente:

vuelo 7004-D Nº 1783 hasta 1743

vuelo 7003 Nº 1654 hasta 1659

vuelo 7002-D Nº 1575 hasta 1577

Con la utilización de la fotobase y la ayuda prestada por el laboratorio de Fotointerpretación de Yacimientos Petrolíferos Fiscales se confeccionó un plano Geológico de la zona de la Sierra de la Vaca Muerta a escala 1:50.000 (figura 1). Dicho plano fue realizado sobre una base planimétrica hecha por triangulación radial mecánica, mediante plantillas ranuradas (Gebhard y Vistalli, 1978), y posteriormente controlado por la fotobase y los datos obtenidos en el campo.

2.- Tareas de campo

Se realizaron durante el transcurso de la investigación tres viajes de campaña en los meses de setiembre y octubre de 1983, 1984 y 1985 respectivamente, en donde se reconocieron las secciones calcáreas aflorantes en el ámbito de la Sierra de la Vaca Muerta y zonas adyacentes, realizando en el primer viaje una comprobación de los datos obtenidos mediante fotografías aéreas, como así también una revisión crítica de la geología y estratigrafía circundante de la misma.

En los dos restantes se procedió a levantar seis perfiles de la Formación La Manga y Auquilco, acompañados de una minuciosa descripción litológica, realizada banco por banco de las calizas, a lo que se le sumó un detallado muestreo sistemático destinado al análisis petrográfico y geoquímico de tales rocas.

2.1.- Ubicación y relevamiento de los perfiles de detalle

Del área reconocida se eligieron cuatro sitios en los que se levantaron seis perfiles de detalle (figura 1), que serán analizados más adelante en forma particular (Apéndice).

Para el levantamiento de los perfiles se utilizaron como implementos brújula (tipo Brunton) y cinta métrica, en tanto que las observaciones litológicas fueron realizadas a simple vista y con lupa de mano 10x en el afloramiento o bien con lupa estereoscópica Wild cuando la muestra presentaba características peculiares y de difícil determinación.

2.2.- Tipos litológicos y criterios de diferenciación

En lo que respecta a los tipos litológicos se utilizó, debido a la constitución calcárea de la secuencia y a su practicidad en el campo, la clasificación de Dunham (1962) y en parte la de Embry y Klovan (1972) (fig. 4).

A la vez se observaron específicamente las estructuras mecánicas, como así también las químicas y biogénicas presentes en los diferentes estratos.

En cuanto a los criterios de diferenciación entre las litofacies calcáreas se tuvo en cuenta la geometría que presentaban conjuntos de estratos (tabular o abultada), para lo que fue necesario analizar diferentes afloramientos tanto en las secciones pertenecientes a los perfiles como así también en distintos sitios a lo largo de la sierra.

2.3.- Muestreo

La extracción de muestras se realizó en forma sistemática para su posterior estudio petrográfico y geoquímico. La frecuencia de muestreo estuvo condicionada por la variación litológica, tanto lateral como vertical, a lo largo de los diferentes perfiles, es decir que, cada vez que se observaba un cambio en la composición o en los contenidos relativos de los componentes mayoritarios, se procedió a extraer una muestra representativa del sector. Este procedimiento se aplicó invariablemente inclusive, en el estudio de los abultamientos carbonáticos.

3.- Tareas de gabinete

Comp. no terrígenos variados y clásticos		BIOLITITAS: Comp.no terrígenos esqueletales				
Componentes originales no fueron ligados entre sí durante la depositación		Componentes originales fueron ligados entre sí durante la depositación				
Generalmente granos pequeños(areno-pelíticos)		Más del 10% granos grandes (rudíticos)				
con fango	sin fango	organismos que actúan como envolventes del sedimento	organismos que actúan como constructores del armazón			
menos del 10% granos	más del 10% granos	(ej. corales (ej. matas dendroídeos) algales)	(ej. inter-crecimiento de arrecifes coralígenos)			
fango	grano	B O U N D S T O N E				
sostén	sostén					
MUDSTONE	WACKSTONE	BAFFLESTONE	BINDSTONE	FRAMSTONE	FLOATSTONE	RUDSTONE

Fig. 4 .- Clasificación de rocas carbonáticas de acuerdo a la textura deposicional. Tomado de Dunham (1962) y Embry y Klovan (1972).

3.1.- Elaboración de secciones columnares a escala 1:100 y 1:500

Para poder resumir con claridad los aspectos principales de los perfiles de detalle levantados, se elaboraron secciones columnares con una escala de acuerdo al requerimiento del detalle especificado en cada caso (1:100 o bien 1:500) (ver figuras 6, 7, 8, 9, 10 y 11).

En los mismos se encuentran los datos pertenecientes al espesor y al número de muestras controladas, como así también se especificó, en lo que respecta a los estratos, el tamaño, estratificación interna, grado de consolidación y tipo de contacto.

En lo que respecta a las rocas carbonáticas se utilizó, como se mencionara anteriormente la clasificación de Dunham (op cit), con el aditamento de la porcentualidad de los componentes mayoritarios.

El contenido fosilífero ha sido colocado en una columna sin diferenciar los reconocibles a simple vista de los no reconocibles, pero de todas maneras en la descripción de las secciones columnares se encuentran descriptos aquéllos identificados con el estudio microscópico.

4.- Tareas de laboratorio

4.1.- Control de muestras y descripción megascópica

El material recolectado en el campo fue analizado tanto por vía macroscópica como microscópica. En el primero de los casos se procedió a realizar sobre muestra de mano el desbastado y lijado al agua, de manera de obtener una superficie pulida, para así posteriormente de ser tratada con ClH al 10%, estudiarla bajo la lupa binocular de mayor resolución (Wild 25x y 50x).

4.2.- Petrografía óptica

Se realizó el análisis petrográfico mediante el estudio de muestras por vía microscópica en cortes delgados, destinados a la determinación precisa de los diferentes tipos constituyentes, su composición mineralógica y el encuadre de las sedimentitas carbonáticas en la clasificación utilizada.

Para esta etapa se utilizó un microscopio binocular de polarización Leitz con sus accesorios correspondientes. Se determinaron porcentualmente

FIG. 5

REFERENCIAS DE LAS SECCIONES COLUMNARES

LITOLOGIA		COLOR
CONGLOMERADO	PACKSTONE	BLANCO
ARENISCA	GRAINSTONE	NEGRO
ARENISCA CALCAREA	BOUNDSTONE	GRIS CLARO
LIMOLITA	BOUNDSTONE ALGACEO	GRIS OLIVA
PELITA CALCAREA	" CORALIGENO	GRIS AZULADO
MUDSTONE	CALIZA CRISTALINA DOLOMITICA	CASTAÑO
WACKESTONE	YESO	AMARILLO
	BRECHA CALCAREA	

COMPONENTES ESQUELETICOS	CONTACTOS
- ALGAS ESTROMATOLITICAS	NETO PLANAR
- ALGAS INDIFERENCIADAS	ONDULADO
- AMONITES	DISCORDANTE
- BRAQUIOPODOS INDIFERENCIADOS	TRANSICIONAL
- CORALES EN GENERAL	
- EQUINODERMOS	
- PELECIPODOS DE VALVA FINA	
- ESPICULAS DE ESPONJAS	

COLUMNA DE CONTENIDO RELATIVO DE COMPONENTES SEDIMENTARIOS	
ESQUELETICOS	<ul style="list-style-type: none"> IN SITU RETRABAJADOS (aloquimicos)
OOLITAS Y ONCOLITOS	<ul style="list-style-type: none"> INTRACLASTOS Y PELLETS
MICRITA	
SILICOCLASTOS	
	CEMENTO

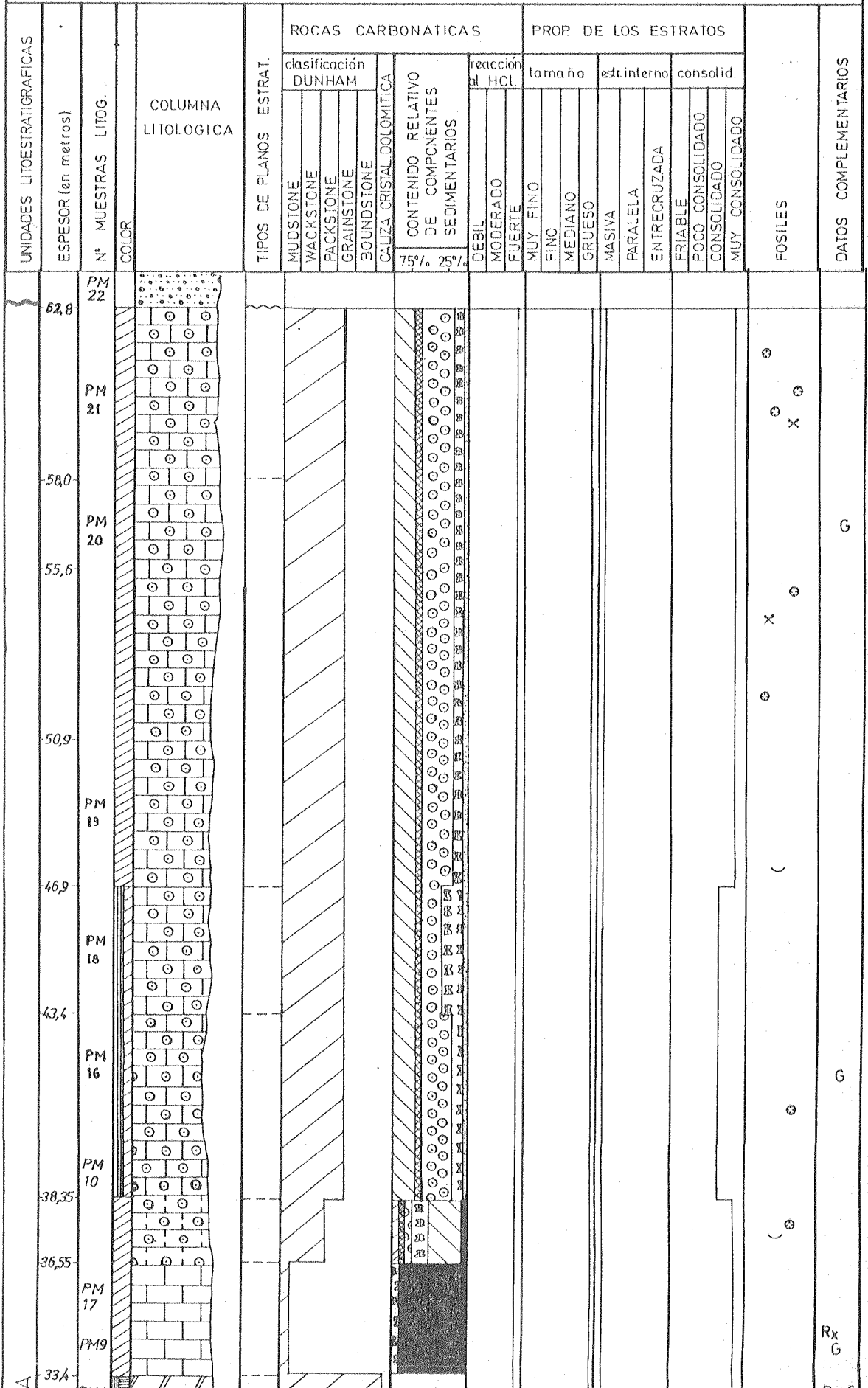
DATOS COMPLEMENTARIOS	
CONCRECIONES	BIOTURBACIONES
ESTIOLITAS	RX ANALISIS RAYOS X
ESTR. "BIRDSEYES"	G ANALISIS GEOQUIMICOS
SILICIFICACIONES	X GRIETAS

PERFIL PUESTO MARIPIL

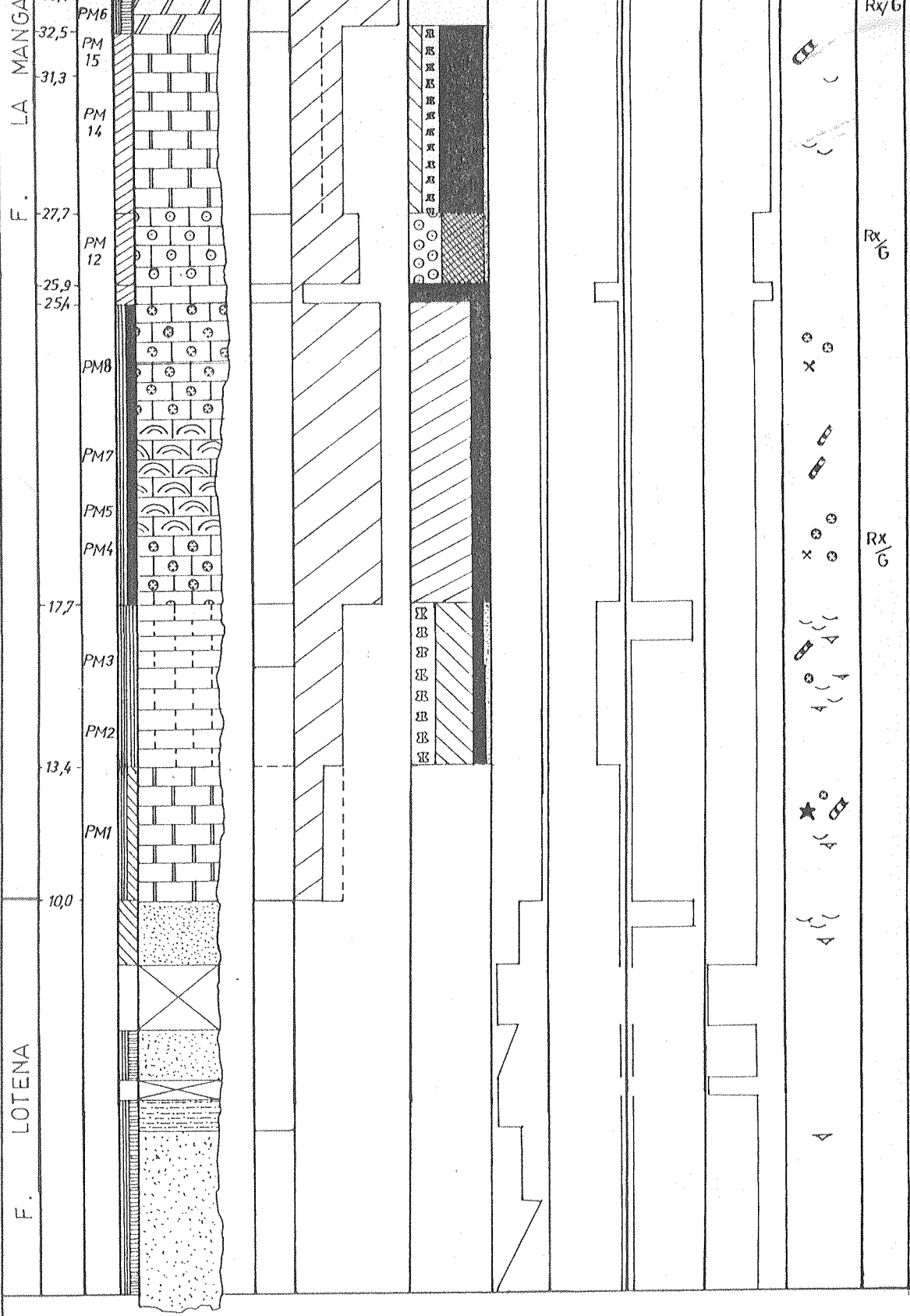
(Sa de la Vaca Muerta)

SECCION COLUMNAR

0 1 2 3 4m



Rx G



PERFIL MALLIN DEL RUBIO Nº 1

(Sierra de la Vaca Muerta)

SECCION COLUMNAR



UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	ESPESOR (en metros)	Nº MUESTRAS LITOG.	COLOR	COLUMNA LITOLOGICA	TIPOS DE PLANOS ESTRAT.	ROCAS CARBONATICAS				PROP. DE LOS ESTRATOS				FOSILES	DATOS COMPLEMENTARIOS		
						clasificación DUNHAM		reacción al HCl.	tamaño	estr. interno	consolid.	CONTENIDO RELATIVO DE COMPONENTES SEDIMENTARIOS					
						MUDSTONE	PACKSTONE					75%	25%				
						GRAINSTONE	BOUNDSTONE	DEBIL	MODERADO	FUERTE	MUY FINO	FINO	MEDIANO			GRUESO	MASIVA
	111,20 110,65																
	106,65	PR13															
	101,95	PR12															
	97,82																
	82,82	PR11															
	77,23	PR10															

4 C C C C C

X X

F. L A M A N G A

52,48
49,50
48,07
47,62
46,90 46,70
46,30
46,00
45,32
44,73

40,42
39,75
38,15
37,71
36,52
36,18
34,75
33,20
32,60
31,57
31,35
30,85
30,60
29,80
28,80
27,90
26,42
25,50
24,85
23,77

PR9

PR8

PR7

PR6

PR5

?

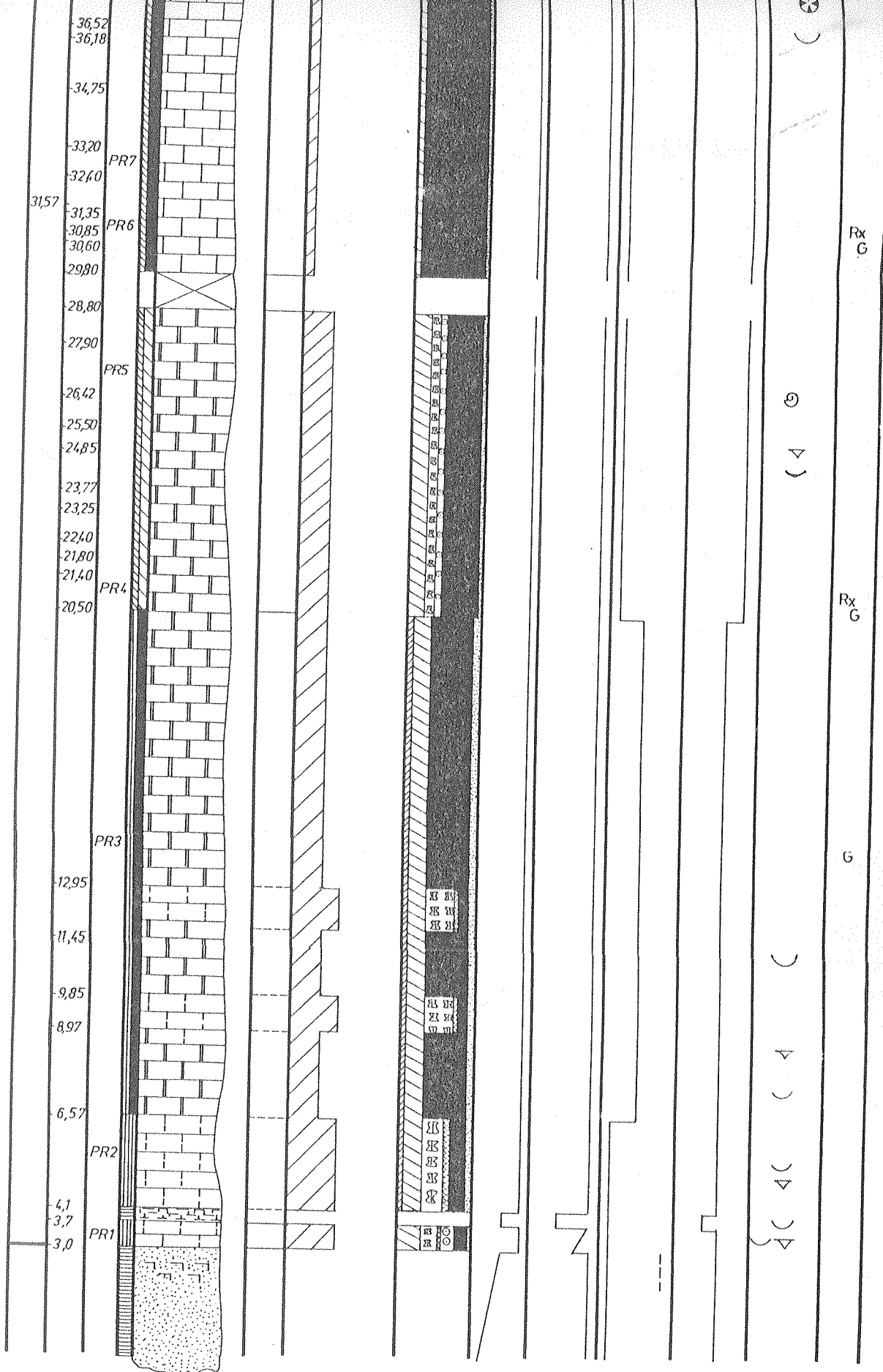
Rx G

X



Rx G

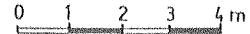




PERFIL MALLIN DEL RUBIO Nº 2

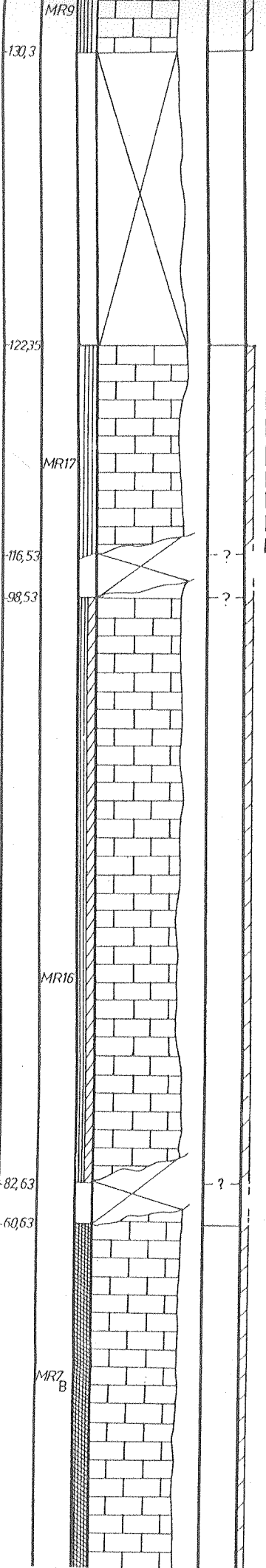
(Sa. de la Vaca Muerta)

SECCION COLUMNAR

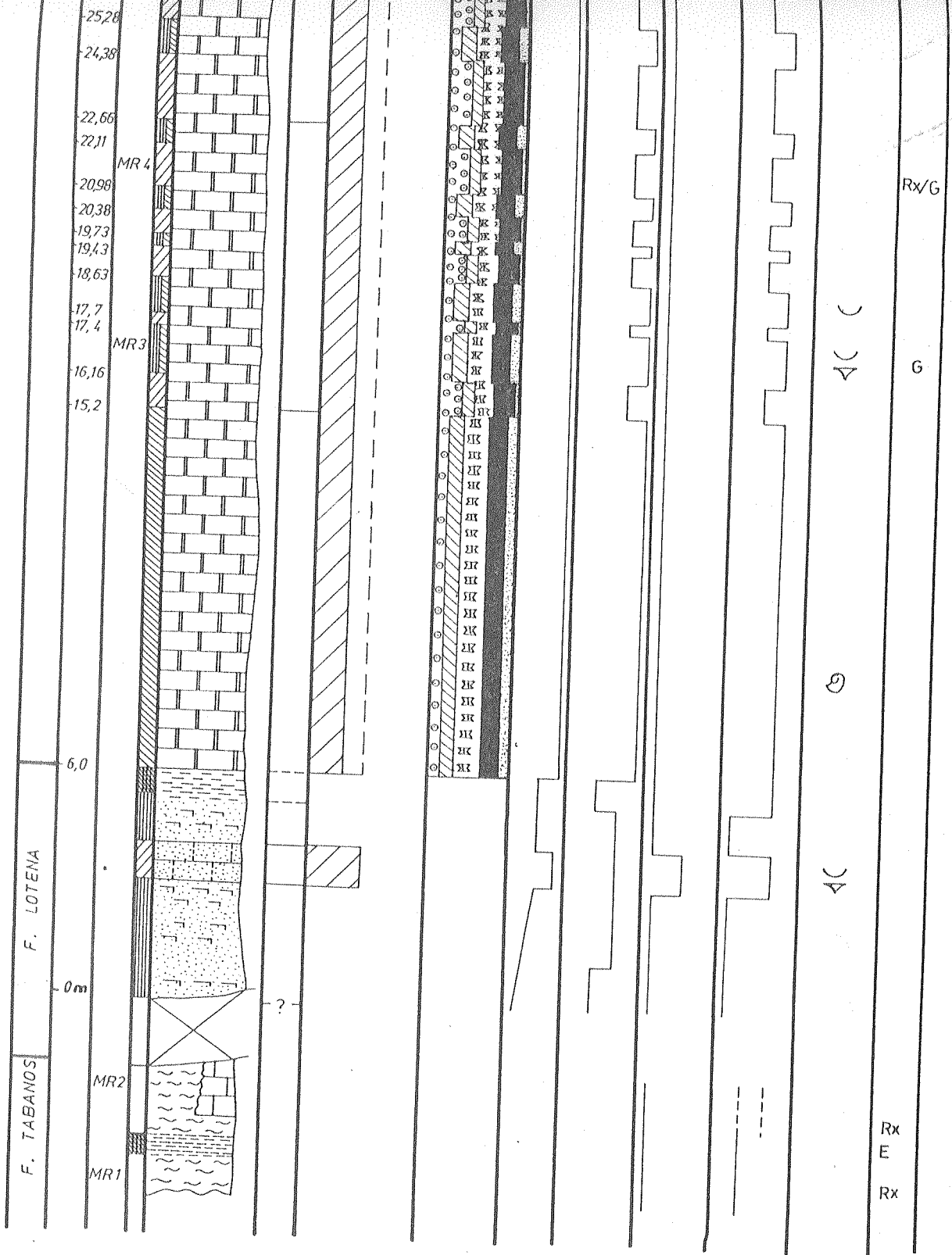


UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS	ESPESOR (en metros)	Nº MUESTRAS LITOLOG.	COLOR	COLUMNA LITOLOGICA	TIPOS DE PLANOS ESTRAT.	ROCAS CARBONATICAS				PROP. DE LOS ESTRATOS			FOSILES	DATOS COMPLEMENTARIOS	
						clasificación DUNHAM		reaccion al HCL.	tamaño	estr. interno	consolid.				
						MUDSTONE	WACKSTONE					75%			25%
F. AUQUILCO	159,0	MR8	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]										
	144,50	MR9 A	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]										Rx X ⓔ

F. LA MANGA



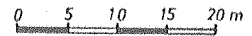
6
X
X
))
))



PERFIL MALLIN DE LA CUEVA

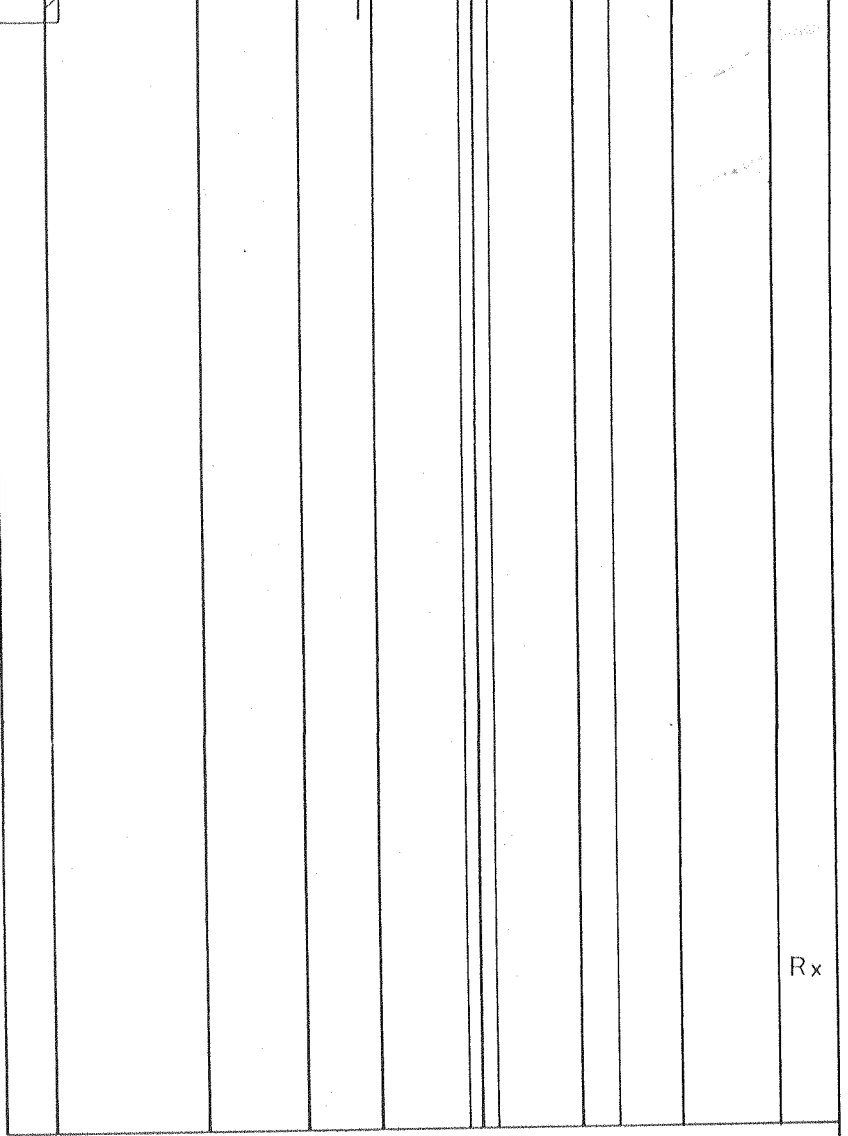
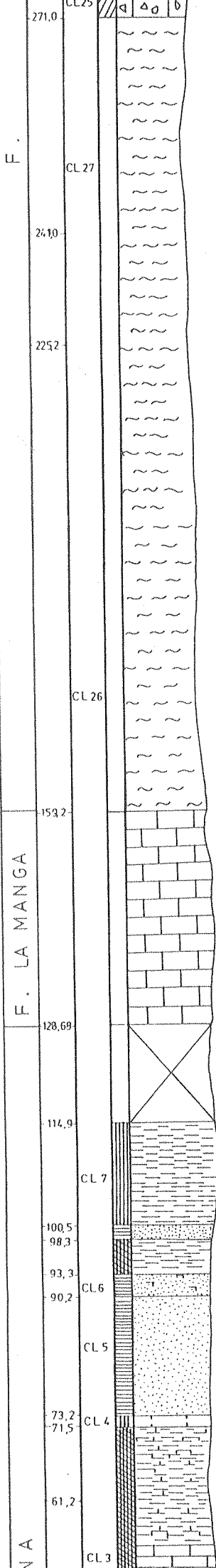
(Sa. Vaca Muerta)

SECCION COLUMNAR

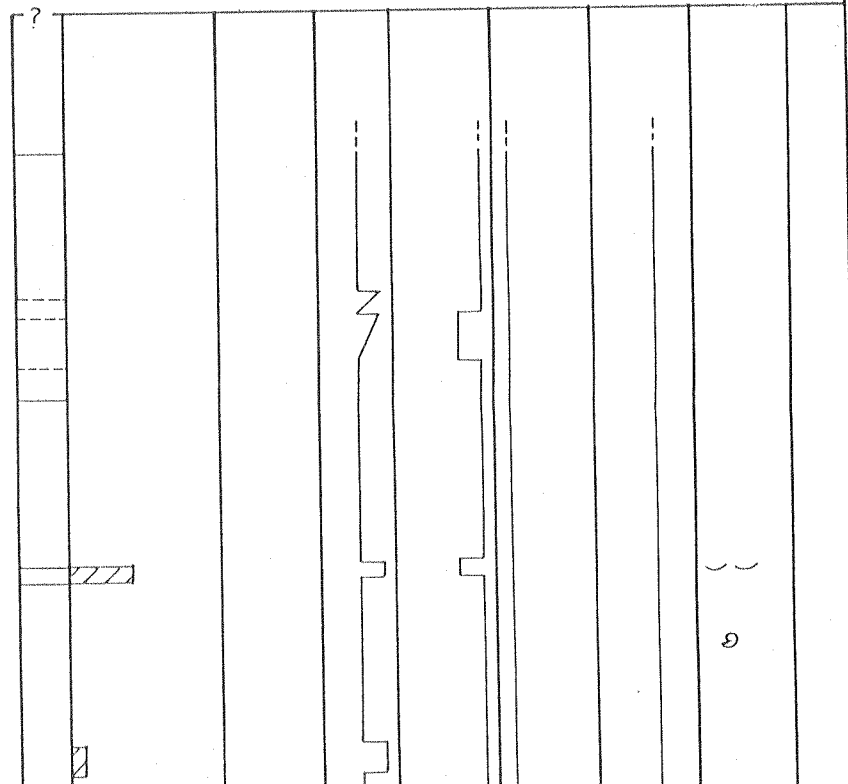


UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS	ESPESOR (en metros)	N° MUESTRAS LITOG.	COLOR	COLUMNA LITOLOGICA	TIPOS DE PLANOS ESTRAT.	ROCAS CARBONATICAS			PROP DE LOS ESTRATOS			FOSILES	DATOS COMPLEMENTARIOS	
						clasificación DUNHAM		reacción al HCl	tamaño	est interno	consolid.			
						MUDSTONE	WACKSTONE							GRANSTONE
						CONTENIDO RELATIVO DE COMPONENTES SEDIMENTARIOS								
	421.0	CL 52												
		CL 51												Rx
		CL 50												Rx
	397.0													
	370.0													
		CL 49												
	354.7													
	342.1													
		CL 48												
		CL 46												
	316.9	CL 45												Rx
	309.1													
	300.5	CL 47												X
		CL 43												Rx/G
		CL 42												Rx/G
														X
	278.5	CL 40												Rx

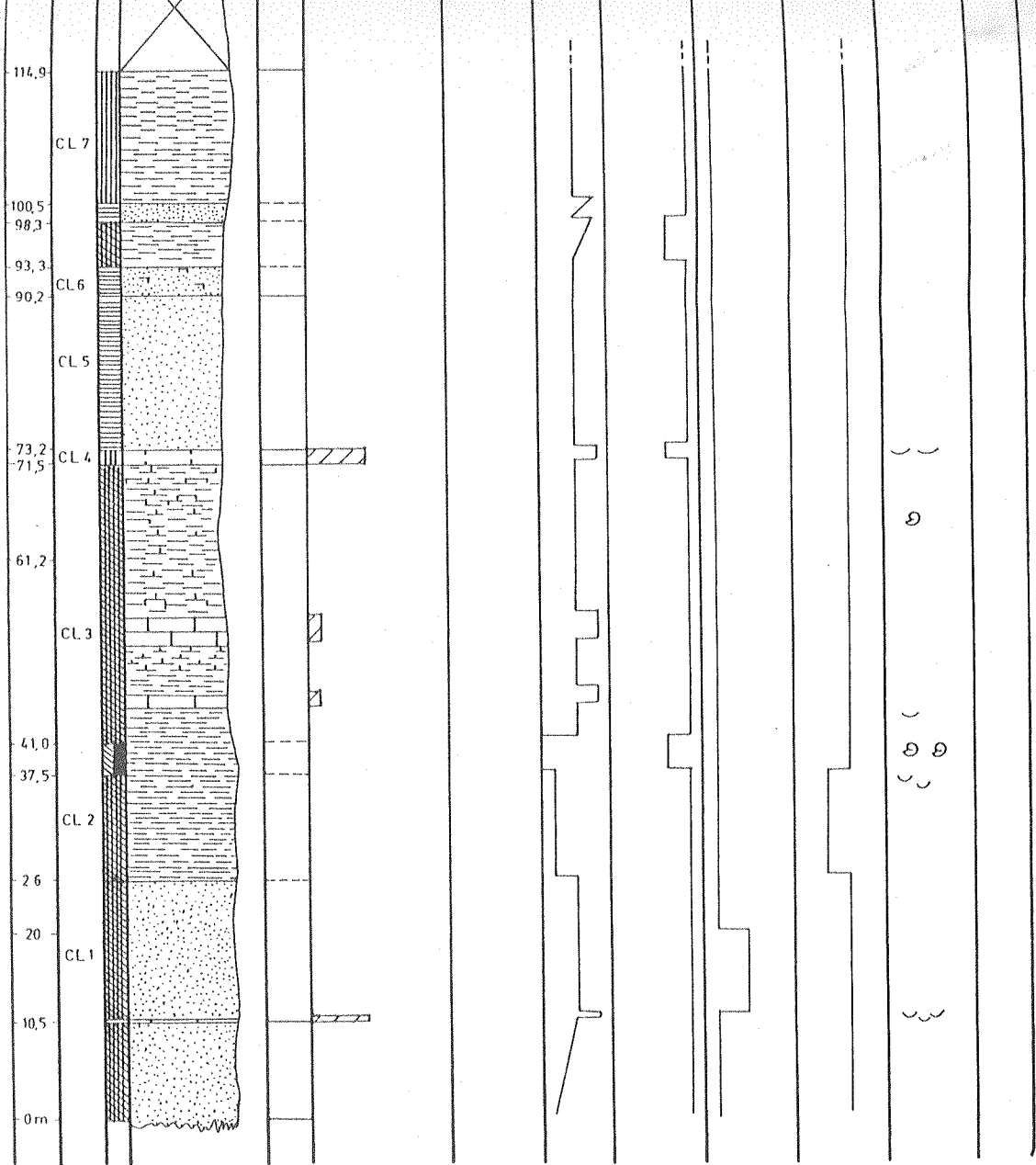
A U Q U I L C O



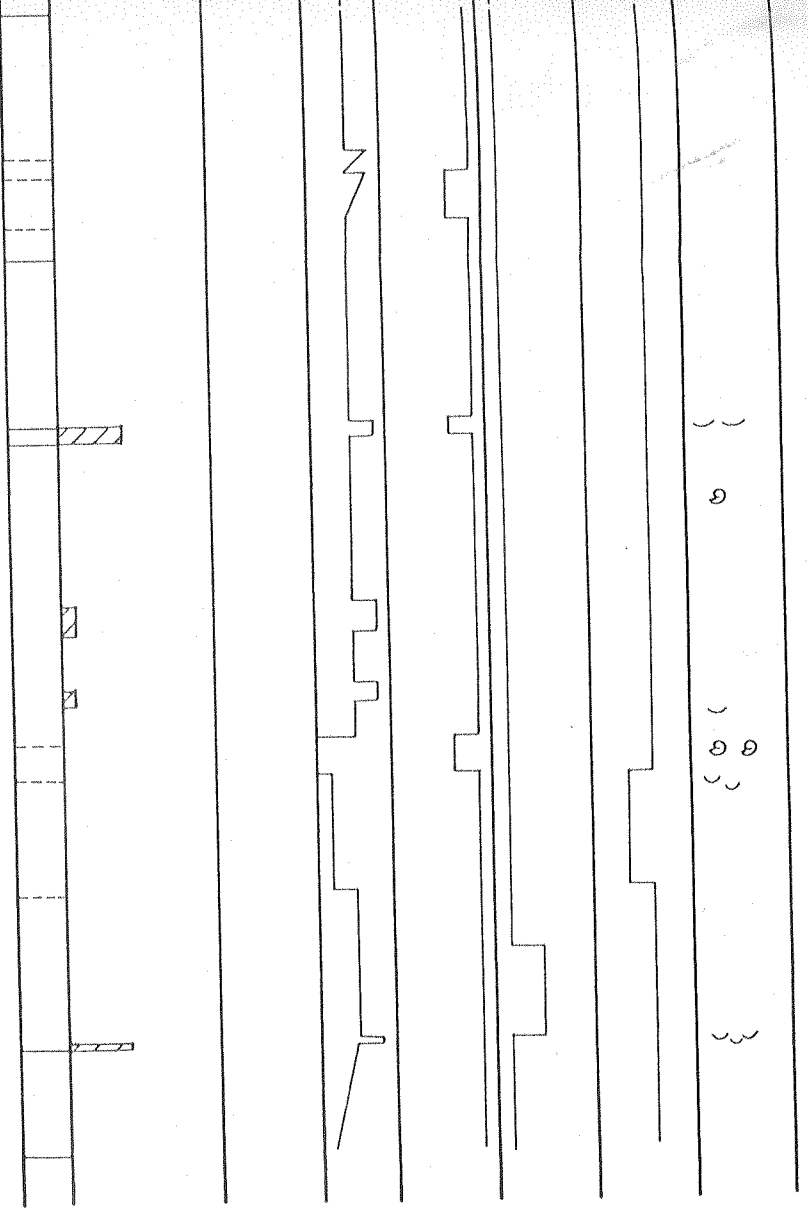
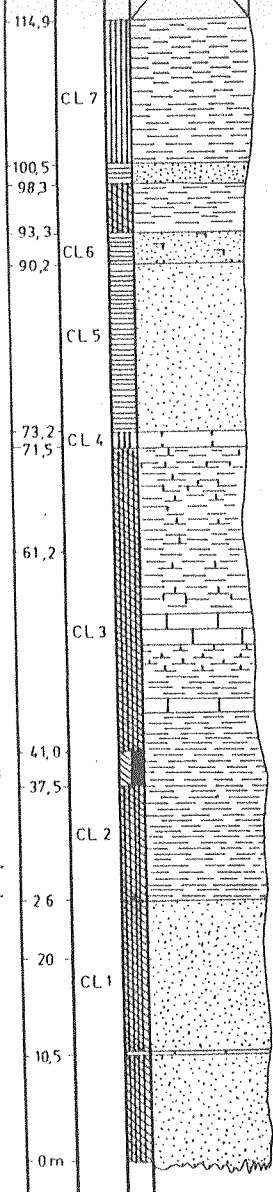
VER DETALLE FIGURA 1

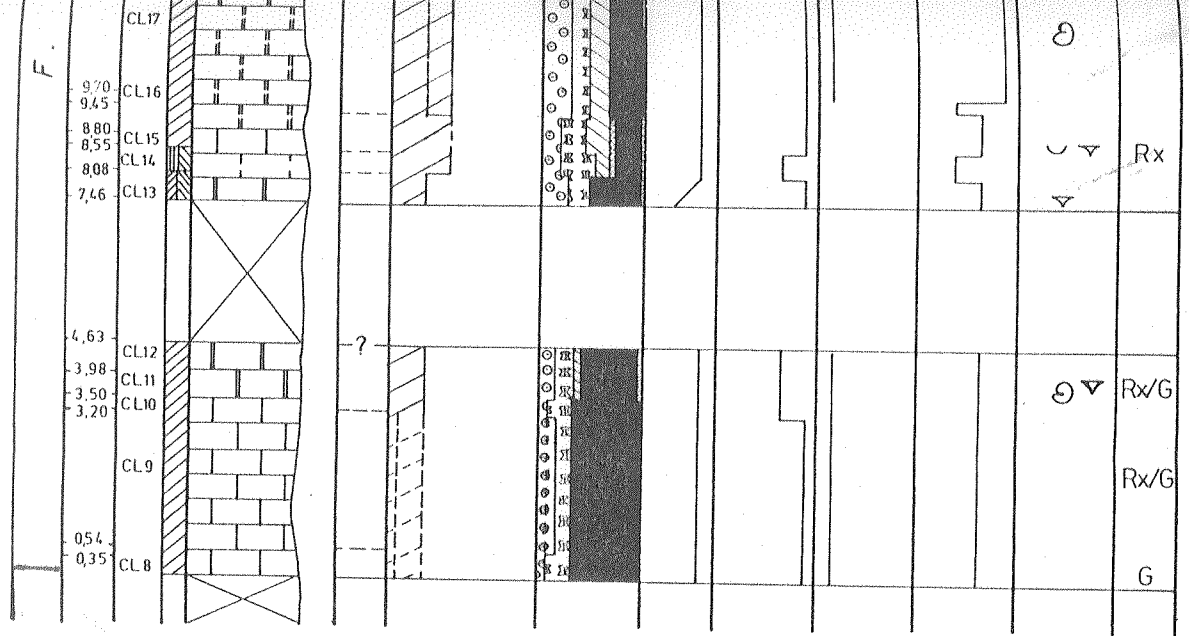


F. LOTENA



F. LOTENA





los componentes mayoritarios de las rocas carbonáticas, a saber: fragmentos esqueletales, ooides, intraclastos, pellets, calciesferas, terrígenos silicoclásticos, micrita, como así también el tipo de cemento presente.

En este análisis se recurrió a la técnica auxiliar de tinción en carbonatos, la que le otorga una medida semicuantitativa de los parámetros mineralógicos a determinar.

La tinción en petrografía de rocas carbonáticas ha sido utilizada con distintos propósitos, como por ejemplo en la identificación de minerales que presentan características semejantes, estudio de la textura y estructura, análisis de la porosidad, como así también en la determinación de índices de refracción, o bien para permitir una mejor visualización de los componentes para realizar una estimación porcentual. En nuestro caso, en particular, se utilizó para la diferenciación de calcita de la dolomita.

Existen distintos métodos de coloración que han sido sintetizados por Wolf et al (1967), pero en este caso, debido a la litología presente se ha utilizado la tinción por medio de una solución preparada sobre la base del reactivo Alizarín Red S (Friedman, 1959), que permite una rápida visualización y distinción entre calcita y dolomita como principales minerales (cuadro 5).

Esta prueba resulta específica para muestras en secciones delgadas o bien pulidas, puesto que en muestras de mano el líquido penetra en las cavidades de la misma y pierde su efectividad en tal sentido.

Es importante aclarar que si el reactivo es aplicado más de cinco minutos sobre la muestra el método no resulta efectivo, pues un ataque prolongado de Alizarín Red produce una coloración púrpura sobre la superficie de la dolomita.

Cuadro 5.- Preparación de la tinción.

- a) Disolver 0,2% de Alizarin Red en 100 ml de ClH al 0,2%.
- b) Sumergir la sección delgada a teñir durante 3 a 5 segundos en ClH al 5% para eliminar las impurezas mayores.
- c) Lavar bien con agua desmineralizada.
- d) Aplicar el reactivo gota a gota en el área a teñir.
- e) Cuando la calcita haya tomado un color rosa fuerte se procede a lavar la muestra y a dejar secar a temperatura ambiente.

4.3.- Difractometría de rayos x

Se realizaron un total de 38 difractogramas de polvo de roca total y de muestras orientadas, con el objeto de identificar las especies minerales existentes en las sedimentitas carbonáticas y evaporíticas asociadas de la secuencia en estudio.

Para registrar los mismos se utilizó un equipo PHILIPS PW 1011/00, con radiación de Cu ($1,5403 \text{ \AA}$), que fue operado por el técnico Sr. Jorge Maggi.

Interpretación de los resultados:

Para realizar una interpretación más acabada, se eligieron difractogramas tipos de las rocas existentes, con el fin de no superponer resultados similares. Es así que, se procedió a graficar difractogramas de los perfiles Mallín del Rubio N° 2 y Puesto Maripil (figuras 12 y 13, respectivamente).

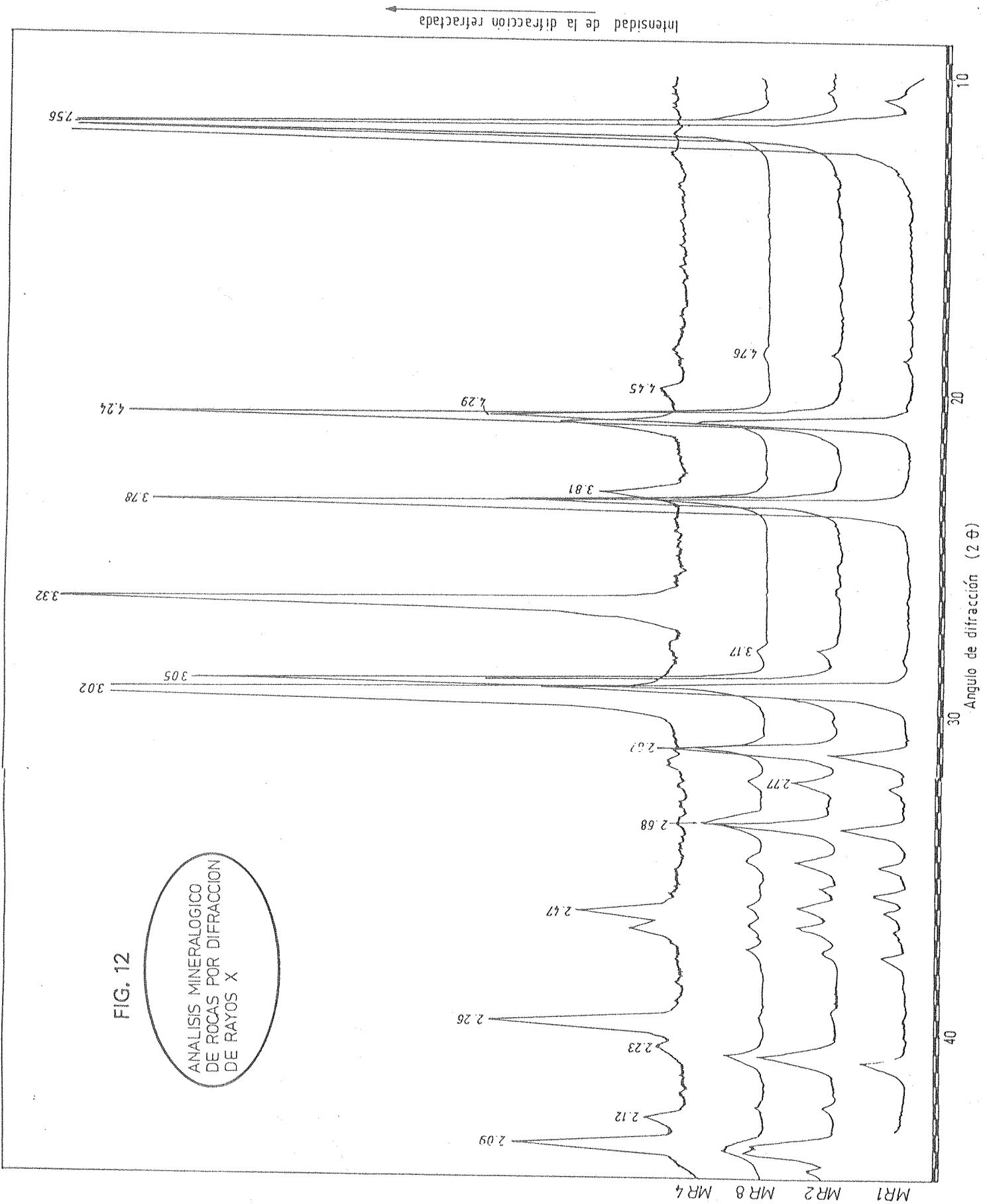
En el primero se observan las muestras MR1 y MR2 pertenecientes a la Formación Tábanos, MR8 a la Formación Auquilco y MR4 a la Formación La Manga.

El motivo del análisis de las evaporitas fue el de tratar de encontrar especies mineralógicas que pudiesen servir de guía para desentrañar la composición del residuo ácido insoluble de las sedimentitas estudiadas.

Como lo demuestra la figura 12, se aprecia por la reflexión en $7,56 \text{ \AA}$ la presencia de yeso, con picos menores en $4,29$ y $3,78 \text{ \AA}$. A su vez, está secundado por anhidrita (reflexiones en $2,87$ y $2,23 \text{ \AA}$), que si bien no corresponden a la mayor reflexión de este mineral, fueron interpretados como indicativos de la presencia del mismo en pequeña proporción en las evaporitas. Un dato de interés en la muestra MR8 estaría dado por la reflexión en $3,17 \text{ \AA}$ que denota presencia de baritina.

Por su parte, la muestra MR4 contiene a la calcita como mineral mas importante, caracterizada por una reflexión de intensidad máxima que varía entre $3,00$ y $3,05 \text{ \AA}$, y otros de menor importancia en $3,81 \text{ \AA}$, $2,26 \text{ \AA}$ y $2,47 \text{ \AA}$. Como mineral accesorio se encuentra el cuarzo (picos en $3,32$ y $4,25 \text{ \AA}$).

En lo que respecta a la figura 13 se tomó como caso particular



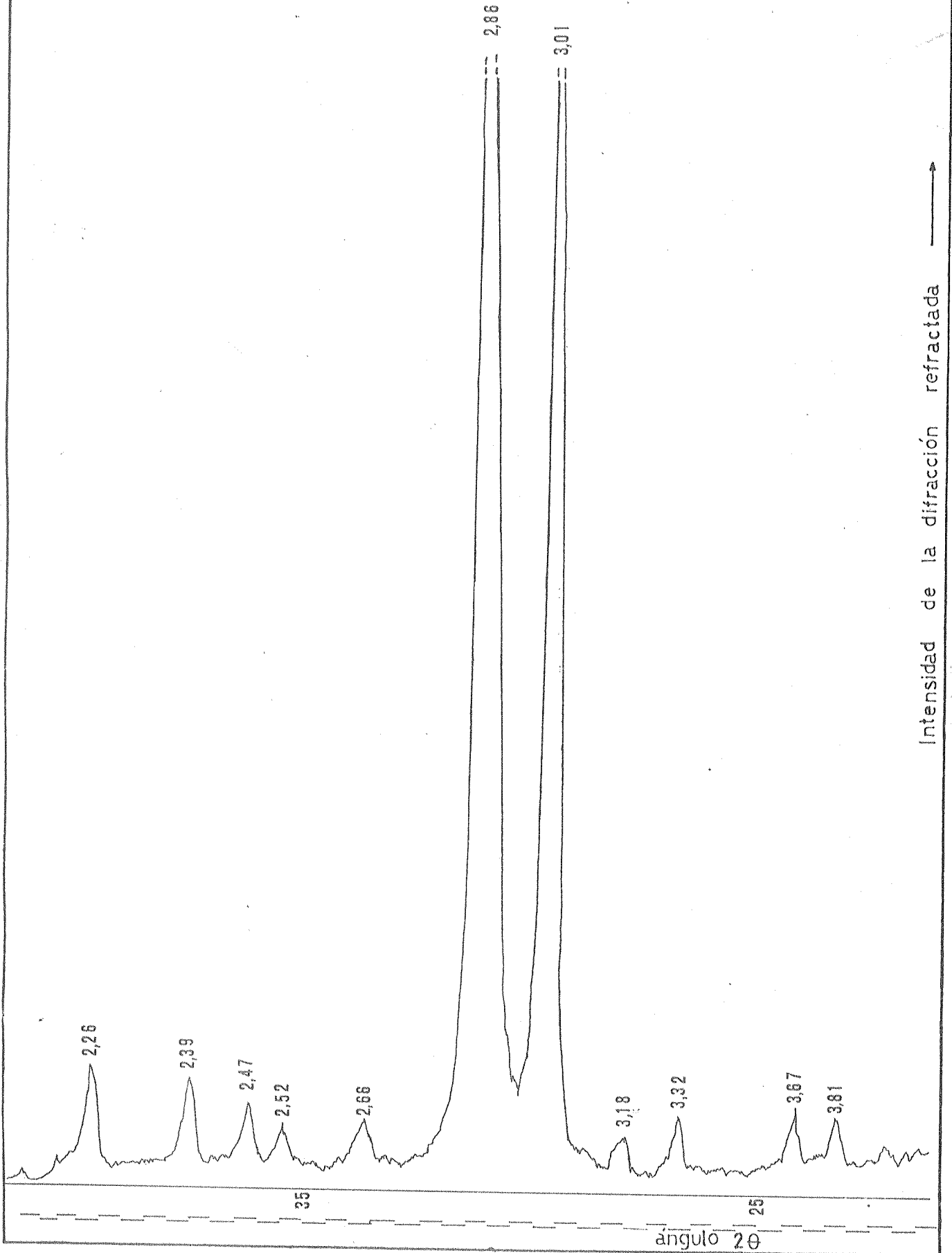


FIGURA 13.- Difractograma de muestra total (muestra PM6).

a la muestra PM6, dado que se trata de una dolomita. Esto queda evidenciado por la reflexión $2,86 \text{ \AA}$ que resulta la de mayor intensidad para este mineral. A su vez se procedió a cuantificarla, para lo cual el mol por ciento de CaCO_3 en la dolomita fue estimado en una separación angular de 20° entre el pico más intenso (reflexión 211) y el índice (111). El análisis por muestra total proporcionó un valor de 53,60 mol% de CaCO_3 y 46,40 mol% de MgCO_3 , lo que evidencia una dolomita de tipo no estequiométrica.

En todos los difractogramas analizados, ya sean tanto en muestras orientadas como en roca total, no se ha reconocido presencia alguna de argilominerales.

Parte B - GEOQUIMICA

1.- Esquema general de análisis químico de las sedimentitas carbonáticas

Varios son los métodos utilizados por diversos autores para la determinación de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas en rocas carbonáticas, como así también combinaciones de técnicas analíticas con cierto grado de detalle. Podemos citar entre otros:

a) Volumetría quelatómica con EDTA, para la determinación de Ca, Mg, Fe y Mn.

b) Análisis gravimétrico, utilizado para Ca y Mg cuando sus porcentajes son mayores que 10.

c) Espectrometría de absorción atómica con llama: técnica analítica para la determinación de elementos, basada en la absorción de átomos libres.

Esta última técnica es la que se ha extendido más vastamente en la resolución de los problemas que plantean las rocas carbonáticas. Su relativa especificidad, sensibilidad y rapidez, constituyen argumentos suficientemente valederos como para que su elección sea preferida a la de los otros procedimientos analíticos. Sin embargo resulta muy cierto que su correcta aplicación exige de una cuidadosa puesta a punto de la técnica de análisis como consecuencia de la aparición de ciertas interferencias, tanto espectrales como de radiación, que pueden conducir a resultados imprecisos.

Las determinaciones efectuadas por absorción atómica si bien siguieron la técnica de ataque y preparación de las muestras desarrollada por Merodio (1978), se apartaron en parte de ese esquema por la naturaleza del material analizado desplegando de esta manera un cuadro propio de análisis.

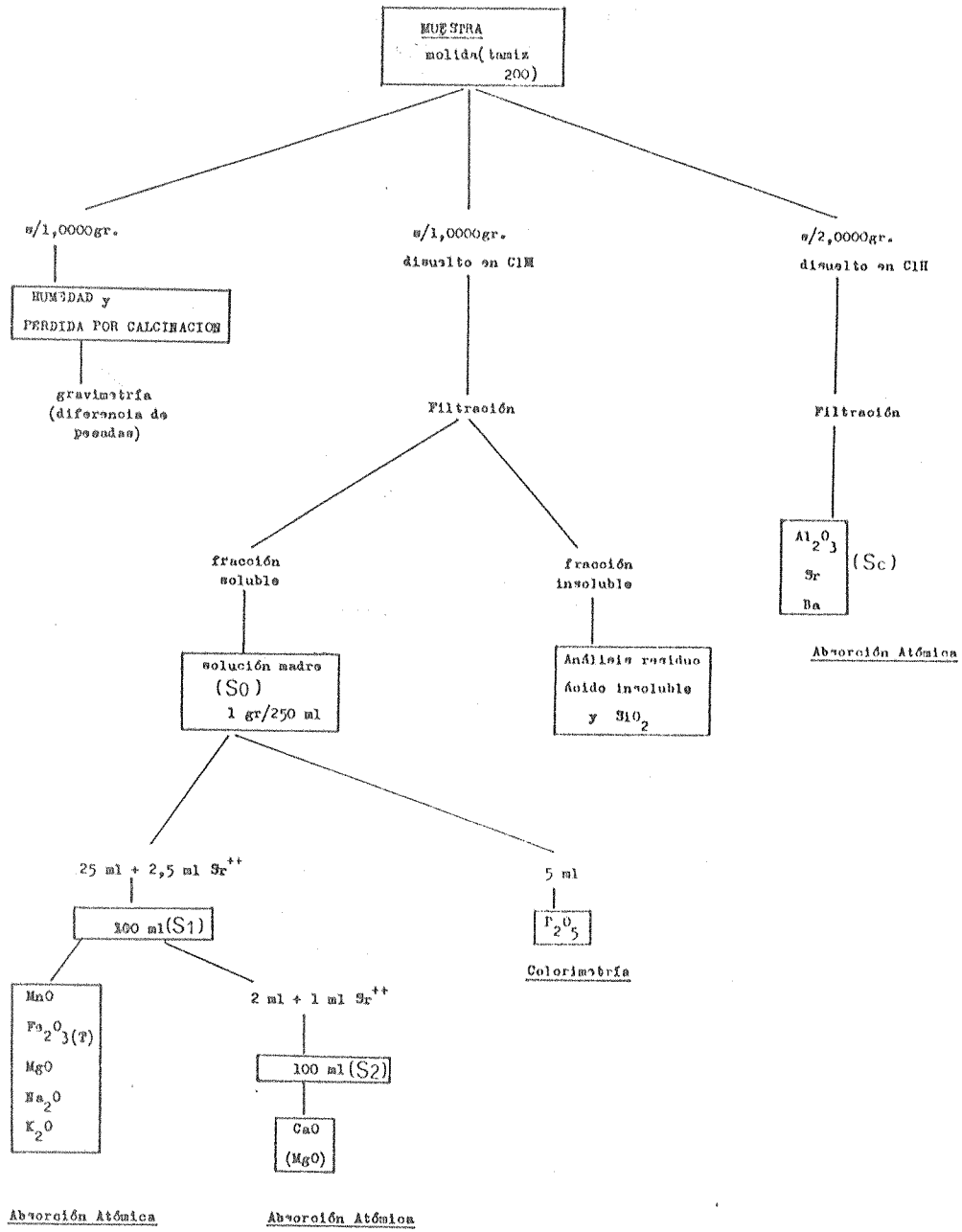
La figura 14 muestra el esquema general del trabajo propuesto; éste comprende la determinación de:

a) humedad y pérdida por calcinación.

b) residuo ácido insoluble y SiO_2 .

Fig. 14

ESQUEMA GENERAL DE ANALISIS QUIMICO



c) MnO , Fe_2O_3 (T), CaO , MgO , Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , Sr y Ba, por absorción atómica.

d) P_2O_5 por colorimetría.

Sintéticamente el procedimiento analítico es el siguiente: sobre 1 gramo de muestra finamente molida se determina la humedad y la pérdida por calcinación empleando la gravimetría. Por otra parte se disuelve 1 gramo de muestra en ClH diluido que posteriormente de ser filtrada se separa en dos fracciones, una insoluble en donde se determina el residuo ácido y la SiO_2 , y otra soluble, que se lleva a un volumen de 250 ml (solución madre S_0).

Para la valoración de MnO , Fe_2O_3 (T), Na_2O y K_2O , se transvasan a un matraz de 100 ml, 25 ml de la solución S_0 ; se agregan 2,5 ml de solución de Sr, que se comporta como agente normalizador, y se completa a volumen, así se obtiene S_1 (Figura 14).

Las determinaciones de CaO y MgO se practican en la solución S_2 , que se prepara a partir de 2 ml de la dilución S_1 , y agregado de 1 ml de solución de Sr antes de completar a un volumen de 100 ml.

El Al_2O_3 , Sr y Ba se determinan a partir de 1 gramo de muestra disuelto en ClH y llevado a una solución madre S_c .

Por último el P_2O_5 se valora en 5 ml de la solución S_0 (Figura 14).

Por tratarse en muchos casos de técnicas novedosas, se ha creído conveniente desarrollar con mayor intensidad los aspectos analíticos y las condiciones bajo las que se realizaron los ensayos químicos.

a) Humedad y pérdida por calcinación

Ambos parámetros fueron determinados en una porción de muestra previamente pulverizada en una moladora de widia marca Herzog tipo HSM 100 durante $1^m 50^s$.

Procedimiento:

Pesar 1,0000 gr. de muestra (P_1) en un crisol de platino tarado y calentar durante dos horas a $100-105^\circ\text{C}$. Al término del período colocar el crisol en un desecador durante 15 minutos para luego ser repesado (P_2).

$$\text{HUMEDAD (H}_2\text{O}^-) \% = (P_1 - P_2) \cdot 100$$

Finalmente calentar el residuo (P_2) de muestra a 1000-1100 °C durante una hora, luego retirar el crisol y colocarlo en un desecador durante 30 minutos y volver a pesarlo (P_3). Para obtener medidas constantes de peso repetir la operación en períodos de 30 minutos a la temperatura estipulada.

$$\text{PERDIDA POR CALCINACION (H}_2\text{O}^+) \% = (P_2 - P_3) \cdot 100$$

b) Residuo ácido insoluble y SiO_2

Procedimiento:

Pesar 1,0000 gr. de muestra en un vidrio de reloj y colocarlo en un vaso de 250 ml, tapar con un vidrio y agregar 150 ml de ClH al 25 % (V/V); calentar el mismo hasta 50-60 °C durante 30 minutos (Bisque et al, 1959).

Después de este período lavar la cubierta de vidrio en el vaso y filtrar el residuo insoluble en un papel de filtro Whatman 540 o bien en doble papel 541; luego volver a lavar el papel 3 o 4 veces con agua tibia y recoger el filtrado en un matraz de 250 ml, enrasar. De esta manera, se obtiene la solución S_0 .

Quemar el papel que contiene el residuo insoluble en un crisol de platino previamente pesado. El calor debe ser inicialmente suficiente para secar el contenido del crisol, después debe ser aumentado un poco para que el papel se ennegrezca y finalmente lo suficiente para que se queme completamente.

Posteriormente el calor se debe aumentar hasta 1000 °C durante 10 a 15 minutos en un desecador antes de pesar. Repetir la calcinación hasta que se obtenga un peso constante que será expresado en porcentaje.

Debe notarse que ciertos minerales arcillosos se disuelven con la porción de la muestra porque algunos de estos minerales son bastante solubles.

Como análisis complementario se realiza la determinación de SiO_2 , utilizando como reactivos HF p.a. y H_2SO_4 p.a.

Luego de ser obtenido el dato del residuo ácido insoluble, sobre el crisol de platino ya pesado (P_2) se trata la muestra con 1 o 2 gotas de H_2SO_4

y 2 ml de HF . Posteriormente es colocado sobre una plancha caliente para evaporar y subsiguientemente quemado en la llama para eliminar todos los humos blancos de trióxido de azufre; luego se coloca en la mufla a 1000 °C durante 15 minutos obteniendo luego de enfriarse P_3 .

$$\text{SiO}_2 \% = (P_2 - P_3) \cdot 100$$

c) MnO, Fe₂O₃ (T), CaO, MgO, Na₂O, K₂O, Al₂O₃, Sr y Ba, por absorción atómica.

Procedimiento:

Para la obtención de la solución S_1 se procede a tomar 25 ml de la solución madre S_0 y se adicionan 2,5 ml de Sr^{++} al 10 % como agente normalizador; finalmente llevar a 100 ml con agua bidestilada.

Para la determinación de estos elementos se emplearon soluciones sintéticas conteniendo concentraciones crecientes de varios analitos, adicionados de Sr^{++} (0,25 %) (Merodio, op cit). Se intenta a través de esta técnica reemplazar a las muestras patrones de composición certificada como recurso para un análisis correcto (Abbey, 1972); por otra parte en nuestro país la adquisición de estos tipos de rocas estándares constituye en general un problema de difícil solución debido al relativo alto costo de las mismas. Además se debe tener en cuenta que si se utilizara esta última alternativa, las soluciones patrones S_1 de MnO serían coincidentes en el análisis tanto de las rocas carbonáticas como de las silíceas.

También para la valoración de Fe_2O_3 (T), MgO, Na₂O y K₂O se debe tener presente que las soluciones S_1 de las rocas carbonáticas son 10 veces más concentradas que las soluciones que se emplean para la determinación de estos óxidos en las rocas silicatadas, de modo tal que al comparar las señales de las soluciones de las rocas calcáreas con la de las silicatadas debe dividirse por 10 el valor certificado de éstas últimas.

Por todo esto, se hace entonces imprescindible la elaboración de los propios patrones secundarios sobre la base de aquéllos.

Para la determinación de CaO se utiliza como referencia una solución patrón de CaO (100 ppm): se procede a pesar 0,1786 gramos de CaCO₃ p.a. previamente secado en estufa hasta conseguir un peso constante, y disolver en

cantidad suficiente de ClH (1+2). Calentar suavemente para expulsar el CO_2 , posteriormente enfriar y llevar a 1000 ml.

Los patrones diluidos se preparan tomando:

- 0,0 ml (= 0% CaO en la muestra)
- 2,0 ml (= 10% CaO en la muestra)
- 5,0 ml (= 25% CaO en la muestra)
- 7,0 ml (= 35% CaO en la muestra)
- y 10,0 ml (= 50% CaO en la muestra)

Luego adicionar a cada alícuota de la solución S_1 1 ml de Sr^{++} al 10% y llevar a 100ml. De esta manera se obtiene la solución S_2 (figura 14).

Posteriormente se determinará el contenido de CaO por absorción atómica construyendo curvas de calibrado con las soluciones patrones preparadas según se ha indicado anteriormente. La construcción de las curvas de calibrado se verá mas adelante.

En rocas de carácter dolomítico, resulta necesario practicar la determinación de MgO en la solución S_2 .

En la determinación de Al_2O_3 , Sr y Ba se emplean los siguientes reactivos: 1) solución de K^+ al 1%, que se obtiene al disolver 19,069 gr. de ClK p.a. en suficiente cantidad de agua.

2) ClH al 25% (V/V) .

3) solución patrón mezcla de Al_2O_3 (1000 ppm), Sr (1000 ppm) y Ba (100 ppm) : se procede a disolver 0,5291 gr. de Al p.a., 1,4868 gr. de SrCO_3 p.a. y 0,1437 gr. de BaCO_3 en suficiente cantidad de solución de ClH al 25% y llevar a un volumen final de 1000 ml.

Los patrones diluidos se preparan de la siguiente manera:

- 0 ml (= 0,00 % de Al_2O_3 y Sr ; 0 ppm Ba) en muestra.
- 2,0 ml (= 0,10 % Al_2O_3 y Sr ; 100 ppm de Ba) en muestra.
- 6,0 ml (= 0,30 % Al_2O_3 y Sr ; 300 ppm Ba) en muestra.
- 10,0 ml (= 0,50 % Al_2O_3 y Sr ; 500 ppm Ba) en muestra.

20,0 ml (= 1,0 % Al_2O_3 y Sr ;1000 ppm Ba) en muestra. El procedimiento en forma resumida consiste en pesar 2,000 gramos de muestra y atacar con 50 ml de ClH al 25% en un vaso de precipitado tapado con un vidrio de reloj, calentar a 50-60 °C por unos minutos, filtrar con papel de filtro de poro grueso; luego lavar con pequeñas cantidades de agua caliente y recoger en un matraz aforado de 100 ml.

Por último adicionar a cada alícuota 10 ml de solución de K^+ y enrasar. De esta manera se obtiene la solución S_c que será la que determinará el contenido de los elementos mencionados por absorción atómica (figura 14)

d) P_2O_5 por colorimetría

El método se basa en la formación del complejo amarillo de ácido fosfomolibdico en medio de HNO_3 0,8M.

Como reactivos se utilizan una solución de vanadato de amonio al 0,25% y una solución de molibdato de amonio al 5 % .

El procedimiento consiste en : a) trasvasar 5 ml de la solución S_0 a un vaso de precipitado de 100 ml y evaporar a seco en plancha de hierro a una temperatura relativamente baja.

b) tomar el residuo libre de cloruros con 2,5 ml de HNO_3 y diluir con 5 ml de agua destilada, hasta que se pierda la coloración amarillenta.

c) colocar en un matraz aforado de 50 ml.

d) adicionar 5 ml de la solución de vanadato de amonio y mezclar bien.

e) adicionar 10 ml de la solución de molibdato de amonio y llevar a volumen.

f) dejar en reposo aproximadamente 20 minutos y leer la absorbancia del complejo formado.

g) realizar un gráfico (curva de calibrado) para hallar el % de P_2O_5 de las muestras incógnitas, utilizando diluciones de una solución madre preparada con 0,1921 gr. de KHPO_4 p.a. en 5 ml de la siguiente manera:

0,0 ml (= 0,00 % P_2O_5 en la muestra)

1,0 ml (= 0,5 % P_2O_5 en la muestra)

1,5 ml (= 0,75% P_2O_5 en la muestra)

y 2,0 ml (1,00 % P_2O_5 en la muestra) desarrollando color de acuerdo al procedimiento. Por último llevar a un volumen final, partiendo de la adición de 2,5 ml de HNO_3 .

2.- Condiciones experimentales

Equipo : se utilizó un espectrómetro de absorción atómica y emisión con llama, marca METROLAB modelo RC 250 AA, de lectura digital.

Dado el grado de complejidad y lo sofisticado que resulta el aplicar ésta técnica, se citan los trabajos de Merodio y Rapela (1974) y Merodio (1978) para la descripción de los distintos pasos seguidos en las determinaciones de los diferentes elementos por absorción atómica.

Solamente se describirá a continuación la construcción de la curva de calibración; la construcción consta de varios pasos: 1) preparar una serie de patrones que contengan cantidades conocidas del elemento a determinar. Cuando el analito es el constituyente principal de la muestra puede ser suficiente preparar soluciones de calibración que contengan solo una sal del elemento, pero cuando el elemento a determinar está presente en la muestra como constituyente menor, en general es deseable agregar a los patrones de calibración la concentración apropiada de los componentes mayores.

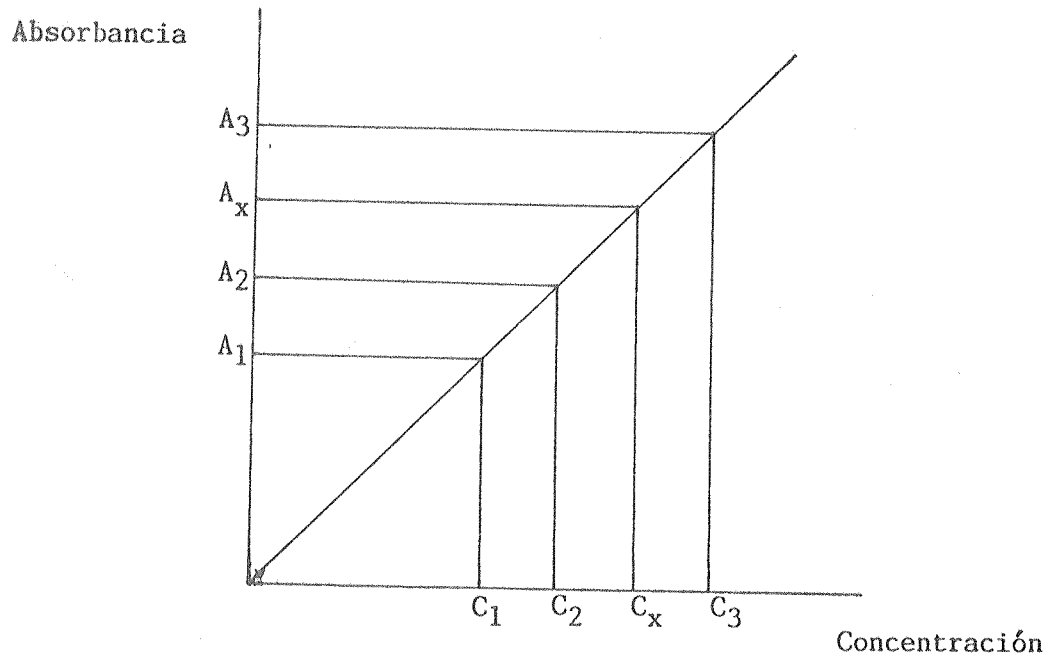
2) regular la lectura del instrumento a $0,00 \text{ \AA}$ mientras se nebuliza(*) agua destilada.

3) posteriormente nebulizar los patrones en orden creciente de concentración y medir su absorbancia.

4) luego nebulizar la solución de muestra seguida por los patrones nuevamente.

De esta manera se construye la curva de calibración representando en el eje de ordenadas la absorbancia de los patrones y en el de abcisas sus concentraciones (ver figura 15).

(*) nebulizar : proceso que consiste en convertir un líquido en una niebla.



A_1, A_2, A_3 = absorbancia de los patrones 1,2,3,... en las muestras

C_1, C_2, C_3 = concentración " " " 1,2,3,... en las muestras

A_x = absorbancia de la solución muestra

C_x = contenido del analito en la "muestra" problema

Figura 15.- Construcción de la curva de calibración.

CAPITULO III - CONSTITUCION GENERAL DE LAS CALIZAS

1.- COMPONENTES ALOQUIMICOS	56
1.1.- Fragmentos esqueléticos	56
1.1.1.- Corales	56
1.1.2.- Algas	58
1.1.3.- Braquiópodos	58
1.1.4.- Amonitas	58
1.1.5.- Pelecípodos	58
1.1.6.- Equinodermos	58
1.2.- Ooides	58
A - Ooides normales	61
A.1 - Ooides con estructura radial	61
A.2 - Ooides con estructura tangencial	63
B - Ooides superficiales	63
1.3.- Pellets	66
1.4.- Intraclastos	67
2.- MICRITA	67
3.- CEMENTO	67
3.1.- Tipos de cemento	68
4.- TERRIGENOS SILICOCLASTICOS	68
5.- DOLOMITA	70

CONSTITUCION GENERAL DE LAS CALIZAS

1.- COMPONENTES ALOQUIMICOS

Se incluyen en este grupo a todos aquellos materiales que se han originado dentro de la cuenca, ya sea por precipitación química o bioquímica, y que han tenido un cierto grado de transporte antes de su depositación. Las categorías básicas son: fragmentos esqueléticos, ooides, pellets e intraclastos.

1.1.- Fragmentos esqueléticos

El material esquelético o fosilífero resulta abundante en estas rocas carbonáticas y puede ser decisivo al momento de clasificar una u otra litofacies.

Se ha realizado brevemente una distinción de primer orden en lo que respecta a los fragmentos esqueléticos retrabajados e in situ, bajo un criterio de separación de acuerdo a la identificación macro y microscópica de los individuos.

1.1.1.-Corales

Abundantes en el extremo sur de la sierra (Puesto Maripil), tienden a concentrarse en este sitio para luego desaparecer a medida que nos dirigimos hacia el noreste (Mallín del Rubio).

Se presentan en formas solitarias y coloniales, cilíndricos, con septos definidos y estructura axial, la mayor parte de estos están silicificados y presentan un tamaño que va desde 1-2 cm. hasta 40 cm. de diámetro (fotos 1 y 2).

Aunque las alteraciones diagenéticas, como ser la recristalización, atentan contra una buena identificación microscópica, se han clasificado como hexacorales (Orden Scleractinia, gen. Columnastrea cf. antiqua Gerth), típicos formadores de arrecifes, no solamente en el Jurásico, sino en la actualidad.



Foto 1.- Niveles con hexacorales del gén. Columnastrea en Puesto Maripil.

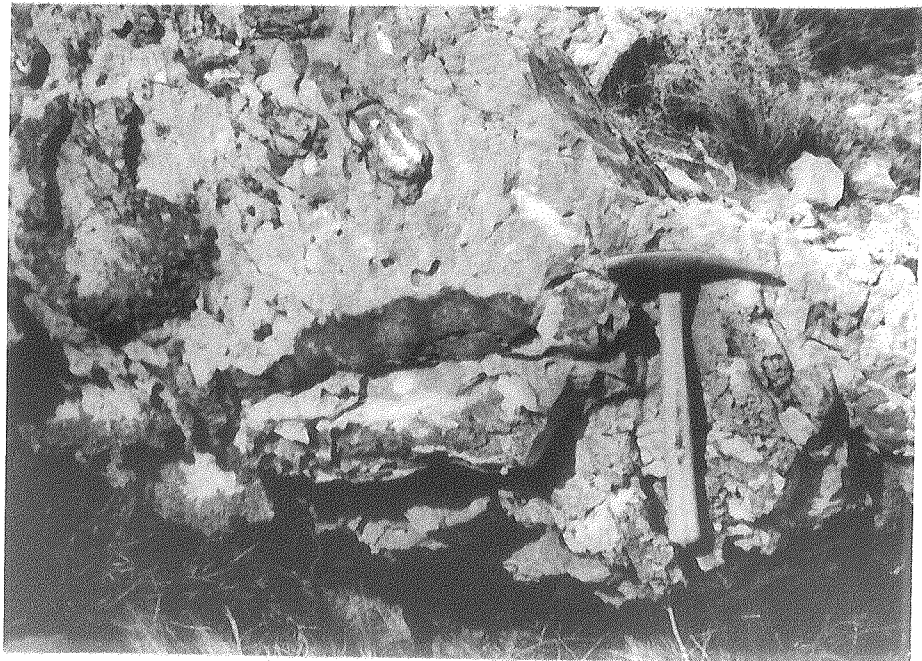


Foto 2.- Detalle de la foto 1 en la que se observan los corales cilíndricos totalmente silicificados.

1.1.2.-Algas

Como el grupo anterior, abundan en Puesto Maripil, en asociación simbiótica con los corales.

Estas algas (philloides) presentan por lo general su interior tabicado y recristalizado a esparita (foto 4); en ciertos casos, los tubos laterales tienden a colapsarse debido a procesos de disolución.

1.1.3.- Braquiópodos

Se encuentran en general dispersos en toda la sierra, aunque predominan en Mallín del Rubio y Puesto Maripil.

En cortes delgados, se puede diferenciar claramente espinas con típica estructura fibrosa radial, en partes silicificadas (fotos 5 y 6).

1.1.4.- Amonitas

Restos mal conservados se hallan preferentemente en Mallín del Rubio y Mallín de la Cueva; de todos modos se han identificado, realizando correlaciones con otros afloramientos de la unidad en estudio, un buen número de generos involucrados en la fáunula de Peltoceras y la Zona de Asociación de Perisphinctes (Riccardi, 1984), (ver cuadro 4).

1.1.5.- Pelecípodos

Abundantes valvas finas y medianas de Gryphaea calceola Quen y de Trigonidae sp., totalmente silicificadas, con microestructura comúnmente foliada y prismática, con tamaño que oscilan entre 0,5 y 5 cm., se hallan presentes en la mayor parte de los afloramientos estudiados.

1.1.6.- Equinodermos

Espinas de equinodermos (Cidaris sp.) silicificadas, con típica estructura fibrosa radial en secciones transversales (foto 5). Su ubicación está restringida a la parte sur de la sierra (Puesto Maripil).

1.2.- Ooides

Los ooides presentes en las litofacies de las calizas de la Formación La Manga, son indicadores de importancia en la diagnóstico e interpretación de las mismas.

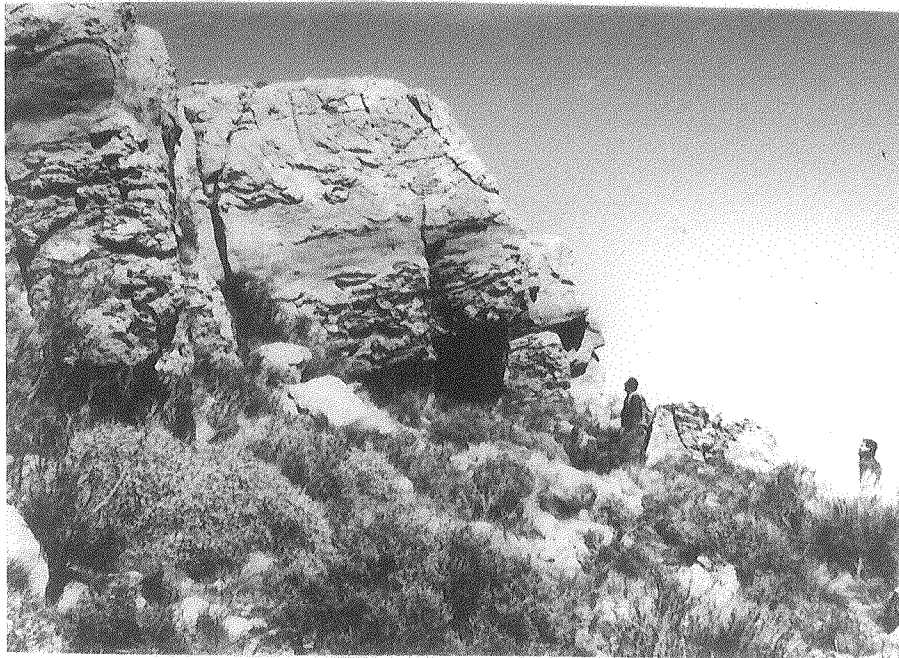


Foto 3.- Litofacies de Boundstone coralígeno-algáceo presentando a corales en la base, algas en la parte media y nuevamente corales en la superior, pero en menor proporción.

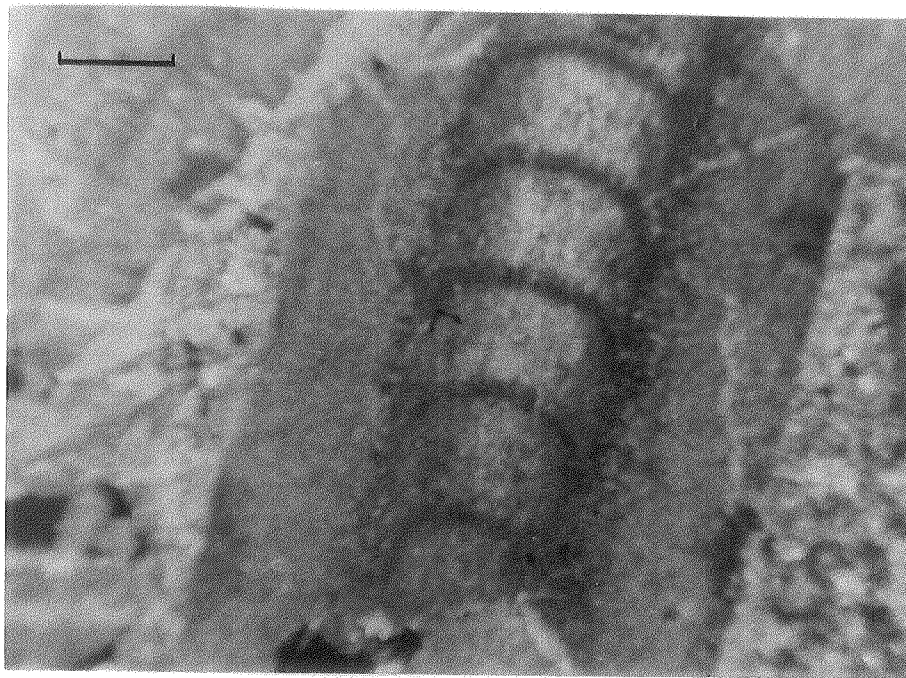


Foto 4.- Sección longitudinal de alga philloides, en la que se observa la diferenciación de un hipotalo central y un peritalo externo. (3,5X). Escala: 0,5 mm.

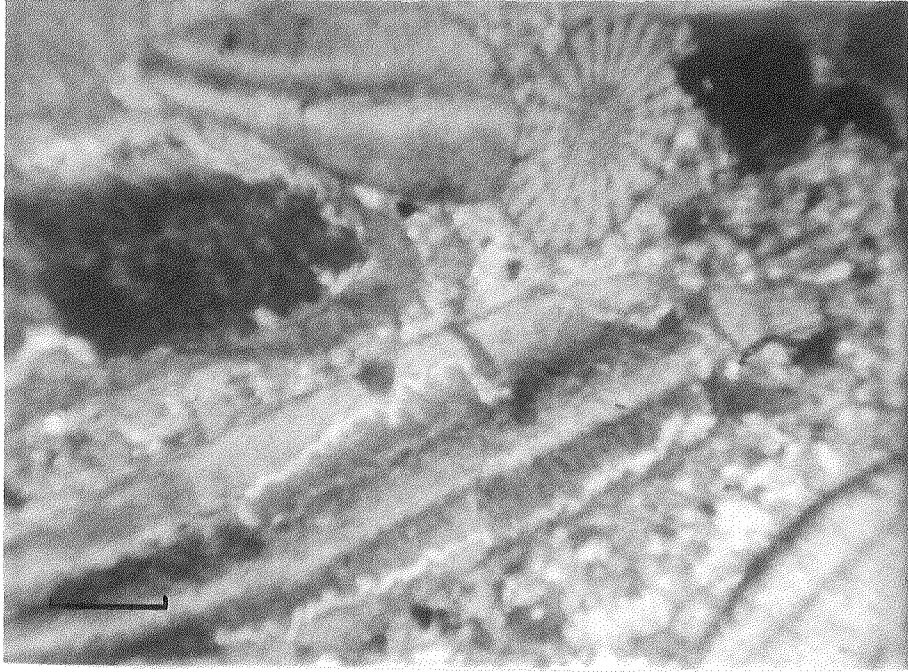


Foto 5.- Restos de braquiópodos y corales silicificados. En la parte superior de la foto se puede observar una espina de equinodermo en sección transversal (3,5X).Escala: 0,5 mm.

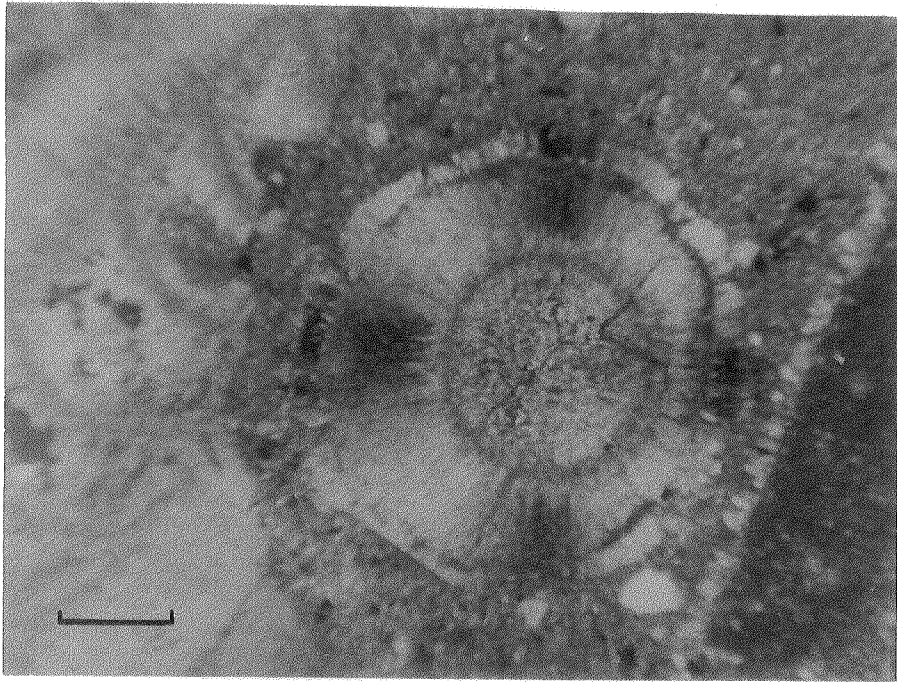


Foto 6.- Sección transversal de una espina de braquiópodo con estructura fibrosa radial y un canal central con paredes posiblemente aragoníticas. Nótese el desarrollo pseudouniaxial de la cruz con nicoles cruzados (3,5X).Escala: 0,5 mm.

Sobre la base de la clasificación de Flügel (1982) y bajo un criterio netamente petrográfico se han diferenciado dos tipos de ooides: normales (con estructura radial y tangencial) y superficiales.

A.-. Ooides normales

Se pueden diferenciar claramente dos subtipos de ooides normales en cuanto a su microestructura interna. Así se tienen ooides con estructura radial y ooides con estructura tangencial.

A.1.- Ooides con estructura radial

Está dada por una laminación clara con cristales fibrosos orientados radialmente y capas cristalinas oscuras (foto 7).

Podemos considerarlos ooides tipo ϕ (según Purser, 1980), en donde la laminación cortical tiende a conservar la morfología del núcleo. Resulta notable observar la variedad de tipos de núcleos de estos ooides, ya que van desde bioclastos hasta fragmentos detríticos (silicoclástos) insolubles que funcionarían como germen de cristalización durante la formación de esta sedimentita.

Los contornos de los ooides son nítidos, como se demuestra en la foto 8 ; en cuanto a la forma predominan los esféricos sobre los irregulares. Los espacios entre los ooides son en general cementados por calcita esparítica, observándose un cemento tipo fibroso radial, posiblemente calcítico o bien de calcita magnesiana, rasgo que está dando cuenta que fue originado en aguas marinas normales (ambiente intertidal).

En lo que respecta a la génesis, no todos los ooides con estructura radial deben necesariamente derivar de acreción radial primaria; los compuestos por cristales de calcita dispuestos en forma radial son posiblemente el resultado de la alteración diagenética y recristalización (Loreau, 1979), hecho que se comprueba en parte en Cerro Irigoyen.

De acuerdo con Loreau y Purser (1973) podemos afirmar que la gran mayoría de los ooides con estructura radial presentes en esta litofacies se han formado en ambientes de baja energía, perteneciendo a un ambiente transicional entre supra e intertidal.

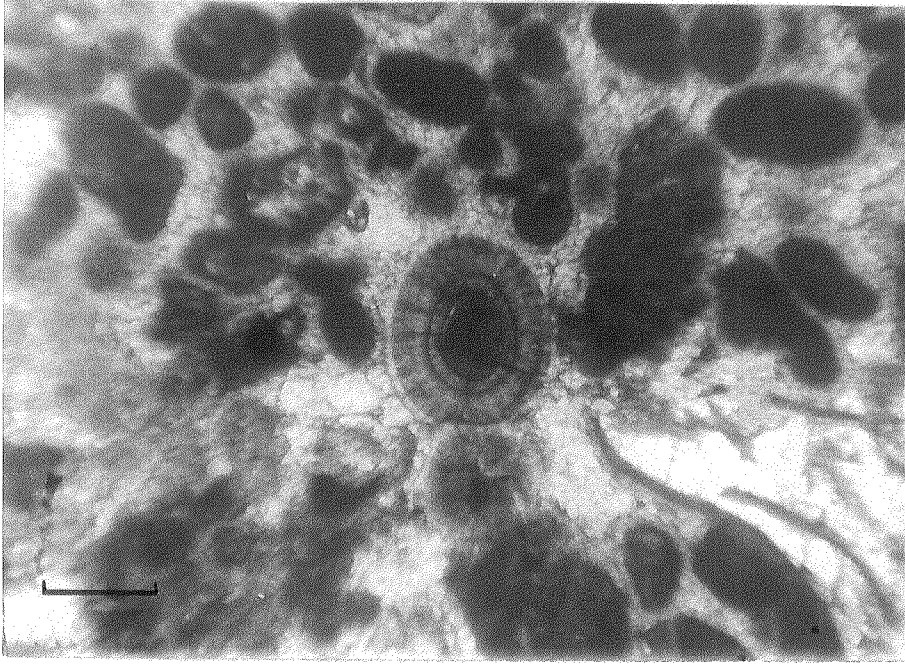


Foto 7.- Grainstone oolítico donde se observa un ooide normal con estructura radial y numerosos pe-
llets e intraclastos micritizados (3,5X). Es-
cala: 0,5 mm.

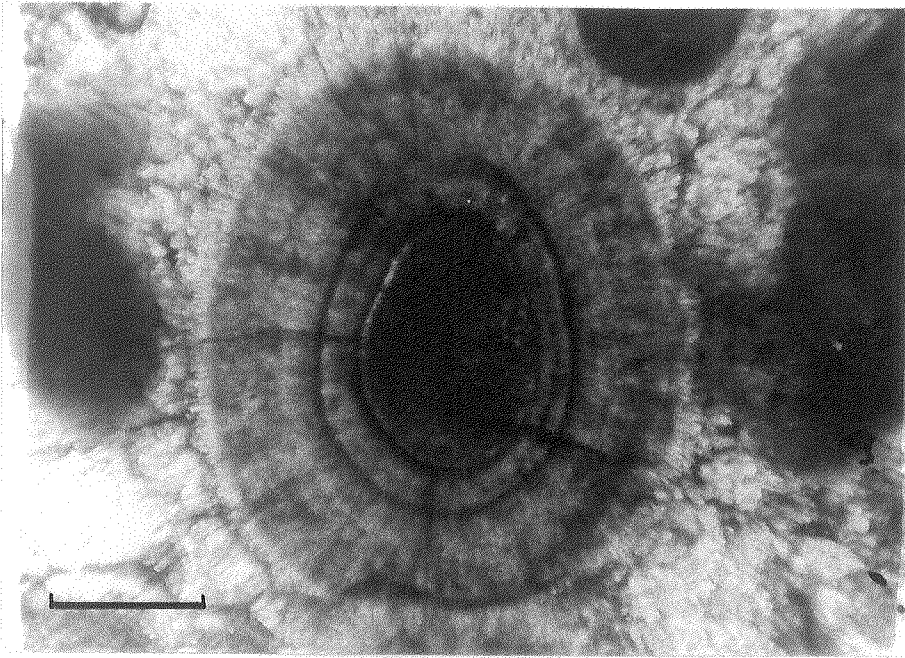


Foto 8.- Detalle foto 7; Nótese la estructura fibro-
sa radial de calcita, interceptada y quebran-
tada por capas tangenciales posiblemente ara-
goníticas, alrededor del núcleo bioclástico.
Presencia de cemento tipo "blocky". (10X).
Escala: 0,2 mm.

A.2.- Ooides con estructura tangencial

Este tipo está caracterizado por una laminación clara con cristales orientados tangencialmente y una laminación criptocristalina oscura. Ambos tipos de laminación exhiben orientación concéntrica (foto 9).

En general podemos decir que, la laminación acompaña la morfología del núcleo, por lo cuál pertenecerían al tipo ϕ de Purser (op.cit), aunque se encuentran determinados ooides de tipo α , ya que la laminación cortical tiende a regularizar la morfología del núcleo (foto 10).

Sus contornos son nítidos, y en cuanto a sus formas son mayormente ovoidales o esféricos, con estructura laminar concéntrica frecuentemente encurvada.

Los espacios entre los ooides están cementados por calcita esparítica, aunque a veces son dejados vacíos determinando un aumento de la porosidad efectiva de esta litofacies (puede ser resultado de disolución epigenética de soluciones percolantes)(Flügel, op.cit).

En cuanto al ambiente de formación generalmente los ooides con estructura tangencial se originan en ambientes de energía moderada a alta, y también en aguas hipersalinas.

B.- Ooides superficiales

Presentes únicamente en el perfil Puesto Maripil tienen un aspecto homogéneo, micrítico, teniendo en ciertas ocasiones una laminación difusa o carente de ella. Las capas criptocristalinas no poseen orientación preferencial de los cristales, y presentan a veces silicificaciones reemplazando a la micrita (foto 11).

Podemos agruparlos, de acuerdo a la clasificación de Flügel (1982) dentro del grupo de las denominadas " bahamitas ".

Su génesis puede deberse a dos motivos principales: a) una micritización total de los ooides calcáreos con estructura tangencial dada por algas perforantes (Margolis y Rex, 1971); o bien b) una formación de nanocristales anhedrales cuando el crecimiento uniforme en la superficie es controlado por películas orgánicas (Loreau, 1979). Esta última hipótesis sería más difícil de asumir en nuestros ejemplos, puesto que los ooides superfi-

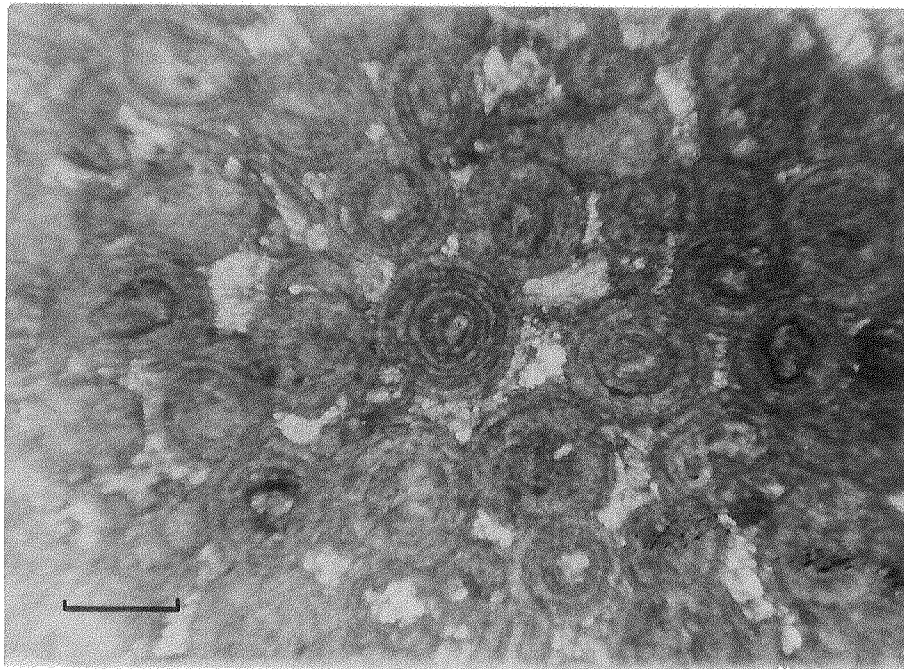


Foto 9.- Disposición en capas tangenciales de ooides tipo α y β (Purser, 1980). Las capas pueden producirse durante la alteración de aragonita original a calcita tardía (3,5X). Escala: 0,5mm.

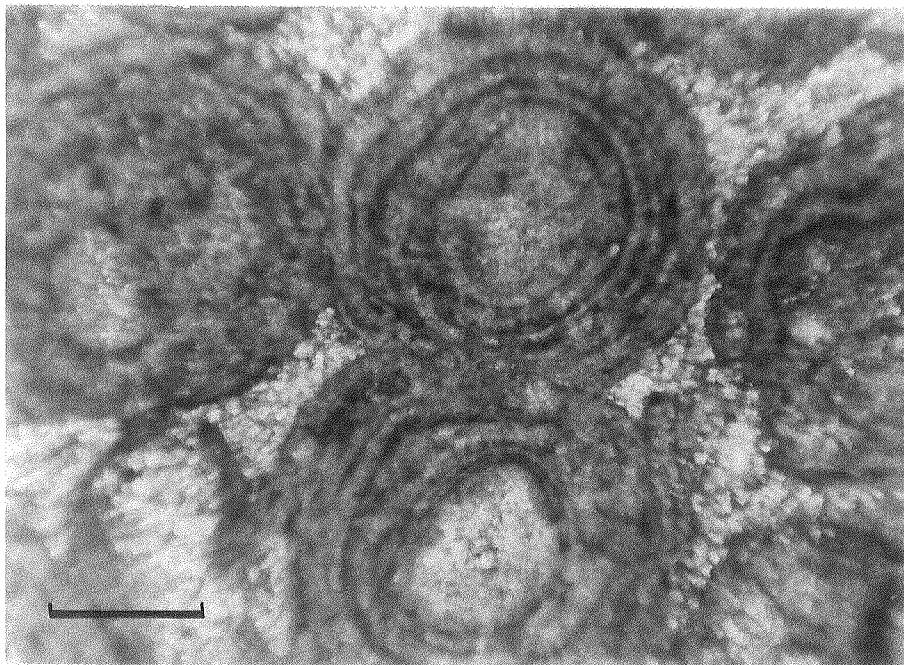


Foto 10.- Detalle de la foto 9, en donde se nota la compactación producida luego de la cementación (en mosaico). Los ooides muestran interpenetración de los granos, pero estos contactos no son grano a grano (10X). Escala: 0,2 mm.

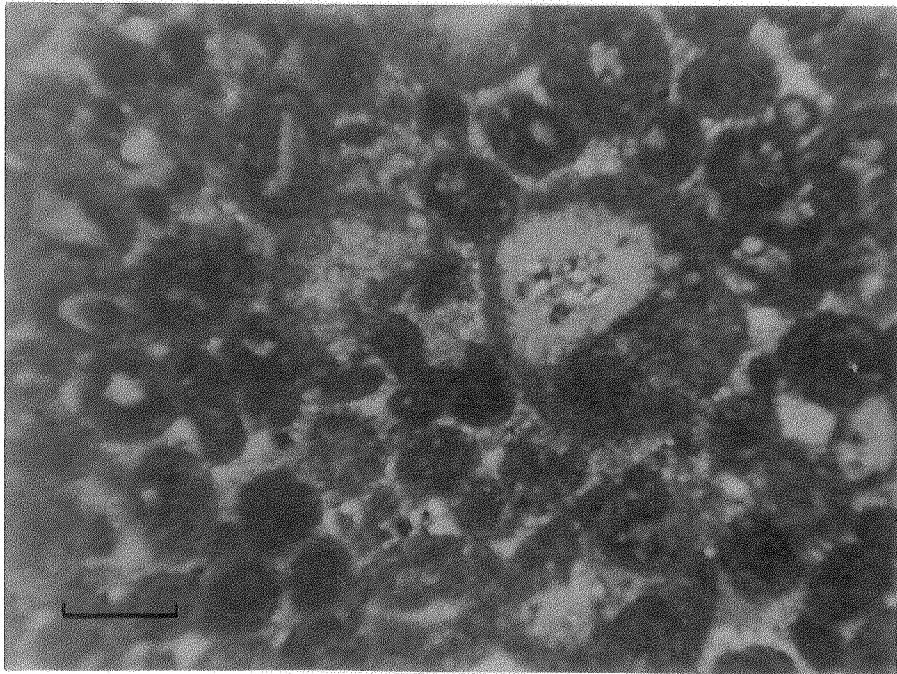


Foto 11.- Ooides superficiales micríticos, con aragonita criptocristalina interna, el revestimiento es delgado e incompleto. Abundantes intraclastos micríticos (3,5X).Escala:0,5mm.

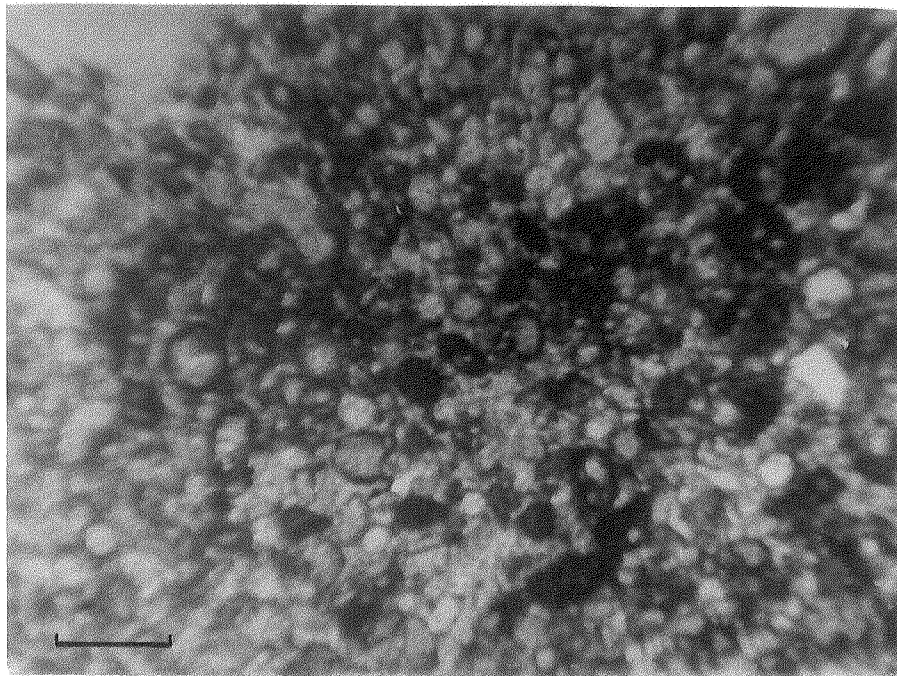


Foto 12.- Calciesferas (de origen algal), asociadas con restos esqueléticos micritizados e intraclastos redondeados. Típicas de ambiente de back-reef (3,5X).Escala: 0,5 mm.

ciales presentes en Puesto Maripil carecen de revestimiento y si lo poseen es delgado e incompleto, por lo tanto se sostiene la planteada primeramente.

Como se observa, se encuentran tres tipos diferentes de ooides en esta litofacies, por lo que se deduce, de acuerdo al origen de los mismos, que evidentemente han existido pequeños cambios de energía, dados posiblemente por variaciones locales del nivel del mar de orden menor, localizados eventualmente en el extremo sur de la sierra de la Vaca Muerta.

Posteriormente en el capítulo V se tratará específicamente este tema en vinculación con la hipótesis final del tipo de paleoambiente generador de estas rocas carbonáticas.

Por último en el cuadro 6 se pueden visualizar rápidamente las características notorias de los tres tipos de ooides representados en diferentes rocas de los sitios mencionados oportunamente.

1.3.- Pellets (nódulos carbonáticos singénicos)

Estos cuerpos pequeños, esféricos a elipsoidales de agregados de calcita microcristalina, sin estructura interna, se encuentran presentes en las litofacies desarrolladas en Puesto Maripil.

El tamaño oscila entre 0,03 y 0,15 mm., y suele confundírseles con pequeños intraclastos.

Son los mayores contribuyentes de la sedimentación intra arrecifal, no solamente en este tipo de ambiente antiguo, sino también en ambientes recientes.

Podemos encontrar a pellets algales o bien a los más pequeños (pseudopellets), que se confunden con intraclastos.

El origen de los pellets algales en calizas arrecifales, estaría dado por incrustaciones de carbonatos alrededor de algas o bien por descomposición de productos algáceos; en tanto la génesis de los pseudopellets sería retrabajamiento y redondeamiento de fango calcáreo consolidado o de agregados de calcita.

1.4.- Intraclastos

Partículas aloquímicas producto del retrabajamiento de un sustrato el cual ya ha estado debilmente consolidado dentro de la cuenca de deposición.

Se encuentra presente en la mayoría de las litofacias desarrolladas en la zona de estudio. Se pueden observar fundamentalmente 2 tipos de intraclastos: a) calcareníticos: angulares, producidos probablemente por mecanismos de erosión en zonas supra a intertidales, y b) micríticos: subredondeados a redondeados, muy abundantes, formados por la desecación en ambiente supratidal (foto 12).

2.- MICRITA

Componente ortoquímico con individuos más o menos ecuanter e irregulares redondeados, de color grisáceo, generalmente sin impurezas.

Se ha utilizado como límite menor de 30 micrones, para designar a todo el material micrítico.

En la Sierra de la Vaca Muerta, encontramos que forma parte, por sí sola, de determinadas litofacias, presentando un desarrollo uniforme y constante a lo largo de las mismas. Una minuciosa descripción se halla incluida en el Apéndice.

En cuanto a su génesis, varias teorías cabrían al respecto, aunque asumimos, debido a la presencia de algas philloides y de invertebrados, que podría deberse a la fragmentación de algas submicroscópicas y desintegración de partes duras de invertebrados.

3.- CEMENTO

Se presenta como esparita (entre 0,062 y 2 mm) o subesparita (entre 0,004 y 0,062 mm), generalmente aglutinando material esquelético o bien otras partículas aloquímicas (ooides, intraclastos).

3.1.- Tipos de cemento

Se presentan dos tipos de cemento: a) granular y b) fibroso.

a) granular: en forma de mosaico, está formado por cristales anedrales a subedrales ecuanteros, entre 10 y 60 μm , sin orientación (fotos 7, 8 y 10); se puede observar que el tamaño del cristal se incrementa desde el centro del poro, el cual rellena.

Este tipo de cemento de acuerdo a Milliman (1974) sería tipo B (*) que se encuentra en ambientes marinos poco profundos y en ambientes de zonas de aguas meteóricas.

En cuanto a su génesis, usualmente es formado después de la litificación del sedimento. Durante la disolución de gran parte del material carbonático resultan estructuras de colapso, en las cuales la calcita es precipitada como cemento en los espacios entre las partículas. El cemento tipo granular o blocky es formado en la zona freática en este camino.

b) fibroso : formado por cristales con su eje mayor perpendicular a los límites de las paredes porales o bien a la superficie de la partícula (foto 6).

Resulta común en ambientes marinos poco profundos, aunque también aparece en ambientes marinos profundos con sedimentación restringida. Suele hallarse con frecuencia en calizas arrecifales rodeando a bioclastos (foto 6).

Usualmente se constituye por diagénesis temprana; el remanente intergranular generalmente es cementado por otra camada de cemento tipo B (Milliman, op cit) de diagénesis tardía.

4.- TERRIGENOS SILICOCLASTICOS

Se encuentran en forma dispersa silicoclastos de cuarzo monocristalino, límpido, anguloso a subanguloso, con extinción normal, en las litofacies situadas en Puesto Maripil y en Mallín del Rubio.

(*): cementación de partículas aisladas por cemento fibroso típico de ambiente de plataforma y producido por diagénesis tardía.

	PM 10	CI 8	CI 10
Porcentaje de ooides en la roca	46%	62%	52%
Diámetro medio (μ)	400-1100	300 a 5 mm.	700-1500
Coefficiente de selección	1,00	0,95	0,96
Relación espesor lámina(EL) espesor del núcleo(EN)	--	EL = EN	EL = EN
Proporción de láminas en el diámetro total	--	75-80%	5-75%
Tipo de núcleo	sin núcleo	bioclástico, pellets	bioclástico viejosoides
Estructura laminar	micrítica	radial	tangencial
Forma del ooide	regular, mayormente esféricos	irregular, deter- minado por el núcleo	ovoidal, esfé- rico.
Reemplazo	micrítico, rara vez silicificación	a veces micrítico	---
Contenido de cemento en la roca	10%	16%	12%
Contenido de restos esqueléticos en la roca	15%	8%	5%
Energía del agua	baja	baja	alta

Cuadro 6 .- Características de los tipos de ooides presentes

La localización de estos terrígenos en los citados perfiles nos estaría indicando una zona de energía moderada a alta, a diferencia del resto de los perfiles, en donde el porcentaje de cuarzo es prácticamente nulo.

5.- DOLOMITA

Se incluye dentro de los componentes de las calizas a la dolomita presente solamente en Puesto Maripil (Matheos y Poiré, 1986); su disposición como así también sus características generales se encuentran descriptas en el Apéndice. En cuanto a la petrografía realizada, podemos decir que tiene una fábrica homogénea hipidiotópica a idiotópica equigranular, con individuos bien desarrollados euedrales a subedrales, entre 120 y 640 micrones de tamaño y hábito romboédrico. De acuerdo con sus características intracristalinas y composición pueden reconocerse cuatro tipos de romboedros: anucleados, en donde no existe un núcleo diferenciado; con núcleo irregular, redondeado y romboédrico; estos dos últimos rodeados por un halo de calcita (fig. 16a y fotos 14, 15 y 16).

La dolomita se encuentra exclusivamente en los cristales esparíticos mientras que la calcita forma parte de la matriz micrítica, tanto inter como intracristalina.

Algunos de los núcleos intracristalinos, en cualquiera de sus tres formas evidencian zonación con dolomita en su parte central y micrita junto a un material opaco (?) en los bordes, otros son solo calcíticos (fig. 16a).

Una interpretación petrográfica de los pasos que condujeron a la formación de esta dolomita, ha sido esquematizada en la fig. 16b; la sedimentita original (I) estaba formada por micrita, en la cual se encontraban pequeños cristales romboédricos de dolomita (protodolomita). Estos tenían su borde de calcita asociado con un material muy fino opaco. En una segunda etapa (II) se produce una disolución de la micrita alrededor de los cristales de dolomita y un crecimiento (III) en continuidad óptica con los núcleos romboédricos. Como la disolución no fue perfecta, quedaron restos de la matriz englobados en los nuevos cristales.

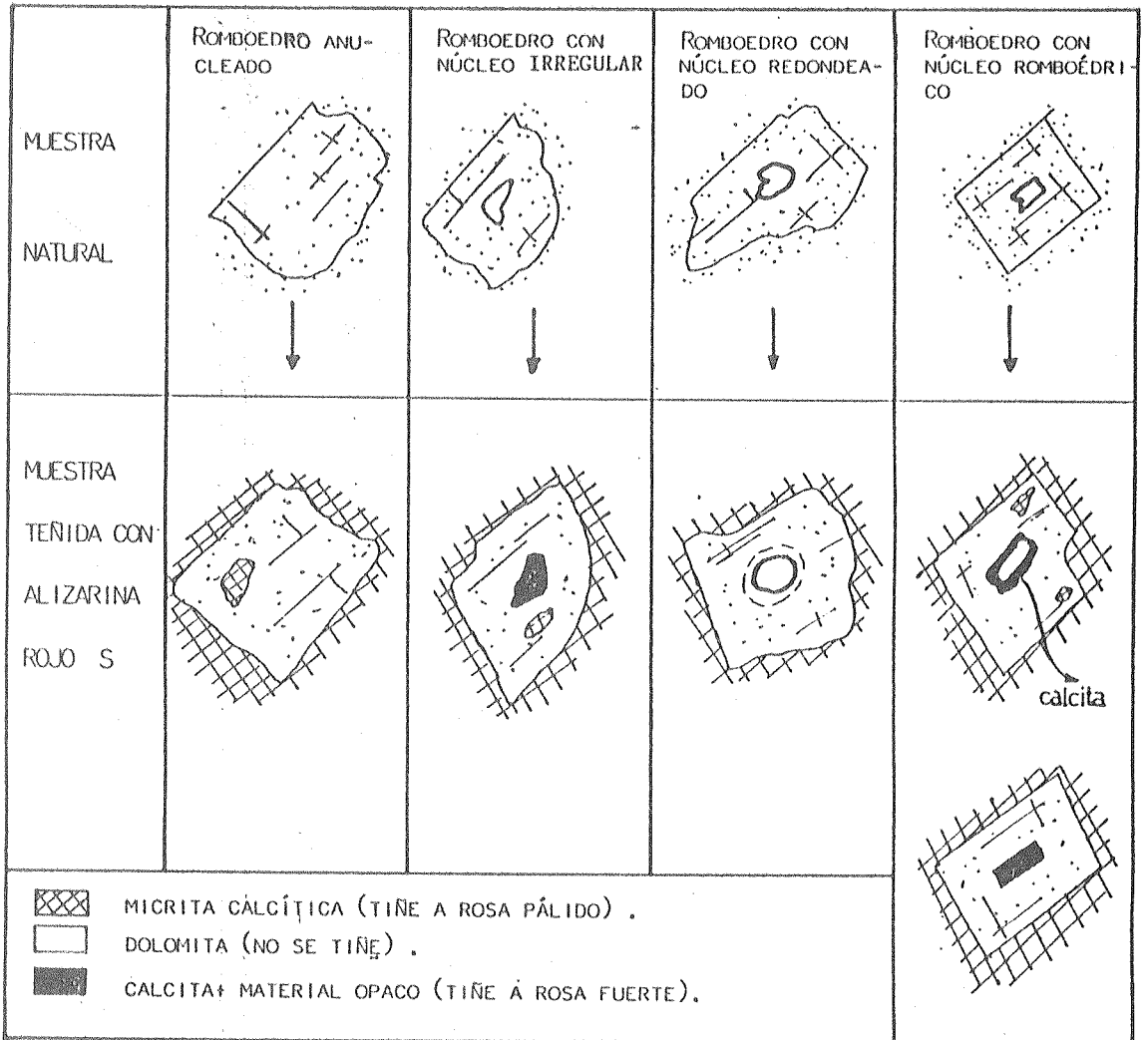


Figura 16a.- Tipos de romboedros.

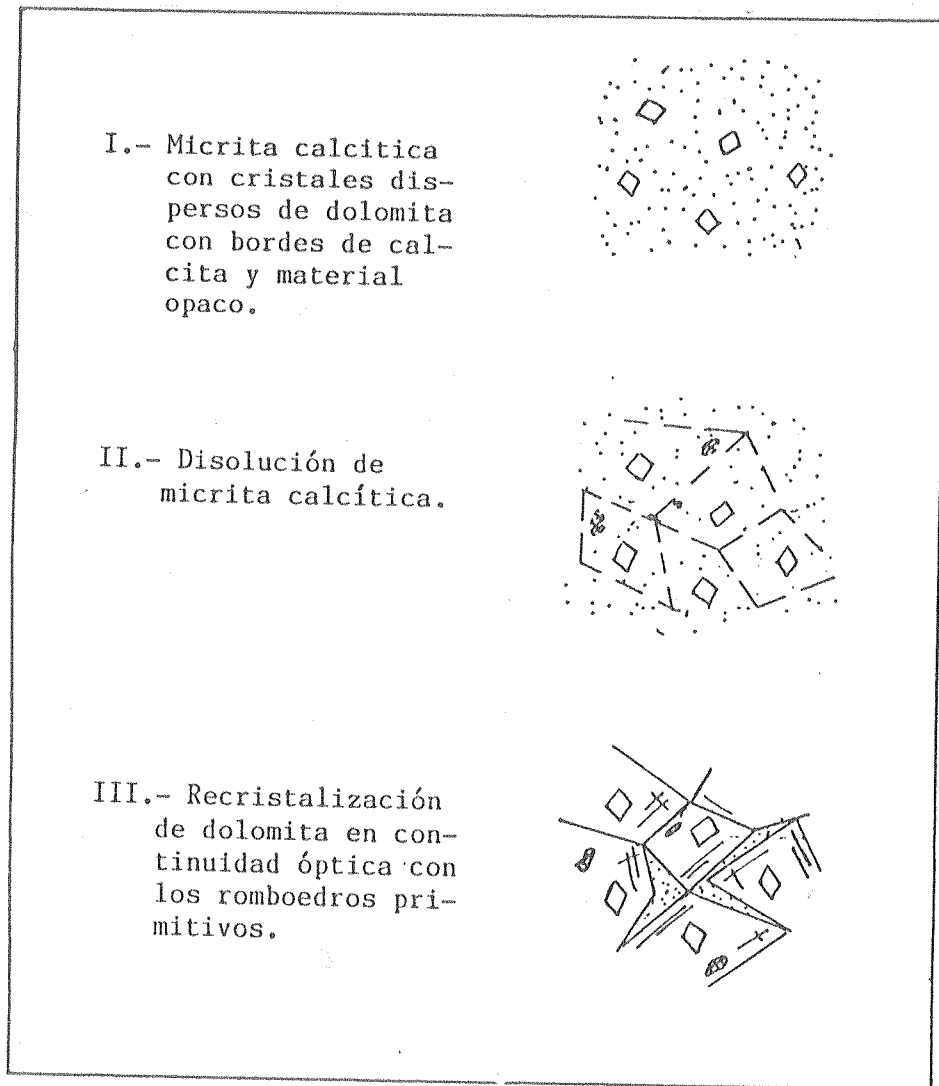


Figura 16b.- Génesis de la dolomitización sobre la base petrográfica.

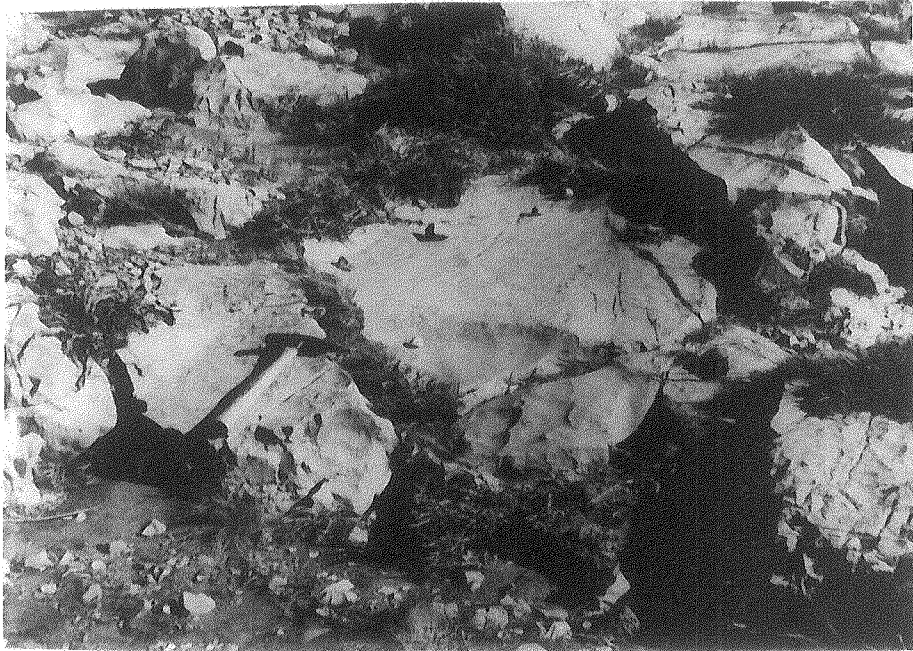


Foto 13.- Dolomitización en "manchones" cilíndricos dentro del paquete micrítico (mudstone), en Puesto Maripil.

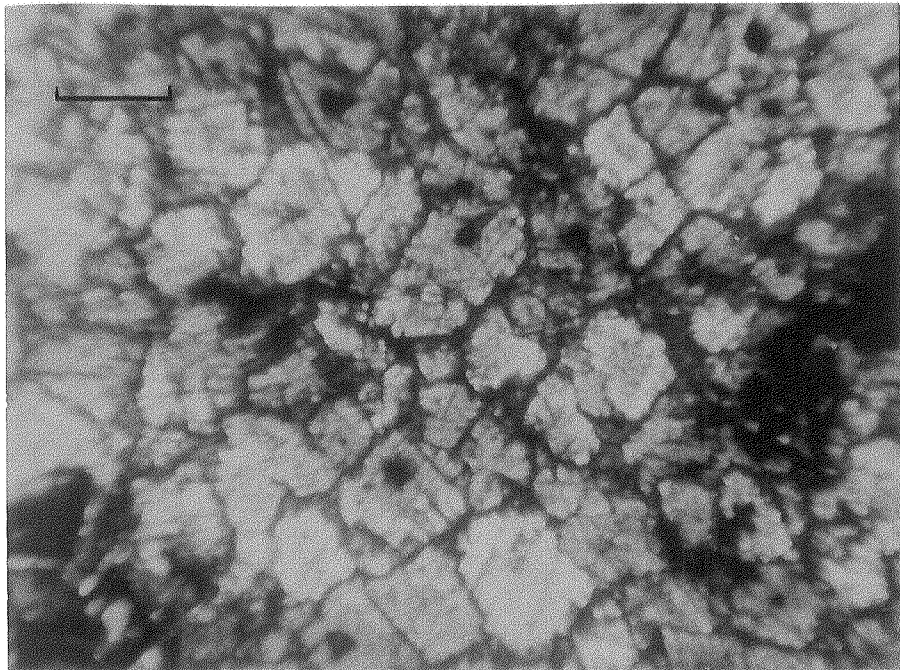


Foto 14.- Corte delgado de la dolomita (PM6), en el cuál se observan los distintos tipos de romboedros presentes (3,5X).Escala:0,5mm.

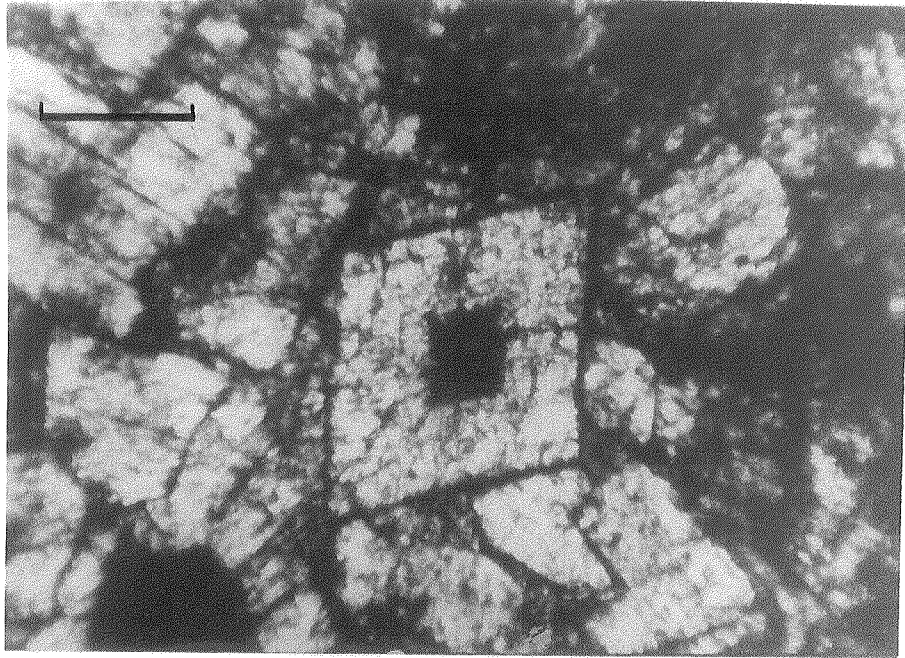


Foto 15.- Romboedro con núcleo diferenciado (romboédrico) (10X).Escala: 0,2 mm.

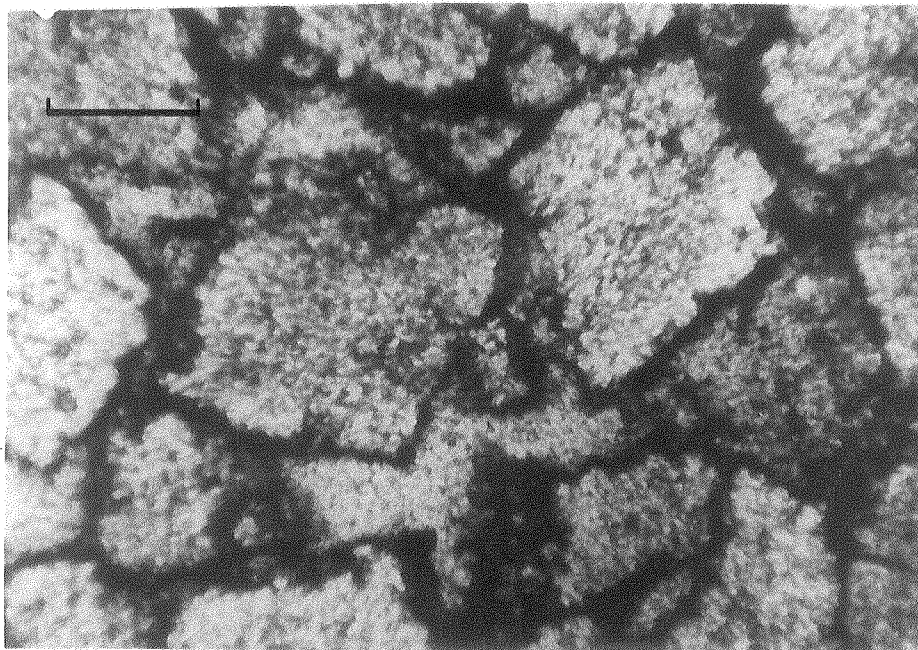


Foto 16.- Romboedros anucleados con restos de micrita en su interior (10X).Escala: 0,2 mm.

CAPITULO IV - RASGOS Y PROCESOS DIAGENETICOS

A.- DOLOMITIZACION	74
B.- CEMENTACION	77
C.- COMPACTACION	79
D.- PRESION-SOLUCION	80
E.- PORIFICACION	80
F.- RECRISTALIZACION (REPRECIPITACION)	81
G.- SILICIFICACION	82

RASGOS Y PROCESOS DIAGENETICOS

La diagénesis de las rocas carbonáticas comprende más de treinta procesos diferentes los cuales son controlados por factores regionales o locales, que a su vez pueden alterar la composición y textura de los sedimentos (Bathurst, 1971; Flügel, 1982).

Procesos tales como dolomitización, cementación, compactación, presión-solución, recristalización, entre otros, pueden actuar en conjunto como indicadores de las condiciones a las cuales estuvieron sometidas las calizas en cuestión. Además, debido a que las estructuras diagenéticas relacionadas con la litificación pueden ser confundidas con estructuras y texturas deposicionales primarias, se hace imprescindible el conocimiento de los procesos diagenéticos de mayor importancia que llevaron a la formación de las primeras, para así también aportar datos para la interpretación litofacial.

A.- DOLOMITIZACION

De acuerdo a lo expresado anteriormente, la Formación La Manga contiene en el sector sur de la sierra, en calizas micríticas, una dolomitización muy particular, inmersa en forma de "manchones" cilíndricos de 30-40 cm de diámetro, dispuestos en forma perpendicular a la estratificación, con una textura muy granuda y cristalina, y restringida exclusivamente a la zona de Puesto Maripil.

Sus características microscópicas han sido descritas con anterioridad, por lo cual se tratará exclusivamente lo concerniente a su origen.

Existen variadas evidencias que hacen descartar diferentes modelos de dolomitización para esta zona; por ejemplo la falta de evaporitas en el Puesto Maripil elimina toda posibilidad de una génesis tipo sabhka. Por otra parte, la ausencia de algas estromatolíticas no permite establecer una formación de dolomita penecontemporánea, debido a actividad de dichas algas.

La no estequiometricidad de la dolomita tampoco puede reconocer un modelo de dolomitización profunda, en los que es característico el crecimiento marcadamente lento de cristales de dolomita, y por ende una estequiometría prácticamente perfecta.

Las características petrográficas de las dolomitas son las propias de los modelos de mezcla entre aguas meteóricas-marinas.

A la vez el contenido de Sr y Na en las sedimentitas estudiadas resulta totalmente comparable con los depósitos dolomíticos que caracterizan a los ambientes hipersalinos (Land y Hopes, 1973).

En consecuencia puede decirse que la Formación La Manga presenta atributos petrográficos de un modelo de mezcla de aguas meteóricas-marinas, mientras que los contenidos de Sr y Na resultan característicos de un ambiente hipersalino. Cabe pensar entonces, en un esquema de dolomitización combinado que guarda ciertas semejanzas con el descrito por Morrow (1978) para el Paleozoico inferior del Archipiélago Artico de Canadá.

El modelo propuesto para esta dolomitización debe tener en cuenta un aspecto fundamental, que se refiere a la forma de yacencia irregular o en "manchones" que presentan estas dolomitas.

Una de las posibilidades más ciertas para intentar explicar esta dolomitización diferencial puede basarse en la existencia de algún tipo de fenómeno sindeposicional que provoque la coexistencia de dos fases que difieren en su porosidad, en un mismo nivel de sedimentación. En este sentido, se asume la depositación original de una capa carbonática con formas irregularmente distribuidas y con dos partes bien diferenciadas por su permeabilidad.

Afirmándonos en esta idea, podríamos suponer que estas calizas con "manchones" internos se han formado de acuerdo a la siguiente sucesión de procesos:

I) Formación de zonas más porosas

En un ambiente de aguas someras, se generó la depositación de un fango micrítico. Este habría estado en su interior, a la merced de algún proceso que formó saltuariamente zonas más porosas de 1 a 2 m. de ancho, algo cilíndricas y que vistas en planta denotan una forma circular.

Dada sus características, estas heterogeneidades parecen tener mas bien un origen biogénico que mecánico. Una de las posibilidades es que podría tratarse de zonas fuertemente bioturbadas por organismos perforantes,

que le imprimieron a la micrita una mayor porosidad efectiva, lo cual habría favorecido la entrada de la solución causante del reemplazo dolomítico.

II) Dolomitización penecontemporánea por fluctuaciones en la salinidad

La ausencia de evaporitas en esta región sugiere que estas rocas podrían haberse formado bajo un clima tropical húmedo.

Cabe destacar que en la actualidad se han registrado en la Bahía de Florida (clima tropical húmedo), a posteriori de una estación muy lluviosa, descensos muy pronunciados en la salinidad de las aguas. Se han medido valores de hasta un 10% a un 15% (en partes por mil) de la salinidad en épocas normales (Scholl, 1966).

Partiendo de esta hipótesis, cabe pensar que, en nuestro caso, pudo haberse producido una dolomitización penecontemporánea de las zonas bioturbadas, a causa de las fluctuaciones de la salinidad de las aguas, provocadas por grandes aportes de aguas pluviales o meteóricas. Esta protodolomita es la que se identifica en los núcleos de los romboedros primitivos encontrados en las sedimentitas estudiadas.

En relación con estas condiciones, Morrow (1978) demostró que las fluctuaciones estacionales en la salinidad en ambientes de aguas someras, son causantes de dolomitización incipiente de las porciones porosas del sustrato. De modo tal, que en las zonas bioturbadas se forma penecontemporáneamente una protodolomita o dolomita (figura 16b,I) de grano muy fino, con altos contenidos de Sr y Na acordes con un ambiente marino, los que servirán de núcleos de crecimiento en una etapa de diagénesis tardía.

III) Dolomitización tardía por mezcla de aguas meteóricas-marinas

Posteriormente, en una etapa de diagénesis más avanzada, se habría producido una dolomitización selectiva en el estrato portador de las bioturbaciones. En este sentido, se supone circulación de aguas meteóricas subsuperficiales por los planos de estratificación y penetración en zonas más permeables donde se mezclan con aguas marinas retenidas en los poros. Así se genera una dolomitización por mezcla de aguas meteóricas y marinas cogradas sobre la protodolomita previamente formada.

Hay dos evidencias bien claras que ayudan a inferir que las zonas ricas en protodolomitas sufren este nuevo proceso de dolomitización. Una de ellas es petrográfica, y está dada por la presencia de una textura en mosaico con grandes cristales de dolomita, típicos de diagénesis tardía (Mattes y Mountjoy, 1980), ejemplificados en las fotos 14 y 15. Se hace notar que estos cristales de dolomita se desarrollan sobre las dolomitas de grano fino preexistentes, actuando éstas como núcleos de crecimiento.

Contrariamente, en la roca micrítica que rodea a estos "manchones" no se produce dolomitización por no haber núcleos dolomíticos previamente formados.

La segunda evidencia radica en el contenido de Sr y Na. Estos elementos son muy móviles por lo que en una etapa de diagénesis es dable esperar que migren, por lo que sus valores disminuirán considerablemente. Si tomamos por ejemplo al Na, veremos que en un ambiente posee valores que oscilan entre 2000 y 3000 ppm, mientras que nuestra determinación da un tenor promedio inferior a la mitad de los citados anteriormente, por lo que se puede apreciar su considerable disminución frente a una diagénesis tardía.

B.- CEMENTACION

De acuerdo a Longman (1980), la cementación y la formación de la porosidad secundaria en los carbonatos se inician en condiciones de poca profundidad en distintos medios diagenéticos mayores, como ser: zona vadosa de agua dulce, zona freática de agua dulce, zona de mezcla y zona freática marina.

A su vez, es factible encontrar en las calizas distintos tipos de cemento, caracterizados por fábricas disímiles, dado que la cementación frecuentemente aparece en sucesivas fases diagenéticas (ej. cementos freáticos y marinos).

Sobre lo expuesto, y con el fin de caracterizar a la cementación existente, en especial en el sur de la sierra, es que se han diferenciado petrográficamente dos etapas o capas de cemento, acordes con la mineralogía presente.

1.- Cemento A

Está conformado por el cemento fibroso o acicular, en el que los ejes mayores de los cristales se disponen perpendicularmente a los límites de las paredes porales o a la superficie de la partícula (foto 6). Generalmente se lo halla rodeando a bioclastos o bien en las calizas arrecifales.

Resulta típico de ambiente freático marino (Flügel, op.cit.), en zonas de activa circulación del agua de mar, aunque también se lo ha identificado en aguas marinas profundas con sedimentación restringida.

Los abundantes rasgos de exposición subaérea que presentan las calizas en este sector de la sierra (Puesto Maripil y Mallín del Rubio), nos conducen a la idea de que bajo condiciones de exposición subaérea el agua dulce ha reemplazado al agua de mar en los poros de los carbonatos; por consiguiente, se pudo haber formado una zona de mezcla entre agua dulce y marina, con la formación de un cemento fibroso bien delimitado, durante períodos de diagénesis temprana. Inclusive acontece en esta zona, la dolomitización mencionada anteriormente, corroborando en parte el ambiente de formación de esta camada de cemento fibroso.

2.- Cemento B

Resulta aquél que rellena espacios porales todavía remanentes, después de una cementación previa tipo A. Es el denominado cemento en mosaico o granular (blocky), integrado por cristales anhedrales a subhedrales ecuan-tes, entre 10 y 60 μ m de tamaño medio (fotos 7, 8 y 10).

Donde se encuentran grandes espacios porales, los cristales elongados pueden tener un crecimiento normal hacia la pared poral y formar un cemento fibroso-radial.

Esta cementación se produce en un ambiente freático con predominio del agua dulce sobre marina, con activa circulación. La cementación intergranular por calcita ecuan-te, va en este caso acompañada de fenómenos de neomorfismo de los componentes.

Un hecho dable de destacar es el relativo a la forma de los cristales integrantes del cemento, el cual está relacionado con los distintos ambientes diagenéticos mayores citados anteriormente. Tanto la aragonita,

como así también la calcita autígenas, tienden a presentar formas cristalinas elongadas en ambiente de aguas marinas, pero paulatinamente con el incremento de la participación del agua dulce en los poros, la calcita modifica su forma a romboédrica (foto 8).

Las evidencias presentadas desde el punto de vista de la yacencia de las calizas (zona de activa circulación con rasgos de exposición subaérea), conjuntamente con las características petrográficas (cementación intergranular de calcita ecuante), nos llevan a la hipótesis de que se trata de una cementación típica de cuerpos de acreción vertical desarrollados en el ambiente de plataforma (abultamientos, barras, bancos) y producida por una diagénesis tardía evidenciada por mezcla de aguas dulce y marina, con una importante participación de la primera.

En conclusión, tanto el cemento fibroso como el granular, son formados en la zona freática, en donde las aguas saturadas o sobresaturadas en carbonatos, precipitan cemento, el cual rápidamente cierra los espacios porales originales, reduciendo notoriamente la porosidad a valores entre el 10 y 15%. Este proceso se diferencia del que ocurre en la zona vadosa donde quedan espacios vacíos remanentes, y en donde las texturas originales (a excepción de las algas coralígenas) son destruidas por el neomorfismo.

C.- COMPACTACION

Este proceso está referido a los mecanismos de presión litostática que tienden a disminuir el espacio poral original, causando una deformación o bien una reorientación de los granos.

El grado de compactación en general depende de la relación entre los materiales gruesos y finos y del carácter del armazón del sedimento, y está influenciado por la cementación temprana, la cuál inclusive puede inhibirlo o disminuirlo.

Comunmente se puede observar este fenómeno diagenético en packstone o en grainstone; en nuestro caso se la sitúa en las calizas aflorantes en Puesto Maripil, en donde se presentan ooides normales (tangenciales) deformados por el fenómeno que nos ocupa (foto 10). Los ooides muestran interpenetraciones, con contactos grano a grano, pero que resultan virtuales.

Debido a la característica de la cementación que los circunda (tipo granular o blocky), se considera que la compactación-deformación ha sido producida a posteriori de la cementación o bien durante la misma.

D.- PRESION-SOLUCION

Abundantes estilolitas de pequeñas dimensiones aparecen con frecuencia hacia el noreste de la sierra, situándose en Mallín de la Cueva, en asociación con otras estructuras diagenéticas.

De acuerdo a la clasificación de Park y Shot (1968), se pueden ubicar dentro del tipo sutural, ya que además de su contorno aserrado, presentan interpenetraciones poco profundas que raramente llegan a 1 cm. y un trazado en general ondulado e irregular en tramos cortos. Se las puede considerar como microestilolitas, y en varias ocasiones marcan contactos entre granos adyacentes (ooides, restos esqueléticos, etc.)

Sobre la base de su disposición geométrica, en forma paralela o casi paralela a la estratificación de las rocas portadoras, estarían involucradas dentro del tipo 1 (Park y Shot, 1968). Resulta frecuente encontrar a lo largo de las estilolitas óxidos de hierro percolados en forma secundaria.

Existen diversos factores que influyen en su formación, entre los más importantes están la forma, tamaño, selección, empaquetamiento y distribución de los granos individuales, y las condiciones de presión sobre los mismos.

Con todo, se puede asumir que la teoría de presión-solución grano a grano resulta la de mayor aceptación para este caso; así la superficie inicial en la cual comienza la disolución es generalmente paralela a la estratificación y los granos resultan igualmente solubles ante el efecto de presión de carga.

E.- PORIFICACION

Bajo esta denominación se han involucrado a los procesos que, ante efectos diagenéticos, tienden a formar oquedades en las calizas, que eventualmente pueden ser rellenas con material calcáreo o de otra naturaleza. Así, por ejemplo, en Mallín de la Cueva se encuentran estructuras birdseyes

tipo huecos planares (Shinn, 1968), de escala pequeña, de 1 a 3 mm. de alto por varios mm. de ancho, generalmente rellenas por calcita esparítica fibrosa y/o granular (foto 27), aunque en Mallín Quemado se presentan parcialmente rellenos por esparita radiaxial.

Los huecos generalmente son esféricos a elongados, de forma irregular, dispuestos paralelamente a la estratificación.

Es frecuente que, la masa de roca porificada esté también afectada por otros fenómenos diagenéticos (estilolitas, silicificaciones) acumulándose en ella óxidos de hierro.

El origen de estas estructuras ha sido motivo de diversas opiniones, por lo cual y de acuerdo a las evidencias petrográficas y de campo, podemos asumir que se deben fundamentalmente a dos procesos: por un lado vinculado con una interacción orgánica indirecta, tal como lo plantea Shinn (1968), con la formación de burbujas de gas por decaimiento de la materia orgánica, con la consiguiente formación de oquedades alineadas, y por otro lado a procesos de diagénesis tardía, representados por recristalización selectiva (Wolf, 1965).

Debido a la presencia abundante de evaporitas en este sitio (Mallín de la Cueva) sería aconsejable no descartar tampoco la hipótesis de una génesis a partir de la contracción de poros durante el desecamiento en zonas supratidales (Fischer, 1964), o bien por una inclusión de aire durante la exposición subaérea (Deelman, 1972).

F.- RECRISTALIZACION (REPRECIPITACION)

Este proceso de recristalización esparítica, aparece con frecuencia en las calizas de la Formación La Manga aflorantes en Mallín del Rubio y en los paquetes carbonáticos abultados de la Formación Auquilco, situados en Mallín de la Cueva.

Calcita esparítica de diferente hábito se encuentra como producto de recristalización fundamentalmente en braquiópodos, pelecípodos y equinodermos. También aparece como relleno de grietas o venas verticales a subverticales. Así por ejemplo, en Mallín del Rubio, encontramos grietas verticales rellenas con calcita escalenoédrica (fotos 19 y 23), en tanto que en

Mallín de la Cueva se presentan rellenas de calcita de dos tipos: escaledrada y fibrosa (foto 28).

Con respecto a las grietas y con el objeto de definir el origen de la recristalización pueden reconocerse dos variedades principales. Ambos tipos se caracterizan por su diseño, densidad, tipo de relleno y asociación con otras estructuras. Pueden denominarse: a) grietas friables (Flügel, op.cit.), formadas alrededor de partículas sólidas a partir de una malla de poros, y producidas antes o después de la compactación, y b) grietas de bordes angulosos, que a diferencia de las anteriores rompen a los granos, y se generan durante la diagénesis tardía.

Por lo anteriormente expuesto, es fácil deducir que los fenómenos de recristalización deben haber tenido lugar durante la diagénesis tardía o bien a posteriori de ella.

G.- SILICIFICACION

Existen a lo largo de la sierra en estudio diversas evidencias de silicificaciones debidas a distintos factores.

En Puesto Maripil se observan abundantes restos de pelecípodos y braquiópodos, y en menor parte de corales, los cuales están totalmente reemplazados por sílice amorfa a microcristalina. Hacia Mallín del Rubio, también aparecen gran cantidad de ooides (en su mayor parte superficiales) y restos esqueléticos silicificados. En Mallín de la Cueva y en Cerro Irigoyen, se observan silicificaciones alargadas e irregulares, confundibles a simple vista con corales, totalmente amorfas.

El pH, Eh y la composición química de las soluciones son los factores más importantes que influyen en la precipitación, y de este modo en el reemplazo diagenético.

Resulta cierto que la precipitación de los componentes no carbonáticos desde las soluciones depende de sus solubilidades y del cambio desde una solución coloidal a una solución verdadera. La sílice es transportada en solución verdadera, y además puede tener origen endógeno, como ser esqueletos silíceos tales como espículas, que sobre la solución pueden tener precipitados como calcedonia.

La silicificación existente en este extremo sur de la sierra puede asumirse como selectiva, ya que no afecta a la matriz que contiene a los esqueletos.

Para que se pueda producir silicificación, la sílice debe necesariamente ser transportada en solución verdadera; en esta condición pequeños cambios en el pH (por cuestiones orgánicas o inorgánicas, generales o locales) pueden provocar la precipitación silíceas. La provisión de sílice en las calizas, por otra parte, puede deberse a fenómenos de disolución de componentes microcristalinos dispersos en la masa carbonática (por ejemplo espículas). Por ello, su precipitación puede encontrar explicación en las siguientes alternativas: a) generación por parte de los restos orgánicos de condiciones locales favorables para la silicificación (decaimiento del pH por acción del CO_2), y b) precipitación directa a partir de soluciones confinadas en oquedades (cf. porificación) previamente formadas en la masa rocosa (precipitación inorgánica).

Al momento, el grado de conocimiento sobre procesos de silicificación no permite decidir sobre cuál de estas dos posibilidades es la más viable. No obstante, en la Formación La Manga se encuentran mayores evidencias de un control orgánico sobre la silicificación.

CAPITULO V - LITOFACIES

A.- CRITERIOS DE DIFERENCIACION	84
B.- LITOFACIES DE LA FORMACION LA MANGA	84
1.- Litofacies Wackestone-Packstone (WP)	85
2.- Litofacies de Boundstone coralígeno-algáceo (BCA)	87
3.- Litofacies de Mudstone tabular estratificado (MTE)	88
4.- Litofacies de Grainstone oolítico (GO)	91
5.- Litofacies de Mudstone macizo agrietado (MMA)	92
C.- LITOFACIES DE LA FORMACION AUQUILCO	94
6.- Litofacies de Evaporitas	94
7.- Litofacies de Abultamientos micríticos	97
D.- RELACION ENTRE COMPOSICION MODAL Y LITOFACIES	99
E.- DISTRIBUCION AREAL DE LAS LITOFACIES	101
F.- RELACION ENTRE LITOFACIES Y PALEOGEOGRAFIA GENERAL	103

A.- CRITERIOS DE DIFERENCIACION

A partir de los perfiles levantados a lo largo de la sierra de la Vaca Muerta, con el apoyo de los análisis petrográficos de muestras seleccionadas, y con el objeto de caracterizar la evolución del ambiente en donde se depositaron las sedimentitas carbonáticas de las formaciones La Manga y Auquilco, se han definido un conjunto de cinco litofacies para la Formación La Manga y dos para la Formación Auquilco, las que se han integrado en un único ciclo deposicional. El objetivo de esta caracterización litofacial es el de encontrar un esquema de evolución tiempo espacial del ambiente de depositación de las rocas estudiadas.

Se hace hincapié que una detallada información de los diferentes perfiles realizados se encuentra en el Apéndice, en donde además de la composición litológica de cada uno de los bancos, se analizan sus relaciones y contenido fosilífero.

El reconocimiento de litofacies se ha basado esencialmente en la textura y litología de las rocas carbonáticas, y en su estratofábrica tabular o bien abultada.

B.- LITOFACIES DE LA FORMACION LA MANGA

Como ya se tratara anteriormente, a las mencionadas calizas azuladas con gran diversidad faunística, se las puede dividir en dos secciones sobre la base de su estratofábrica a saber: tabular y abultada. Es así que, esta unidad encuentra un buen espesor en la extremidad austral de la sierra de la Vaca Muerta (Puesto Maripil), para luego aumentar paulatinamente hacia el norte (Mallín de la Cueva) donde ya se encuentran las litofacies pertenecientes a la Formación Auquilco. Se reconocen las siguientes litofacies:

- 1.- Wackestone-Packstone (WP)
- 2.- Boundstone coralígeno-algáceo (BCA)
- 3.- Mudstone tabular estratificado (MTE)
- 4.- Grainstone oolítico (GO)
- 5.- Mudstone macizo agrietado (MMA)

1.- Litofacies Wackestone-Packstone (WP)

Es la de mayor distribución areal comparada con el resto de las litofacies, ya que su desarrollo abarca desde Puesto Maripil hasta Mallín de la Cueva, manteniendo a lo largo de la sierra un espesor constante de aproximadamente 20 m.

Los tipos litológicos predominantes son los wackestones, con marcada participación de packstones, especialmente en Puesto Maripil, todos ellos de coloración gris azulado a gris claro.

Los componentes esenciales son los restos esqueléticos retrabajados, intraclastos y ooides (normales y superficiales) micritizados. El contenido de micrita oscila entre un 20 y 80%.

Los restos esqueléticos (20%) están representados fundamentalmente por valvas finas y medianas de pelecípodos (Gryphaea sp.) y braquiópodos, y en menor proporción espinas de equinodermos (Cidaris sp.), artejos de crinoideos, algas philloides y fragmentos de corales mal conservados (fotos 4, 5 y 6).

Los intraclastos (13%) son pequeños y bien redondeados, en su totalidad micríticos, como así también calciesferas y pellets (5%), los que carecen de estructura interna alguna (foto 12).

En forma subordinada se encuentran ooides normales, redondeados y esferoidales, de tamaño medio de 200 micrones, con textura radial difusa. Resultan escasos los ooides superficiales.

Un rasgo característico lo denota la presencia de silicoclastos de cuarzo de hasta 2 mm, límpidos, subangulosos, los que se disponen agrupadamente en forma mayoritaria en los paquetes de packstone acompañando a las mayores concentraciones esqueléticas.

La estratofábrica que caracteriza a esta litofacies es la de tipo tabular, muy gruesa, masiva en la base y con contactos netos. Posee estratificación planar mediana, en partes ondulítica no muy bien definida.

Entre los estratos de packstone se pueden observar delgadas intercalaciones (0,01 a 0,05 m.) de pelitas calcáreas y areniscas gris verdosas (foto 17).

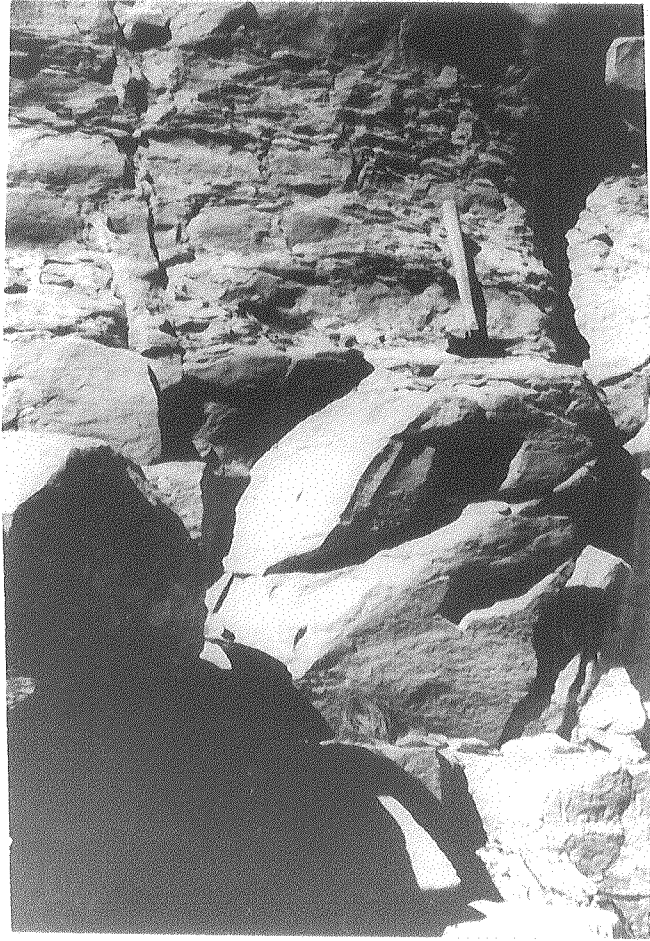


Foto 17.- Litofacies 1 (Wackestone-packstone)
con areniscas gris verdosas intercaladas.

2.- Litofacies de Boundstone coralígeno-algáceo (BCA)

Se considera, dentro de la clasificación de Embry y Klovan (1972) (ver figura 4), que la textura específica de esta litofacies puede encuadrarse como framstone, en donde los organismos que se encuentran en este sitio (corales y algas, en forma mayoritaria) actúan como constructores del armazón.

En sentido regional su desarrollo es limitado, ya que se encuentra presente solamente desde Puesto Maripil hasta Manzano Grande.

Está integrada exclusivamente por corales escleractínidos y algas philloides (76%), todos ellos englobados en una micrita (13%) más o menos recristalizada, con escasos pellets de tamaño pequeño y subredondeados, así como calciesferas micritizadas y ocasionalmente intraclastos.

Los corales son de hábito ramoso, de 2 a 8 cm. de diámetro, llegando en casos excepcionales a 40 cm., se encuentran perforados y con sus extremos fragmentados, reemplazados por sílice amorfa. La mayoría de los mismos están en posición vital, tanto solitarios como coloniales; pertenecen al género Columnastrea cf. antiqua Gerth (orden Scleractinia) (foto 1).

Hacia la parte superior del cuerpo comienzan a aparecer algas philloides en donde se observan tabiques cóncavo-convexos que atraviesan transversalmente al fósil sin dejar comunicación interna alguna. Algunas de estas algas presentan bifurcaciones en sus extremos.

Esta litofacies yace sobre la anteriormente descrita (wackestone--packstone) mediante un contacto neto y abrupto. Se presenta como un estrato masivo de aproximadamente 10 m. de espesor, localmente de aspecto abultado (fotos 2 y 3).

3.- Litofacies de mudstone tabular estratificado (MTE)

Al igual que la litofacies 1, presenta una buena distribución areal, encontrándose en todos los perfiles con variable desarrollo. Es así que en Puesto Maripil muestra la menor potencia con sólo 0,50 m.; hacia Mallín del Rubio N° 1 aumenta su espesor a 9 m. e incluye bochones silíceos y lentes acuñados de wackestone arenosos fosilíferos (amonitas) y en Mallín del Rubio N° 2 suma un total de 25 m. con similares características; sigue el incremento en potencia en Mallín de la Cueva (32 m.), en aparente continuidad hacia el norte.

Se compone de calizas micríticas (mudstone), gris oscuras hasta gris oliva claro en superficie de meteorización, con estratofábrica tipo tabular, en paquetes medianos y definidos por contactos netos y planares de escala mediana (foto 18).

Resulta portadora de valvas finas de pelecípodos y amonitas (Perisphinctes spp.) mal conservados en escaso porcentaje (3%).

Es dable remarcar que esta litofacies contiene a la dolomitización mencionada anteriormente, que por otra parte solo se encuentra en Puesto Maripil.

Estas sedimentitas muestran un sistema de grietas verticales a sub-verticales rellenas de calcita escalenoédrica (foto 19), probablemente producidas por diagénesis tardía.



Foto 18.- Paquete calcáreo de geometría externa tabular dispuesto en la litofacies 3 (Mudstone tabular estratificado).

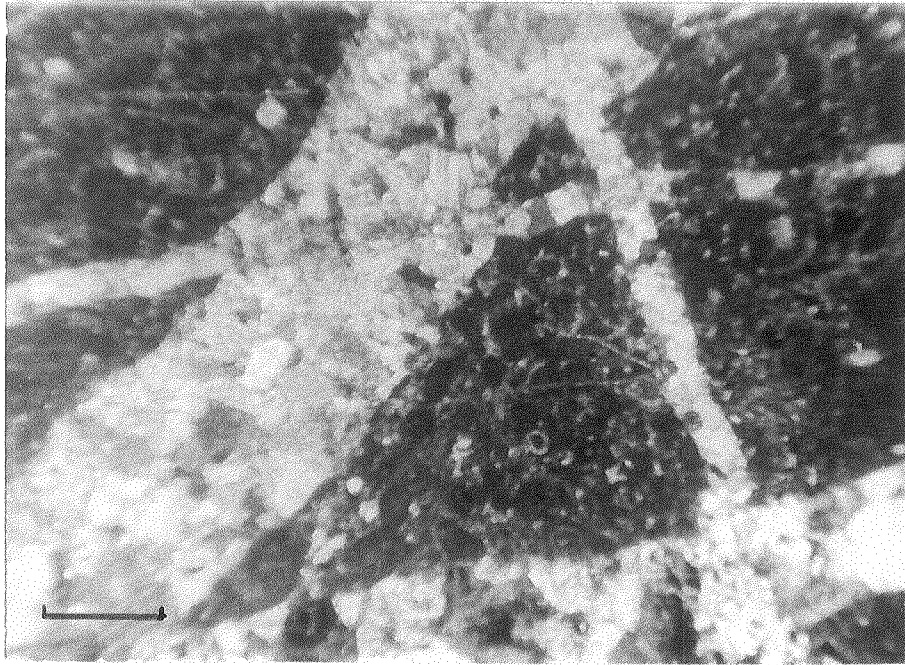


Foto 19.- Distintas camadas de grietas rellenas con calcita escalenoédrica en la litofacies 3 (Mudstone tabular estratificado). (3,5X).
Escala: 0,5 mm.

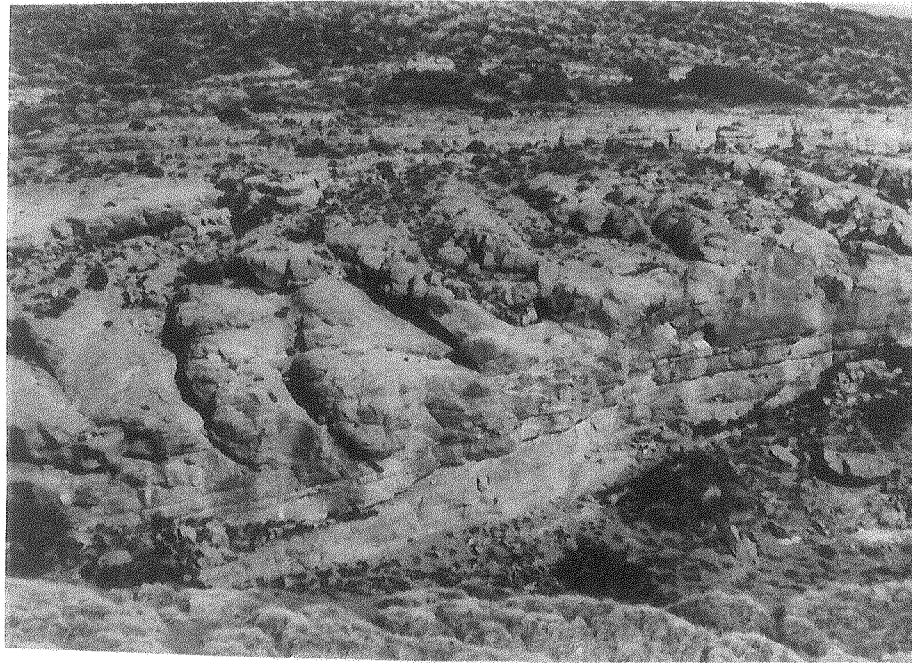


Foto 20.- Packstone intraclástico-esquelético de geometría lensoidal en Mallín del Rubio.

4.- Litofacies de Grainstone oolítico (GO)

Esta litofacies se desarrolla por encima de la secuencia coralígena, pero con menor participación de organismos, desde Puesto Maripil hasta Mallín del Rubio.

En lo que se refiere a nomenclatura, se creyó conveniente a los efectos prácticos, designar con el término de ooides a todos los individuos o partículas carbonáticas de tamaño más o menos esférico o elipsoidal, conteniendo un núcleo y una laminación concéntrica. Para las rocas carbonáticas compuestas esencialmente por ooides se emplea el adjetivo de oolítico; de esta manera la litofacies en cuestión se designa como grainstone oolítico.

Predominan ampliamente en esta litofacies ooides de varios tipos (normales y superficiales)(fotos 7, 9 y 11) ya descritos en el capítulo precedente, en un total de 51%, con una participación secundaria de corales, algas philloides y restos esqueléticos no diferenciables (12%), como así también intraclastos micríticos, pellets y silicoclastos (20%).

La estratofábrica es de tipo tabular, siendo localmente abultada lensoidal. Los bancos son medianos a gruesos con contactos netos; no presenta estructuras internas, pero sí superficies de disolución.

Un rasgo de importancia se observa en Mallín del Rubio, pues allí se produce un reemplazo de esta litofacies, que pasa a un packstone intraclástico-esquelético, marcadamente lensoidal (foto 20) y con un contenido aproximado al 30% de intraclastos micríticos y bioclastos. Este cuerpo denota un desarrollo localizado, ya que no está presente en Mallín de la Cueva, donde se interdigita con la litofacies 5 (MMA).

5.- Litofacies de mudstone macizo agrietado (MMA)

En los perfiles levantados en Mallín del Rubio se observa que sobre la litofacies de mudstone tabular estratificado se desarrollan cuerpos de aspecto lensoidal, de base plana y techo convexo, con estratofábrica abultada y textura netamente micrítica.

Estos cuerpos calcáreos, tipo "mud-mounds" (Heckel, 1974) poseen pendientes de más de 40°, con potencias individuales que oscilan entre 5 y 10 m., extendiéndose a lo largo de 150-200 m. desde Mallín del Rubio en dirección al Mallín de la Cueva (fotos 21 y 22).

En general presentan formas solitarias y están constituidos por fragmentos esqueletales (corales y pelecípodos) diseminados en una matriz micrítica de color gris oliva, con abundantes grietas verticales a subverticales rellenas de calcita fibrosa y rasgos de exposición subaérea. Además contienen intraclastos, calciesferas y pellets, en porcentaje reducido.

De acuerdo con los cortes delgados de las micritas de estos cuerpos abultados, se puede establecer una diferenciación interna en los mismos. Encontramos que, hacia la base están compuestos por un mudstone-wackestone esquelético (braquiópodos); hacia arriba continúa un mudstone bastante potente, con rasgos de exposición subaérea y de diagénesis tardía, como lo son estructuras "birdseyes", cementación y venas rellenas de calcita (foto 23), y remata en una capa superficial de grainstone bioclástico. Podemos decir que se asemeja a la distinción de facies del núcleo realizada por Wilson (1975). Además se observan facies de flanco compuestas por mudstone-wackestone bioclástico parcialmente litificados.



Foto 21.- Cuerpos abultados (mud-mounds) pertenecientes a la litofacies 5 (Mudstone macizo agrietado).

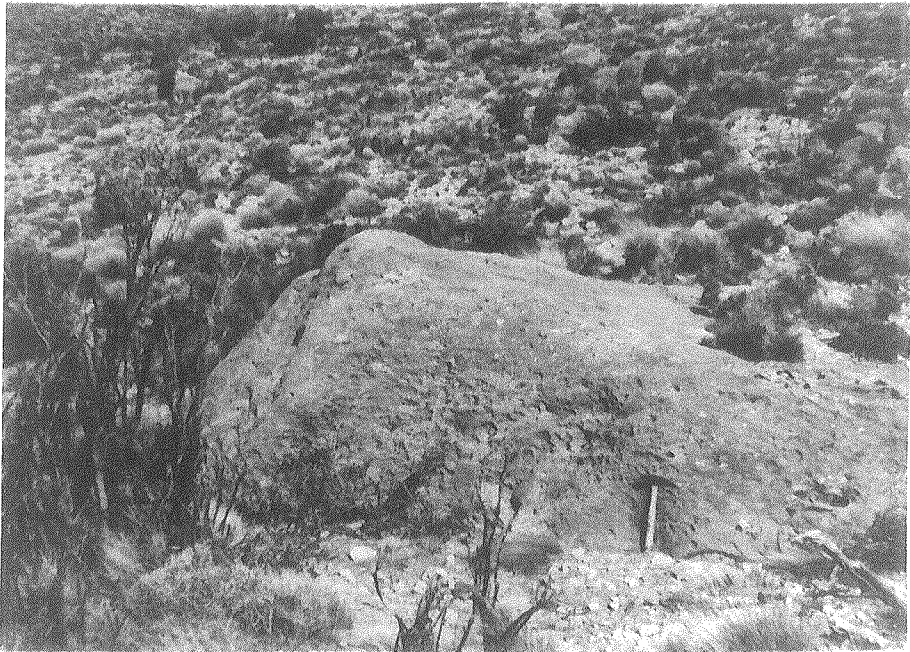


Foto 22.- Detalle foto 21.

C.- LITOFACIES DE LA FORMACION AUQUILCO

Desde el Mallín del Rubio, sitio donde aparecen los primeros afloramientos de evaporitas, hacia el norte, en Mallín Quemado, donde se aprecian potentes espesores de yeso, anhidrita y calizas inmersas en las evaporitas, se suceden dos litofacies pertenecientes a la Formación Auquilco:

6.- Evaporitas (E)

7.- Abultamientos micríticos (AM)

6.- Litofacies de evaporitas (E)

Presenta un desarrollo disímil en lo que respecta al ámbito de la sierra en sí, ya que desde Mallín del Rubio, sitio más austral en el que se registra ésta litofacies, posee un espesor bastante reducido (14,5 m.), incrementándose en dirección noreste, no sólo en forma areal sino también en potencia (Mallín de la Cueva) donde alcanza espesores del orden de los 350 m., interdigitándose con las calizas de la Formación Auquilco. (foto 25).

Principalmente está constituida por yeso blanco, en partes estratificado y en otras masivo y de fractura terrosa, con anhidrita subordinada hacia el tope de dicha secuencia, dispuesta en pequeños bancos que alcanzan 15-20 m. de espesor con estructura interna tipo nodular (foto 24).

Los nódulos de yeso son ovoidales a subsféricos y poseen un diámetro entre 3 y 5 cm. no presentando contactos mutuos entre sí.

No se han reconocido niveles con halita, lo que indicaría la fase final del ciclo evaporítico.

Resulta importante remarcar que hacia sectores septentrionales de la cuenca Neuquina, esta litofacies evaporítica grada a depósitos calcáreos que se diferencian de los pertenecientes a la Formación La Manga por poseer una composición muy variada, color blanquecino y estratofábrica netamente abultada.

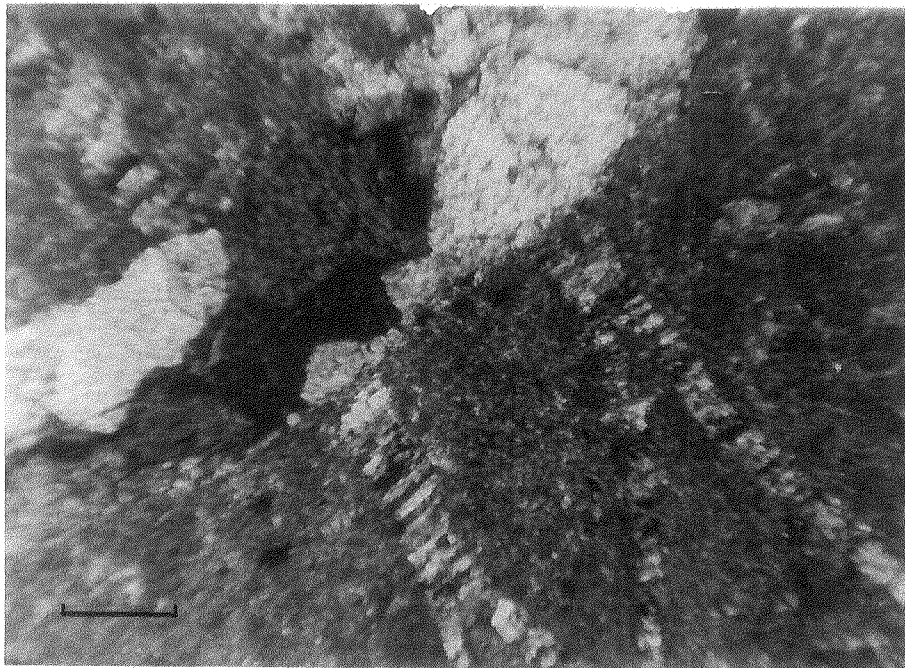


Foto 23.- Sistemas de grietas rellenas con calcita en Mallín de la Cueva (3,5X).Escala: 0,5 mm.



Foto 24.- Afloramientos australes (M. del Rubio) de la Formación Auquilco. Nótese en la parte superior la litofacies de Abultamientos micríticos y en la inferior la litofacies de evaporitas.



Foto 25.- Sección calcáreo-evaporítica de la Formación Auquilco en Mallín de la Cueva.

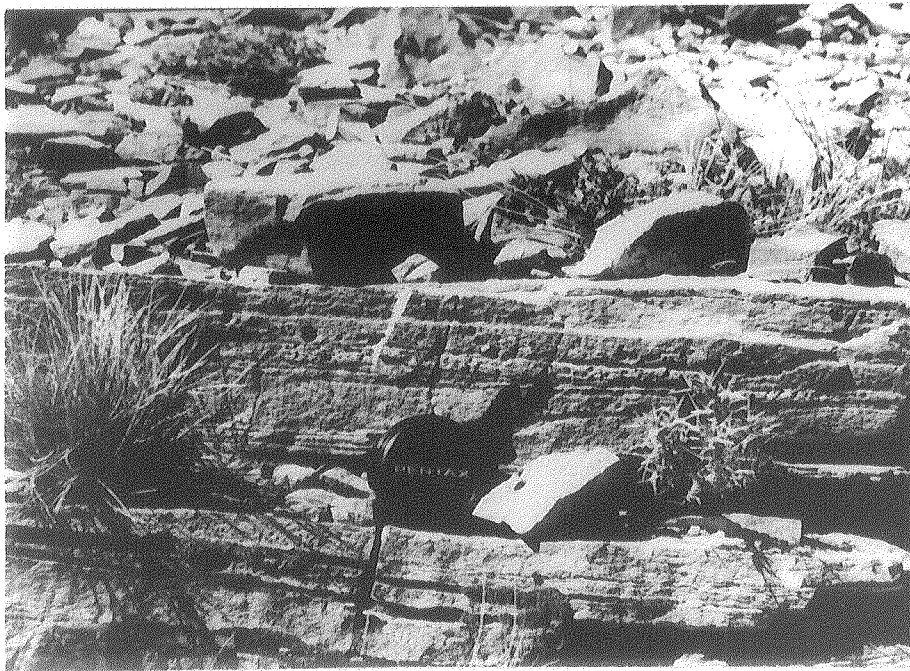


Foto 26.- Laminación estromatolítica presente en la litofacies 7 (Abultamientos micríticos).

7.- Litofacies de Abultamientos micríticos (AM)

Se designan con este nombre a cuerpos en forma de montículos de gran desarrollo a lo largo de la sierra, desde Mallín del Rubio hasta Mallín Quemado, y que se encuentran intercalados dentro de la litofacies de evaporitas. Su espesor individual oscila entre los 3 a 6 m., pero cuando se encuentran superpuestos pueden alcanzar hasta potencias de 30 m. y una longitud de pocos cientos de metros.

Están compuestos por calizas finas, micríticas (mudstone), de color oscuro, con una laminación dada por la presencia de algas estromatolíticas (foto 26), sobre todo en su parte superior, con núcleo bien masivo.

Hacia el noreste, en Mallín de la Cueva, se observa una brecha basal calcárea-yesosa, característica de estos abultamientos, formada por clastos de caliza micrítica.

Poseen abundantes estructuras de origen diagenético tales como: estructuras birdseyes de pequeña escala, tipo huecos planares (Shinn, 1968), de 1 a 3 mm. de alto por varios mm. de ancho (foto 27); estilolitas tipo sutural (Park y Shot, 1968), que por lo general representan estilolitas horizontales, puesto que aparecen paralela o casi paralelamente a la estratificación, extendiéndose por 1 m. o más lateralmente, y por último grietas verticales a subverticales rellenas de calcita fibrosa y escalenoédrica (foto 28).



Foto 27.- Estructura "birdseyes" tipo huecos planares de pequeña escala.

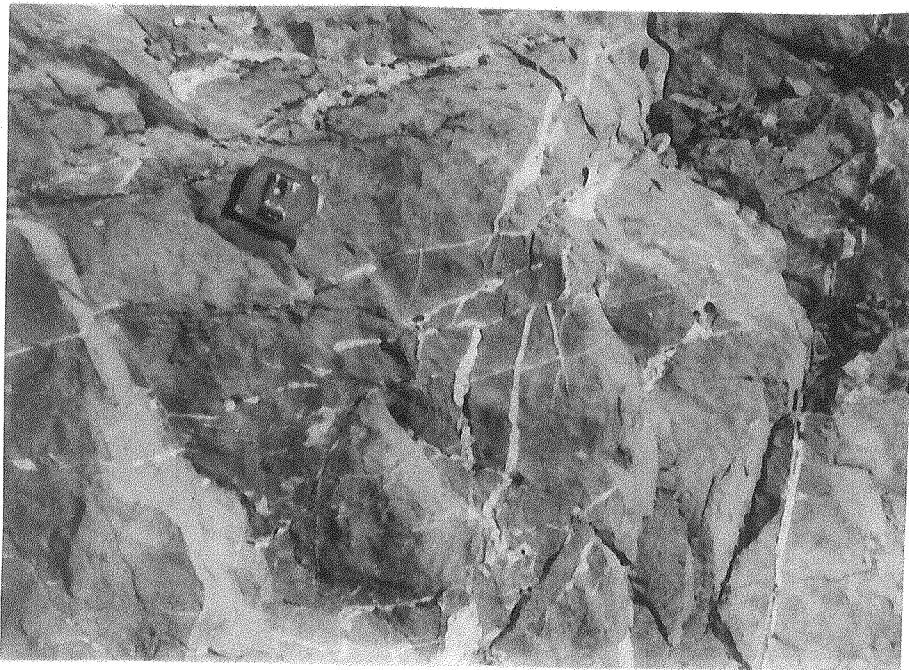


Foto 28.- Grietas verticales a subverticales en la litofacies 7 (Abultamientos micríticos) presentes en Mallín de la Cueva y Cerro Irigoyen.

D.- RELACION ENTRE COMPOSICION MODAL Y LITOFACIES

Una vez definidas tanto el tipo de componentes de las rocas carbonáticas como así también las litofacies, es posible efectuar el análisis comparativo entre ambos atributos texturo-composicionales en las mismas.

En la figura 17 se pueden apreciar los diagramas circulares que representan el contenido medio de los componentes esenciales de las calizas en cada una de las litofacies, con la excepción de las litofacies 6 (E) por ser netamente evaporítica.

Existe indudablemente una amplia gama de variedades en cuanto al contenido de los restos esqueléticos. Así se observa cómo la litofacies 2 (BCA) está compuesta prácticamente en un 85% por restos de corales, algas y equinodermos, entre otros, con un porcentaje de micrita que no supera el 13%.

A excepción de las litofacies 2 (BCA) y 4 (GO), el resto presenta contenidos importantes de micrita, tal como es el caso de las litofacies 3 (MTE), 5 (MMA) y 7 (AM), con valores superiores al 90%.









En lo que respecta a los componentes aloquímicos, en particular resulta notable el contenido de ooides e intraclastos de la litofacies 4 (GO). Estos componentes solo vuelven a aparecer en la litofacies 1 (WP) donde alcanzan un contenido de alrededor del 30% en total.

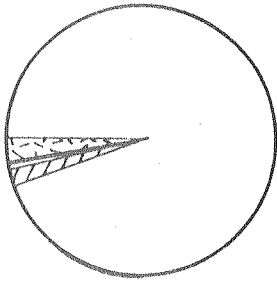
En cuanto al porcentaje de terrígenos silicoclásticos, podemos decir que en general es despreciable, salvo en la litofacies 4 (GO) con casi 5% y en menor medida en la litofacies 1 (WP) con un 3%.

Evidentemente existe una clara diferenciación en cuanto a la energía del medio de depositación de las litofacies con contenidos ponderables de componentes aloquímicos, como es el caso de las litofacies 2 (BCA) y 4 (GO), en comparación con aquellas que poseen una marcada presencia mayoritaria de micrita tales como las litofacies 3 (MTE), 5 (MMA) y 7 (AM). Esto nos está indicando una mayor energía del medio de depositación en las que tienen mayor desarrollo en la zona de Puesto Maripil.

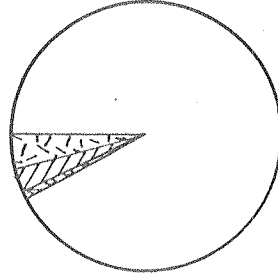
Por su parte, y de acuerdo a su distribución y composición, la litofacies 1 (WP) no puede encuadrarse en ninguno de estos dos grupos,

Referencias

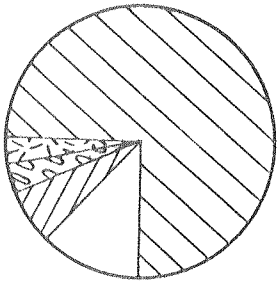
-  restos esqueletales in situ.
-  restos esqueletales retrabajados.
-  ooides.
-  intracriastos.
-  pellets.
-  silicoclastos.
-  micrita.
-  cemento.



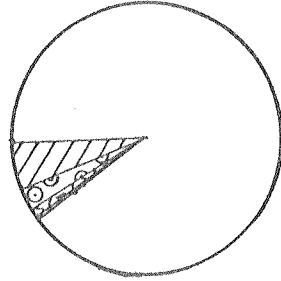
Lit. 3



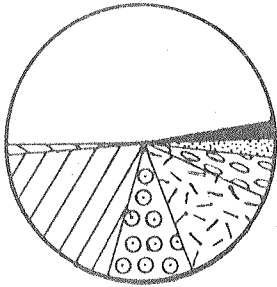
Lit. 7



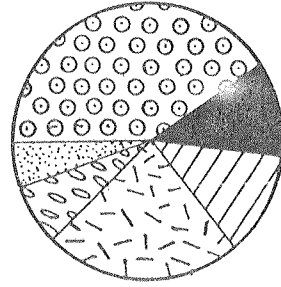
Lit. 2



Lit. 5



Lit. 1



Lit. 4

Figura 17.- Diagramas circulares de porcentaje de componentes esenciales, en las diferentes litofacies determinadas (a excepción de la litofacies 6 por ser netamente evaporítica).

sino que evidentemente su gran desarrollo regional hace que pase de un medio de gran energía (Puesto Maripil) a otro de menor energía (Mallín de la Cueva).

E.- DISTRIBUCION AREAL DE LAS LITOFACIES

En la figura 18a se observa un corte esquemático de la secuencia calcárea-evaporítica, nivelado a la base de la Formación Tordillo, donde se pueden apreciar las relaciones existentes entre las litofacies, tanto en forma vertical como areal.

En primer término, y vinculado a las litofacies establecidas para la Formación La Manga, se observa en el sector sur (Puesto Maripil) la existencia de una amplia gama de litofacies de poco espesor, como lo son las litofacies 1 (WP), 2 (BCA), 3 (MTE) y 4 (GO). Además, la litofacies 1 (WP) presenta en este sector un desarrollo particular, ya que resulta predominante la textura packstone sobre wackestone, a diferencia del resto de la sierra.

La litofacies 2 (BCA) y 4 (GO) tienen en Puesto Maripil el sitio exclusivo de acumulación; la primera, por su naturaleza netamente biogénica, se mantiene restringida a este sitio que presenta las condiciones favorables para su desarrollo, y la segunda evidencia una zona de gran energía del medio de depositación.

La litofacies 3 (MTE) muestra un desenvolvimiento disímil a lo largo de la sierra; en Puesto Maripil presenta el menor espesor, el que va aumentando paulatinamente en Mallín del Rubio, con interdigitación de bancos de wackestones, hasta llegar a su máxima expresión en Mallín de la Cueva. (figura 18a).

Por su parte, la litofacies 5 (MMA) está muy restringida a la zona del Mallín del Rubio.

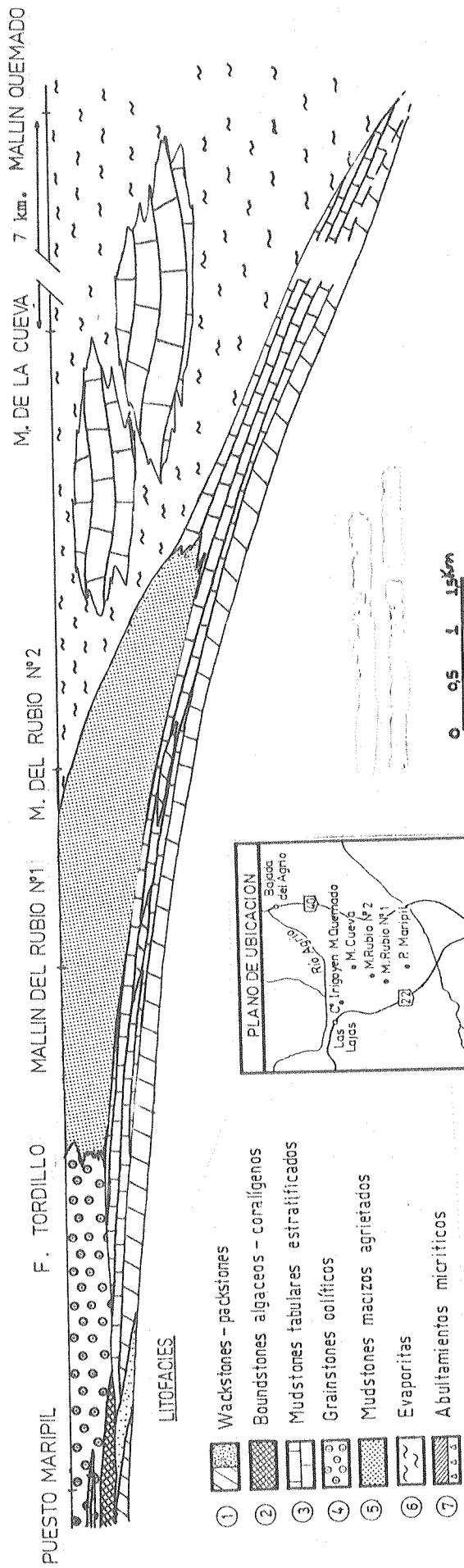
Ya dentro de la Formación Auquilco, observamos que el desarrollo de sus facies es por demás localizado. Se limita, siempre dentro del área de estudio, al ámbito del Mallín de la Cueva y Mallín Quemado. Los primeros

FIGURA 18a

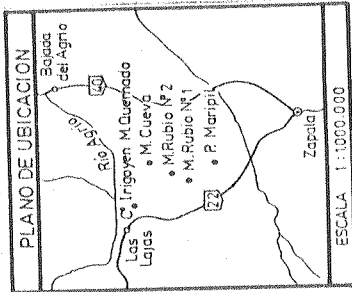
ESQUEMA LITOFACIAL DE LAS Fms. LA MANGA Y AUQUILCO
 Sa. de la VACA MUERTA

N

S



- LITOFACIES
- ① Wackstones - packstones
 - ② Boundstones algaicos - coraligenos
 - ③ Mudstones tabulares estratificados
 - ④ Grainstones oolíticos
 - ⑤ Mudstones macizos agrietados
 - ⑥ Evaporitas
 - ⑦ Abultamientos micríticos



afloramientos de la litofacies 6 (E) se sitúan en Mallín del Rubio, pero en forma poco potente y localizada; hacia Mallín de la Cueva van aumentando en espesor hasta llegar a Mallín Quemado, con máxima potencia (figura 18a).

Incluidos en las evaporitas se encuentran los abultamientos micríticos de la litofacies 7 (AM), los que se aprecian en los perfiles de Mallín de la Cueva y Mallín Quemado (figura 18a).

Resulta importante, a los fines de una posterior interpretación, que tanto la litofacies 7 (AM) como la litofacies 5 (AM), si bien poseen características petrográficas similares, no tienen el mismo origen y su sedimentación no ha sido coetánea, por lo que son interpretadas independientemente.

F.- RELACIONES ENTRE LITOFACIES Y PALEOGEOGRAFIA GENERAL

Sobre la base de las relaciones de yacencia de las litofacies, como así también de la paleogeografía original y carácter evolutivo de la secuencia, se pueden establecer una serie de tres eventos en este marco, lo que da por resultado un modelo evolutivo litofacial para la sedimentación calcárea-evaporítica en estudio.

En nuestro concepto, el primer evento (I) sedimentario que caracteriza a la Formación La Manga es la depositación a lo largo de toda la sierra de la litofacies 1 (WP), a la que se asocia verticalmente en muchos sectores la litofacies 3 (MTE). Las evidencias de campo, en especial, desarrollo lateral, espesores y geometría general, permiten suponer que este primer evento está vinculado a un ambiente de rampa carbonática homoclinal desarrollada sobre la topografía original de la Formación Lotena.

El concepto de rampa carbonática (Irwin, 1965), está relacionado a un ambiente con una muy suave pendiente epicontinental caracterizado por variaciones progresivas en la energía de los agentes, los que obviamente controlan los tipos y distribución de sedimentos calcáreos.

En este sentido, Irwin (op.cit) divide a la rampa carbonática en tres zonas energéticas, de acuerdo a la posición del nivel base de olas;

de este modo obtiene: la zona x, mas profunda, ancha, de baja energía, y de mar abierto por debajo del nivel base de olas; la zona y, de profundidad intermedia a baja, de alta energía y en donde la base de olas influye sobre el fondo; esta zona termina en el punto en el cual la energía de las olas y las mareas se disipa por fricción, y la zona z, de poca profundidad y energía, con escasa circulación, ausencia de mareas y donde la única agitación del medio es aquella provocada por eventuales tempestades.

Los tipos texturo-composicionales de las litofacies 1 (WP) y 3 (MTE) indican que las condiciones generales de depositación responden a un ambiente de baja energía. Se asume por lo tanto, que podría asemejarse a una depositación en la zona x, considerada relativamente la más profunda y compuesta por sedimentos muy finos (mudstone) (fig. 18b).

Ahora bien, la presencia en Puesto Maripil de textura tipo packstone dominante sobre wackestone en la litofacies 1 (WP), y la práctica ausencia de la litofacies 3 (MTE) permiten sugerir que hacia el extremo sur se pasa a la zona y, es decir, de menor profundidad y mayor energía.

La observación de la figura 18a, permite apreciar entonces que para el evento I se definen zonas de distinto nivel de energía, la septentrional con dominio de mudstone (zona x profunda), la central con wackestone-mudstone (zona x menos profunda), y la austral con packstone y wackestone subordinados, pertenecientes a la zona y.

A su vez, existe un decrecimiento del influjo clástico desde Puesto Maripil hacia el norte, situación que estaría dando pruebas de un desarrollo de rampa carbonática.

Un segundo evento queda definido en el sector sur de la sierra por el desarrollo de la litofacies 2 (BCA) y 4 (GO).

Es evidente que las condiciones imperantes en la zona y de la rampa carbonática han sido las mas propicias para el desarrollo de organismos incrustantes y envolventes (algas y corales) que poseen gran capacidad de bioconstrucción y bioacumulación. Entendemos que, como resultado de esta importante actividad orgánica, la rampa original tendió progresivamente a modificar su geometría pasando a conformar una típica plataforma carbonática.

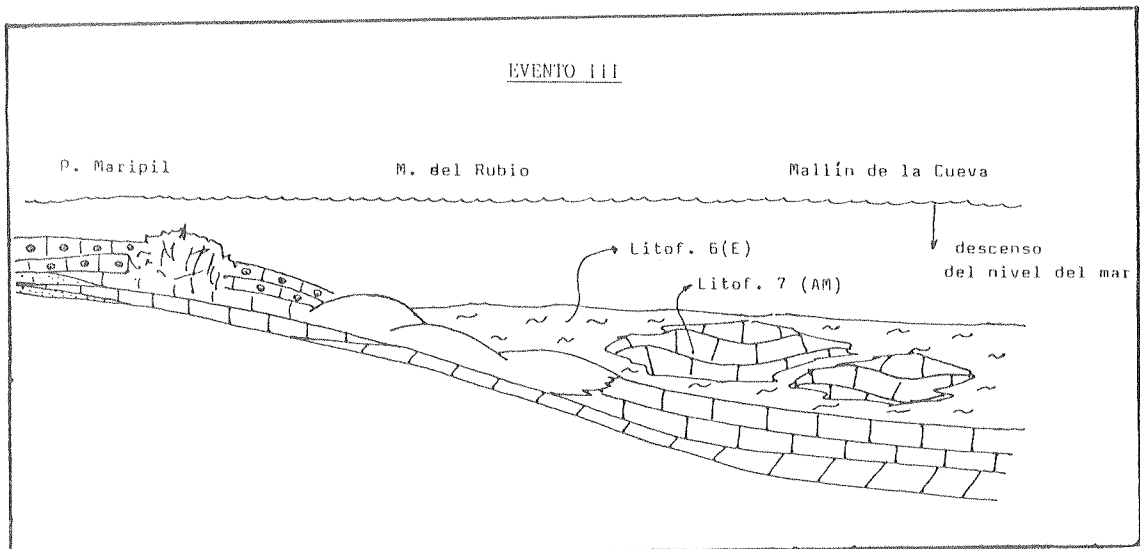
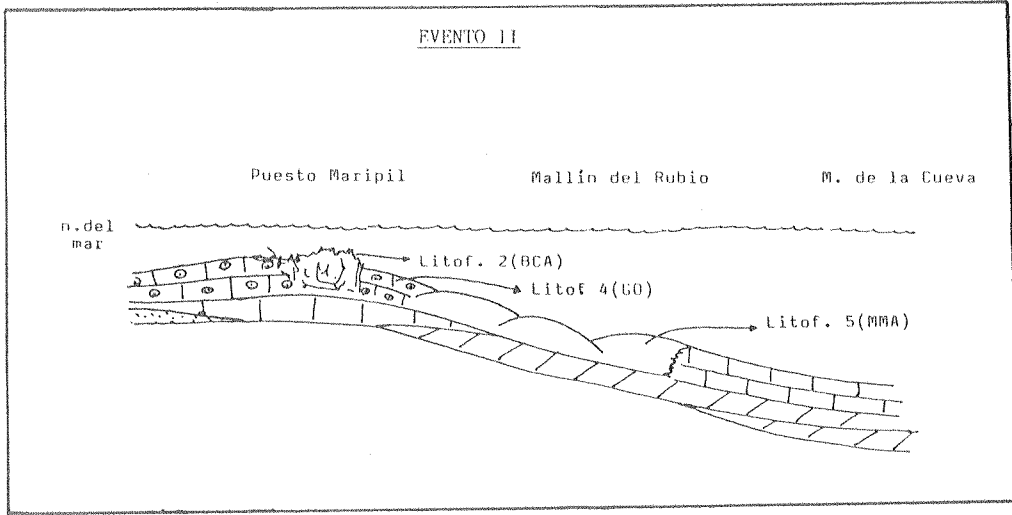
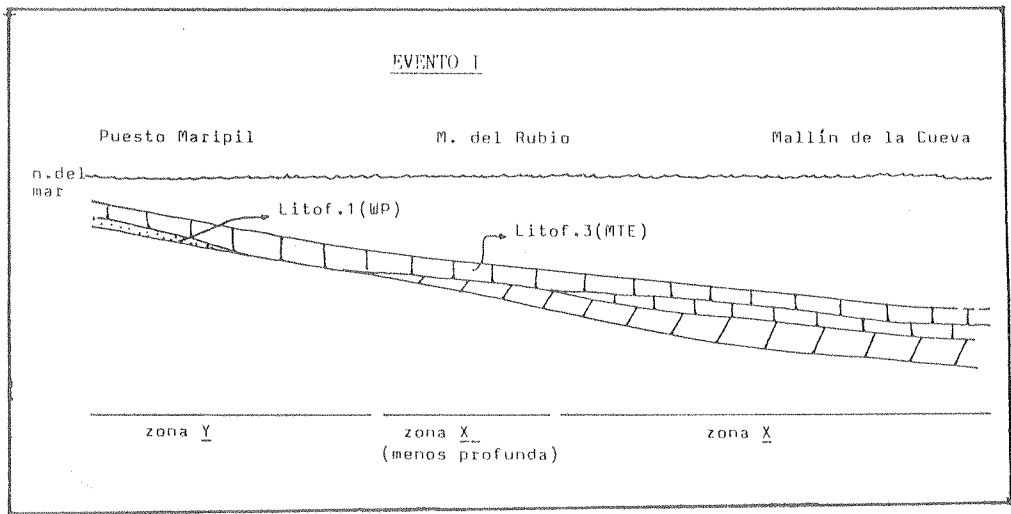


Figura 18b.- Modelo evolutivo para la secuencia calcárea-evaporítica.

Vale agregar que en la literatura son frecuentes las menciones del desenvolvimiento de cuerpos arrecifales en los márgenes de plataforma preexistentes (Heckel y Cocke, 1969; Heckel, 1974; Flügel y Steiger, 1981).

Con todo, en nuestro caso, las evidencias apuntan a la transformación de una rampa en plataforma.

El evento de plataforma queda entonces definido por los siguientes atributos: a) presencia de las litofacies 2 (BCA) y 4 (GO), exclusivamente en el extremo austral de la sierra (Puesto Maripil) y b) pasaje lateral en dirección al norte a litofacies de menor granulometría y energía. Ambos atributos se desarrollan inmediatamente por encima de las litofacies atribuidas al evento I de rampa carbonática.

Evidentemente, la zona de Puesto Maripil vuelve a representar al área de máxima energía del ambiente. Por una parte resultó un sitio clave para el desarrollo de organismos incrustantes y envolventes con el consecuente crecimiento de cuerpos arrecifales de pequeñas dimensiones.

Por otra, la escasa profundidad y fuerte remoción por corrientes asociadas con oleaje favorecieron el crecimiento de bancos compuestos especialmente por estructuras oolíticas. En síntesis, el evento II en esta región de escasa profundidad y alta remoción se caracteriza por cuerpos biogénicos que a posteriori fueron cubiertos por sistemas migratorios de barras detríticas (oolíticas).

Es así que el evento II en Puesto Maripil, puede compararse con el tipo III de la facies 5 (de margen de plataforma) del modelo de facies elaborado por Wilson (1975). En él, el crecimiento de los organismos está determinado tanto por la alta energía del medio, como por la presencia de organismos constructores muy activos (algas y corales).

Si bien el desarrollo vertical de la secuencia biogénica no resulta muy acentuado, se la vincula con el tipo III de Wilson (op.cit) porque está constituida por abundante material bioclástico, posee una zonación ecológica bien marcada y constituye (por su geometría) un obstáculo ante las olas y mareas.

Por todo lo expuesto, la litofacies 2 (BCA) y la litofacies 4 (GO) estarían enmarcadas en el ambiente de borde o margen de plataforma (Puesto

Maripil), que posee características típicas tales como: una sedimentación carbonática marina marginal o somera proclive a la formación de cuerpos arrecifales, delimitación del área de sedimentación por carbonatos de alta energía, escaso influjo clástico, importantes rasgos de exposición subaérea, salinidad normal, organismos "stenohalinos" (que tienen baja tolerancia a variaciones de la salinidad, como braquiópodos, algas, equinodermos), aguas bien oxigenadas, e importante cementación tanto fibrosa radial como granular.

Hacia Mallín del Rubio, el evento II está representado por la litofacies 5 (MMA), con características muy particulares, que de acuerdo a lo ya expresado anteriormente, responde a pequeñas estructuras domales de fango micrítico (mud-mounds), con importantes venaciones y cementación. De acuerdo a las ideas de Wilson (op.cit), Pando y Gulisano (op.cit) estos cuerpos denotan un doble mecanismo de depositación, ya sea por bioconstrucción a partir de organismos incrustantes (algas), o por acumulación de sedimentos, por acción de olas y corrientes. Se asume entonces que el origen de dichos mud-mounds puede ser mixto: combinación de organismos y de fuerzas hidrodinámicas (Füchtbauer y Müller, 1970).

La litofacies 5 (MMA) tiene un desarrollo localizado solamente en Mallín del Rubio, y de acuerdo con el modelo de Wilson (op.cit) puede considerarse equivalente al tipo I de la facies 5 (de margen de plataforma). Estos depósitos son típicos de aguas quietas, propias de zonas de baja pendiente del talud de la plataforma. En general se ubican en los sectores medios y altos del talud de la plataforma. Con todo, en algunos casos es posible que la parte superior de dichos montículos pueda alcanzar la zona de acción de olas y servir como base para otro crecimiento orgánico (Wray, 1962; Wilson, 1970, 1974; Gwinner, 1971).

En síntesis, el evento II muestra un desarrollo de litofacies de borde externo de plataforma en el extremo sur de la sierra y de litofacies de talud de plataforma en dirección al norte (figura 18b).

No se descarta, por lo tanto, que futuras investigaciones mas al sur del área estudiada, permitan definir a las asociaciones de litofacies típicas de los sectores internos de la plataforma (depósitos de ambiente restringido, facies de sabhka, etc).

Por último, se define al evento III, que involucra a la Formación Auquilco y que aparece en las zonas de Mallín de la Cueva y Mallín Quemado (figura 18a). En este caso se asocian dos litofacies: 6 (E) y 7 (AM).

Resulta muy evidente que a medida que decrece en espesor las calizas de la Formación La Manga, aumentan en potencia las evaporitas de la litofacies 6 (E); esto es apreciable desde Mallín del Rubio en dirección al norte (Mallín de la Cueva-Mallín Quemado) (figura 18a).

Los importantes espesores de las evaporitas de la Formación Auquilco, mostrados mediante mapas isopáquicos y perfiles, llevaron a Pando y Gulisano (1978) a sugerir que estas sedimentitas responden a depósitos de centro de cuenca (figura 18b).

Los abultamientos micríticos inmersos dentro de la masa yesosa, han sido depositados en forma conjunta con la misma. En nuestra opinión, representan oscilaciones del nivel del mar, que estuvieron acompañadas por variaciones de salinidad (hipersalino a normal, y viceversa).

Así, los descensos del nivel del mar estarían evidenciados en los abultamientos micríticos por la gran cantidad de rasgos de exposición subaérea.

Los procesos de sedimentación del evento III pueden explicarse en concordancia con Pando y Gulisano (1978), de la siguiente manera: en una primera etapa, se interrumpe la depositación de yeso por un episodio transgresivo, con el consiguiente establecimiento de una fauna marina. Se eleva el porcentaje calcáreo dado por la producción orgánica en condiciones de baja turbidez.

Sobreviene luego un descenso del nivel del mar y un constante incremento en los valores de la salinidad, creándose condiciones favorables para la precipitación de evaporitas.

Correlativamente, los organismos "stenohalinos" van desapareciendo, quedando solamente las algas. Los cuerpos carbonáticos comienzan a inhibir su crecimiento y a manifestarse sobre ellos los rasgos de exposición subaérea y fenómenos sindiagenéticos mencionados poco mas arriba. Vale agregar que, cuando se presentan dos o más cuerpos carbonáticos imbricados, se

observan entre ellos una superficie de erosión coronada por brechas y cementada por material carbonático pulverulento, denominada "corteza de exposición" (Pando y Gulisano, op.cit).

En una etapa final, y en el climax de la regresión se hace plena la precipitación de evaporitas y resulta inhibida la de carbonatos.

En definitiva, en nuestra opinión la depositación evaporítica-carbonática de este evento es producida por oscilaciones en el nivel del mar acompañada por marcados cambios en la salinidad. Así, ascensos relativos del nivel del mar favorecen la formación de abultamientos carbonáticos y dilución de las salmueras nuevas, mientras que los descensos relativos del nivel del mar llevan a un aumento de salinidad, precipitación de evaporitas e inhibición de los abultamientos micríticos, con la formación de estructuras diagenéticas y abundantes rasgos de exposición.

CAPITULO VI - COMPOSICION QUIMICA DE LOS CARBONATOS

1.- Factores fisico-químicos	110
2.- Procesos orgánicos	110
3.- Procesos inorgánicos	111
COMENTARIOS Y CONSIDERACIONES TEORICAS	112
1.- RESIDUO ACIDO INSOLUBLE	112
2.- ISOTOPOS ESTABLES	113
3.- ELEMENTOS TRAZAS	115
3.1.- Definición y alcances	115
3.2.- Usos de los elementos trazas	116
3.3.- Diferenciación geoquímica	116
3.4.- Consideraciones teóricas sobre la geoquímica de los elemen- tos trazas en rocas carbonáticas. Importancia de la diadocia	120
4.- RESULTADOS OBTENIDOS	126

COMPOSICION QUIMICA DE LOS CARBONATOS

Resulta indispensable remarcar ciertas consideraciones de orden general en lo que respecta a la química de las rocas carbonáticas, para poder abordar algunos aspectos específicos que hacen a la diagnosis paleoambiental de dichas sedimentitas.

Existen diversos factores fisico-químicos y procesos, tanto orgánicos como inorgánicos, que determinan directa o indirectamente la composición de los carbonatos.

1) Factores fisico-químicos

- a) composición de la solución (tipos de iones presentes).
- b) concentración de iones presentes.
- c) potencial iónico.
- d) pH.
- e) Eh.
- f) temperatura y presión.
- g) tipo de reacciones.
- h) solubilidad de los posibles componentes que pueden formarse.

2) Procesos orgánicos

En los últimos años, ha sido demostrada una definida interdependencia entre los organismos vivientes por un lado y los elementos químicos por el otro.

Ciertas influencias indirectas dadas por cambios ambientales ocasionan, por ejemplo, cambios de pH y Eh, tanto en plantas como en animales. Además procesos bacteriales pueden actuar sobre los carbonatos produciendo disolución, depositación y transformación de los mismos.

Los esqueletos calcáreos, como así también las matrices orgánicas, han revelado enriquecimientos de elementos, los que han provisto un considerable interés, tanto desde el punto de vista práctico como teórico.

De acuerdo con Vinogradov (1953), los elementos que aparecen en el agua de mar en cantidades mayores que $10^{-4}\%$, son concentrados por organismos

10 a 100 veces esa cantidad.

El cuadro 7 muestra la distribución de elementos presentes en los organismos según Webb y Fearon (1937), modificada por Mason (1960), en donde se separan a los elementos constituyentes de los organismos de acuerdo a su variabilidad o no en el porcentaje de los mismos y a su abundancia.

I N V A R I A B L E S			V A R I A B L E S			
primarios	secund.	microconsti- yentes	microconsti- tuyentes	secund.	contami- nantes	
H	Na	B	Li	Sr	Ti	He
C	Mg	Fe	Be	Ag	V	A
N	S	Si	Al	Sn	Br	Se
O	Cl	Mn	Cr	Ba		Au
P	K	Cu	F	Cd		Hg
	Ca	I	Ni	Pb		Bi
		Co	Ge	Cs		Ti
		Mo	As			
		Zn	Rb			

Cuadro 7.- Distribución promedio de elementos en organismos (% en peso).

3) Procesos inorgánicos

Existe un extenso número de procesos de este tipo, que condicionan a las rocas carbonáticas. Entre ellos resaltamos:

- a) precipitación fisico-química de carbonato de calcio (por ejemplo: depositación de aragonita, calcita con bajo Mg, etc).
- b) disolución (eliminación selectiva de los carbonatos más solubles).
- c) oxidación y reducción.
- d) reemplazo (tanto de carbonato por carbonato, o bien de carbonato por no carbonato).
- e) recristalización.
- f) contribuciones detríticas no carbonáticas (por ej. terrígenos).

COMENTARIOS Y CONSIDERACIONES TEORICAS

Desde el punto de vista químico, y en relación con la diagnosis paleoambiental y el origen de las rocas carbonáticas, se considera esencial abordar los siguientes aspectos:

- 1) residuo insoluble
- 2) isótopos estables
- 3) elementos trazas

Primeramente se brindarán conceptos básicos concernientes al significado del residuo insoluble y de los isótopos estables. A posteriori se desarrollará con mayor intensidad el tratamiento de los aspectos que condicionan la aparición y distribución de los elementos trazas, dado que los mismos constituyen el fundamento principal del presente estudio geoquímico.

1) RESIDUO ACIDO INSOLUBLE

En términos generales, la abundancia de los componentes terrígenos (formadores en su gran mayoría del residuo ácido insoluble), depende del influjo desde el continente y de la disolución de sedimentos biogénicos, como así también de la de otros sedimentos portadores esencialmente de argilominerales.

El influjo resulta incrementado durante regresiones y períodos de gran denudación en un área determinada, y decrece durante las transgresiones.

La cantidad, tanto "absoluta" o "relativa", como así también la composición de los residuos, pueden proveer buena información acerca de los procesos de sedimentación (Seibold, 1952). Por ejemplo, la proporción de clásticos y su composición mineralógica, permiten inferir rasgos hidrodinámicos formadores de las acumulaciones carbonáticas, como así también el grado de sedimentación o interrupciones de la misma (Hayes, 1963); asimismo, la composición mineralógica de los residuos insolubles, permite definir la procedencia terrígena, los fenómenos y condiciones de meteorización, y también algunos de los procesos ambientales.

2) ISOTOPOS ESTABLES

El conocimiento de la distribución de los isótopos estables dentro de los carbonatos puede proveer información acerca de la naturaleza del medio desde el cual el carbonato resultó precipitado.

Son numerosos los trabajos de geoquímica de carbonatos en los que se utilizan a los isótopos como elementos diagnósticos; así los isótopos estables de carbono, estroncio y oxígeno de sedimentos carbonáticos y de conchillas calcáreas marinas y no marinas, han sido estudiados por Graf (1960), Hudson (1977), Hoefs (1980) y Land (1980), entre otros.

En el sistema $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, los isótopos estables del oxígeno y del carbono (O^{16} , O^{18} , C^{12} y C^{13}), son incorporados dentro de los carbonatos. En este sentido, Flügel (1982) ha demostrado que la composición isotópica de un sólido precipitado desde una solución, es dependiente de la composición isotópica del medio de precipitación. Así, los isótopos estables del O y del C, son incorporados a los carbonatos y reflejan necesariamente las condiciones del sistema $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$.

A este respecto, se asume que la composición isotópica común de las aguas oceánicas ha permanecido esencialmente constante a través del tiempo (Epstein y Mayeda, 1953; Lowestam, 1961; Keith y Weber, 1964), y que la variación isotópica en carbonatos antiguos es función del fraccionamiento isotópico (o sea la separación de los isótopos durante los procesos geoquímicos), debido a cambios de temperatura, cambios locales en la salinidad e inclusive alteraciones diagenéticas.

En lo que se refiere a los aspectos diagenéticos, vale destacar las numerosas investigaciones destinadas a resolver problemas de cementación en rocas calcáreas antiguas con el empleo de isótopos estables. Corresponde mencionar aquí los trabajos de Murata et al (1969), Fritz (1971), Jux y Manze (1974, 1976, 1978), Rothe et al (1974), Mountjoy y Walls (1977), Brennecke (1978), Scholle y Artur (1980) y Moore y Druckman (1981).

Entre los principales factores condicionantes de la composición isotópica de las rocas carbonáticas deben enumerarse:

a) salinidad: existen variaciones en la composición isotópica en la superfi-

cie del mar debido a la evaporación o a la contaminación con agua dulce (Craig y Gordon, 1965). Las variaciones en O^{18} y en C^{13} en ambientes marinos abiertos son pequeñas; el agua dulce exhibe considerablemente más bajo contenido en O^{18} y C^{13} que las aguas marinas.

b) fase mineral del carbonato: presencia tanto de calcita como de aragonita (Kinsman, 1969).

c) temperatura del agua: la relación O^{18}/O^{16} es usada en la medición de paleotemperaturas (Engel, 1958; Clayton y Epstein, 1958; Clayton, 1959; Bowen, 1966).

Alteraciones posteriores en la composición de isótopos estables en calizas pueden ser causadas por:

1) recristalización del sedimento en contacto con fluidos acuosos isotópicamente altos (O^{16} , C^{12}). Un incremento de estos isótopos altos puede ser causado por inversión de la aragonita, transformación de calcita magnesiana en calcita no magnesiana, y por la cementación de poros en ambiente de agua dulce (Land, 1970).

2) por un reequilibrio del sistema isotópico carbonato-agua en altas temperaturas por flujos calientes que puede llevar a valores muy altos de oxígeno y carbono (Anderson, 1969).

En síntesis, indudablemente los isótopos estables resultan una herramienta de gran valor en la interpretación sedimentológica y paleoecológica. Su empleo ha contribuido en la determinación de aspectos tales como:

- Modo de origen de minerales carbonáticos y partículas carbonáticas de sedimentos recientes, como ejemplo: formación orgánica e inorgánica de nódulos de aragonita en sedimentos profundos de las Bahamas (Lowestam y Epstein, 1957), y cementación submarina y micritización (Lloyd, 1971).

- Temperatura del agua de mar (paleotemperaturas) (Spaeth et al, 1971).

- Salinidad del agua (Jux y Manze, 1974; Rothe et al, 1974).

- Profundidad de la depositación, como ejemplo, efectos de disolución en la composición de isótopos estables de foraminíferos planctónicos y bentónicos del Holoceno y Pleistoceno, reflejados por un incremento en valores de la profundidad del agua (Berger y Killingley, 1977).

- Ambientes diagenéticos: la relación C^{13}/C^{12} y O^{18}/O^{16} en calizas, es de

suma utilidad en la determinación de su historia diagenética cuando las relaciones geológicas son relativamente simples, y cuando la composición original isotópica de las aguas y carbonatos es conocida.

- Dolomitización: estudios realizados sobre la química isotópica son utilizados para separar dolomitas diagenéticas tardías de dolomitas diagenéticas tempranas (Bausch y Hoefs, 1972).

3) ELEMENTOS TRAZAS

3.1.- Definición y alcances

Los elementos trazas aparecen en concentraciones que oscilan entre 10^{-2} y 10^{-3} (% en peso), o aún menores. Pueden encontrarse ligados o desligados de la fase carbonática. Los primeros (P, Mg, Sr, Mn^{++} , Ba, Na), son elementos muy dependientes del tipo de biomineralización y de cambios durante la diagénesis.

Los de la fase no carbonática (Si, Fe^{++} , Al, K) aparecen en minerales del residuo ácido insoluble y son dependientes de los procesos de deposición clásticos, y en especial del tamaño de grano y mineralogía de dichos componentes.

El Mg, Sr y Mn^{++} , están unidos en un camino específico con la fase carbonática, dependiendo de la química del cristal, del tipo de componentes de los minerales carbonáticos más abundantes (Sr y Ca, Mg y Ca), y relativamente en altas concentraciones en aguas oceánicas. Resulta comprensible entonces, que la mayor parte de los análisis de facies basados en elementos trazas sean concernientes a estos elementos (Friedman, 1969; Schroll, 1976).

Considerando en particular series de soluciones sólidas, se ha podido establecer que algunos elementos aparecen como trazas bajo ciertas condiciones, pudiéndose presentar como minoritarios o aún mayoritarios bajo influencias fisico-químicas o bioquímicas, como lo son por ejemplo, la presencia de detritos minerales, precipitados accesorios autigénicos, material esquelético no carbonático, materia orgánica, fases formadas durante la diagénesis y elementos adsorbidos sobre todos estos materiales.

3.2.- Usos de los elementos trazas

Los análisis de elementos trazas han sido utilizados en las siguientes situaciones:

- a) en la subdivisión de ambientes marinos poco profundos, con el objetivo de separar sedimentos arrecifales de no arrecifales, reconocer partes de complejos arrecifales e interpretar mejor los mismos (Stehli y Hower, 1964; Campbell y Lerbekmo, 1965; Hoskin, 1968; Davies, 1972).
- b) en la diferenciación de calizas de aguas profundas de las de aguas someras (Land y Hopes, 1973).
- c) como complemento en la identificación del tipo de sedimentación (Friedman, 1968; Veizer y Demovic, 1974; Brand y Veizer, 1980).
- d) en la explicación de procesos diagenéticos, donde por ejemplo, se tiene al Sr como elemento esencial en el estudio de la diagénesis de los carbonatos (Kinsman, 1969).
- e) en la utilización de ciertos elementos como indicadores de la salinidad, como lo son Na, K, Sr y Mg (Jaffrezo y Renard, 1979).

3.3.- Diferenciación geoquímica

De acuerdo con Wedepohl (1970), la geoquímica de las rocas carbonáticas puede generalizarse en una comparación de los niveles de fondo, o bien en el contenido promedio de los elementos en carbonatos, referidos a los niveles de fondo en rocas arcillosas. De este modo se obtiene:

$$A/B = \frac{A \text{ (nivel de fondo en rocas carbonáticas)}}{B \text{ (nivel de fondo en lutitas)}}. 0,13$$

siendo 0,13 el contenido promedio de arcillas en rocas carbonáticas.

De acuerdo a la relación A/B se pueden obtener tres grupos:

- a) si la relación es menor de 0,5 : Cl, Br, Bi y Nb.
- b) entre 0,5 y 2 : tenemos un extenso grupo de elementos (aproximadamente 56), en los cuales la relación es igual a 1.
- c) si es mayor que 2 : Ca, Mg, Sr, I, S, F, P, Fe, resultando estos últimos

elementos específicos de las rocas carbonáticas.

De acuerdo a lo establecido, la relación A/B detecta a los elementos "carbonatófilos" (Wedepohl, op cit), cuyos niveles de fondo están referidos al Ca. Tenemos:

$$K_{Ca} = \frac{C/Ca_C}{M/Ca_M}$$

donde C es el nivel de fondo de varios elementos en rocas carbonáticas (en ppm); M es el nivel de fondo del elemento en el agua de mar y Ca_C y Ca_M son los respectivos contenidos de calcio, los cuales son 40% y 0,04%. Así, podemos observar que:

- 1) si $K_{Ca} = 1$, corresponde al caso donde la relación entre la concentración del elemento y el Ca existente en agua de mar, persiste en rocas carbonáticas.
- 2) el valor de K_{Ca} menor que 1, corresponde a los casos en que el elemento no persiste en las rocas carbonáticas
- 3) si K_{Ca} es mayor que 1, los elementos se acumulan en las rocas, siempre en relación al Ca. De este modo, se logra un coeficiente de concentración efectivo de la distribución de los elementos entre el agua de mar y las rocas carbonáticas.

En la literatura encontramos trabajos como los de Wedepohl (1967) y Vinogradov (1967), en donde se establecen ciertos niveles de fondo para rocas carbonáticas, al igual que para arcillas y rocas ígneas.

Calculando el K_{Ca} se puede obtener para los distintos elementos el índice "T", que expresa mediante una relación empírica, la afinidad del elemento hacia el agua de mar. Esto resulta de suma importancia para poder interpretar la movilidad y migración de los elementos, en especial las trazas. Así:

$$T = \frac{\text{nivel de fondo en agua de mar}}{\text{nivel de fondo en rocas ígneas de la corteza superior}}$$

Existen grandes diferencias en el contenido promedio de elementos trazas en materiales carbonáticos (C) y en materiales no carbonáticos, arenosos o arcillosos (S), de acuerdo al ambiente de depositación de la sedimentita que los contiene. Referente al material terrígeno existente en las rocas carbonáticas, Yudovich et al (1976) señalan que resulta incorrecto identificar a este material como arcilloso, puesto que el residuo insoluble de muchas calizas es predominantemente más areno-limoso que arcilloso.

Posteriormente Yudovich (1980) estudió el comportamiento arcilloso referente a las rocas carbonáticas, y llegó a establecer límites inferiores y superiores en el contenido de arcillas; tomó como valores 0,1 y 0,2 como límites inferior y superior, respectivamente.

De esta manera presentó tres casos en relación al contenido de elementos trazas en materiales carbonáticos y no carbonáticos (terrígenos):

- 1) si $(C - 0,1 S)$ resulta negativo, puede ocurrir que el contenido promedio de elementos trazas en arcillas haya sido sobreestimado, o bien que el contenido promedio de elementos trazas en carbonatos sea demasiado bajo.
- 2) si la primera diferencia $(C - 0,1 S)$ es positiva, pero la segunda diferencia $(C - 0,2 S)$ es negativa, podemos calcular el coeficiente de distribución correcto como:

$$K_{Ca}^{(1)} = \frac{(C - 0,1 S) / Ca_c}{M / Ca_M}$$

- 3) si ambas diferencias son positivas, observamos que esta relación está dada solamente para elementos en los cuales el contenido promedio en rocas carbonáticas es particularmente alto. Aquí no solo calculamos $K_{Ca}^{(1)}$, sino un coeficiente más específico:

$$K_{Ca}^{(2)} = \frac{(C - 0,2 S) / Ca_c}{M / Ca_M}$$

El cuadro 8 demuestra distintos valores de $K_{Ca}^{(1)}$ y de $K_{Ca}^{(2)}$ y además valores de "T" para los elementos de interés en rocas carbonáticas, de acuerdo a contenidos promedios estimados por Yudovich (op.cit).

Element.	" T "	contenido promedio(ppm)			K _{Ca}	K _{Ca} ⁽¹⁾	K _{Ca} ⁽²⁾
		M	C	S			
Al	1,3 10 ⁻⁸	0,001	10.300	80.000	1,3 10 ⁴	2,1 10 ³	---
Fe	1,9 10 ⁻⁷	0,007	14.600	48.500	2,6 10 ³	1,7 10 ³	8,6 10 ²
Ti	2,0	0,001	400	4.600	5,1 10 ²	---	---
Mn	5,8	0,004	700	850	2,2 10 ²	1,9 10 ²	1,7 10 ²
Si	9,8	3,000	35.000	277.000	14,8	0,3 10 ⁻³	---
Ba	2,2	0,013	120	580	11,7	6,0	0,4
P	8,6	0,070	300	700	5,4	4,2	2,9
F	1,8	1,300	330	740	0,3	0,25	0,2
K	1,3	380	4.700	26.600	0,01	6,8 10 ⁻³	---
Ca	1,4	400	315.000	15.600	---	---	---
Sr	2,7	8,000	450	300	0,07	6,5 10 ⁻²	6,0 10 ⁻²
Mg	9,1	1270	26.000	15.400	0,02	2,4 10 ⁻²	2,3 10 ⁻²
Na	4,3 10 ⁻¹	10.560	1.300	9.600	0,001	4,0 10 ⁻⁵	---
B	5,3	4,8	20	100	0,005	?	?
S	2,8	890	1.200	2.400	0,002	1,4 10 ⁻³	1,0 10 ⁻³
Ce	59,3	18.980	150	180	1,0 10 ⁻⁵	8,8 10 ⁻⁶	7,6 10 ⁻⁶

Cuadro 8.- Valores de K_{Ca}, K_{Ca}⁽¹⁾ y K_{Ca}⁽²⁾ según Yudovich (1980).

3.4.- Consideraciones teóricas sobre la geoquímica de los elementos trazas en rocas carbonáticas. Importancia de la diadocia.

Se tratarán brevemente ciertas consideraciones teóricas que resultan esenciales de mencionar para la posterior interpretación de las variaciones presentadas por los distintos elementos trazas estudiados.

Resulta importante resaltar la susceptibilidad al reemplazo de ciertos elementos trazas, tales como Sr, Mn^{++} , Mg, Fe^{++} , Zn y Na con el Ca en la red cristalina del $CaCO_3$. Esta sustitución puede darse en las siguientes formas:

- 1) diadocia
- 2) sustitución intersticial
- 3) por adsorción de cargas
- 4) por relleno de posiciones desocupadas del retículo determinadas por defectos de la estructura cristalina.

De todas las sustituciones detallaremos la diadocia, dada su importancia en las rocas carbonáticas.

Se dice que dos átomos o iones existentes en un mineral son diadócicos cuando son capaces de sustituirse mutuamente en la estructura del mineral, ocupando cada uno la posición del otro.

El concepto de la diadocia requiere la posibilidad de sustitución real en la estructura, y puede ser total o parcial. La sustitución está determinada por las exigencias espaciales de los átomos o los iones de los dos elementos involucrados.

Según Taylor (1965), la diadocia es controlada por factores cristaloquímicos (tipo de unión química, radio iónico y carga iónica) y químicos estructurales.

Los factores cristaloquímicos son los que determinan las reglas de la sustitución diadócica que las podemos resumir de la siguiente manera:

- a) para que exista sustitución diadócica los radios iónicos de los elementos no deben diferir en más del 15%.
- b) sus estados de oxidación no deben diferir en más de 1 unidad.
- c) los elementos deben formar compuestos con uniones semejantes.

d) si los elementos tienen radios y cargas semejantes, el elemento traza entra en la red cristalina en forma proporcional a su abundancia y es "ocultado"

e) a trazas de cargas iguales y radios diferentes, entra el de menor radio preferentemente, tal como:

e.1) si la traza respecto al mayoritario es el de menor radio se denomina "captura".

e.2) si la traza respecto al mayoritario es el de mayor radio se denomina "admitido", ej. Sr^{++} en Ca^{++} .

f) a trazas de carga distinta, entra preferiblemente el de mayor carga, tal como:

f.1) si la traza es la de mayor carga es "capturado".

f.2) si la traza es la de menor carga es "admitido".

Aparte de las reglas mencionadas, la temperatura es un factor muy importante en la diadocia. En sistemas con elevada temperatura, la red cristalina de los minerales se dilata, lo que hace más tolerante la entrada de iones de tamaño mucho mayor.

En lo que hace a los factores químicos estructurales, debemos mencionar al número de coordinación, que expresa el número de aniones que rodea al catión central. Esta relación está directamente vinculada con el empaquetamiento de los átomos.

En una estructura iónica, cada ión tiende a rodearse de iones con carga opuesta; el número de ellos que se pueden agrupar en torno del ión central depende de la relación entre los radios de ambos. El cuadro 9 nos da una idea acerca de un supuesto que los iones actúen como esferas rígidas de radio fijo, de este modo, las agrupaciones estables de cationes y aniones para un cociente determinado de radios se pueden calcular a partir de consideraciones de orden geométrico.

El cuadro 10 demuestra el cociente de los radios y permite predecir el número de coordinación de los cationes más comunes, con respecto al oxígeno, juntamente con la coordinación realmente observada en distintos minerales.

Muchos cationes se presentan exclusivamente en una determinada coordinación; otros por ejemplo el Ca, cuyo cociente de radios se halla cerca

$R_{\text{cation}}/R_{\text{anión}}$	agrupación de aniones alrededor del catión	número de coordinación del catión
0,15 - 0,22	vértices de un Δ equilátero	3
0,22 - 0,41	" " " tetraedro	4
0,41 - 0,73	" " " octaedro	6
0,73 - 1	" " " cubo	8
> 1	empaquetamiento compacto	12

Cuadro 9 : relación entre el cociente de los radios y en número de coordinación. (Mason, 1960).

Ion	Radio(R)	$R/R_{\text{O}} =$	número de coordinación calculado	núm.de coordin. observado
Ba ⁺⁺	1,34	0,96	8	8 - 12
K ⁺	1,33	0,95	8	8 - 12
Sr ⁺⁺	1,12	0,80	8	8
Ca ⁺⁺	0,99	0,71	6	6 - 8
Na ⁺	0,97	0,69	6	6 - 8
Mn ⁺⁺	0,80	0,57	6	6
Fe ⁺⁺	0,74	0,53	6	6
Mg ⁺⁺	0,66	0,47	6	6
Fe ⁺³	0,64	0,46	6	6
Al ⁺³	0,51	0,36	4	4 - 6
Si ⁺⁴	0,42	0,30	4	4
P ⁺⁵	0,35	0,25	4	4

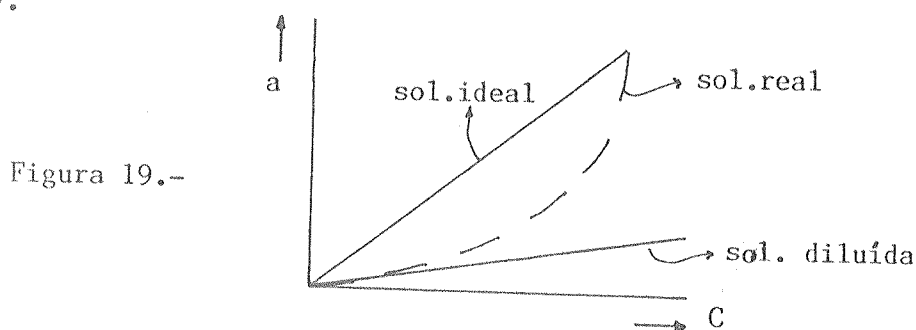
Cuadro 10 : Número de coordinación para los cationes más comunes en rocas carbonáticas, respecto al oxígeno. (Mason, 1960).

del límite entre dos tipos de coordinación, está regulada en cierto modo por la temperatura y la presión a las cuales se efectúa la cristalización. Las temperaturas elevadas y las presiones bajas favorecen la coordinación mas baja, y las bajas temperaturas y altas presiones favorecen la coordinación elevada.

Para lograr un mejor entendimiento en lo que a la migración de los elementos trazas se refiere, debemos tener en cuenta el coeficiente de partición (ley de Nernst-Berthelot), que expresa la afinidad del elemento traza hacia una fase cristalina específica, respecto del líquido que le rodea.

Si se tienen dos fases presentes, sean a y b, y un elemento traza dado, el potencial químico del elemento traza migrará hacia la fase de menor energía libre hasta alcanzar el equilibrio.

La figura 19 muestra los distintos comportamientos de las soluciones frente a la relación actividad (a) versus concentración (C), pudiéndose apreciar que el planteo de la ley de Raoult para soluciones ideales ($a=C$) no se cumple para soluciones reales. Además, cuando la concentración de un elemento determinado se aproxima a cero, se produce un comportamiento lineal de la relación actividad vs. concentración, que se conoce como la ley de Henry.



La migración elemental es aplicada a carbonatos precipitados inorgánicamente (aragonita, calcita magnesiana, calcita no magnesiana y dolomita), en ambientes sedimentarios marinos tales como ambientes diagenéticos de aguas meteóricas, por el uso de coeficientes de partición apropiados. Usualmente esta relación es aplicada también a carbonatos biológicos precipitados en ambiente marino; sin embargo, el fraccionamiento biológico empírico del elemento no es igual al coeficiente de partición determinado experimentalmente del mismo elemento (Milliman, 1974).

El coeficiente de partición resulta definido como:

$$K = \frac{(m_t / m_c)_s}{(m_t / m_c)_l}$$

donde t está representado por el elemento traza (o minoritario), c por el elemento mayoritario, s es la fase sólida y l es la líquida (solución), m moles de los elementos traza y mayoritario y K es el coeficiente de partición (McIntire, 1963).

Para que el coeficiente de partición se mantenga constante, la presión, temperatura y composición deben permanecer constantes y la solución debe ser diluída.

En sistemas diagenéticos abiertos o parcialmente cerrados y/o eventos simples o múltiples de disolución-reprecipitación, en general tienden a decrecer de concentración del elemento, con $K_{\text{calcita-agua}}$ menor a 1 (Sr, Na, Mg), ver figura 20 (Brand y Veizer, op.cit).

La fase original carbonática, precipitada en equilibrio orgánico e inorgánico con el agua de mar, incorpora elementos trazas e isótopos estables desde el ambiente marino. Esta fase sobreexpuesta a las aguas meteóricas disolverá parcial o totalmente, intercambiará y mezclará estos elementos trazas e isótopos estables con las aguas meteóricas y reprecipitará como calcita diagenética de bajo magnesio. Esta calcita tiene elementos trazas e isótopos estables trasladados en dirección del equilibrio con las aguas meteóricas intersticiales.

Estas aguas, en general, contienen menos Sr, Na y Mg, y más Mn^{++} , Fe^{++} y Zn (c.f. Turekian, 1964), que el agua de mar; estos procesos muestran tendencia a decrecer en Sr y Na e incrementar en Mn^{++} , Fe^{++} y Zn en la calcita de bajo Mg (figura 20).

Además puede conducir a un empobrecimiento o enriquecimiento del Mg, dependiendo si la fase original fue calcita de alto Mg, calcita de bajo Mg o aragonita.

Cabe aclarar que la composición química de la calcita de bajo Mg está directamente relacionada a cambios en la relación agua-roca; significa

un sistema abierto diagenético y numerosos eventos de disolución-reprecipitación.

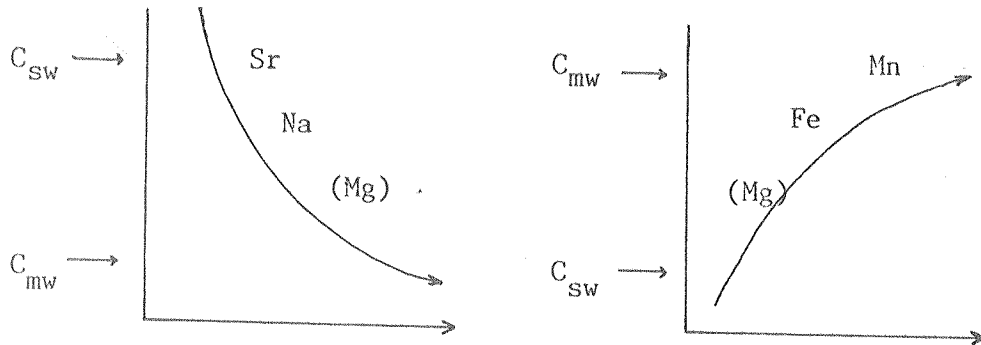


Figura 20.- Migraciones elementales durante el incremento del equilibrio diagenético del CaCO_3 (Brand y Veizer, 1980).

$C_{sw} = \text{CaCO}_3$ en equilibrio con el agua de mar.

$C_{mw} = \text{CaCO}_3$ en equilibrio con aguas meteóricas.

4.- RESULTADOS OBTENIDOS

De acuerdo a los procedimientos detallados oportunamente en el capítulo II (Metodología de trabajo-Parte B), y teniendo en cuenta los distintos aspectos teóricos de los elementos minoritarios y trazas, se han realizado un total de 30 análisis químicos, de muestras seleccionadas sobre la base de su diferenciación litofacial.

En el cuadro 11 se pueden observar las distintas muestras analizadas con sus respectivos valores de las variables utilizadas. Dentro de ellas se consideraron algunas que son imprescindibles para el posterior análisis pormenorizado (humedad, pérdida por calcinación, residuo ácido insoluble) de de otras variables claves para la distinción evolutiva de las calizas (CaO, MnO, Sr y Ba, por ejemplo).

El análisis químico realizado dio como resultado ciertas tendencias que fueron agrupadas de acuerdo a las vinculaciones genéticas en un análisis estadístico detallado (Análisis Factorial), en el capítulo siguiente.

Dado la complejidad del mismo es que se optó por reducir el número de muestras a analizar al total de 20, para facilitar el tratamiento estadístico, siguiendo un criterio de elección de acuerdo a las litofacies definidas.

Se debe aclarar que el porcentaje del residuo ácido insoluble esta libre de SiO_2 , dado que este último componente posee valores, que en algunas muestras resulta de interés.

Por otra parte, tanto los contenidos de Sr como de Ba están dados en ppm y considerados fuera del total, expresado en %.

Muestras	CL-43	CL-2	CL-41	CL-8	CL-9	CL-11	CL-18	CL-19	CL-21	CL-22	CL-25
Humedad	0,17	1,23	1,38	2,27	2,15	0,91	1,89	0,54	1,60	0,60	0,38
Pérdida por calcinación	43,19	41,64	41,56	29,66	25,99	28,00	31,13	30,57	38,96	38,11	37,68
Residuo ácido insoluble (*)	0,40	0,93	0,68	5,92	4,82	8,47	4,21	4,88	1,79	3,97	4,41
CaO	54,70	51,61	52,70	36,19	31,62	34,97	39,90	37,38	48,70	47,79	47,61
MgO	0,28	0,62	0,57	0,52	0,24	0,49	0,56	0,58	0,57	0,58	0,28
Fe ₂ O ₃ (T)	0,10	0,18	0,18	1,72	1,81	1,22	0,68	0,77	0,27	0,45	0,27
Al ₂ O ₃	0,05	0,18	0,07	0,60	0,54	0,55	0,45	0,47	0,24	0,33	0,20
MnO	0,02	0,04	0,03	0,05	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na ₂ O	0,10	0,12	0,19	0,11	0,12	0,11	0,11	0,18	0,13	0,12	0,08
K ₂ O	0,06	0,06	0,11	0,17	0,15	0,15	0,10	0,14	0,12	0,10	0,06
SiO ₂	0,11	2,78	2,00	22,47	31,70	24,88	20,56	23,73	6,86	7,33	7,28
P ₂ O ₅	0,16	0,12	0,03	0,20	0,25	0,25	0,22	0,19	0,20	0,24	0,16
TOTAL	99,34	99,51	99,50	99,88	99,44	100,04	99,83	99,45	99,46	99,64	98,43
Sr (ppm)	800	1000	1000	1000	800	1000	1100	1100	1200	1100	800
Ba (ppm)	52	580	70	45	65	50	60	32	44	105	55

(*) libre de SiO₂

Cuadro 11.- Análisis químico de rocas carbonáticas de la Formación La Manga, (Jurásico sup.), Neuquén.

Muestras	PR-3	PR-4	PR-6	PR-9	PM-4	PM-6	PM-9	PM-12	PM-16	CI-10	CI-4
Humedad	1,33	0,46	1,41	1,20	1,37	1,70	0,44	0,38	1,37	1,16	0,98
Pérdida por calcinación	34,56	34,48	34,63	40,99	40,68	43,50	42,18	42,03	40,87	42,38	45,80
Residuo ácido insoluble (*)	3,13	5,47	3,23	0,93	0,76	1,13	0,88	0,05	1,62	0,57	0,37
CaO	41,50	43,50	44,07	51,70	51,20	35,95	52,03	52,61	51,70	53,53	51,20
MgO	0,47	0,40	0,42	0,66	0,57	13,77	0,24	0,23	0,34	0,19	0,27
Fe ₂ O ₃ (T)	0,54	0,86	0,59	0,54	0,91	1,72	0,45	0,18	0,27	0,45	0,91
Al ₂ O ₃	0,21	0,28	0,14	0,10	0,09	0,05	0,06	0,04	0,21	0,03	0,02
MnO	0,03	0,02	0,02	0,03	0,06	0,36	0,04	0,04	0,04	0,02	0,06
Na ₂ O	0,48	0,15	0,20	0,12	0,12	0,12	0,14	0,15	0,10	0,08	0,11
K ₂ O	0,11	0,11	0,08	0,28	0,25	0,14	0,09	0,10	0,11	0,08	0,07
SiO ₂	17,87	14,14	14,98	2,93	3,27	1,05	2,87	3,51	3,09	0,67	0,28
P ₂ O ₅	0,06	0,11	0,11	0,08	0,05	0,06	0,06	0,09	0,13	0,09	0,05
TOTAL	100,29	99,98	99,88	99,56	99,33	99,55	99,48	99,41	99,85	99,26	100,12
Sr (ppm)	800	900	1000	1000	800	600	800	900	800	900	1100
Ba (ppm)	50	60	750	40	620	72	45	80	38	75	43

(*) Libre de SiO₂

Cuadro II.- (continuación).

Muestras	CI-70	CI-9	CI-8	CI-11	MR-3	MR-4	MR-9	MR-17
Humedad	0,17	0,62	0,24	0,24	1,29	0,39	0,35	0,28
Pérdida por calcinación	43,17	40,87	41,46	35,80	20,80	28,02	42,88	42,73
Residuo ácido insoluble (*)	0,25	0,83	1,12	0,66	8,11	3,25	0,45	0,36
CaO	55,05	52,00	52,39	44,37	25,92	35,19	53,98	54,00
MgO	0,18	0,33	0,29	0,32	0,24	0,65	0,21	0,24
Fe ₂ O ₃ (T)	0,18	0,27	0,23	0,23	0,76	0,82	0,27	0,45
Al ₂ O ₃	0,01	0,10	0,19	0,02	0,59	0,51	0,05	0,02
MnO	0,03	0,13	0,07	0,08	0,01	0,04	0,02	0,04
Na ₂ O	0,27	0,45	0,30	0,62	0,12	0,08	0,41	0,48
K ₂ O	0,07	0,10	0,10	0,10	0,08	0,09	0,17	0,12
SiO ₂	0,06	3,88	3,56	17,32	41,32	30,71	0,82	0,87
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,07	0,06	0,17	0,13	0,05	0,03
TOTAL	99,50	99,66	100,02	99,82	99,41	99,88	99,66	99,62
Sr (ppm)	800	800	1000	700	700	1200	800	900
Ba (ppm)	110	45	35	25	28	102	45	50

(*) Libre de SiO₂

Cuadro 11.- (continuación).

<u>CAPITULO VII - ANALISIS FACTORIAL</u>	
INTRODUCCION	130
ANALISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES	131
ANALISIS FACTORIAL MODO-Q	133
ANALISIS FACTORIAL MODO-R	133
1.- FACTOR I	140
1.1.- SILICIO, ALUMINIO e HIERRO.....	140
2.- FACTOR II	146
2.1.- MAGNESIO	146
2.2.- ESTRONCIO	150
2.2.1.- Resultados obtenidos	150
2.2.2.- Consideraciones sobre el contenido de Sr en cali- zas. Importancia de la mineralogía	152
2.2.3.- El Sr y los organismos (precipitación orgánica de carbonatos)	157
2.2.4.- Relaciones isotópicas del Sr	161
3.- FACTOR III	166
3.1.- MANGANESO	168
3.1.1.- Relación con el residuo ácido insoluble	171
3.1.2.- Mineralogía de los sedimentos originales	171
3.2.- SODIO	172
4.- FACTOR IV	174
4.1.- BARIO	174
MODELO PALEOAMBIENTAL	177

ANALISIS FACTORIAL

Con el fin de poder establecer diferentes asociaciones entre las variables que integran las distintas litofacies y encontrar rasgos que demuestren variaciones en su evolución, se procedió a emplear el análisis factorial que, como lo expresa Merodio (1985), es un "conjunto de procedimientos matemáticos diseñado para analizar interrelaciones ya sea entre variables (modo-R) o bien entre objetos (modo-Q), a través de la obtención de un pequeño número de nuevas variables (factores), que son combinaciones lineales de las características u objetos originales, y que contienen la misma información que estas últimas".

Evidentemente escapa a la finalidad de este trabajo el esclarecimiento matemático del citado análisis por lo que se cree conveniente para el mismo, recurrir a Davis (1973) y Merodio (1985).

El análisis factorial se basa en el cálculo del rango de una matriz original de datos a través de la aplicación de la metodología eigen a una matriz cuadrada y simétrica, ya sea de varianza-covarianza o de correlación.

Como el objetivo de este capítulo es establecer relaciones y asociaciones entre las variables, se ha aplicado en primer término el Análisis de Componentes Principales (ACP) que define a grandes rasgos componentes que indican variaciones de importancia. Luego se desarrolló el ACP destinado a analizar interrelaciones entre objetos (modo-Q) y entre variables (modo-R). Es decir se aplicó el criterio que va de lo general a lo particular, siendo entonces los pasos dados:

- 1) Análisis de Componentes Principales
- 2) Análisis de Factores Principales modo-Q
- 3) Análisis de Factores Principales modo-R

Todos ellos fueron empleados a partir de una matriz de datos originales, representada por valores medios de muestras extraídas bajo el criterio de diferenciación de litofacies, previamente realizada en el estudio sedimentológico. Así, en esta matriz se encuentran representadas las cinco litofacies pertenecientes a la Formación La Manga y una de la Formación

Auquillo (Abultamientos micríticos), ya que la restante es netamente evaporítica, por lo que se creyó conveniente separarla del análisis factorial. Con el mismo criterio se desvinculó a la dolomita del perfil Puesto Maripil, situada en la litofacies de Mudstone tabular estratificado, para que de este modo no interfieran en el promedio de los valores químicos de las calizas.

En síntesis y para clarificar los conceptos, podemos decir que el análisis Factorial fue utilizado para los siguientes propósitos:

- 1) extraer la mayor cantidad de variables significativas necesarias para definir el número de factores que contiene la información original.
- 2) demostrar, conjuntamente con el modelo deposicional ya delineado, las variaciones paleoambientales existentes entre las litofacies.
- 3) definir los pasajes o transiciones diagenéticas entre las muestras.

Cabe una aclaración, y es que en todos los análisis realizados se utilizó la misma matriz de datos originales, en la cual se tuvieron en cuenta como variables SiO_2 , CaO , MgO , Fe_2O_3 , MnO , Na_2O , Sr y Ba . No se incluyó al P_2O_5 y al K_2O por poseer ambos bajos valores absolutos en las rocas carbonáticas de la formación en estudio, en cambio sí se consideró al Sr y al Ba por ser estos elementos diagnósticos en la interpretación paleoambiental de las calizas.

ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

Sobre la matriz de datos originales (cuadro 13) se realizó un estudio, a los efectos de analizar y describir las diferencias composicionales existentes entre las distintas variables que componen el conjunto de litofacies, y eventualmente verificar posibles líneas evolutivas entre las mismas.

La matriz de Componentes Principales, obtenida a partir de la matriz de varianza-covarianza presenta a un sólo componente definiendo más del 99% de la varianza total del sistema y representado especialmente por la variable SiO_2 , que representa la mayor parte del residuo ácido insoluble.

Con todo, resulta apreciable que no se puede arribar a una buena diferenciación entre las variables, por lo que se optó por realizar análisis

variables		SiO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	Sr	Ba
1	muestras	22.4700	38.1900	0.5200	1.7200	0.0500	0.6000	0.1100	0.1000	0.0045
2		41.3200	25.9200	0.2400	0.7600	0.0100	0.5900	0.1200	0.0700	0.0028
3		30.7100	35.1900	0.6500	0.9200	0.0400	0.5100	0.0600	0.1200	0.0102
4		17.6700	41.5000	0.4700	0.5400	0.0300	0.2100	0.4800	0.0800	0.0050
5		3.1600	52.6100	0.2300	0.1300	0.0400	0.0400	0.1500	0.0900	0.0080
6		3.2700	51.2000	0.5700	0.9100	0.0600	0.0900	0.1200	0.0800	0.0060
7		2.5700	52.0300	0.2400	0.4500	0.0400	0.0600	0.1400	0.0800	0.0045
8		14.9800	44.0700	0.4200	0.5900	0.0200	0.1400	0.2000	0.1000	0.0750
9		20.5600	39.9000	0.5500	0.0300	0.0200	0.4500	0.1100	0.1100	0.0060
10		0.8600	45.7000	0.5700	0.2700	0.0200	0.2400	0.1300	0.1200	0.0044
11		7.3300	47.7900	0.5800	0.4500	0.0200	0.3300	0.1200	0.1100	0.0105
12		2.0000	52.7000	0.5700	0.1800	0.0300	0.0700	0.1900	0.1000	0.0070
13		3.0900	51.7000	0.3400	0.2700	0.0400	0.2100	0.1000	0.0800	0.0039
14		2.9300	51.7000	0.6600	0.5400	0.0300	0.1000	0.1200	0.1000	0.0040
15		0.8200	53.9800	0.2100	0.2700	0.0200	0.0500	0.4100	0.0800	0.0045
16		3.8900	52.0000	0.3300	0.2700	0.1300	0.1000	0.4500	0.0800	0.0045
17		2.7900	51.6100	0.0200	0.1800	0.0400	0.1800	0.1200	0.1000	0.0580
18		0.1100	54.7000	0.2800	0.1000	0.0200	0.0500	0.1000	0.0800	0.0052
19		0.6700	53.5300	0.1900	0.4500	0.0200	0.0300	0.0800	0.0900	0.0075
20		17.3200	44.3700	0.3200	0.2300	0.0800	0.0200	0.6200	0.0700	0.0025

Cuadro 13.- Matriz de datos originales.

estadísticos con mayor grado de especificidad.

ANALISIS FACTORIAL MODO-Q

Los resultados de este análisis no fueron muy satisfactorios, pues si bien el mismo se realizó sobre la base de posibles interrelaciones entre objetos para obtener nuevos factores que representen a entidades hipotéticas, los datos presentados no se ajustaron a este enfoque, por lo que resultó conveniente efectuar el Análisis Factorial modo-R, que permite un mayor detalle en las vinculaciones entre las variables reales.

ANALISIS FACTORIAL MODO-R

Como se mencionara anteriormente, su objetivo es el de realizar interrelaciones entre las variables. A su vez determina el número mínimo de influencias causales que necesariamente acontecen en la varianza observada; asimismo, permite identificar cada una de estas influencias y especificar, para cada variable, la relativa importancia de cada causa.

A partir de la matriz de datos originales (cuadro 13), y a diferencia del análisis modo-Q, se procede a homogeneizar los datos, es decir, se construye una matriz de datos estandarizados (cuadro 14) que otorga a todas las variables un peso relativo y no absoluto; así posteriormente se logra la matriz de correlación, en donde claramente se puede observar los diferentes coeficientes de correlación entre los distintos componentes (cuadro 15). En esta matriz se puede extraer como primera conclusión que, los elementos integrantes de la fracción carbonática poseen marcada correlación negativa con los de la fracción detrítica; así por ejemplo se tiene que el CaO vs. SiO₂ tiene un $r = -0,99$ muy significativo, como también lo son las relaciones CaO vs. Al₂O₃ ($r = -0,86$) y CaO vs. Fe₂O₃ ($r = -0,63$), por lo cual la correlación negativa de las tres variables no carbonáticas respecto al CaO, responde indudablemente a una asociación funcional entre dichas variables.

A su vez resulta comprensible las correlaciones positivas entre SiO₂ vs. Al₂O₃ ($r = 0,81$), SiO₂ vs. Fe₂O₃ ($r = 0,56$) y Al₂O₃ vs. Fe₂O₃ ($r = 0,70$).

muestras	SiO ₂	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	Sr	Ba
1	1.0661	-1.3994	0.5531	3.2939	0.4402	2.0752	-0.5537	0.5197	-0.4531
2	2.7106	-2.7204	-1.1436	0.7179	-1.0271	2.0228	-0.4931	-1.4263	-0.4531
3	1.7850	-1.5280	1.3439	0.3792	0.0734	1.0041	-0.7476	1.8153	-0.1947
4	0.6648	-0.7164	0.2513	0.1264	-0.2935	0.0340	1.7974	-0.7780	-0.4304
5	-0.6166	0.7127	-1.2042	-0.8415	0.0734	-0.8557	-0.3022	-0.1296	-0.2944
6	-0.6090	0.5313	0.6584	1.1212	0.8070	-0.5940	-0.4931	-0.7780	2.1533
7	-0.6439	0.6361	-1.1436	-0.1156	0.0734	-0.7510	-0.3658	-0.7780	-0.4531
8	0.4127	-0.3853	-0.0515	0.2608	-0.6603	-0.3323	0.0159	0.5187	2.7426
9	0.8995	-0.9222	0.7978	0.5029	-0.6603	1.2901	-0.5567	1.1670	-0.3851
10	-0.2958	0.2097	0.8564	-0.5996	-0.6603	0.1910	-0.4295	1.8153	-0.4576
11	-0.2547	0.0927	0.9191	-0.1156	-0.6603	0.6621	-0.4931	1.1670	-0.1811
12	-0.7198	0.7243	0.8584	-0.3415	-0.2935	-0.6987	-0.0477	0.5187	-0.3397
13	-0.6247	0.5956	-0.5369	-0.5996	0.0734	0.0340	-0.6203	-0.7780	-0.4948
14	-0.6386	0.5956	1.4044	0.1264	-0.2935	-0.5417	-0.4931	0.5187	-0.4757
15	-0.6227	0.2889	-1.3255	-0.5996	-0.6603	-0.6034	1.3520	-0.7780	-0.4531
16	-0.5557	0.6342	-0.5976	-0.5996	3.3748	-0.5417	1.0065	-0.7780	-0.4531
17	-0.6517	0.5840	1.1618	-0.6415	0.0734	-0.1230	-0.4931	0.5187	1.9720
18	-0.6846	0.9815	-0.9009	-1.0566	-0.6603	-0.6034	-0.6203	-0.7780	-0.4213
19	-0.8358	0.8310	-1.4469	-0.1156	-0.6603	-0.9080	-0.7476	-0.1296	-0.3171
20	0.6168	-0.3472	-0.6582	-0.7071	1.5407	-0.9604	2.6881	-1.4263	-0.5437

Cuadro 14.- Matriz de datos estandarizados.

Otro rasgo llamativo es la correlación positiva MgO vs. Sr ($r=0,71$), que si bien puede no responder a una asociación funcional entre ellas, puede deberse a un fenómeno diagenético que se detallará posteriormente al analizar estos elementos en particular.

Luego de un tratamiento estadístico (Merodio, 1985), se llega a las matrices de pesos de los factores y de marcas, que nos ofrece un cúmulo de datos que deberán ser ajustados a uno u otro factor determinado, para lo cual es necesario recurrir a un método de rotación rígida (Varimax). Es decir, se busca que cada uno de los factores obtenidos esté representado por un número pequeño de variables, de este modo el factor que los representa, adquiere un significado físico y real. Se obtienen así dos matrices varimax: de pesos y de marcas.

Matriz varimax de pesos (cuadro 17)

Esta matriz nos indica cuántos y cuáles son los factores preponderantes en este estudio. De acuerdo a la varianza acumulada (cuadro 16) se puede apreciar que los cuatro primeros factores suman casi el 87% de la varianza total, y dado que los factores quinto y sexto no llegan a un 10% de la varianza total, se creyó conveniente optar por un total de cuatro factores, ya que tanto al quinto como al sexto no se los considera influenciados en el tratamiento.

De este modo, si se observa esta matriz varimax de pesos, se podrá apreciar que el factor I está representado por SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (T) y por CaO, con correlación negativa con los componentes anteriores. El factor II está representado por el MgO y el Sr, en tanto el factor III tiene como componente de mayor importancia al MnO y en segundo lugar al Na_2O . Por último, el factor IV está identificado por el Ba.

Matriz varimax de marcas (cuadro 18)

Se basa en la anterior y permite observar como influye cada uno de los factores en cada una de las muestras (se detallará en particular para cada factor).

variables	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0.4322	-0.3374	-0.0061	0.0653	-0.2963	-0.2112	0.0083	-0.4114	0.6271
2	-0.4555	0.3055	0.0065	-0.0796	0.2268	0.1216	0.0230	0.1957	0.7650
3	0.2519	0.3991	0.4494	-0.3052	-0.1853	0.2316	-0.6205	-0.0945	0.0138
4	0.3964	-0.0890	0.1969	0.1906	0.5760	0.5964	0.2213	-0.1209	0.0504
5	-0.1650	-0.2805	0.6535	-0.2251	0.4049	-0.4919	0.0435	-0.0833	-0.0362
6	0.4969	-0.0958	-0.0513	-0.0947	0.0995	-0.2059	-0.0797	0.5103	0.1242
7	-0.2131	-0.4544	0.3477	-0.2037	-0.4802	0.4579	0.2487	0.2742	0.0271
8	0.2522	0.4922	0.0773	-0.4139	-0.1431	-0.1148	0.6898	-0.0792	-0.0325
9	0.0062	0.2941	0.4501	0.7650	-0.2490	-0.1416	0.1395	0.1548	0.0130
valores eigen	3.6510	2.0476	1.2136	0.9006	0.6171	0.2989	0.1955	0.0731	0.0024
varianza (%)	40.5666	22.7517	13.4850	10.0073	6.8566	3.3211	2.1726	0.8127	0.0265
varianza acumul. (%)	40.5666	63.3184	76.8033	86.8106	93.6672	96.9882	99.1608	99.9735	100.0000

Cuadro 16.- Matriz de parámetros eigen.

factores variables	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	<u>0.9848</u>	0.0083	-0.0517	-0.0181	-0.0734	0.0915
CaO	<u>-0.9785</u>	-0.0361	0.0744	0.0150	0.0379	-0.1723
MgO	0.1033	<u>0.9198</u>	-0.0337	0.1945	-0.0039	0.1681
Fe ₂ O ₃ (T)	<u>0.5030</u>	0.1269	0.0526	0.0678	0.1532	0.8303
MnO	-0.1016	-0.0798	<u>0.9595</u>	0.0029	-0.2457	0.0364
Al ₂ O ₃	<u>0.8415</u>	0.2708	-0.0485	-0.1416	0.2756	0.2663
Na ₂ O	-0.0163	-0.2260	<u>0.2321</u>	-0.0859	-0.9067	-0.1271
Sr	0.0781	<u>0.8814</u>	-0.1600	-0.0317	0.3082	-0.0444
Ba	-0.0806	0.1200	0.0006	<u>0.9833</u>	0.0638	0.0403

Cuadro 17.- Matriz varimax de pesos.

Litof.	factores						
	muestras	I	II	III	IV	V	VI
1	1	0.9390	0.3063	0.5905	-0.6717	0.4906	3.2184
1	2	2.6558	-1.8138	-0.7144	-0.0228	0.6314	-0.5071
1	3	1.6812	1.5248	0.5255	-0.2518	0.6378	-0.4502
1	4	0.4678	0.0096	-0.6503	-0.2353	-2.3728	0.4751
2	5	-0.5628	-0.7585	0.1475	-0.2968	0.7815	-0.6318
2	6	-0.7590	-0.1657	0.7393	2.1659	0.1909	1.6993
2	7	-0.7046	-1.1111	0.0437	-0.4142	0.6547	0.3209
3	8	0.4005	-0.0587	-0.7678	2.7565	-0.2837	-0.2768
3	9	0.9431	0.9683	-0.4072	-0.4786	0.3432	-0.1200
3	10	-0.1975	1.5421	-0.5029	-0.7050	0.2314	-0.6824
3	11	-0.0836	1.1737	-0.4884	-0.4009	0.2704	-0.1909
3	12	-0.6072	0.9417	-0.3831	-0.4018	-0.3451	-0.4760
4	13	-0.3871	-0.7210	0.3048	-0.4632	1.0139	-0.3528
5	14	-0.9449	1.1516	-0.4022	-0.5600	-0.2160	0.7668
5	15	-0.8892	-0.6775	-1.1353	-0.4921	-1.3498	0.2521
5	16	-0.2557	-0.3480	3.4103	-0.4508	-0.3219	-0.6668
7	17	-0.3139	0.6703	0.3075	1.3793	0.4172	-1.0477
7	18	-0.8535	-0.9282	-0.6228	-0.5565	0.7451	-0.5865
7	19	-0.9408	-1.0241	-0.6395	-0.3919	0.9567	0.2867
7	20	0.4123	-0.6815	0.9551	-0.2004	-2.4814	-0.6304

Cuadro 18.- Matriz varimax de marcas.

1.- FACTOR I

SILICIO, ALUMINIO e HIERRO

De acuerdo a lo expresado anteriormente este factor está definido por la SiO_2 , Al_2O_3 y Fe_2O_3 , tres componentes que conforman el residuo ácido insoluble, motivo por el cual se ha separado a este último del tratamiento estadístico, pues no permite una buena diferenciación con respecto al resto de los componentes, y el CaO . La pertenencia de estos óxidos al residuo insoluble queda demostrada por el alto valor del coeficiente de correlación. Así es, $r = 0,82$ entre el residuo insoluble y el Al, y $r = 0,60$ con el Fe.

En el cuadro 17 se observa que los valores de SiO_2 y Al_2O_3 fundamentalmente se oponen a los de CaO , lo que significa una acción antagónica entre la fracción soluble (CaO) y el residuo ácido insoluble ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$).

Por otra parte, en la matriz varimax de marcas (cuadro 18) se puede diferenciar claramente cuales son las litofacies que se ven influenciadas por la fracción detrítica en este factor; así por ejemplo se tiene que la mayoría pertenecen a las litofacies 1 (WP) y 3 (MTE), representadas en Mallín del Rubio, principalmente (muestras N° 1; 2; 3; (4); 9 y 20), en tanto las que tienen importancia en CaO se encuentran en Puesto Maripil, Mallín de la Cueva y Cerro Irigoyen (muestras N° 5; 6; 7; (10); (11); 12; (13); 14; 15; (16); (17); 18 y 19).

El camino seguido por estos tres componentes resulta bastante similar, pero de todos modos, la SiO_2 prevalece sobre los otros datos, como lo demuestra el diagrama ternario $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ (T) de la figura 21, representado por valores medios de todos los perfiles estudiados.

Cabe entonces tratar las posibles razones de esta presencia mayoritaria de sílice en las litofacies mencionadas, y así su rol fundamental en el factor I.

Existen al respecto varias hipótesis planteadas, como por ejemplo que el contenido de sílice esté presente merced a una precipitación por diagénesis. Esto queda evidenciado por la presencia de restos de braquiópodos y corales totalmente silicificados (fotos 1 y 2). Esto es observable en la litofacies 1 (WP) y 2 (BCA) desarrolladas en Puesto Maripil.

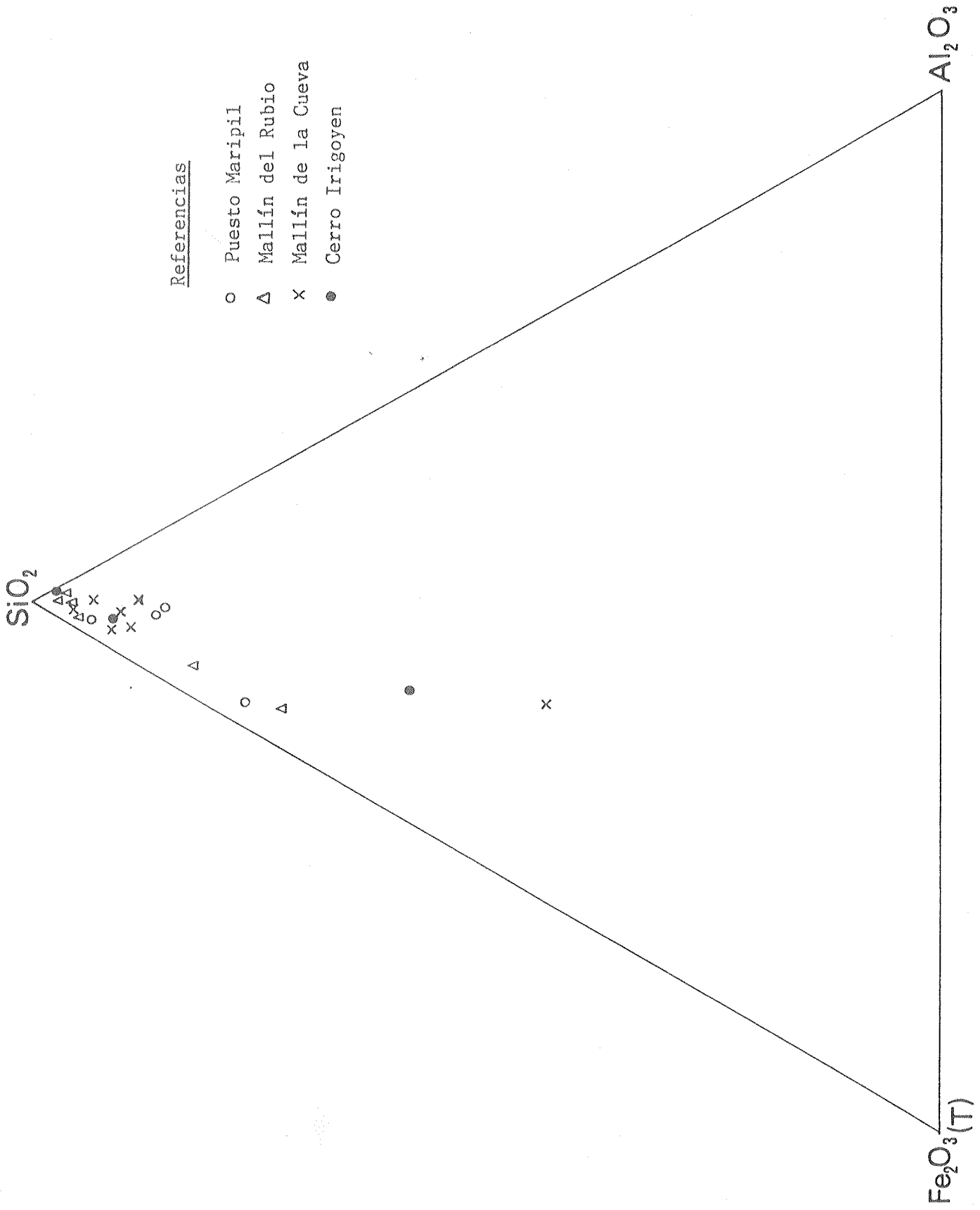


Figura 21.- Diagrama ternario Al_2O_3 - SiO_2 - $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$

Como segunda hipótesis se puede vincular a la solubilidad de la sílice con el pH de la solución, ya que cuanto mayor es el pH, mayor es la cantidad de sílice que se disuelve. Ahora bien, si el pH disminuye, por ejemplo por la adición de CO_2 que resulta liberado de los organismos, la sílice precipita, es decir que, bajo ciertas condiciones de pH se puede producir una precipitación de sílice. Los bochones silíceos presentes en la litofacies 1 (WP) y las silicificaciones amorfas dispuestas en el techo del banco con Gryphaeas en Mallín de la Cueva, son ejemplos de lo antedicho.

Un rasgo que no se debe descartar, aunque no resulta de gran influencia por su escaso porcentaje (6%), es la presencia de clastos de cuarzo monocristalino, límpidos, subangulosos, que forman parte de la litofacies 1 (WP) presente en Puesto Maripil. Los mismos revelan un cierto aporte de terrígenos.

Las tres hipótesis resultan viables, por lo cuál no se debe descartar ninguna de ellas, simplemente por el hecho de que pueden haber variado las condiciones para que se produzcan alternadamente.

Tanto la Al_2O_3 como así también Fe_2O_3 siguen caminos parecidos en sus ciclos, por consiguiente es dable esperar una correlación positiva entre ambos, como se ve claramente en la figura 22.

Resulta tentador admitir que en el factor I se esté en presencia de argilominerales, pero como se demostró en el capítulo II, los análisis de rayos x no los han puesto en evidencia. De este modo, otra debe ser la causa a la que obedece la presencia de estos elementos.

Evidentemente, y así lo demuestran las figuras 23 y 24, tanto el Al como el Fe tienen buena correlación positiva con el Si ($r = 0,82$ y $r = 0,56$, respectivamente). En la figura 23, las muestras del Mallín del Rubio (litofacies 1 - WP) son en general las que exhiben la mayor correlación positiva; lo mismo sucede con el Fe en la figura 24.

Los tenores promedio para las sedimentitas estudiadas de la Sierra de la Vaca Muerta son de 1077 ppm de Al y 3442 ppm de Fe. Estos valores son bajos respecto a los de otras calizas (ver cuadro 12) lo que puede deberse a la gran pureza en componentes carbonáticos de nuestras rocas y porque obviamente tanto el Al como el Fe son típicamente constitutivos de la fracción terrígena. De todos modos, se puede hablar de una diferenciación

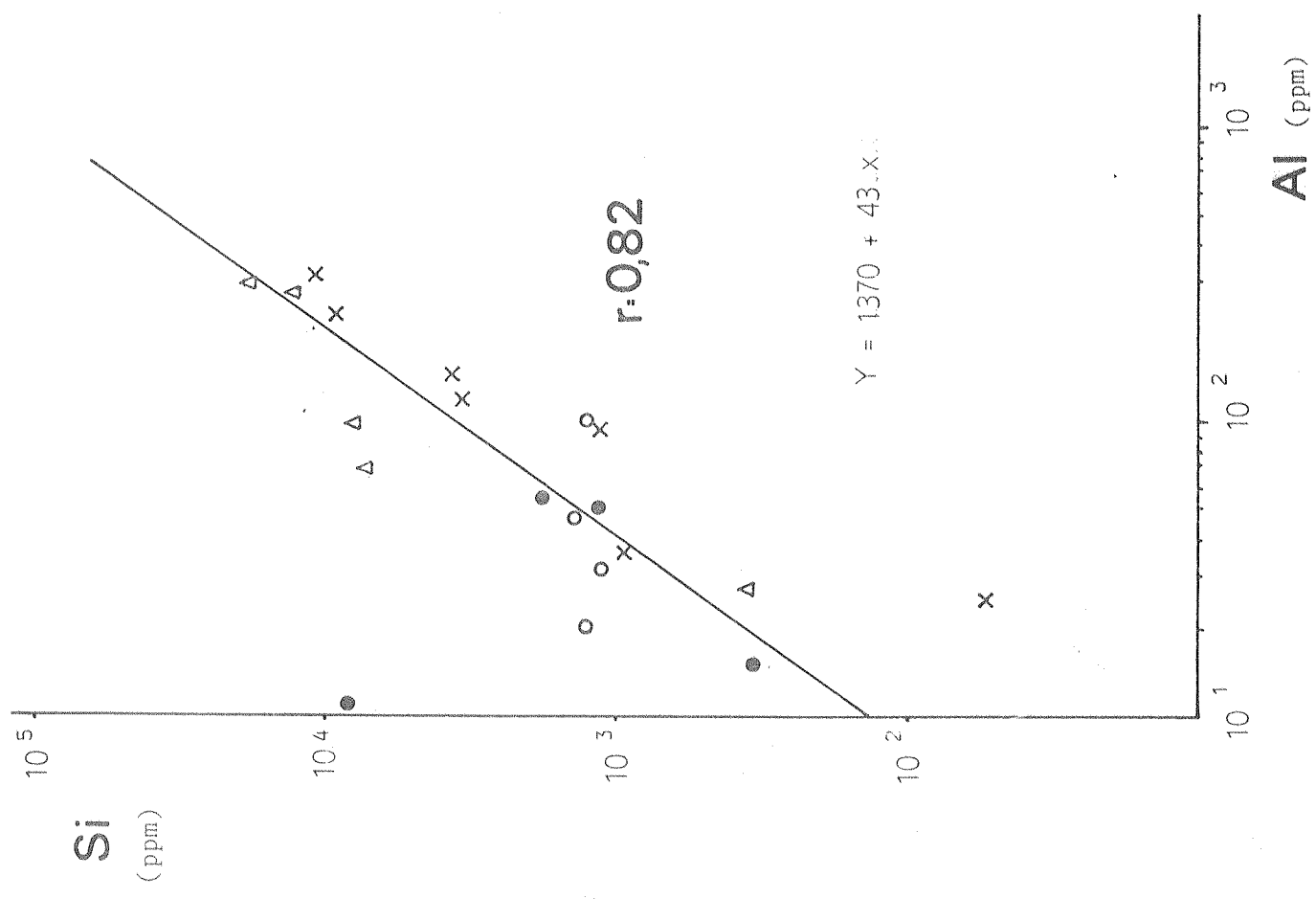


Figura 23.- Diagrama de variación de Al vs. Si. Referencias en figura 21.

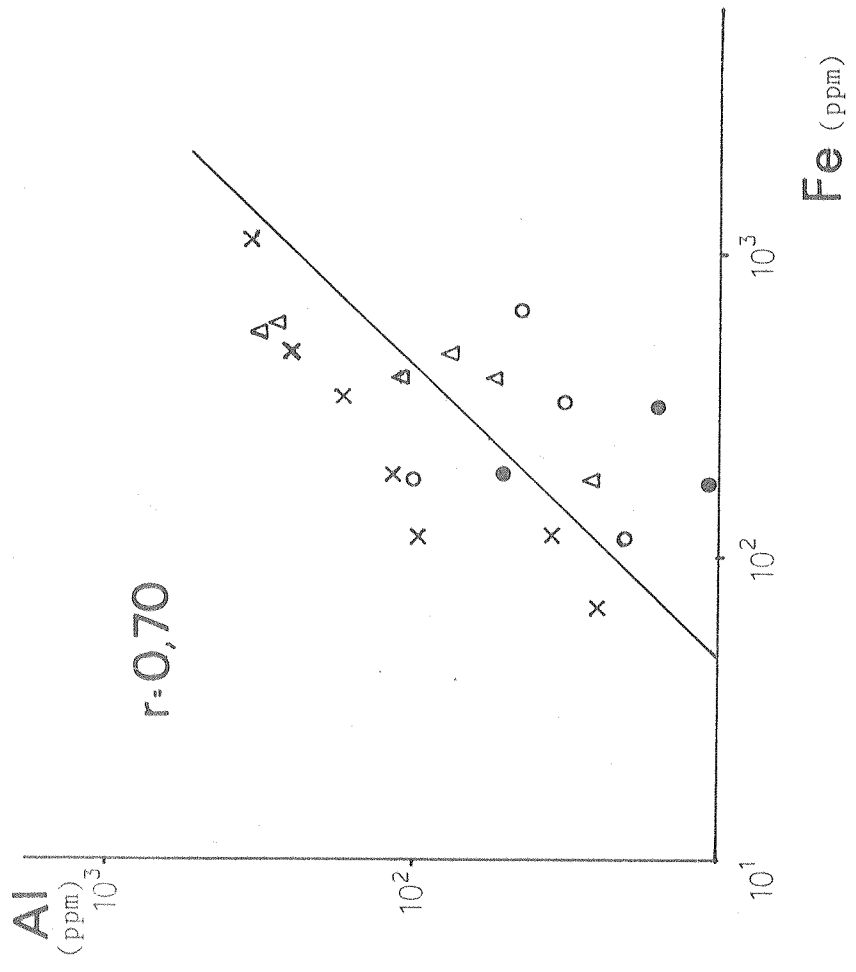


Figura 22.- Diagrama de variación de Fe vs. Al. Referencias en figura 21.

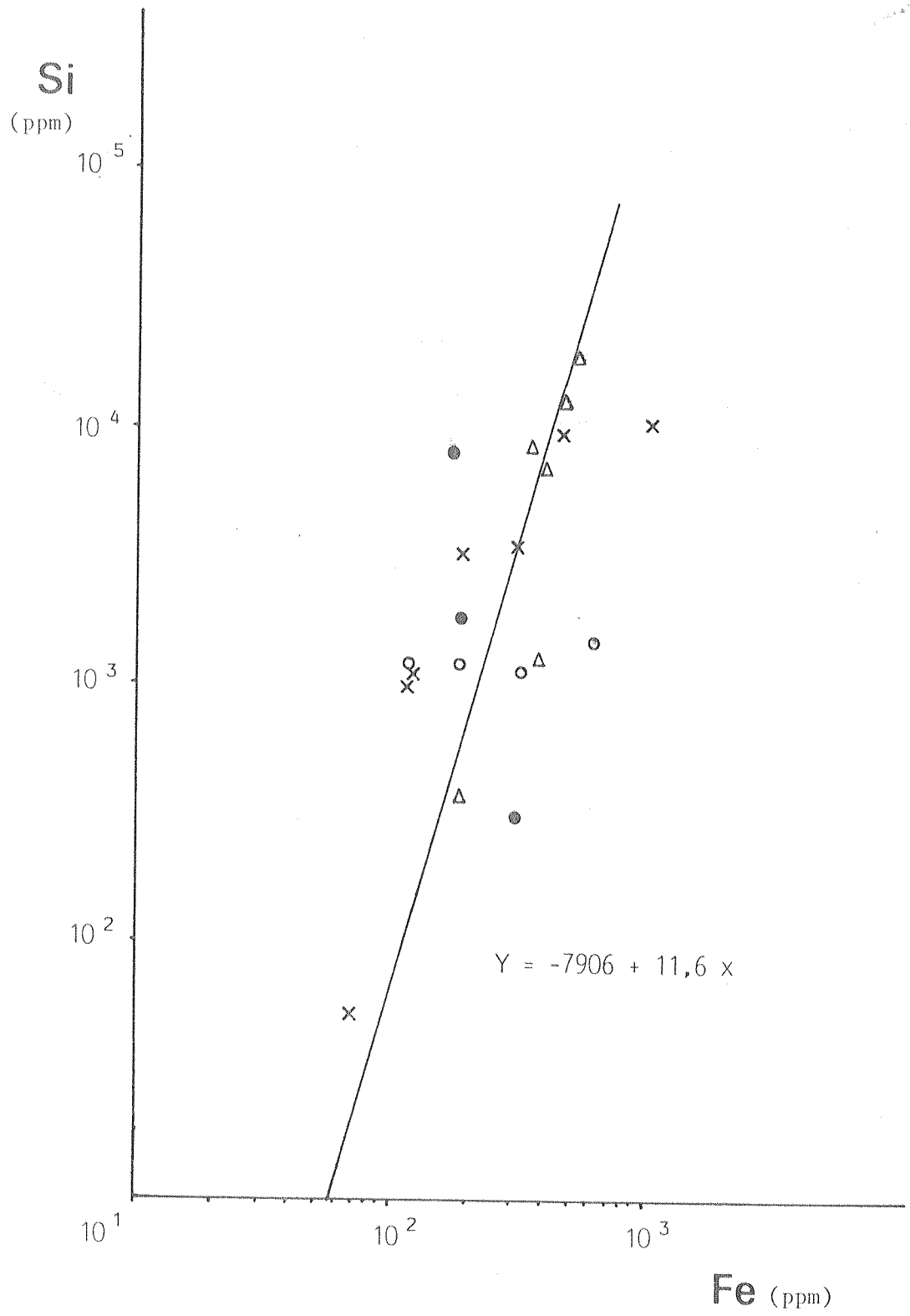


Figura 24.- Diagrama de variación Fe vs. Si. Referencias en figura 21.

cuando se las estudia desde las litofacies, como es apreciable en el cuadro 19. Nótese cómo la litofacies 1 (WP), y en menor grado la 3 (MTE), abarcan los mayores valores de Si, Al y Fe.

Teniendo en cuenta los aspectos de la depositación de la litofacies 1 (WP) y su probable exposición subaérea durante períodos considerables de tiempo, la mayor frecuencia de Al_2O_3 y de Fe_2O_3 en ella, permite intuir que dichas rocas hayan estado sujetas al lavado y meteorización. Bajo condiciones de climas cálidos y mediando una lixiviación intensa, los cationes alcalinos y alcalino-térreos habrían sido eliminados a través del agua freática quedando en su sitio Al y Fe, todo esto bajo un pH 4 a 5.

En síntesis, se podría asignar al factor I como indicador de condiciones singénicas de lavado y meteorización de rocas expuestas a los medios subaéreos, antes que a fenómenos de aporte de materiales terrígenos desde las áreas aledañas.

2.- FACTOR II

Está determinado por los valores de MgO y Sr, tal como lo demuestra el cuadro 17 (matriz varimax de pesos), en tanto en la matriz varimax de marcas (cuadro 18), solamente las muestras N° 3; 9; 10; 11; 12; 14 y 17 presentan influencias del citado factor.

Ambos elementos (Mg y Sr) son de suma importancia en la diagnosis paleoambiental de las rocas carbonáticas; el Mg por su activa participación en los procesos diagenéticos (por ej., dolomitización) y el Sr por ser uno de los elementos más móviles de las calizas y por su importancia como indicador paleoambiental. Por lo tanto, se tratará de abarcar todos los aspectos concernientes a la distribución y caracterización de ambos, dentro de las distintas litofacies establecidas, como así también su desarrollo vertical en cada perfil estudiado.

2.1.- MAGNESIO

Si se analiza a este elemento en función de su contenido en las distintas litofacies, se verá que no muestra clara diferenciación (cuadro 19). Cabe aclarar que, como se explicara anteriormente, se ha excluido del análisis estadístico a las muestras dolomitizadas, para que no interfieran en el contenido promedio.

Evidentemente, es en las dolomitas en donde se comporta como elemento esencial, pero su neta influencia en el factor II, nos demuestra claramente que debe existir, aparte de la dolomitización, algún otro proceso geoquímico-sedimentológico que justifique la influencia del Mg.

Si ahora nos referimos a la matriz de correlación (cuadro 15), veremos que el MgO posee correlación positiva y significativa con el Sr ($r=0,72$). Su relación con el Sr es importante, pues difiere de lo oportunamente planteado por Siegel (1961) para carbonatos recientes. Dicho autor estableció que la concentración de Mg decrece cuando el contenido de Sr aumenta, y alcanza un máximo donde el Sr es mínimo. Este planteamiento fue basado en una asociación vincular entre la mineralogía de los carbonatos y su contenido en Mg y Sr, es decir que, como es sabido, los materiales de naturaleza calcítica poseen altos contenidos de Mg y bajos de Sr, y los de índole aragonítica altos de Sr y bajos de Mg, o sea dos asociaciones: calcita-Mg y aragonita-Sr.

Litofacies	Ca	Mg	Al	Si	Fe	Mn	Ba	Sr	Na	IR	Sr/Ca
1 (WP)	24,79	0,28	2528	131.100	6700	252	56	925	1465	33,20	1,72
2 (BCA)	37,10	0,21	335	14.466	3583	362	248	1250	1014	3,76	1,05
3 (MTE)	33,30	0,32	1302	48.281	3030	170	206	1080	1100	13,12	1,49
4 (GO)	36,93	0,20	1112	14.420	1885	310	38	800	742	4,71	0,99
5 (MMA)	37,54	0,24	441	11.870	2513	465	44	867	2423	3,28	1,06
7 (AM)	36,46	0,21	371	24.360	1676	310	200	850	1706	5,86	1,06

Cuadro 19.- Distribución de los contenidos de los distintos elementos en las litofacies de las formaciones La Manga y Auquilco. La litofacies 6 (E) fue excluida del análisis por su carácter netamente evaporítico.

No se descarta en este trabajo que en un principio haya existido una u otra asociación, pero indudablemente lo que hay que tener en cuenta es que la correlación positiva entre el Sr y el Mg, que se da en las calizas de la Formación La Manga, nos está sugiriendo que debió existir algún proceso por el cuál se produjo un enriquecimiento adicional en uno u otro elemento.

Existen diversos motivos, que serán tratados más adelante, que nos llevan a pensar que la naturaleza original de estas calizas ha sido aragónica. Por lo tanto, aunque ahora son rocas calcíticas, su contenido en Sr se mantiene relativamente elevado.

No obstante, debe esperarse que los contenidos de Mg no sean altos en estas calizas (ver cuadro 19); con todo, la matriz varimax de pesos (cuadro 17) indica que el factor II está fuertemente influenciado también por el Mg, aunque en valores relativos.

Una hipótesis aceptable para explicar su importancia sería el hecho de que ciertas soluciones cargadas de Mg produciesen una diagénesis tardía (dolomitización), pero evidentemente la petrografía realizada en la Formación La Manga revela lo contrario, e excepción de una dolomitización localizada en Puesto Maripil. Por consiguiente se podría aceptar como tal, el hecho de que existiese un proceso diagenético (anadiagénesis) que involucrase una participación activa del Mg, descartando desde ya una dolomitización.

Una correlación efectuada entre la relación Mg/Ca y el residuo ácido insoluble (figura 25) nos demuestra que, bajo un $r = 0,52$ significativo, el residuo insoluble podría actuar como una barrera (membrana) concentrando preferencialmente Mg en soluciones intersticiales cargadas con residuo insoluble; las mismas serían enriquecidas durante el estadio de anadiagénesis.

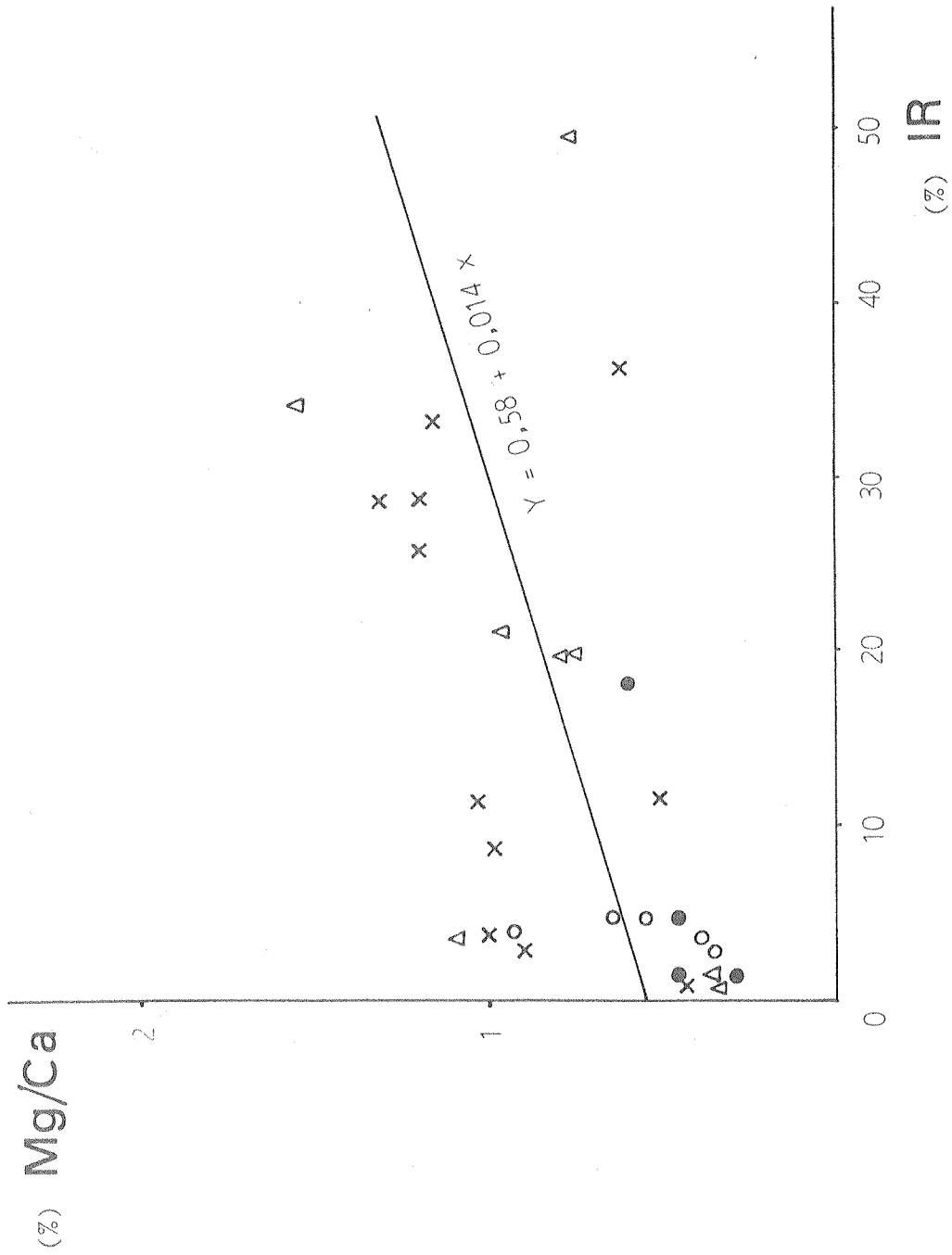


Figura 25.- Diagrama de variación Mg/Ca vs. residuo ácido insoluble (IR). Referencias en figura 21.

2.2.- ESTRONCIO

2.2.1.- Resultados obtenidos

Este elemento, esencial junto con el Mg para el desarrollo del factor II, resulta de vital importancia en la diagnóstico paleoambiental de las secuencias carbonáticas.

En primer lugar, los carbonatos de la Formación La Manga en la Sierra de la Vaca Muerta, poseen una media de 920 ppm de Sr, valor que se puede encuadrar dentro de los límites normales para calizas con la mineralogía presente (calcítica) (ver cuadro 20).

Lowestam (1961), Turekian (1964) y Odum (1957) indicaron que la relación Sr/Ca del agua de mar fue relativamente constante durante el Fanerozoico, por lo cual la relación del Sr con el elemento más estable de los carbonatos, juega un rol primordial en el análisis de estas rocas y por ende resulta necesario analizar su comportamiento.

El diagrama de frecuencias de la relación Sr/Ca para las sedimentitas carbonáticas en estudio muestra neta distribución bimodal, hecho que coincide con los estudios realizados por diversos autores en calizas de plataforma. Asimismo, en la figura 26, se han colocado los rangos que abarcan los distintos perfiles realizados; allí se puede observar que existe un aumento gradual desde las litofacies presentes en Mallín de la Cueva (relación Sr/Ca = 1,35) hasta las aflorantes en Puesto Maripil (relación Sr/Ca = 2,0). Esto resulta compatible con el hecho de que las litofacies presentes en Puesto Maripil poseen mayores contenidos de Sr que las más alejadas de este perfil; así, de acuerdo al cuadro 19, las litofacies 2 (BCA) y 3 (MTE) tienen 1250 y 1080 ppm de Sr, respectivamente, en tanto que la litofacies 7 (AM) posee valores inferiores a 850 ppm de Sr.

Al respecto, Veizer y Demovic (1974) diferenciaron de acuerdo a la relación Sr/Ca de diferentes facies calcáreas, ambientes de albúfera, plataforma y cuenca, distinguiendo a su vez, calizas hipersalinas, pelágicas, hemipelágicas y neríticas. En nuestro caso, (figura 26), la tendencia predominante de dicha relación sugiere calizas formadas en ambiente con influencias hipersalinas. Se pueden distinguir, a su vez, fuertemente hipersalinas,

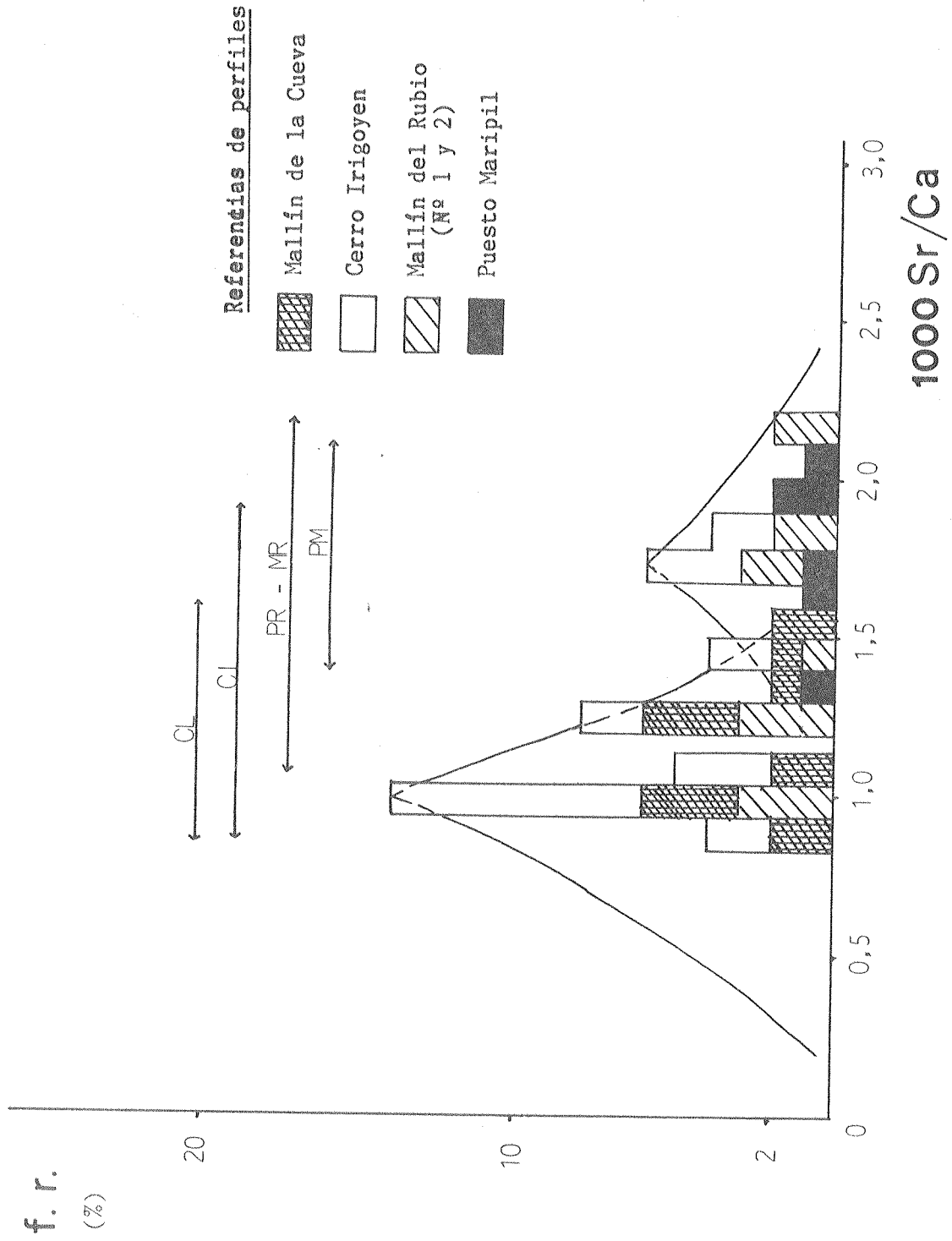


Figura 26.- Diagrama de distribución de frecuencias de promedios de 1000 Sr/Ca de calizas, en la Sierra de la Vaca Muerta.

para el caso de las pertenecientes a los perfiles Puesto Maripil y Mallín del Rubio (con valores que oscilan entre 1,5 y 2,5 de la relación Sr/Ca) y salinas, que no demuestran tal influencia, o bien la ejercen en menor grado, con valores inferiores a 1,5, como sería el caso de los perfiles Cerro Irigoyen y Mallín de la Cueva.

En cuanto a la vinculación del Sr con otros elementos analizados, en el cuadro 15 se aprecia buena correlación positiva fundamentalmente con el Mg ($r=0,71$). En la figura 27, donde ambos elementos se han estudiado en relación al Ca, se observa que los valores de Mallín de la Cueva y Mallín del Rubio son bien correlacionables, no sucediendo lo mismo con los de Cerro Irigoyen y Puesto Maripil.

Como habíamos planteado durante el tratamiento del Mg, el hecho de que este elemento tenga correlación positiva con el Sr es por demás llamativo. Se supone al respecto, que algunas litofacies han estado libradas a la intervención de soluciones diagenéticas que las enriquecieron en Mg. En especial y como ejemplo citamos a las litofacies 5 (MMA) y 7 (AM), aflorantes en Mallín de la Cueva, que poseen abundantes rasgos de diagénesis tardía.

2.2.2.-

Consideraciones sobre el contenido de Sr en calizas. Importancia de la mineralogía.

Los cristales de las rocas carbonáticas pueden contener una variedad de información relacionada con la evolución del ambiente en el cual se han desarrollado y de las soluciones a partir de las que han precipitado.

La concentración de Sr en diferentes tipos de partículas sedimentarias o en minerales neoformados, puede otorgar importantes consideraciones en lo referente al ambiente especialmente, en términos de su coeficiente de partición (McIntire, 1963).

Los iones de Sr y Ca son similares en tamaño y pueden ser sustituidos mutuamente en un enrejado mineral. El Sr raramente resulta abundante para formar minerales independientes, y generalmente acompaña al Ca.

Debido a que la estructura de la aragonita puede acomodar iones más grandes que otros minerales carbonáticos, el Sr generalmente es concentrado

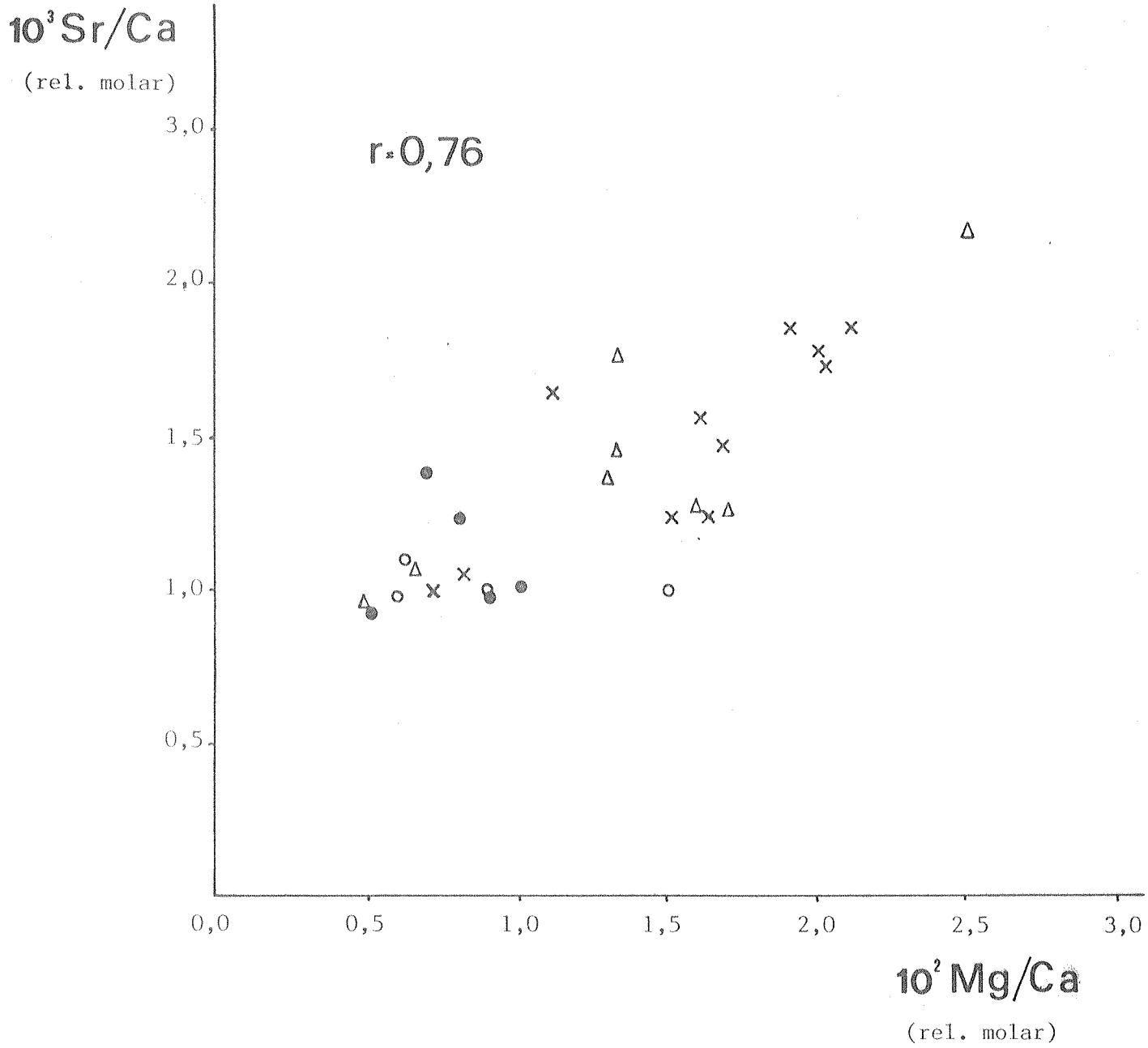


Figura 27.- Diagrama de variación de la relación 10^3 Sr/Ca vs. 10^2 Mg/Ca .

en este mineral (Lowestam, 1954). De este modo, si cristales de aragonita o de calcita son desarrollados en soluciones teniendo la misma relación de concentraciones molares, la aragonita tendrá dentro de su red cristalina una mayor proporción de Sr que la calcita, demostrando el buen desarrollo del ión Sr en el sistema rómbico con respecto al trigonal.

Al respecto, la mayor proporción de Sr en aragonita en comparación con la calcita, queda demostrado mediante los valores del coeficiente de partición. Así se afirma que:

$$(K_{Sr})_{arag.} = 1,12 \pm 0,04 \qquad (K_{Sr})_{calc.} = 0,14 \pm 0,02$$

(según Kinsman y Holland, 1969)

En los medios carbonáticos las soluciones (agua de mar y aguas sin-génicas) no son estables sino que muestran cambios composicionales variados y constantes. Así, las relaciones molares $m \text{ Sr} / m \text{ Ca}$ en la solución dependen tanto de los iones puestos en libertad por disolución de cristales, como por la eminente introducción de otras soluciones en los espacios porales. Como se aprecia, los valores de la relación molar en la solución están condicio-nados en definitiva por la mineralogía de los precipitados adyacentes, la porosidad y la migración de fluidos entre los sedimentos y la temperatura.

De este modo queda claro que durante el desarrollo del cristal o la disolución, la relación molar Sr/Ca en la solución es normalmente cambiante. Estos conceptos serán muy útiles en la reconstrucción de algunos eventos diagenéticos de las calizas en cuestión, en las que han sido involucradas diferentes procesos de disolución-reprecipitación.

En cuanto a la precipitación, tanto de aragonita como de calcita, Zeller y Wray (1956) establecen que el factor fundamental en la formación de una u otra especie de carbonato de calcio es la presencia de impurezas en la solución. Otros factores, y que a su vez interactúan con este son: pH, temperatura, solubilidad relativa de los polimorfos, tamaño del cristal y tiempo de precipitación.

En general podemos decir que, altas impurezas, alto pH, temperaturas

elevadas, pequeño tamaño del cristal y corto tiempo, favorecen la precipitación de aragonita sobre calcita.

Dado que la aragonita es inestable respecto a la calcita en ambiente superficial con temperatura normal, es factible que en un principio se dé la precipitación de aragonita, pero luego se produzca la conversión a calcita.

Aparte de los factores mencionados, cabe también la posibilidad que la formación de aragonita antes que de calcita, pueda ser una cuestión de cinética y se vea acelerada por la presencia del ión Sr.

No se descarta, que en ciertas litofacies presentes (en especial las no biogénicas) pudo haber precipitación original de calcita, pero en menor medida.

En toda la Sierra de la Vaca Muerta los valores de Sr varían entre 600 y 1200 ppm mientras que en sedimentos aragoníticos actuales lo hacen entre 5000 y 10000 ppm. Si suponemos que nuestras calizas fueron en su origen en gran parte aragoníticas, debe haber un proceso que ha llevado al empobrecimiento en Sr de las rocas en estudio. Davies (1972) plantea para estos casos, que tal pérdida de Sr puede darse en dos distintas posibles situaciones: 1) pérdida parcial de Sr durante la inversión de la aragonita a calcita por migración (difusión) del Sr en los límites de los cristales, o bien 2) movimiento del Sr fuera de las rocas produciendo su pérdida neta.

Asumimos como posible la primer causa debido a que: considerando como inicial una fase sólida (aragonita), en la misma durante el proceso de inversión (aragonita a calcita), se produce un movimiento de los iones de Sr hacia afuera del enrejado cristalino, o sea una inversión en estado sólido. Para que ello ocurra se necesita un tiempo determinado (millones de años) y altas temperaturas. Ahora bien, se considera a priori, debido a la persistencia de los valores altos en Sr luego de la inversión, que el sistema de fases original ha sido una fase rica en Sr e inestable (aragonita rica en Sr), dado que si no hubiese sido así (por ejemplo una fase pobre en Sr y estable, como la calcita) tendríamos valores entre 150 y 200 ppm a lo largo de toda la sierra (cuadro 20).

Se descarta aquí la posibilidad de que ocurra la inversión en una

fase acuosa, lo que involucra solución-redeposición en una interfase sólido-líquido, debido a que dicha fase acuosa generalmente es de origen no marino (Kinsman, 1969).

En lo que respecta a la segunda causa, que se refiere a la pérdida total de Sr en un sistema abierto, para que ello ocurra, la misma debe ser producida por una gran difusión debida a variaciones de solubilidad de importancia con movimientos de los iones a través de los poros o bien por transferencia de flujos, lo que involucra movimientos de grandes volúmenes de aguas porales dentro de un cuerpo sedimentario. Ambas circunstancias deben ser consideradas bajo importantes variaciones de solubilidad, inducidas por cambios bruscos de presión y temperatura; la litología predominante en la sierra nos está indicando que si bien existen importantes rasgos diagenéticos (especialmente en las litofacies de la Formación Auquilco) que indican variaciones de temperatura, no se evidencian importantes variaciones de solubilidad con movimientos de grandes masas de aguas porales.

En síntesis, la pérdida de Sr durante la inversión de aragonita a calcita es resultado de variaciones en estado sólido, por lo que resulta independiente de una inicial introducción de agua dulce dentro de las rocas.

La concentración de Sr, además de ser usada como guía de la mineralogía existente, puede en cierta forma inferir la paleotemperatura original. En general, en carbonatos de aguas frías, el contenido de Sr es bajo debido a la preponderancia de la forma calcítica y de cemento calcítico.

De acuerdo a Kinsman (1969) la cantidad de Sr en calcita es de 1200 ppm a 25°C y se incrementa cuando decrece la temperatura. En una calcita formada a 3°C por ejemplo, puede tener 1350 ppm de Sr.

En nuestro caso, se asume que las calizas fueron depositadas bajo un clima subtropical, de acuerdo a la mineralogía original (aragonítica) y a los organismos que en ellas se encuentran (corales, algas, etc).

Resulta importante hacer una breve consideración acerca de las calizas que han padecido diagénesis. Durante la misma, es común que se produzca decrecimiento en el contenido de Sr debido a su pérdida por procesos de inversión, recristalización y dolomitización. Con todo, la proporción final

de los elementos trazas después de una recristalización epi-diagenética puede ser muy variada y difícil de interpretar, hecho que ya había sido expuesto por Flügel y Flügel-Kahler (1962).

En nuestro estudio tenemos una dolomitización marcada en la litofacies 3 (MTE), localizada en Puesto Maripil (ver capítulo III). La misma posee un valor de 600 ppm de Sr, notoriamente inferior a la caliza micrítica adyacente que tiene 1100 ppm de Sr, lo que denota un decaimiento de los valores debido a un proceso de diagénesis tardía, en el que el Sr liberado pudo haber sido removido por soluciones circulantes (Al-Hashimi, 1976).

La pérdida de Sr durante la dolomitización puede indicar que éste está limitado a una acomodación dentro de la estructura cristalina de la dolomita; esto puede en parte ser debido al radio iónico del Sr ($1,12 \text{ \AA}$). Además, factores tales como la relación mol a mol de la solución dolomitizante y la relación mol a mol de la roca portadora, pueden ser igualmente importantes en el contenido de Sr en una dolomita, o bien de su pérdida durante la dolomitización.

2.2.3.-

El Sr y los organismos (precipitación orgánica de carbonatos)

En las distintas litofacies de la Formación La Manga es muy importante la participación de los organismos, por lo que resulta de interés analizar el contenido de Sr tanto en los esqueletos como en la matriz.

El valor promedio de Sr/Ca en esqueletos y matriz es de 1,03 y 0,51 respectivamente, los cuales dan aproximadamente una relación 2:1, o sea poseen dos veces más Sr los fósiles que la matriz que los contiene.

Los esqueletos calcáreos varían considerablemente en su capacidad para concentrar Sr. Turekian y Kulp (1956) consideran que los factores que afectan a la relación Sr/Ca en conchillas carbonáticas son: 1) la relación Sr/Ca en la fase líquida, 2) los polimorfos calcita y aragonita, 3) el efecto vital de los organismos, 4) la temperatura de la fase líquida y 5) la salinidad de la fase líquida.

Evidentemente el factor primordial que determina la relación Sr/Ca en los fósiles, como así también en las calizas, es la relación Sr/Ca del

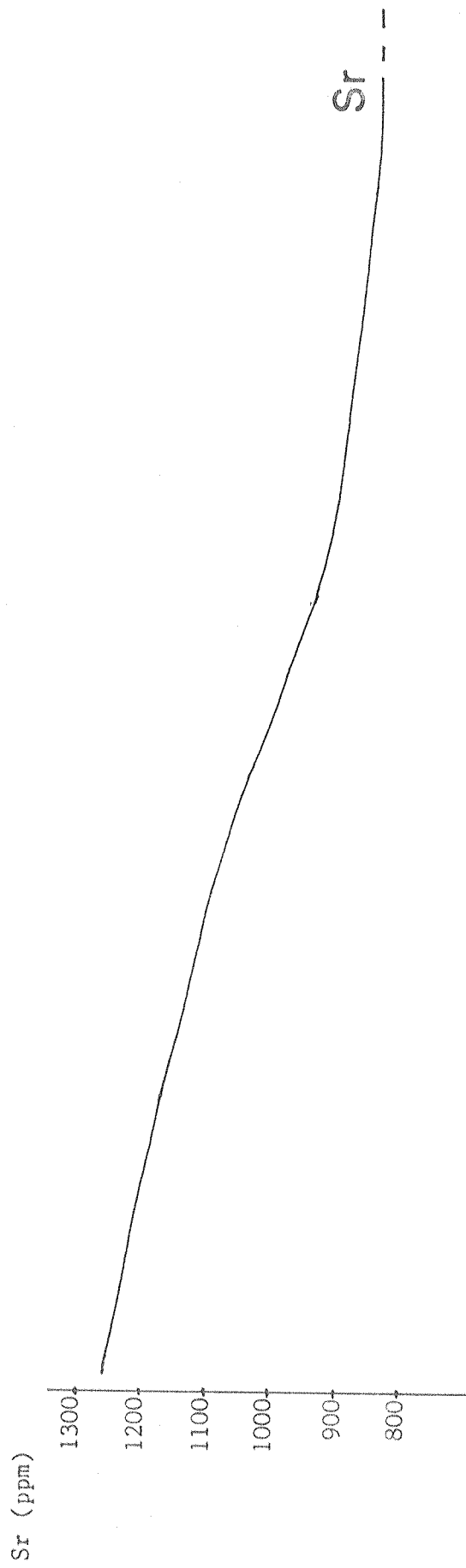
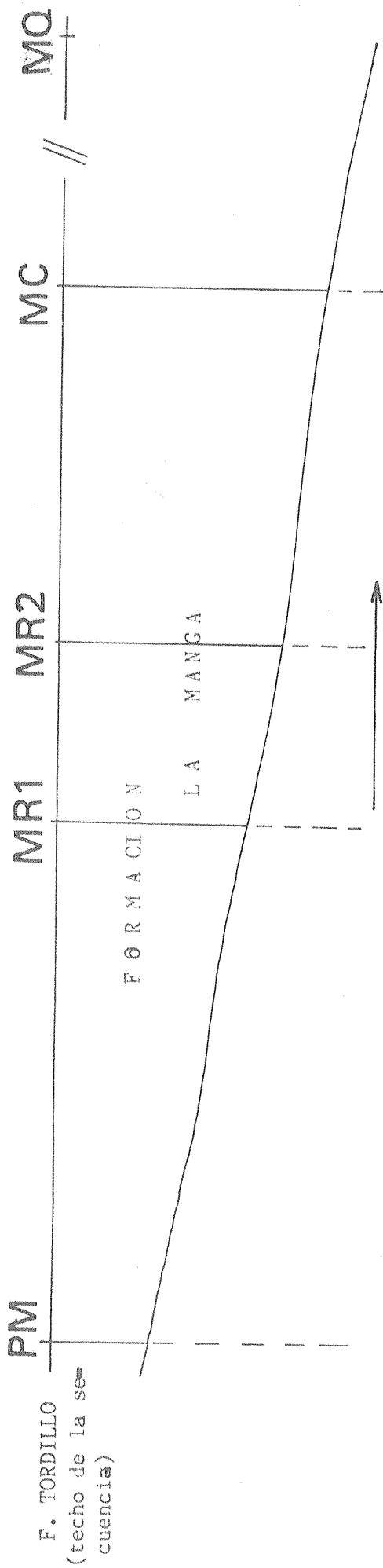


Figura 28.- Corte esquemático a lo largo de la Sierra de la Vaca Muerta, mostrando las variaciones laterales del contenido de Sr en los distintos perfiles realizados sobre la Formación La Manga.

agua en la cuál éstos se han depositado. A su vez, esta relación Sr/Ca del agua está vinculada con la temperatura, la salinidad y el origen de la solución.

Según Kinsman (op cit) si la calcita y la aragonita presentes en esqueletos de los organismos han sufrido fraccionamientos no bioquímicos durante su formación, podemos encontrar un factor $K_{Sr}^A/K_{Sr}^C = 8$ en la concentración del Sr en las dos fases (aragonítica y calcítica). Si los organismos depositan carbonato de Ca en agua de mar normal a temperatura cercana a 25°C, podemos encontrar 8000-8500 ppm de Sr en la aragonita y alrededor de 1000 ppm de Sr en la calcita. Estos últimos valores de Sr son los encontrados en las calizas (ahora calcíticas) de la Formación La Manga.

Kulp et al (1952) analizan rocas carbonáticas y conchillas del Jurásico y llegan a la conclusión que el valor promedio de Sr/Ca para todas las calizas es de 0,71. En general, los fósiles tienen valores más altos de esta relación, aunque ello depende de la salinidad y composición del ambiente oceánico original, de la relación calcita/aragonita en la conchilla original y de procesos posteriores de recristalización.

En coincidencia con lo expresado por los autores mencionados, en las calizas fosilíferas de la Formación La Manga se obtiene un promedio elevado de la relación Sr/Ca del orden de 1,29. Al respecto, en el cuadro 21, se pueden observar los altos contenidos para los fósiles en comparación con los de las calizas en general.

Cabe acotar que la concentración de Sr en la matriz puede ser controlada particularmente por las proporciones de fragmentos esqueléticos y en especial por el tipo de esqueletos en la fracción orgánica. No obstante, diferencias originales pueden ser reducidas (o bien completamente arrasadas) por disolución diferencial, recristalización o reemplazo.

En relación con los aspectos biogénicos, el Sr resulta un útil indicador de litofacies arrecifales y no arrecifales.

En el caso de la Formación La Manga observamos que de acuerdo al tipo y ubicación geográfica de las litofacies (cuadro 19) existe un marcado incremento del Sr desde las litofacies no arrecifales hacia las arrecifales. Es así que las litofacies 4 (GO), 5 (MMA) y 7 (AM), tienen valores promedios

<u>Autor</u>	<u>Sr(ppm)</u>
Rankama y Sahama (1950)	425 - 765
Krauskopf (1955)	400 - 800
Runnels y Schreicher (1956)	470
Ostrom (1957)	490
Ronov y Ermishkina (1959)	480
Graf (1960)	475
Turekian y Wedepohl (1961)	610
Nicholls y Loring (1962)	80
Delfaud y Gauthier (1968)	725
Al-Hashimi (1976)	400 - 700
Pingitore (1985)	1800 (en corales calcínicos)
Matheos (1987)	920

Cuadro 20.- Datos de Sr en calizas.

<u>Autor</u>	<u>Tipo de muestra</u>	<u>Sr/1000Ca</u>
Odum (1957)	calizas Paleozoicas	1,21
Kulp et al (1952)	" "	0,71
Kulp et al (1952)	fósiles de la F. Calvert (Mioc.)	3,10
Kulp et al (1952)	" no recristalizados de la F. Calvert (Mioc.)	1,88
Kulp et al (1952)	calizas F. Dubois (Jurásico)	0,45
Kulp et al (1952)	Belemnites F. Sundance (Jurásico)	1,00
Turekian (1957)	cieno calcáreo de aguas profundas	2,80
Siegel (1961)	calizas biogénicas recientes	8,3-13,6
Matheos (1987)	calizas fosilíferas de la F. La Manga (Jurásico sup.)	1,29

Cuadro 21.- Abundancia de Sr en fósiles y calizas.

aproximados a los 850 ppm de Sr, e inclusive menores; pero a medida que nos dirigimos a las litofacies más ricas en algas y corales, el Sr se va incrementando. La litofacies 3 (MTE) tiene 1033 ppm y la litofacies 1 (WP) posee 925 ppm de Sr, para así llegar a la litofacies 2 (BCA) con 1250 ppm de Sr (figura 28).

Esto coincide con lo oportunamente establecido por Campbell y Lerbekmo (1965), quienes sugirieron que el contenido de Sr en sedimentos viejos se va incrementando con la proximidad a los arrecifes; también concuerda con el trabajo de Davies (op.cit.) quién realizó sus observaciones en rocas carbonáticas del Coraliano Británico (Jurásico superior), en las que el contenido de Sr aumenta desde rocas no arrecifales a arrecifales (en relación 1:2).

De acuerdo a lo expuesto anteriormente, podemos decir que las muestras de la Sierra de la Vaca Muerta pertenecientes a la Formación La Manga, que poseen alto contenido de Sr y por ende alta relación Sr/Ca, son de vecindad con los bancos arrecifales presentes en la misma.

Es muy probable que en estas asociaciones carbonáticas la proporción de aragonita original haya sido mayor en las cercanías de los arrecifes, de ahí los altos valores de Sr y de Sr/Ca en las litofacies propias de estos ambientes. Por otra parte, Bowen (1956) estableció que la cantidad de Sr en corales recientes es mucho mayor que en corales fósiles. Por todo esto, resulta fácil admitir que los corales aragoníticos perdieron Sr cuando la aragonita fue recristalizada a calcita.

2.2.4.-

Relaciones isotópicas del Sr

Por último, y para completar el estudio de este importante elemento traza de las calizas, se tratará brevemente las relaciones isotópicas (Sr^{87}/Sr^{86}).

Al respecto, se realizaron ocho análisis de las calizas de la Formación La Manga, para determinar la relación isotópica Sr^{87}/Sr^{86} existente. Los mismos fueron efectuados por el Dr. Mario Barbieri, en el laboratorio de Geoquímica de la Universidad de Roma (Italia), y sus resultados son presentados en el cuadro 22. Cabe agregar que las muestras fueron solubilizadas

Perfil	Muestra	Sr (ppm)	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	
			fracción carbonática	residuo ácido insoluble
Puesto Maripil	PM 9	800	0,70677 ± 0,00003	0,70965 ± 0,00004
Puesto Maripil	PM 6	600	0,70677 ± 0,00003	0,70998 ± 0,00004
Mallín del Rubio Nº 2	MR 4	1200	0,70682 ± 0,00003	0,70954 ± 0,00002
Mallín de la Cueva	CL 21	1200	0,70679 ± 0,00003	0,70993 ± 0,00002

Cuadro 22.- Valores de la relación Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ para las calizas de la Formación La Manga.

con HCl 2,5 N y el estroncio fue separado de los otros elementos precedentes mediante una resina de intercambio, determinándose valores isotópicos, tanto para la fracción carbonática como para el residuo ácido insoluble.

Como se aprecia en el cuadro 22, la relación isotópica de las fracciones carbonáticas resulta prácticamente constante, obteniéndose un promedio de 0,70679. El residuo ácido insoluble, como acontece normalmente, presenta datos más elevados (0,70977).

Burke et al (1982) presentan un trabajo referido a la variación de la relación Sr^{87}/Sr^{86} en agua de mar durante el eón Fanerozoico, y establecen que la curva de la relación isotópica versus el tiempo geológico (figura 29) exhibe diversos tramos de incrementos y otros de decaimiento de los valores.

Los resultados de nuestro análisis isotópico concuerdan ajustadamente con los valores obtenidos por Burke et al (op cit) para el Jurásico (figura 29). De la observación de la mencionada figura se puede también deducir que para el Jurásico se manifiesta una marcada dispersión de la distribución de la relación isotópica del agua de mar, la que solo es comparable con los valores correspondientes al Pérmico superior. De este modo, los resultados obtenidos pueden emplearse como una evidencia indirecta en certificar la edad de la secuencia sedimentaria y demuestran el marcado equilibrio de la relación isotópica en el agua de mar y en los sedimentos resultantes.

Burke et al (op.cit) concluyen que el Sr en los océanos ha sido isotópicamente homogéneo en todos los períodos de la era Mesozoica, y en especial durante el Jurásico. Por ello, los datos de la relación Sr^{87}/Sr^{86} de nuestras calizas deben reflejar la composición isotópica en el agua de mar original.

En lo que respecta a los elevados datos de la relación isotópica en el residuo ácido insoluble, la diferencia existente con respecto a la fracción carbonática sería fácil de explicar si el residuo fuese de naturaleza arcillosa y autógeno, pero de acuerdo a los datos obtenidos por difracción de rayos x, que nos revelan ausencia de materiales arcillosos, se debe descartar esta posibilidad.

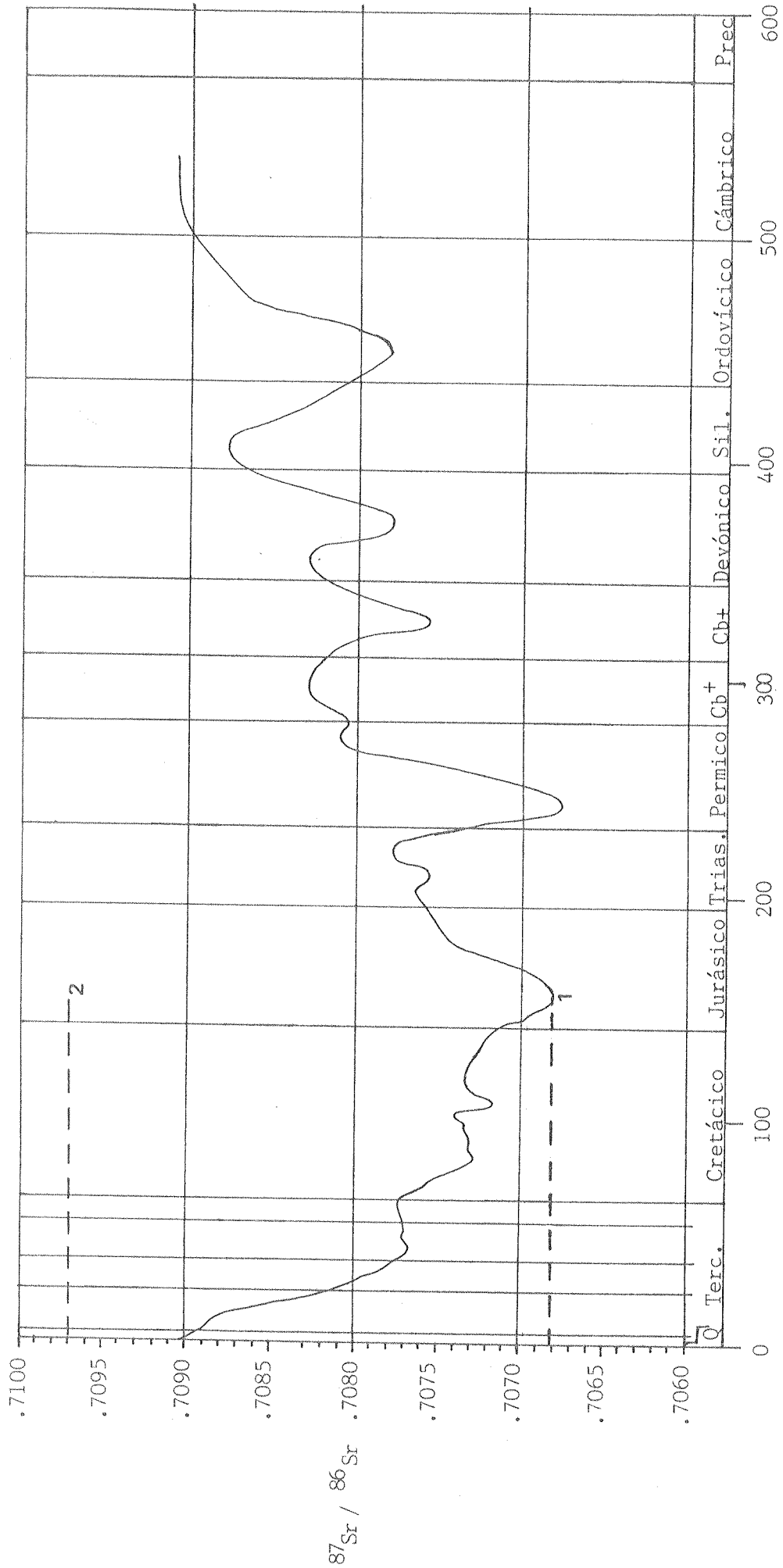


Figura 29 .- Datos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las calizas de la Formación La Manga (fracción carbonática¹ y residuo ácido insoluble²), en comparación con datos de agua de mar registrados a lo largo del Fanerozoico. (tomado de Burke et al, 1982).

Según Faure et al (1965), el agua de mar continuamente recibe aportes de Sr desde el continente y de la alteración hidrotermal del fondo oceánico. Además, el valor isotópico de las aguas oceánicas está controlado por la mezcla de tres variedades isotópicas del Sr derivadas de diferentes áreas: a) rocas volcánicas máficas, en las cuales la relación $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ es de $0,704 \pm 0,002$; b) viejas rocas siálicas de la corteza, con un promedio de alrededor de $0,720 \pm 0,005$ y c) rocas carbonáticas marinas con $0,708 \pm 0,001$ (Faure et al, 1965).

Por lo expuesto, podemos asumir que, el marcado incremento de la relación isotópica observado en el residuo ácido insoluble, se puede deber a contribuciones adicionales de Sr probablemente derivado de rocas corticales.

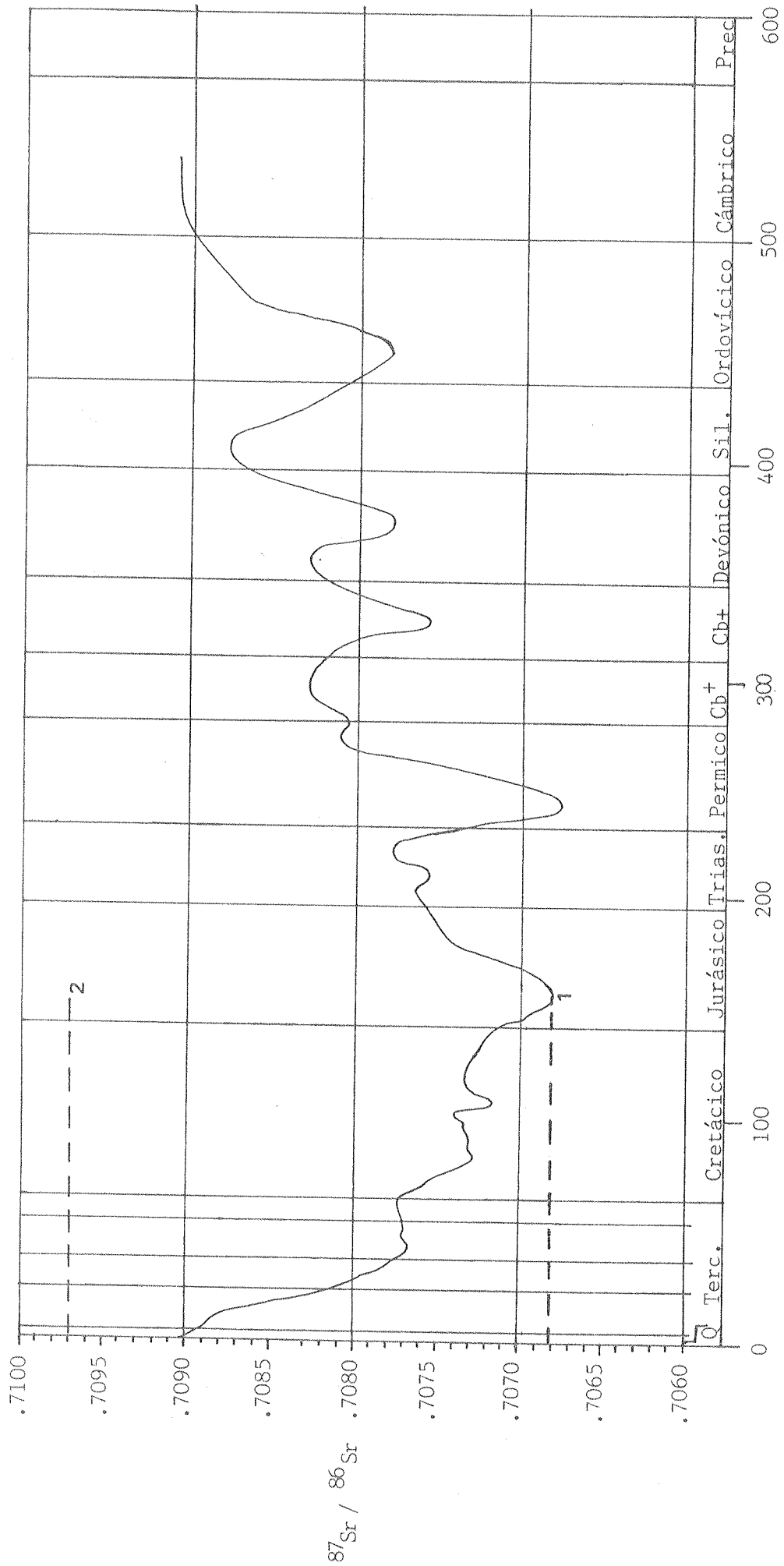


Figura 29 .- Datos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las calizas de la Formación La Manga (fracción carbonática¹ y residuo ácido insoluble²), en comparación con datos de agua de mar registrados a lo largo del Fanerozoico. (tomado de Burke et al, 1982).

3.- FACTOR III

Como lo demuestra el cuadro 17, este factor está netamente influenciado por el MnO y el Na₂O, con valores por demás elocuentes. Ambos elementos actúan en forma distinta durante la precipitación de los carbonatos, ya que el Mn, por ser un elemento móvil, está ligado al Sr⁺⁺ en la diagnóstico paleoambiental, y el Na tiene vinculaciones con los procesos diagenéticos y los de fraccionamiento bioquímico.

Cabe hacer una aclaración, y es que a los fines prácticos y de acuerdo al comportamiento en las secuencias carbonáticas, se decidió optar por el Na y no por el K, en la utilización de los análisis factoriales. Esto fue impulsado por el hecho de que, si bien tanto el Na como el K son elementos alcalinos, siguen diferentes caminos durante sus ciclos; esto lo demuestra el contenido de Na en el agua de mar, que resulta muy superior al del K, ya que este último no permanece disuelto, sino por el contrario tiende a ser absorbido por las arcillas o se incorpora a nuevos minerales micáceos, o bien es utilizado como elemento esencial de los vegetales y animales.

El valor medio de Na para las calizas en cuestión es de 1465 ppm, con un máximo de 4600 ppm en la litofacies 5 (MMA) y un mínimo de 700 ppm para la litofacies 4 (GO).

Por otra parte el Mn presenta como contenido promedio 300 ppm, dato que se encuadra dentro de los valores normales para rocas carbonáticas (ver cuadro 23), y sus valores máximos y mínimos se obtuvieron en las litofacies 5 (MMA) y 1 (WP), con 1000 y 77,5 ppm de Mn respectivamente.

En la matriz varimax de marcas (cuadro 18) se observan las muestras que son influenciadas por este factor; así se tiene a las N^o 1; 3; (5); 6; (7); (13); 16; (17) y 20, siendo el Mn el componente preponderante con respecto al Na, por lo que resulta de analizar conjuntamente esta matriz varimax de marcas con la matrix de datos originales (cuadro 13), que el Na no es una variable de peso en el factor III. Por otra parte y de acuerdo al cuadro 13 se puede establecer que aquellas muestras con cantidades de MnO mayor a 0,04% se ven influenciadas por el factor III. De todas formas se hará un detallado análisis de las variables citadas a los efectos de vislumbrar el proceso que las llevó a ser dominantes de este factor.

<u>Autor</u>	<u>Material</u>	<u>Mn (ppm)</u>
Sahama (1945)	Rocas carbonáticas de Southern Finish Lapland	300
Blumer y Erlenmeyer (1950)	Caliza oolítica	390
Lamar y Thompson (1956)	Calizas de Illinois	1000
Savul y Ababi (1956)	Rocas carbonáticas de los Montes Carpatos (Mz).	93
Ostrom (1957)	Calizas del Pensilvaniano de Illinois	400 - 3700
Wedepohl (1957)	Cieno calcáreo del Océano Atlántico euatorial	800 - 2600
Ronov y Ermishkina (1959)	Rocas carbonáticas de la Plataforma rusa	530
Matheos (1986)	Calizas de la Formación La Manga (Jur. sup) de Neuquén	294

Cuadro 23.- Contenidos de Mn para distintos autores.

3.1.- MANGANESO

Presenta una distribución de frecuencias muy particular. Dentro de los diferentes tipos de distribuciones de variables continuas pertenece a una distribución doble normal con asimetría positiva, o sea dos distribuciones normales yuxtapuestas y truncadas en donde la dispersión menor corresponde a los valores más bajos de la variable (figura 30).

Las distribuciones doble normal, tanto con asimetría positiva como negativa, se adaptan generalmente a la ley teórica de distribución normal, con mayor o menor asimetría. En algunos casos, como el que estamos tratando (con asimetría positiva), puede llegar a adaptarse a una distribución lognormal. Inclusive, de acuerdo a Ahrens (1954), el MnO como así también TiO_2 , P_2O_5 y H_2O^+ presentan variables (como la media y la desviación standard) similares, reflejando una distribución lognormal específica.

De acuerdo al cuadro 15 (matriz de correlación) tanto el MnO como el Na_2O presentan correlación positiva entre sí ($r= 0,52$), por lo que resulta significativa (para $\alpha = 0,05\%$) para nuestro estudio. En la figura 31, en la que se han utilizado relaciones molares Mn/Ca y Na/Ca, por ser el Ca el elemento más estable, se puede apreciar una subdivisión en cuatro poblaciones, de acuerdo al mayor o menor contenido de los elementos considerados. Así, la población con altos valores de Mn y Na está conformada exclusivamente por las litofacies 5 (MMA) y 7 (AM), ambas presentes en Cerro Irigoyen. En contrapartida, la población con valores menores está constituida por muestras de las litofacies 3 (MTE) y 4 (GO).

Como sabemos, las litofacies 5 (MMA) y 7 (AM) poseen rasgos y estructuras diagenéticas, como lo son grietas verticales rellenas con calcita escalenoédrica, estructuras birdseyes, estilolitas, abundantes silicificaciones. Teniendo esto último en cuenta, y asumiendo que tanto el Na como el Mn^{++} están vinculados a procesos diagenéticos (anadiagénesis, en general) se puede pensar que dichos procesos estarían afectando a las citadas litofacies.

En lo que hace exclusivamente al Mn^{++} , además de su relación con el Na, se deben tener en cuenta otros factores, para una total caracterización de su participación en la diagnóstico paleoambiental. Así, los factores

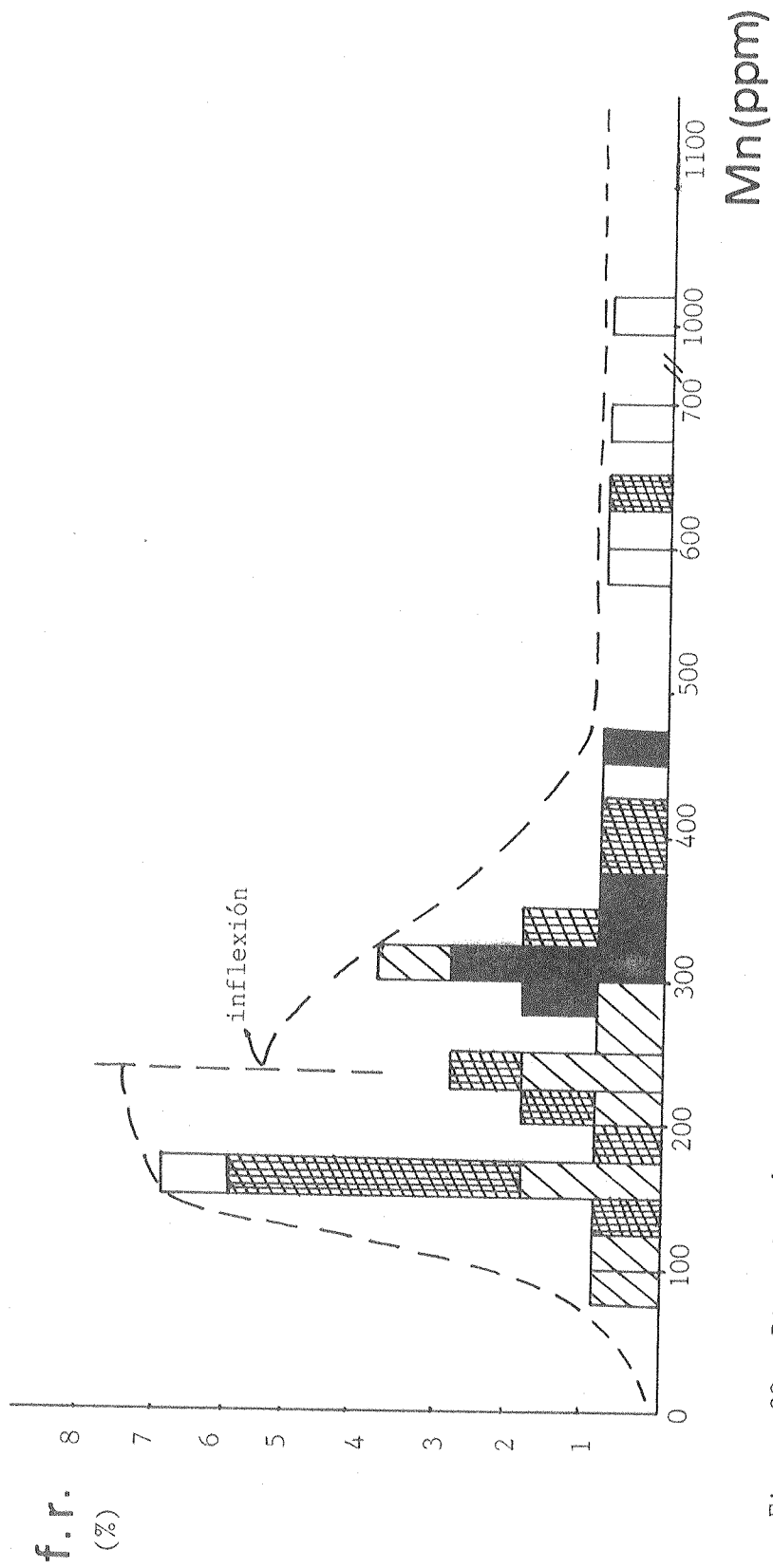


Figura 30.- Distribución de frecuencias del contenido de Mn (ppm) de la Formación La Manga.
Referencias en fig. 26.

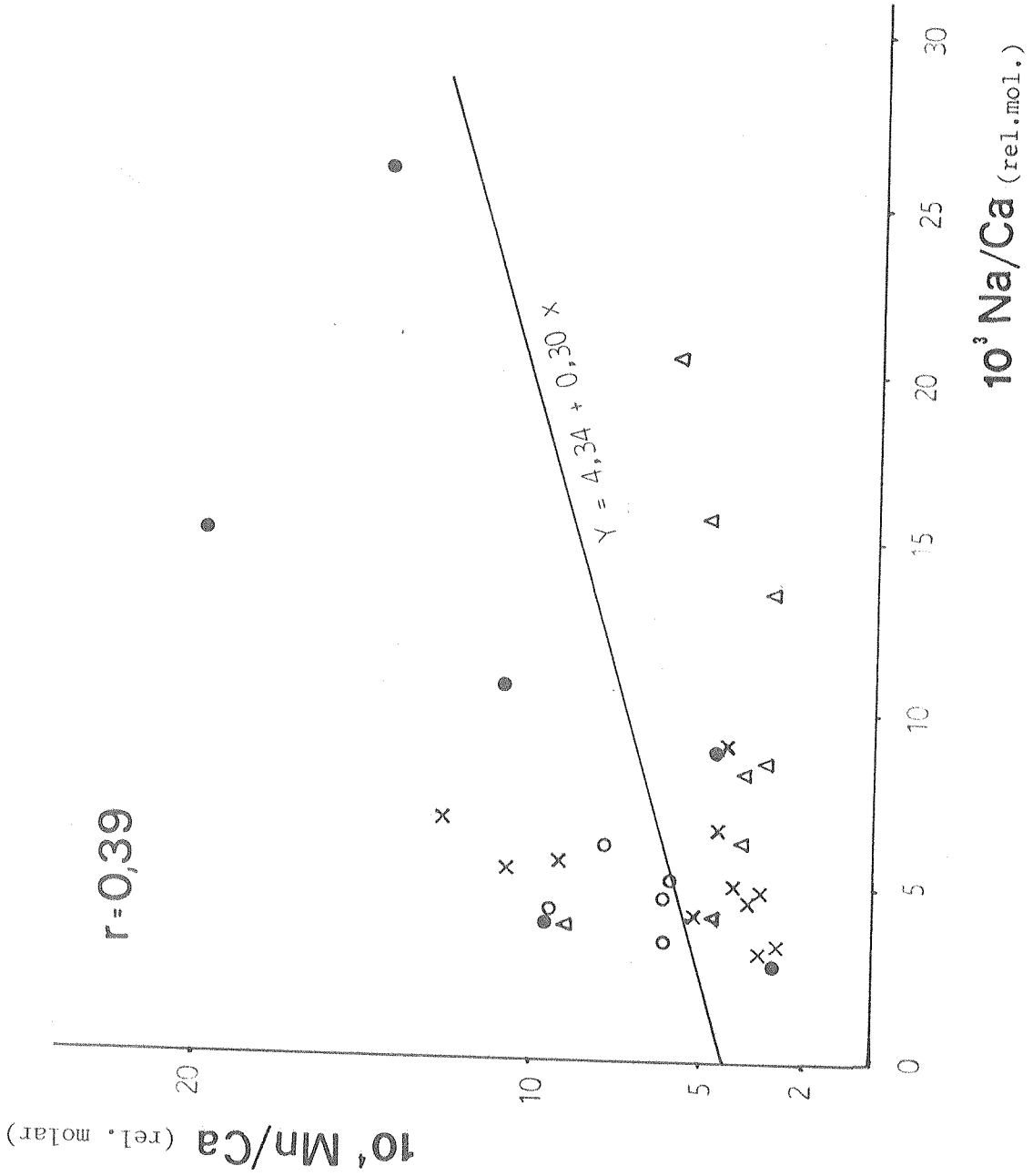


Figura 31.- Diagrama de variación 10^4 Mn/Ca vs. 10^3 Na/Ca .
Referencias: ○ Puesto Maripil; △ Mallín del Rubio
x Mallín de la Cueva; ● Cerro Frigoyen.

que se describirán brevemente y que están ligados al Mn son el residuo insoluble y la mineralogía original de los sedimentos.

3.1.1. relación con el residuo insoluble

Las relaciones existentes entre el contenido de Mn en las distintas litofacies con el contenido del residuo ácido insoluble de las mismas, se encuentran representadas en el cuadro 24, como así también las litologías predominantes en cada una de ellas y los eventos sedimentarios acontecidos (Matheos, 1985, 1986).

Se puede observar que a los valores más altos de Mn (380-470 ppm) le corresponden bajos contenidos en residuo insoluble; contrariamente muestras con valores intermedios a bajos poseen altos tenores de residuo insoluble, que en este caso está representado mayoritariamente por la sílice.

La clara correlación negativa entre Mn y residuo insoluble (cuadro 24) denota que el contenido de Mn en las calizas no se ve reflejado en el residuo insoluble, sino en la fracción carbonática.

3.1.2. mineralogía de los sedimentos originales

Se puede llegar a una interpretación sobre el mineral original de los sedimentos carbonáticos, teniendo en cuenta, entre otros factores, la uniformidad del contenido de Mn en las diferentes litofacies. Según Stehli y Hower (1961) y por lo demostrado anteriormente en el factor II, en las calizas de plataforma el mineral original probablemente ha sido aragonita, tal como acontece actualmente en los carbonatos marinos de aguas someras.

Además por la estructura de la aragonita, el Ca no tiende a ser sustituido apreciablemente por el Mn (Friedman, 1968); tanto es así, que la aragonita marina pura tiene menos de 20 ppm. De esto se desprende que mucho más Ca puede ser sustituido por el Mn en estructuras tales como la de la calcita.

Con referencia a lo dicho anteriormente, según Stehli y Hower (op. cit), el coeficiente de correlación entre la aragonita y el contenido de Mn en sedimentos carbonáticos recientes de Florida (USA) ha dado valores negativos altamente significativos.

En las calizas, ahora calcíticas, de la Formación La Manga, la correlación efectuada entre MnO y CaO, ha dado valores no significativos ($r= 0,16$), por lo que es lícito suponer que en ambiente original de plataforma original, estas calizas estuvieron constituidas por aragonita con bajo contenido de Mn.

3.2.- SODIO

Como habíamos dicho anteriormente, presenta correlación positiva marcada con el Mn ($r= 0,52$). A su vez muestra una sugestiva correlación negativa con el MgO ($r= -0,27$). De aquí, se puede extraer una conclusión referente al comportamiento del Na y del Mg en las calizas, y es que los corales, algas y braquiópodos de las litofacies biogénicas de la unidad en estudio han ejercido un importante control diferencial sobre la incorporación de Na en sus conchillas y esqueletos, y concomitantemente eliminación de Mg. Por lo tanto, tal comportamiento estadístico inverso de Na y Mg es atribuido al fraccionamiento bioquímico o biológico.

En este sentido resulta interesante observar que los corales de la litofacies 2 (BCA) (Columnastrea antiqua) presentan valores elevados de Na (1000 ppm) en forma relativa al resto de la sierra, mientras que, casi la totalidad de la calcita en la cual están inmersos es de bajo contenido en Mg.

Estudios recientes sugieren que el grado de crecimiento es el factor principal en el control de la incorporación de Mg dentro de la calcita en algas coralígenas mesozoicas, lo cual a su vez está directamente relacionado con el contenido de Na y la temperatura (Kolesar, 1978).

Cuadro 24 .- Distribución del Mn respecto a las litofacies y su relación con el RI.

Litofacies	Evento sedimentario	Litología	Mn(ppm)	RI (%)
1 - wackstone-packstone	primero	wackstones esqueléticos con packstones subordinados.	252	33,20
2 - boundstone coralígeno algáceo	segundo	corales (varios) en matriz micrítica.	388	5,86
3 - mudstone tabular estratificado	primero	mudstone gris oscuro con fractura concóidea	190	11,56
4 - grainstone oolítico	segundo	grainstone oolítico, oolítico y esquelético.	320	4,71
5 - mudstone macizo agrietado	segundo	núcleos masivos de mudstone con grietas de calcita fibrosa	470	3,28
7 - abultamientos micríticos	tercero	mudstone-wackstone estromatolíticos	310	3,77

nota: la litofacies 6 corresponde a evaporitas, razón por la cuál no han sido incluidos sus análisis.

4.- FACTOR IV

4.1.- BARIO

Si bien se ha considerado a este factor dentro de la interpretación, el mismo no posee una gran importancia puesto que, como se observa en el cuadro 16, representa apenas un 10% de la varianza total.

El cuadro 17 nos muestra al Ba como único elemento influenciante en el factor IV. Vale recordar, que el hecho de que aparezca este elemento como principal componente no implica grandes concentraciones, ya que el estudio encarado (análisis factorial modo-R) se realiza con valores estandarizados, es decir valores relativos y no absolutos.

Las muestras Nº 6; 8 y 17 son las únicas influenciadas por el factor IV y son las que presentan mayor contenido de Ba (cuadro 18).

Comunmente este elemento muestra un inusual espectro de concentraciones en comparación con otros elementos (Sr, Mg y Mn).

El valor medio de Ba para las calizas de la Formación La Manga (145 ppm) se podría considerar bajo en relación a los contenidos promedios dados por diversos autores (cuadro 25).

En lo que respecta a las litofacies delimitadas, se puede observar (cuadro 19) que la litofacies 2 (BCA) presenta el mayor valor medio (248 ppm) seguido por las litofacies 3 (MTE) con 207 ppm y 7 (AM) con 200 ppm de Ba, en tanto que los menores datos se agrupan en torno a las litofacies 4 (GO) y 5 (MMA), con 40 ppm de Ba aproximadamente.

Por otra parte, no existe una correlación marcada entre el Ba y el resto de los elementos determinados en este estudio (cuadro 15).

Al margen del bajo contenido absoluto de Ba, el factor IV está representado por este elemento, por lo que debe existir un fundamento para explicar su influencia estadística. En nuestra opinión el Ba constituye el elemento indicativo de los aportes terrígenos, los que quedan también evidenciados por escasos silicoclastos (generalmente de cuarzo anguloso) en las litofacies 2 (BCA) y 3 (MTE), principalmente.

Si bien Chester (1965) propone que el Ba, junto con el Sr, es uno

de los elementos útiles para diferenciar litofacies arrecifales de no arrecifales, no ha sido así en nuestro caso debido fundamentalmente a dos causas: por un lado el hecho de que las calizas tienen bajo tenor en Ba y por otro el enfoque del estudio restringido de un área circunscripta de la cuenca sedimentaria.

El bajo contenido de Ba puede deberse a una mayor adsorción en los sedimentos costeros, por lo que sólo llega a la plataforma en una cantidad despreciable. Este comportamiento es contrario a lo que sucede con el Sr. Además, el Ba se concentra en la fracción no carbonática y como en nuestro caso, el contenido del residuo insoluble es también bajo, es lógico que los tenores de Ba sean pequeños.

Con todo, el argumento válido para explicar los bajos contenidos, es que se disponga de escasa cantidad de Ba durante la formación de las calizas y a la falta de diadocia Ba-Ca.

De acuerdo a lo antedicho, Kitano et al (1971) investigaron el coeficiente de partición del Ba dentro de la calcita a 20°C en un número de diferentes soluciones, con lo que encontraron que, comunmente el coeficiente de partición del Ba en la calcita es de 0,1, y que este bajo valor puede reflejar la inhabilidad del retículo cristalino de la calcita, para acomodar iones adicionales de Ba en Ca.

Por otra parte, Pingitore y Eastman (1985) establecen, en corales modernos, que existe una pérdida del contenido de Ba durante la inversión aragonita a calcita, hecho que habría contribuido a confirmar la escasa participación de este elemento en forma cuantitativa en las calizas de la Formación La Manga.

El análisis del cuadro 19 muestra que una de las litofacies ricas en Ba es la de Abultamientos micríticos, que casualmente no puede ser interpretada como de ambiente costero. En este caso debemos señalar que las cifras obtenidas son compatibles con el emplazamiento de estos cuerpos en las evaporitas de la Formación Auquilco, en las que son muy comunes los fenómenos de precipitación y reemplazo hidrotermal de baritina sobre yeso (cf. Barbieri et al, 1984).

El bajo contenido de Ba se debe presumiblemente a que se trata de un elemento que se concentra en la fracción no carbonática y como en nuestro caso el contenido del residuo insoluble es muy pequeño es lógico que se dé un marcado déficit del mismo. Asimismo, el Ba es un elemento poco móvil que puede ser adsorbido en los ambientes costeros, por lo que en facies de plataforma su participación resulta prácticamente despreciable. Este comportamiento está evidenciado en el análisis de los tenores de Ba en comparación con las litofacies, siendo las de los medios más marginales aquellas con mayor contenido en tal elemento.

Autor	Tipo de muestra	Ba (ppm)
Von Engelhardt(1936)	calizas del Jurásico de Alemania	83
Vinogradov et al(1952)	calizas de la Plataforma rusa	50
Bowen (1956)	corales fósiles corales recientes	5 - 250 8 - 85
Nicholls y Loring(1962)	calizas micríticas	340
Chester (1965)	calizas del Devónico de Inglaterra	252
Delfaud y Gauthier(1968)	calizas del Jurásico de la cuenca de París	280
Matheos (1987)	calizas del Jurásico sup. (F. La Manga, Neuquén)	145

Cuadro 25.- Valores de Ba en calizas.

MODELO PALEOAMBIENTAL

Las evidencias geoquímicas recabadas acerca de la conducta deposicional de ciertos elementos claves para la diagnosis de las sedimentitas calcáreas (fundamentalmente Mg, Sr, Mn y Na) llevan a confirmar el modelo litofacial planteado en el capítulo IV (figura 18a), enriqueciendo el mismo con aportes, en especial de elementos trazas, vinculados tanto desde el punto de vista del ambiente de depositación, como así también para los procesos diagenéticos que tuvieron lugar en dichas rocas.

Así, se configura el modelo paleoambiental final para esta sedimentación calcárea-evaporítica aflorante en la Sierra de la Vaca Muerta (Neuquén):

A posteriori de la depositación de las areniscas calcáreas de la Formación Lotena, se establece el evento sedimentario I de la Formación La Manga. El mismo está integrado por la depositación de las litofacies 1 (WP) y 3 (MTE) a lo largo de toda la sierra, conformando, de acuerdo a su desarrollo y geometría general, un ambiente de rampa carbonática homoclinal.

Como se mencionara anteriormente para este evento se definen tres zonas de distinto nivel de energía (figura 18b): zona x profunda, zona x menos profunda y zona y. Ahora bien, las evidencias geoquímicas confirman esta subdivisión, ya que por ejemplo, la SiO_2 , que resulta ser el componente principal del factor I, está indicando que hacia Puesto Maripil y Mallín del Rubio se encuentran litofacies con mayor contenido de SiO_2 , posiblemente dado por silicoclastos de cuarzo (litof. 1 - WP y 3 - MTE), como así también por precipitación de sílice dada por liberación de organismos, bajo un pH 4 a 5, o bien por precipitación diagenética en organismos.

En una segunda etapa, se desarrolla el evento II en dos sitios de la sierra; por un lado en Puesto Maripil, donde se localizan las litofacies 2 (BCA) y 4 (GO) emplazadas sobre la zona y de la rampa y que pasan a conformar un típico margen de plataforma. Surgen varias evidencias geoquímicas que confirman este supuesto: a) La distribución bimodal del Sr coincide con los valores obtenidos en diversas calizas de plataforma.

b) El hecho de que exista un marcado incremento del Sr desde las litofacies

5 (MMA) y 7 (AM) hacia la litofacies 2 (BCA) nos está indicando que las litofacies que poseen altos valores de Sr son las vinculadas a bancos arrecifales.

c) Dada la naturaleza de la litofacies 2 (BCA) netamente coralígena, y teniendo en cuenta el elevado contenido actual de Sr es dable esperar que en un principio estos organismos fuesen aragoníticos.

d) El alto contenido de Na en la litofacies 2 (BCA) indica que tanto los corales como así también las algas y braquiópodos de esta litofacies han ejercido un importante control diferencial, debido al fraccionamiento bioquímico o biológico, incorporando Na a sus conchillas o esqueletos y eliminando Mg en los mismos.

Por otro lado, el evento II se complementa en el resto de la sierra de manera distinta a lo planteado, ya que en Mallín del Rubio está representado por los mud-mounds de la litof. 5 (MMA) desarrollados sobre el talud de plataforma.

Los valores de Mn (elevados en comparación al resto) indican que procesos de diagénesis (anadiagénesis) están afectando a la citada litofacies, hecho que se comprueba por la cantidad y variedad de rasgos y procesos diagenéticos encontrados en los mud-mounds (cementación, porificación, grietas rellenas con calcita, etc).

Por último, se desarrolla el evento III, el que involucra a las litofacies 6 (E) y 7 (AM) ubicadas en Mallín de la Cueva y Mallín Quemado, las que poseen las siguientes evidencias geoquímicas: a) Baja relación Sr/Ca (en litof. 7 - AM), lo que indica litofacies no arrecifales.

b) Altos contenidos relativos de Mn, con abundantes rasgos diagenéticos (similares a los que posee la litof. 5 - MMA).

c) El tenor de Ba en la litofacies 7 (AM) demuestra que la misma se ha emplazado junto a la litofacies 6 (E), en la cual son comunes los fenómenos de precipitación y reemplazo hidrotermal de baritina sobre yeso.

De esta manera, se llega al objetivo encarado para este estudio, dejando librado a futuras investigaciones el hecho de confirmar y ampliar este modelo de depositación, hacia todo el entorno de la cuenca Neuquina.

CONCLUSIONES

- 1.- Las sedimentitas carbonáticas del extremo sur de la cuenca Neuquina, pertenecen a la Formación La Manga (Oxfordiano medio) y en parte a la Formación Auquilco (Oxfordiano superior), ambas formaciones integrantes del subciclo Loteniano-Chacayano (Jurásico).
- 2.- La Formación La Manga alcanza, en la Sierra de la Vaca Muerta, a 55 m. en su máximo desarrollo (Puesto Maripil), reduciendo paulatinamente su espesor hacia el nor este (Mallín del Rubio), hasta alcanzar en Mallín de la Cueva un espesor estable (aproximadamente 32 metros).
- 3.- El disímil desarrollo que presentan las sedimentitas carbonáticas a lo largo de la cuenca Neuquina, es debido a diferencias en la morfología cuencal en el momento de la depositación.
- 4.- Las areniscas calcáreas de la Formación Lotena pasan transicionalmente a las calizas de la Formación La Manga, por lo que la discordancia angular que media entre el Caloviano y el Oxfordiano, mencionada por Stipanovic (1965), no se ve reflejada en los afloramientos de la Sierra de la Vaca Muerta. En el mejor de los casos sólo puede aceptarse entre ambas la existencia de un hiato faunístico por falta de registro fósil.
- 5.- Con respecto al límite superior de la Formación La Manga, se han encontrado dos situaciones distintas: por un lado un contacto bien definido y neto hacia las evaporitas de la Formación Auquilco (Mallín de la Cueva), y por otro lado (discordancia por medio) contacto con el conglomerado basal de la Formación Tordillo (Puesto Maripil, C^o Manzano Grande).
- 6.- Se han diferenciado, sobre la base de análisis petrográficos, componentes aloquímicos, micrita, cemento, terrígenos silicoclásticos y dolomita.
- 7.- Dentro de los componentes aloquímicos se describen los fragmentos esque-

letales (corales, algas, braquiópodos, amonitas, pelecípodos y equinodermos); ooides (normales radiales, normales tangenciales y superficiales); pellets e intraclastos.

8.- Se distinguieron los siguientes rasgos y procesos diagenéticos: dolomitización, cementación, compactación, presión-solución, recristalización, porificación y silicificación.

9.- La dolomitización, sólo existente en Puesto Maripil, presenta cuatro tipos de cristales romboédricos: anucleados, de núcleo irregular, de núcleo redondeado y romboédrico. Su formación comprende tres pasos: I) cristales de protodolomita dispersos en la matriz calcítica, II) precipitación de la micrita y III) recristalización de la dolomita en continuidad óptica con los romboedros primitivos.

10.- Se propone la siguiente sucesión de procesos conducentes a la dolomitización: a) formación de zonas más porosas fuertemente bioturbadas por organismos perforantes, b) dolomitización penecontemporánea de las zonas bioturbadas por fluctuaciones de salinidad en climas húmedos y tropicales y c) dolomitización epigénica selectiva por mezcla de aguas meteóricas-marinas.

11.- Se han identificado dos etapas de cementación: una de tipo A (cemento fibroso o acicular), que resulta típica de ambiente freático marino y producida por diagénesis temprana, y otra de tipo B (cemento en mosaico o granular), de ambiente de mezcla de agua dulce y marina, el cual rellena los espacios remanentes dejados por la camada de cementación tipo A durante una etapa de diagénesis tardía.

12.- El proceso de compactación resulta muy reducido, observándose en ooides normales tangenciales, que muestran interpenetraciones con contactos grano a grano, pero que resultan virtuales.

13.- Pequeñas estilolitas tipo sutural presentes en Mallín de la Cueva, se interpretan como formadas a partir de la teoría de presión-solución grano a grano.

- 14.- Bajo la denominación de porificación, se han involucrado a los procesos que, ante efectos diagenéticos, tienden a formar oquedades (estructuras birdseyes), que eventualmente pueden ser rellenas con material calcáreo o yesoso.
- 15.- Se reconocen dos tipos de grietas o venas: a) friables y b) de bordes angulosos, ambas rellenas por calcita esparítica fibrosa o escalenoédrica, durante etapas de diagénesis tardía.
- 16.- La silicificación existente en diversos sitios de la sierra puede deberse: a) decaimiento del pH por acción del CO_2 y b) precipitación inorgánica directa a partir de soluciones confinadas en oquedades previamente formadas.
- 17.- A partir de los perfiles levantados, y para caracterizar el ambiente y la evolución de las sedimentitas carbonáticas, se definieron cinco litofacies para la Formación La Manga y dos para la Formación Auquilco.
- 18.- El criterio utilizado para definir las litofacies se basó fundamentalmente en la textura y litología de las calizas, como así también en su estratofábrica, tabular o abultada.
- 19.- Se reconocen para la Formación La Manga, las siguientes litofacies: 1 - Wackestone-Packstone (WP); 2 - Boundstone coralígeno algáceo (BCA); 3 - Mudstone tabular estratificado (MTE); 4 - Grainstone oolítico (GO) y 5 - Mudstone macizo agrietado (MMA), en tanto que para la Formación Auquilco se identifican las litofacies 6 - Evaporitas (E) y 7 - Abultamientos micríticos (AM).
- 20.- Las litofacies de ambas formaciones se han integrado en un único ciclo de depositación.
- 21.- Sobre la base de las relaciones de yacencia de las litofacies, relaciones verticales y laterales, y la paleogeografía original, se establecen

tres eventos sedimentarios.

22.- El evento I, está caracterizado por la depositación a lo largo de toda la sierra de las litofacies 1 (WP) y 3 (MTE). Se vincula a un ambiente de rampa carbonática homoclinal, desarrollada sobre la topografía preexistente de la Formación Lotena. Se diferencian distintas zonas, de acuerdo al nivel de energía existente: una septentrional, con dominio de mudstone (zona x profunda), una central con wackestone-mudstone (zona x menos profunda) y la austral con packstone-wackestone (zona y).

23.- El evento II, evidenciado en el sector sur y centro de la sierra, resulta el de mayor desarrollo y número de litofacies; en el sector sur (Puesto Maripil) el evento II está conformado por las litofacies 2 (BCA) y 4 (GO). Debido al desarrollo importante de organismos incrustantes y envolventes (algas y corales), se modificó la paleogeografía de la cuenca, pasándose a un margen de plataforma carbonática.

24.- Las características principales del evento II son: sedimentación carbonática marina marginal proclive a la formación de cuerpos arrecifales, delimitación del área de sedimentación por carbonatos de alta energía, escaso influjo clástico, importantes rasgos de exposición subaérea, salinidad normal, aguas bien oxigenadas, e importante cementación.

25.- Hacia Mallín del Rubio, el evento II está representado por la litofacies 5 (MMA) integrada por mud-mounds, desarrollados a mayor profundidad y sobre el talud de plataforma.

26.- El evento III involucra a las litofacies 6 (E) y 7 (AM), ambas desarrolladas en Mallín de la Cueva y Mallín Quemado. Se infiere que resulta de oscilaciones del nivel del mar, acompañadas por marcados cambios en la salinidad. Ascensos relativos del nivel del mar, favorecen la formación de abultamientos carbonáticos y dilución de las salmueras, mientras que los descensos relativos del nivel del mar, llevan a un aumento de la salinidad, precipitación de evaporitas e inhibición de los abultamientos, con la formación de estructuras diagenéticas y abundantes rasgos de exposición

subaérea en los carbonatos antes formados.

27.- A partir de lo datos geoquímicos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas, se empleó el análisis factorial; con el fin de establecer las principales variables químicas que integran las litofacies se aplicaron los siguientes pasos: a) Análisis de Componentes Principales, b) Análisis de Factores Principales modo-Q, y c) Análisis de Factores Principales modo-R.

28.- El análisis de Componentes Principales permite deducir que los elementos integrantes de la fracción carbonática (Ca, Mg, Sr) poseen marcada correlación negativa con los de la fracción detrítica (Si, Al, Fe).

29.- En el Análisis de Factores Principales modo-R, la varianza acumulada por los primeros cuatro factores llega al 87% de la varianza total, razón por la cual se optó por este número de factores, no considerando al quinto y sexto por no ser influenciados en el tratamiento.

30.-El factor I, está representado por SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ y CaO , y se lo considera como indicador de las condiciones singénicas de lavado y meteorización de rocas expuestas a los medios subaéreos.

31.- La SiO_2 resulta el componente dominante en el factor I, y las razones de esta presencia mayoritaria serían las siguientes: a) reemplazo diagenético, b) diferencias de solubilidad debido a variaciones en el pH de la solución. Tampoco se descarta la eventual influencia de aportes terrígenos.

32.- El factor II, está determinado por los valores de MgO y Sr . El MgO es indicativo de una muy activa participación de los procesos diagenéticos. El Sr por ser uno de los elementos mas móviles de las calizas, refleja condiciones paleoambientales.

33.- La correlación negativa entre Mg y Sr sugiere que debe haber existido un proceso diagenético (anadiagénesis) con alta actividad magnesiana, sin embargo se descarta una dolomitización importante por los bajos valores

- de Mg aún en muestras con elevado residuo ácido insoluble, el que tiende a actuar como una barrera concentrando Mg en soluciones intersticiales durante el estadio de anadiagénesis.
- 34.- La distribución bimodal del Sr coincide con los valores obtenidos en diversas calizas de plataforma.
- 35.- Las calizas de la Formación La Manga muestran altos valores generales de Sr, compatibles con composiciones inicialmente aragoníticas. Se infiere que la aragonita se formó en el ambiente de depositación favorecido por elevadas impurezas, alto pH y temperatura, pequeño tamaño del cristal y tiempo de acumulación relativamente breve.
- 36.- La mineralogía calcítica de las sedimentitas estudiadas es por lo tanto el resultado de la inversión en estado sólido de aragonita a calcita, en virtud de la inestabilidad de la primera de las especies.
- 37.- Se asume que durante la inversión aragonita a calcita se ha perdido parte de Sr original, por lo que los valores iniciales deben haber sido mayores a los registrados en los mismos.
- 38.- Es posible que el Sr también se haya perdido durante la dolomitización tal como lo muestran los datos geoquímicos de la dolomita de Puesto Maripil, reducidos en comparación con el resto de las rocas analizadas.
- 39.- Existe un marcado incremento del Sr desde las litofacies no arrecifales 5 (MMA) y 7 (AM) hacia las arrecifales, litofacies 2 (BCA), por lo cual las que poseen alto contenido de Sr y por ende alta relación Sr/Ca, resultan de vecindad con los bancos arrecifales.
- 40.- Los resultados de los análisis isotópicos del Sr se emplearon como una evidencia indirecta en certificar la edad (Jurásica) de la secuencia sedimentaria, y demuestran el marcado equilibrio entre la relación isotópica del agua de mar y los sedimentos resultantes durante ese período.

41.- El incremento encontrado de la relación isotópica en el residuo ácido insoluble, se debe a contribuciones adicionales de Sr probablemente derivadas de rocas corticales.

42.- El factor III queda definido por el MnO y el Na₂O, aunque actúan en forma diferente. El MnO por ser un elemento móvil está ligado al Sr en la diagnosis paleoambiental, y demuestra de acuerdo con sus bajos contenidos, que el ambiente de depositación de las calizas fue de plataforma. Entre tanto el Na₂O, por su comportamiento inverso con respecto al MgO y elevado tenor en las litofacies biogénicas, es atribuido al fraccionamiento bioquímico o biológico.

43.- Por último, el factor IV, que no posee una gran importancia, tiene al Ba como único componente influenciante. Constituye el elemento indicativo de los aportes terrígenos, los que quedan también evidenciados por escasos silicoclástos de cuarzo anguloso, especialmente en la litofacies 3 (MFE).

44.- El bajo contenido de Ba se debe a su tendencia a la concentración en la fracción no carbonática, que en el caso de la Formación La Manga es de muy bajo tenor. Se deduce que como el Ba es un elemento poco móvil que puede ser adsorbido en los ambientes costeros en las facies de plataforma, su participación resulta prácticamente despreciable. En el ejemplo estudiado se aprecia que las litofacies más marginales son las que poseen mayores contenidos de Ba.

45.- Los valores obtenidos de Ba para la litofacies 7 (AM), resultan compatibles con el emplazamiento de estos cuerpos en las evaporitas de la Formación Auquilco, en las que son muy comunes los fenómenos de precipitación y reemplazo hidrotermal de baritina y celestobaritina sobre yeso.

46.- Las evidencias resultantes de los análisis químicos tiende a confirmar el modelo de depositación para las evaporitas calcáreas-evaporíticas de las

formaciones La Manga y Auquilco.

47.- Dado las características paleoambientales de esta secuencia resultaría de gran interés un análisis sedimentológico-geoquímico global, para así de este modo obtener la reconstrucción del marco de depositación de estas sedimentitas en todo el ámbito de la cuenca Neuquina.

AGRADECIMIENTOS

Los trabajos de investigación fueron realizados por el autor como becario del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), por lo cual dejo mi agradecimiento y reconocimiento a dicho Organismo por la ayuda brindada a través de las distintas becas de Iniciación, Perfeccionamiento y Formación Superior, otorgadas oportunamente.

Al Dr. Luis A. Spalletti, por dirigir, alentar y colaborar en esta investigación con enorme dedicación, y por la confianza y apoyo brindado como verdadero amigo.

A la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Plata, y al Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad Nacional de La Plata, por sus contribuciones tanto en mi formación profesional, como así también en proporcionarme un lugar de trabajo con acceso a sus laboratorios e infraestructura.

A todos los colegas y compañeros del Centro de Investigaciones Geológicas, quienes de una u otra forma contribuyeron a la discusión de diversos puntos de este trabajo, como así también al personal técnico de dicho centro, quienes colaboraron con gran parte de las tareas de laboratorio.

Al Dr. Julio C. Merodio, por la realización de los análisis químicos, lectura crítica de los capítulos concernientes a la geoquímica y por sus valiosas sugerencias vertidas sobre el trabajo.

Al Dr. Mario Barbieri (Universidad de Roma, Italia), por la realización de los análisis isotópicos.

A la empresa Loma Negra CIASA, por haberme brindado un importante apoyo durante las tareas de campaña.

A Yacimientos Petrolíferos Fiscales, en especial al Dr. G. Chebli y a los licenciados J. Gebhard y L. Cazau, por facilitarme la consulta bibliográfica y de gabinete.

Al Lic. Carlos Gulisano, por su guía y asesoramiento en las diferentes campañas.

A mis queridos padres, quienes durante pacientes años incentivaron y cultivaron en mí el deseo de aprender y me dieron la oportunidad fundamental de haber podido realizar la carrera universitaria.

Por último, a Gabriela, mi esposa y a Federico, mi hijo, quienes me brindaron un enorme aliento y estimularon este trabajo, el cual sin su apoyo hubiera sido imposible realizar.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ABBEY, S., 1972. Analysis of rocks and minerals by atomic absorption and flame emission spectroscopy. Part 4. A composite scheme for the less common alkali and alkaline earth elements. Geol. Survey of Canada, Paper 7 1-50.
- AL-HASHIMI, W.S., 1976. Significance of strontium distribution in some carbonate rocks in the Carboniferous of Northumberland, England. Jour. Sed. Petrol. 46 (2): 369-377.
- AHRENS, L.H., 1954. The lognormal distribution of the elements. Geoch. Cosmoch. Acta 5: 49-73.
- ANDERSON, T.F., 1969. Self-diffusion of carbon and oxygen in calcite by isotopic exchange with carbon dioxide. J. Geophys. Res. 74: 3918-3922.
- ARKELL, W.J., 1956. Jurassic Geology of the world. Edinburg (1956): 1-760.
- AUBOIN, J., BORRELLO, A., CECCINI, G., CHARRIER, R., CHOTIN, P., FRUTOS, J., THIELE, R. y VICENTE, J., 1973. Esquisse Paleogeographique et structurales des Andes Méridionales. Rev. Geog. Phys. et Géol. Dyn (2) 15 (1-2).
- BALDWIN, H., 1941. Nuevas observaciones sobre discordancias en Neuquén. Bol. Inf. Petrol. 19 (214): 37-50. Bs.As.
- BARBIERI, M., BRODTKORB, M.K. de y BRODTKORB, A., 1984. Nuevos datos isotópicos de Sr^{87}/Sr^{86} de yacimientos de baritina de la Pcia del Neuquén. IX Cong. Geol. Arg. Actas V: 59-65.
- BATHURST, R.G., 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier Scientific Publishing Nº 12, 620 pag.
- BAUSCH, W. y HOEFS, J., 1972. Die Isotopenzusammensetzung von Dolomiten und Kalken aus dem süddeutschen Malm. Contrib. Min. Petrol. 37: 121-130. Heidelberg.
- BERGER, W. y KILLINGLEY, S., 1977. Glacial - Holocene Transition in deep-sea carbonates: selective dissolution and the stable isotope signal. Science 197: 563-566.

- BISQUE, R. y LEMISH, J., 1959. Insoluble residue-magnesium content relationship of carbonate rocks from the Devonian Cedar Valley Formation. *Jour. Sed. Petrol.*; 29: 73-76.
- BLUMER, M. y ERLLENMEYER, H., 1950. Analysen schweizerischer. Sedimentgesteine: *Helv. Chim. Acta* Vol.33: 45-56.
- BOWEN, H., 1956. Strontium and barium in seawater and marine organisms. *Jour. Marine Biol. Assoc. United Kingdom* 35: 451-460.
- BOWEN, R., 1966. Paleotemperature analysis; 256 pag., Elsevier, Amsterdam.
- BRACACCINI, O., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* 25(2): 275-284.
- BRAND, U. y VEIZER, J., 1980. Chemical diagenesis of a Multicomponent Carbonate System-1: Trace Elements. *Jour. Sed. Petrol.* 50 (4): 1219-1236.
- BRENNECKE, J. C., 1978. A comparison of the stable oxygen and carbon isotope composition of Early Cretaceous and Late Jurassic carbonates from DSDP sites 105 and 367. *Rep. Deep Sea Drilling Project* 41: 937-955. Washington.
- BURCKHARDT, C., 1900. Profils géologiques transversaux de la Cordillere Argentino-Chilienne. *Rev. Museo de La Plata. Secc. Geol. Min.* 2: 1-136.
- BURKE, W., DENISON, R., HETHERINGTON, E., KOEPNICK, R., NELSON, H. y OTTO, J., 1982. Variation of seawater Sr^{87}/Sr^{86} throughout Phanerozoic time. *Geology* 10: 516-519.
- CAMPBELL, F. y LERBEKMO, J., 1965. Chemical composition of Mississippian carbonate rocks from Toronto Creek Alberta. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 13: 229-237.
- CANGINI, J., 1968. Perfiles estratigráficos y estructurales desde la Sierra de la Vaca Muerta hasta Buta Ranquil-Los Menucos, Dtos. Picunches, Loncopué, Ñorquin, Chos Malal y Pehuenches, Pcia del Neuquén. Y.P.F., Informe inédito.
- CAROZZI, A. V., 1983. Modelos deposicionales carbonáticos. *Asoc. Geol. Arg.*

- Serie B. Didáctica y Complementaria N° 11, 197 pag.
- CECIONI, G., 1970. Esquema de paleogeografía chilena. Edit. Universitaria, Santiago de Chile.
- CLAYTON, R. N., 1959. Oxygen - isotope fractionation in the system carbonate - water. Jour. Chem. Phys. 30: 1246-1250.
- CLAYTON, R. N. y EPSTEIN, S., 1958. The relationship between O^{18}/O^{16} in coexisting quartz, carbonate and iron oxides from various geological deposits. Jour. Geology 66: 352-373.
- CRAIG, H. y GORDON, L., 1965. Isotopic oceanography-deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. En: TONGIORGI, E. (ed): Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures, Spoleto, 1965. Consiglio Naz. Ricerche, Laboratorio Geol. Nucleare: 9-130. Pisa.
- CRIBADO ROQUE, P., 1972. Cinturón Móvil Mendocino-Pampeano. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Ciencias: 283-303, Córdoba.
- CRICKMAY, C., 1933. The North American Jurassic unconformities. Amer. Midl. Natur. XIV, Indiana: 355-362.
- CHESTER, R., 1965. Geochemical criteria for differentiating reef from non-reef facies in carbonate rocks. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 49: 258-276.
- CHILLINGAR, G., BISSEL, H. y FAIRBRIDGE, R., 1967. Carbonate rocks, Part B: Physical and Chemical aspects. 413 pag., Elsevier.
- DAVIS, J. C., 1973. Statistics and data analysis in geology. Wiley and Sons, Inc.
- DAVIES, P. J., 1972. Trace element distribution in reef and subreef rocks of Jurassic age in Britain and Switzerland. Jour. Sed. Petrol. 42: 183-195.
- DEELMAN, J. C., 1972. On mechanisms causing birdseye structures. N. Jb. Geol. Palaont. Mh 1972/12: 582-595. Stuttgart.
- DE FERRARIS, I., 1947. Edad del Arco o Dorsal antigua del Neuquén oriental, de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. Asoc. Geol.

Arg. Rev. 2: 256-283.

- DELFAUD, J. y GAUTHIER, J., 1968. Contribution á la connaissance de l'environnement de dépôts carbonatés de plateforme. Caractères géochimiques et sédimentologiques du Jurassique nord-aquitain. Bull. du Centre de Recherches de Pau. Vol 2: 347-385.
- DELLAPE, D., 1978. Evolución de la Cuenca Neuquina durante los ciclos Loteniano y Chacayano. Y.P.F., Informe inédito.
- DELLAPE, D. y PANDO, G., 1976. Estratigrafía, estructuras y posibilidades petroleras de las sedimentitas jurásicas (Dogger-Malm) del oeste del Neuquén desde la Sierra de Reyes hasta la Sierra de la Vaca Muerta. Y.P.F., Informe inédito.
- DELLAPE, D., MOMBRU, C., PANDO, G., RICCARDI, A., ULIANA, M. y WESTERMANN, G., 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas del Loteniano. Obra Centenario Museo de La Plata, V: 81-105, La Plata.
- DIGREGORIO, J., 1972. Neuquén. En: A. Leanza (Dir. y Ed.). Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Ciencias Córdoba: 439-505.
- DIGREGORIO, J., 1978. Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas de la provincia del Neuquén. VII Cong. Geol. Arg. Relatorio: 37-66.
- DIGREGORIO, J. y ULIANA, M., 1980. Cuenca Neuquina. II Simposio Geol. Reg. Arg. Vol. II: 985-1033, Córdoba, Argentina.
- DIGREGORIO, R., 1980. Análisis estratigráfico del ciclo Jurásico en Loncopué, Neuquén. Y.P.F., Informe inédito.
- DUNHAM, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture; en HAM, W. (ed). Classification of carbonate rocks: Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1: 108-121.
- EMBRY, A. y KLOVAN, E., 1972. Absolute water depths limits of Late Devonian Paleogeological zones. Geol. Rdsch 61(2): 672-686, Stuttgart.
- ENAY, R. y MANGOLD, C., 1959. Observations nouvelles sur le Callovo-Oxfordien et la transgression argovienne dans l'île Crémien (Jura méridional

- tabulaire). Compt. Rend. Somen. d. Seanc., Soc. Geol. France, Paris.
- ENAY, R. y MANGOLD, C., 1965. A propos de la limite Dogger-Malm: le contact Callovien-Oxfordien dans le Jura Méridional. Carpatho-Balkan. Geol. Assoc. VII Congress. Reports, Part II, vol. 1.
- ENGEL, A., CLAYTON, R. y EPSTEIN, S., 1958. Variations in isotopic composition of oxygen and carbon in Leadville limestone and its hydrothermal and metamorphic phases. Jour. Geology 66: 374-393.
- EPSTEIN, S. y MAYEDA, T., 1953. Variations of ^{18}O content of waters from natural sources. Geoch. Cosmoch. Acta 4: 213-224.
- ERBEN, H., 1956b. El Jurásico medio y el Calloviano de México. XX Cong. Geol. Intern. México: 1-140.
- ERBEN, H., 1957. New biostratigraphic correlations in the Jurassic of eastern and south Central México. XX Cong. Geol. Intern. México: 43-62.
- FAURE, G., HURLEY, P. y POWEL, J., 1965. Isotopic composition of strontium in surface water from the North Atlantic Ocean. Geoch. Cosmoch. Acta 29: 209-220.
- FERELLO, R., 1947. Los depósitos plantíferos de Piedra del Aguila (Neuquén) y sus relaciones. Bol. Inf. Petrol. 8: 1-16.
- FISCHER, A. G., 1964. The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. Kansas Geol. Survey Bull. 169: 107-149.
- FLÜGEL, E., 1982. Microfacies Analysis of limestones. Springer-Verlag, 633 pag.
- FLÜGEL, E. y FLÜGEL-KAHLER, E., 1962. Mikrofazielle und geochemische gliederung unes obertria dischen riffes der nordlichen Kalkalpen: Mitt. Museums Bergban, Geol. Technik Landesmuseum "Joanneum", Graz, 24: 1-28.
- FLÜGEL, E. y STEIGER, T., 1981. An Upper Jurassic Sponge-Algal buildup from the Northern Frankenalb West Germany. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 30: 371-397.

- FRIEDMAN, G., 1959. Identification of carbonate minerals by staining methods. Jour. Sed. Petrol. 29 (2): 87-97.
- FRIEDMAN, G., 1968. Geology and geochemistry of reefs, carbonate sediments and waters, Gulf of Aqaba (Elat), Red Sea. Jour. Sed. Petrol. 38: 895-919.
- FRIEDMAN, G., 1969. Trace elements as possible environmental indicators in carbonate sediments. Spec. Publ. Econ. Paleont. Min. 14: 193-198.
- FRITZ, P., 1971. Oxygen and carbon isotopic composition of carbonates from the Jura of S. Germany. Canad. J. Earth Sci. 4: 1247-1267.
- FÜCHTBAUER, H. y MÜLLER, G., 1970. Sedimente und Sedimentgesteine; en Sediment-Petrologie 2, 726 pag. Stuttgart.
- GALLI, C., 1969a. Descripción geológica de la Hoja 35a, Lago Aluminé (provincia del Neuquén). Secr. Energ. y Min., Dir. Nac. Geol. Min., Bs.As., Bol. 108.
- GEBHARD, J. y VISTALLI, M., 1978. Fotointerpretación de la Zona de la Sierra de la Vaca Muerta, Neuquén, Y.P.F., Informe inédito.
- GRAF, D., 1960. Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Geological Survey Circulars 297-298-301-308 y 309.
- GROEBER, P., 1918. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Estudio sintético y comparativo. Dir. Gral de Minas, Geol. e Hidrol., Bol. 18, serie "B" Geol.: 5-81.
- GROEBER, P., 1921. Algunas observaciones referentes a la estratigrafía y tectónica del Jurásico al sud del Río Agrio, cerca de Las Lajas (territorio del Neuquén). Dir. Gral de Minas, Geol. e Hidrol., Bol. 4 serie "F", Bs.As.
- GROEBER, P., 1929. Lineas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dir. Gral de Minas, Geol. e Hidrol., Publ. 58, Bs.As.
- GROEBER, P., 1938. Mapa geológico de la Gobernación del Neuquén, escala 1:1.000.000, XII, Territorio Nacional del Neuquén. En: Aguas minerales de la República Argentina. Min. Int., Com. Nac. de Climat. y Ag.

- Miner., Bs As: 17-31.
- GROEBER, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41 a 44° y entre los meridianos 69 a 71°. Prim. Cong. Panam. Ing. Min. y Geol., IPIMIGEO, Santiago de Chile, Actas 2: 368-371.
- GROEBER, P., 1946a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal. Asoc. Geol. Arg. Rev 1(3): 177-208.
- GROEBER, P., STIPANICIC, P. y MINGRAMM, A., 1953. Mesozoico. En Geografía de la República Argentina. Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA, Bs. As. 2(1).
- GULISANO, C., 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII Cong. Geol. Arg., Actas III: 579-592.
- GULISANO, C., GUTIERREZ PLEIMLING, A. y DIGREGORIO, R., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. IX Cong. Geol. Arg. Actas I: 236-260.
- GWINNER, M. P., 1971. Carbonate rock of the Upper Jurassic in southwest Germany; en: MÜLLER, G. (ed): Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook, 8th Inter. Sed. Congress: 193-208. Heidelberg.
- HAYES, J. B., 1963. Clays minerals of Mississippian strata of southeast Iowa. Clay and Clay Minerals 10: 413-425. Oxford.
- HECKEL, P., 1974. Carbonate buildups in the geologic record: a review. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 18: 90-154.
- HECKEL, P. y COCKE, J., 1969. Phylloid algal mound complexes in outcropping Upper Pennsylvanian rocks of mid-continent. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 53: 1058-1074.
- HERRERO DUCLOUX, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Bol. Inf. Petrol. 13 (266): 245-281.
- HERRERO DUCLOUX, A., 1948. Sobre el "Yeso Principal" del Neuquén y sur de Mendoza. Asoc. Geol. Arg. Rev. 3(3): 201-218.
- HERRERO DUCLOUX, A. y LEANZA, A., 1943. Sobre los Ammonites de la Lotena Formation y su significación geológica. Notas, Museo de la Plata, 8 (Paleont. 54): 281-304.
- HOEFS, J., 1980. Stable isotope geochemistry. 140 pag., Elsevier.

- HOSKIN, Ch., 1968. Magnesium and strontium in mud fraction of recent carbonate sediment, Alacrán Reef, México, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 52: 2170-2178.
- HUDSON, J., 1977. Stable isotopes and limestone lithification. Geol. Soc. London Quart. J.: 133: 637-660. London.
- IRWIN, M., 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 47: 405-440.
- JAFFREZO, M. y RENARD, M., 1979. Eléments au traces de calcaries a Dasycladales et Charophytes. Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine 3/2: 639-649., Pau.
- JAWORSKI, E., 1926. La fauna del Lias y Dogger de la Cordillera argentina en la parte meridional de Mendoza. Actas Acad. Nac. de Ciencias Córdoba 9 (3-4): 139-317.
- JUX, U. y MANZE, U., 1974. Milieu-Indikatoren im Devon des Bergischen Landes mittels Kohlenstoff - Isotopen. N. Jb. Geol. Palaont. Mh 1974/6: 353-373.
- JUX, U. y MANZE, U., 1976. Milieu-Indikatoren aus einem mitteldevonischen biostromalen Riff des Bergischen Landes mittels Kohlenstoff - Isotopen. Decheniana 129: 245-262. Bonn.
- JUX, U. y MANZE, U., 1978. Milieu-Indikatoren aus einem mitteldevonischen biohermalen Riff des Bergischen Landes mittels C - und O - Isotopen. Decheniana 131: 300-324. Bonn.
- KEIDEL, J., 1925a. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del Territorio del Neuquén. Min. Agr. Dir. Gral. Min. Geol., Bs. As. Publ. 8: 5-67.
- KEITH, M. y WEBER, J., 1964. Isotopic composition and environmental classification of selected limestones and fossils. Geoch. Cosmoch. Acta 28: 1787-1816.
- KINSMAN, D., 1969. Interpretation of Sr concentrations in Carbonate minerals and rocks. Jour. Sed. Petrol. 39: 480-508.
- KINSMAN, D. y HOLLAND, H., 1969. The co-precipitation of cations with CaCO_3 -IV. The co-precipitation of the Sr with aragonite between 16

- and 96 C. Geoch. Cosmoch. Acta 33: 1-18.
- KITANO, Y., KANAMORI, N. y OOMORI, T., 1971. Measurements of distribution coefficients of strontium and barium carbonate precipitate and solution abnormally high values of distribution coefficients measured at early stages of carbonate formation. Geoch. (Jpn) 4: 183-206.
- KLOHN GIEHM, C., 1960. Geología de la cordillera de los Andes de Chile Central, Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Inst. Invest. Geol. Chile. Bol. 8, Santiago de Chile.
- KOLESAR, P., 1978. Magnesium in calcite from a Coralline Alga. Jour. Sed. Petrol. 48: 815-821.
- KRAUSKOPF, K., 1967. Introduction to Geochemistry. 345 pag. Mc Graw-Hill.
- KULP, L., TUREKIAN, K. y BOYD, D., 1952. Strontium content of limestones and fossils. Bull. Geol. Soc. of America 63: 701-716.
- LAMAR, J. y THOMPSON, K., 1956. Sampling limestone and dolomite deposits for trace and minor elements. Illinois State. Geol. Surv. Cir. 221; 18 pags.
- LAMBERT, L., 1946. Contribución al conocimiento de la Sierra de Chacay-Co (Neuquén). Asoc. Geol. Arg. Rev. 1(4): 231-252.
- LAMBERT, L., 1956. Descripción geológica de la Hoja 35b, Zapala (Neuquén). Min. Ind. y Com. Dir. Nac. Minería, Bol. 83.
- LAND, L., 1970. Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones: evidence from a fossil water table. Sedimentology 14: 175-185.
- LAND, L., 1980. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 28: 87-110.
- LAND, L. y HOOPS, G., 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. Jour. Sed. Petrol. 43: 614-617.
- LARDENOIS, J. y SERRA, O., 1967. Aports des soudages petroliers a la connaissance du Jurassique superieur du Basin de Paris. II Coll. Jurass.
- LEANZA, A., 1942. Los pelecípodos del Lias de Piedra Pintada en el Neuquén.

- Rev. Museo de La Plata II. Paleont. 10.
- LEANZA, A., 1947. Sobre la geología del Neuquén. Notas del Museo de La Plata. Tomo 12 (47).
- LEANZA, A., 1967. Clasificación de un amonite (gen. Peltoceratoides Spath), encontrado en la Formación Barda Negra del pozo N.AV x-c de YPF. Y.P.F., Informe inédito.
- LEANZA, A. y LEANZA, H., 1973. Pseudofavrella gen. nov. (Ammonitina) del Hauteriviano de Neuquén, sus diferencias con Favrella R. Doubillé, 1909, del Aptiano de Patagonia Austral y una comparación entre el Geosinclinal Andino y el Geosinclinal Magallánico. Bol. Acad. Nac. de Ciencias Córdoba, 50: 127-145.
- LLOYD, R. M., 1971. Some observations of recent sediment alteration ("micritization") and the possible role of algae in submarine cementation. en: BRICKER, O. (ed): Carbonate cements. Jhon Jopkins Univ. Stud. Geol. 19: 72-79., Baltimore.
- LONGMAN, M., 1980. Carbonate diagenetic texture from nearsurface diagenetic environments: Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 64: 461-487.
- LORANGER, D., 1960. Jurassic-Cretaceous boundary in Western Canada XXI. Intern. Geol. Cong., XII, Copenhagen.
- LOREAU, J., 1979. Nature calcitique initiale et diagenese de oolithes Jurassiques du Basin de Paris. Ass. Sed. Francais Publ. Spec. 1: 417-429. Paris.
- LOREAU, J. y PURSER, B., 1973. Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Permian Gulf. en: The Persian Gulf Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. PURSER, B. (ed): 279-328.
- LOWESTAM, H., 1954b. Factors affecting the aragonite/calcite ratios in carbonate-secreting marine organisms. Jour. Geol. 62: 284-322.
- LOWESTAM, H., 1961. Mineralogy $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios, and strontium and magnesium contents of Recent and fossil brachiopods and their bearing on the history of the oceans. Jour. Geology 69: 241-260.

- LOWESTAM, H. y EPSTEIN, S., 1957. On the origin of sedimentary aragonite needles of the Great Bahama Bank. *Jour. Geol.* 65: 364-375.
- MARCHESE, H., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la cuenca Neuquina. Provincia del Neuquén. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* 26: 343-410.
- MARGOLIS, S. y REX, R., 1971. Endolithic algae and micrite envelope formation in Bahaman oolites as revealed by scanning microscopy. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 82: 843-852.
- MASON, B., 1960. *Principios de Geoquímica*. 310 pag, ed. Aguilar.
- MATHEOS, S. D., 1985. Estudio estratigráfico, paleoambiental y geoquímico de las sedimentitas carbonáticas jurásicas del sector sur de la cuenca Neuquina. CONICET, Informe inédito, 104 pag.
- MATHEOS, S. D., 1986. Consideraciones teóricas de los elementos trazas en calizas; diferenciación de microfacies sobre la base del comportamiento del Mn. CONICET, Informe inédito, 125 pag.
- MATHEOS, S. y POIRE, D., 1986. La dolomitización del sector sur de la Sierra de la Vaca Muerta (prov. del Neuquén); su origen y significado. I Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 232-235.
- MATTES, B. y MOUNTJOY, E., 1980. Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub.* 38: 259-297.
- McINTIRE, W. L., 1963. Trace element partition coefficients - a review of theory and applications to geology. *Geoch. Cosmoch. Acta* 27: 1209-1264.
- MERODIO, J. C., 1978. Determinación del contenido de elementos mayoritarios en materiales aluminosilícicos por espectrometría de absorción atómica, exclusión de sílice. *Asoc. Min. Petrol. Sed.* IX: 27-41.
- MERODIO, J. C., 1985. *Métodos estadísticos en geología*. *Asoc. Geol. Arg. Publ. Especial N° 13*, 230 pag.
- MERODIO, J. y RAPELA, C., 1974. Determinación de elementos minoritarios y trazas en rocas ígneas por espectrometría de absorción atómica. I.

- Litio, Rubidio, Estroncio, Bario, Cobre y Cinc. Asoc. Arg. Min. Petrol. y Sedim. Rev. V: 1-14.
- MILLIMAN, J., 1974. Marine carbonates, recent sedimentary carbonates, Part 1: 375 pag., Springer-Verlag.
- MOISSEIEV, A., 1937. Geographical and geological sketch of the Crimea XVII. Intern Geol. Cong., South Excur., Crimean SSR.
- MOMBRU, C. y ULIANA, M., 1978. Esquema tectosedimentario de la cuenca mesozoica de Mendoza y Neuquén. VII Cong. Geol. Arg. : 343-410.
- MOORE, J. y DRUCKMAN, Y., 1981. Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 65/4: 597-628.
- MORROW, D., 1978. Dolomitization of lower Paleozoic burrow-fillings. Jour. Sed. Petrol. 48: 295-306.
- MOUNTJOY, E. y WALLS, R., 1977. Some examples of early submarine cements from Devonian buildups of Alberta. Internat. Coral Reef Symp. 3rd, Proc. 2: 155-161, Miami, USA.
- MURATA, K., FRIEDMAN, G. y MADSEN, B., 1969. Isotopic composition of diagenetic carbonates in marine Miocene formations of California and Oregon. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 614-B: 1-24, Washington.
- NICHOLLS, G. y LORING, D., 1962. The geochemistry of some British carboniferous sediments. Geoch. Cosmoch. Acta 26: 181-224.
- ODUM, H., 1957. Biochemical deposition of Sr. Inst. Marine Sci. Vol. 4: 39-106.
- OSTROM, M., 1957. Trace elements in Illinois Pennsylvanian limestones. Illinois Geol. Surv. Circ. 243: 1-34.
- PANDO, G., 1979. Estudio de la Formación La Manga. Y.P.F., Informe inédito.
- PANDO, G. y GULISANO, C., 1978. Informe preliminar sobre relaciones de facies de carbonatos y evaporitas en la Formación Auquilco (Sierra de la Vaca Muerta). Y.P.F., Informe inédito.
- PANDO, G. y GULISANO, C., 1980. Informe preliminar sobre la estratigrafía y sedimentología de las unidades calcáreo-evaporíticas del Oxfordiano

- del oeste del Neuquén y sur de Mendoza. Y.P.F., Informe inédito.
- PARK, W. y SHOT, E., 1968. Stylolites: their nature and origin. *Jour. Sed. Petrol.* 38: 175-191.
- PARKER, G., 1965a. Levantamiento geológico en escala 1:1.000.000 entre las estancias Catán Lil y Sañicó, provincia del Neuquén. Y.P.F., Informe inédito.
- PINGITORE, N. Jr. y EASTMAN, M., 1985. Barium partitioning during the transformation of corals from aragonite to calcite. *Chemical Geology* 48: 183-187.
- PURSER, B., 1980. Sedimentation et diagenése des carbonates néoritiques recents. *Inst. Franc. Petrol. I*: 1-366, Paris.
- RAMOS, V., 1977a. Basaments tectonics from Landsat imageny in mining exploration. *Jour. Royal Geol. Minim. Soc. The Netherlands, Amsterdam* 56 (3): 243-252.
- RAMOS, V., 1978. Estructura de la Provincia del Neuquén. VII Cong. Geol. Arg. Relatorio: 99-118.
- RANKAMA, K. y SAHAMA, Th., 1950. *Geochemistry*. Univ. Chicago Press, Chicago, 912 pag.
- RICCARDI, A., 1984. Las asociaciones de amonitas del Jurásico y Cretácico de la Argentina. IX Cong. Geol. Arg. Actas I: 559-595.
- ROLLERI, E., 1958. Condiciones geológicas generales del Neuquén vinculadas a los yacimientos petrolíferos. Y.P.F., Informe inédito.
- RONOV, A. y ERMISHKINA, A., 1959. Distribution of manganese in sedimentary rocks. *Geochemistry (USSR)*, (English Transl.), 1959(3): 254-278.
- ROTHER, P., HOEFS, J. y SONNE, V., 1974. The isotope composition of Tertiary carbonates from the Mainz Basin: an example of isotopic fractionation in "closed basins". *Sedimentology* 21: 373-395.
- RUNNELS, R. y SCHLEICHER, J., 1956. Chemical composition of eastern Kansas limestones. *Geol. Surv. Kansas, Bull.* 119(3): 83-103.
- SACCONI, E., 1948. Levantamiento geológico de la zona de los Arroyos Manga, Mataucilla, Loros y Saucas (Provincia de Mendoza). Tesis inédita,

- Museo de La Plata: 1-58.
- SAHAMA, T. G., 1945. Spurenelmente der Gesteine in sudlichen Finnisch-Lappland: Comm. Geol. Finlande. Bull. 135, 86 pag.
- SAVUL, M. y ABABI, V., 1956. Cuprul, zincul, si plumbul ca elemente minore in calcarele si dolomitele din Carpati Orientali; Acad. R.P.R. Filiala Studii in Cercetari Stiintifice Chimie. Anul VII: 181-200.
- SCHILLER, W., 1912. La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. An. Min. Agric. Dir. Gral. Min. VII, 5.
- SCHOLL, D., 1966. Florida Bay: A modern site of limestone formation: in the Encyclopedia of Oceanography 1: 282-288. Reinhold Publ.
- SCHOLLE, P. y ARTHUR, M., 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 64/1: 67-87.
- SCHROLL, E., 1976. Analytische Geochemie 2. Grundlagen und Anwendung, 374 pag., Stuttgart.
- SEIBOLD, E., 1952. Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens. N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 95/3: 337-370. Stuttgart.
- SHINN, E. A., 1968. Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. Jour. Sed. Petrol. 38: 215-224.
- SIEGEL, F. R., 1961. Variations of Sr/Ca ratios and Mg contents in Recent carbonate sediments of the northern Florida Keys area. Jour. Sed. Petrol. 31: 336-343.
- SPAETH, C., HOEFS, J. y VETTER, U., 1971. Some aspects of isotope composition of belemnites and related paleotemperatures. Geol. Soc. Amer. Bull. 82: 3139-3150.
- SPATH, L., 1931. On the Blake Collection on Ammonites from Kachh, India. Mem. Geol. Surv. India, Paleont. Indica. N. Ser. part V: 551-638.
- STEHLI, F. y HOWER, J., 1961. Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. Jour. Sed. Petrol. 31: 358-371.
- STEHN, E., 1923. Beitrage zur Keuntruis des Bathonien und Callovien in Sudamerika, en STEINMANN, G., Beitrage zur Geologie und Palaontologie

- von Sudamerika. Neues Jahrb. Min. Geol. Palaont. XLIX, Beil.Bd, Stuttgart: 52-158.
- STIPANICIC,P., 1951. Sobre la presencia del Oxfordense superior en el arroyo de La Manga (prov. de Mendoza). Asoc. Geol. Arg. Rev. 6(4): 213-239.
- STIPANICIC,P., 1965. El Jurásico en Vega de la Veranada, Neuquén, el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agasiz-Yaila), en Argentina. Asoc. Geol. Arg. Rev. 20(4): 403-475.
- STIPANICIC,P., 1969. El avance de los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. Asoc. Geol. Arg. Rev. 24(4): 367-388, (corregida en 25(3): 358).
- STIPANICIC,P. y MINGRAMM,A., 1952. Informe preliminar sobre la estratigrafía, distribución facial y cronología de los sedimentos del Dogger-Malm en el sector Neuquino-Mendocino de la Cubeta mesozoica Argentina-Chilena. Y.P.F., Informe inédito.
- STIPANICIC,P., RODRIGO,F., BAULIES,O. y MARTINEZ,C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Asoc. Geol. Arg. 23(2): 67-98.
- STIPANICIC,P. y RODRIGO,F., 1969b. El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. IV Jornadas Geol. Arg. Actas 2: 353-368.
- TAYLOR,S. R., 1965. The application of trace element data to problems in Petrology; en Physics and Chemistry of the Earth, V.VII (AHRENS,L. et al, edts.), Pergamon Press.
- TUREKIAN,K. K., 1957. The significance of variations in the strontium content of deep-sea cores. Limnol. Oceanog. 2: 309-314.
- TUREKIAN,K. K., 1964. The marine geochemistry of strontium. Geoch. Cosmoch. Acta 28: 1479-1496.
- TUREKIAN,K. y KULP,J., 1956. The geochemistry of strontium. Geoch. Cosmoch. Acta 10: 245-296.
- TUREKIAN,K. y WEDEPOHL,K., 1961. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Geol. Soc. Am. Bull. 72: 175-192.
- ULIANA,M. e IBANÉZ,C., 1976. Estudio de la Formación La Manga. Y.P.F., Informe inédito.

- VEIZER, J. y DEMOVIC, R., 1974. Strontium as a tool in the facies analysis. Jour. Sed. Petrol. 44: 93-115.
- VINOGRADOV, A. P., 1953. The elemental chemical composition of Marine organisms. Yale Univ. Press, New Haven, Com. 647 pag.
- VINOGRADOV, A. P., 1967. Vvedeniye v geokhimiya okeana, Nauka, Moscú (URSS).
- VINOGRADOV, A., RONOV, A. y RATYNSKIY, W., 1952. Variation in chemical composition of carbonate rocks of the Russian Platform. Akad. Nauk SSSR Izv., Ser. Geol. Vol.1: 33-50.
- VON ENGELHARDT, W., 1936. Die Geochemie des bariums. Chem. Erde, 10: 187-246.
- WEAVER, Ch., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west--central Argentina. Mem. Univ. Washington I, Seattle.
- WEDEPOHL, K. H., 1957. Vergleich der Spurenelementgehalte von in Tiefsee und landnah abgelagerten Tonen: XVI International Congress for Pure and Applied Chemistry, Paris.
- WEDEPOHL, K. H., 1967. Geochemie. W. de Gruyter, Berlin.
- WEDEPOHL, K. H., 1970. Geochemische Daten von Sedimentaren Karbonaten und Karbonatgesteine in ihren faziellen und petrogenetischen Aursagewert. Verh. Geol. Bundesant, 1970/4: 692-785, Wien.
- WEEB, D. y FEARON, W., 1937. Studies on the ultimate composition of biological material 1. Aims, scope and methods. Sci. Proc. Roy. Dublin Soc., Ser. A, 21: 487-504.
- WICHMANN, R., 1919. Contribución a la geología de la región comprendida entre el Río Negro y El Ayo, Valcheta. An. Min., secc. Geol. Min. e Hidrogeol., Pub. 2, Bs.As.
- WICHMANN, R., 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y del Río Negro. Dir. Minas y Geol., Bol. 39: 3-27.
- WILSON, J. L., 1970. Depositional facies across carbonate shelf margins. Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc. 20: 229-233.
- WILSON, J. L., 1974. Characteristics of carbonate platform margins. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 58: 810-824.

- WILSON, J. L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History, New York, Springer-Verlag, 471 pag.
- WOLF, K., 1965. Littoral environment, indicated by open-space structures in algal limestones. *Palaeo-3*, 1: 183-223, Amsterdam.
- WOLF, K., CHILLINGAR, G. y BEALES, F., 1967. Elemental composition of carbonate skeletons, minerals sediments; en CHILLINGAR, G et al (eds), Carbonate Rocks B. Cap. II: 23-150. Elsevier.
- WRAY, J., 1962. Pennsylvanian algal banks, Sacramento Mountains, New Mexico; en: Kansas Geol. Soc. 27th Annual Field Conf., Guidebook, 158 pag.
- YRIGOYEN, M., 1948. Estratigrafía y tectónica de los alrededores de Buta Ranquil, Territorio del Neuquén. Museo de La Plata, Tesis inédita.
- YUDOVICH, Ya., 1980. Geochemistry of carbonate rocks. *Geoch. International* (English Transl.), Vol. 17: 914-921.
- YUDOVICH, Ya., KETRIS, M. e IVANOVA, T., 1976. Problemy geokhimii Karbonatnykh porod, Syktyvkar, VINITI № 2978-76. Dep. Moscú (URSS).
- ZELLER, E. y WRAY, J., 1956. Factors influencing precipitation of calcium carbonate. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 40: 140-152.

A P E N D I C E

DESCRIPCIONES DE PERFILES

PERFIL PUESTO MARIPIL

(Figura 6)

Ubicación: situado en el flanco suroriental de la sierra de la Vaca Muerta (Cordón Curimyl), presenta un nutrido número de litofacies típicas de esta región, ya que no aparecen desarrolladas en el resto de la sierra.

Escala: 1:100

Espesor total: 62,80 m.

base no medida: Arenisca gris amarillenta en superficie de alteración, amarillo pálido en fractura fresca, consolidada, con fractura irregular, grano fino a mediano subredondeado, moderadamente seleccionados. Mineralógicamente presenta pequeños granos de cuarzo, muscovita y opacos en forma diseminada. Sin material calcáreo.

1,8 m.: Arenisca arcósica gris amarillenta, bien consolidada, con fractura irregular; grano mediano con abundante material calcáreo intersticial. Reacción frente al ClH moderada. Estrato tabular muy grueso y masivo. Sin contenido fosilífero.

0,8 m.: Limolita arenosa castaña clara, consolidada, con abundante material calcáreo diseminado. Estrato tabular mediano a grueso.

0,5 m.: cubierto.

1,3 m.: idem arenisca arcósica.

1,7 m.: Arenisca calcárea grisácea, consolidada, con fractura irregular, grano mediano, subanguloso, mal seleccionada, con material calcáreo intersticial y concreciones nodulares arenosas. Con estratificación entrecruzada tangencial simple en la parte mas alta del banco y difusamente planar en el resto. Hacia el techo existen fragmentos de pelecípodos de valva fina (Trigonidae sp.) y restos de braquiópodos y corales mal conservados.

3,4 m.: WACKESTONE - PACKSTONE

gris medio claro castaño, consolidado, con fractura irregular. Reacción frente al ClH fuerte. Contiene valvas de pelecípodos y braquiópodos, como así también equinodermos y restos de corales. Estrato tabular muy grueso y masivo, con base neta. Muestra PM 1.

4,3 m.: PACKSTONE

gris claro, consolidado con fractura subconcoidea. CIH fuerte. Al igual que el estrato superior posee fragmentos de valvas finas y medianas de pelecípodos (Gryphaea sp.), como así también corales en deficiente estado de conservación. Estrato tabular muy grueso, masivo en la base y con estratificación planar mediana y ondulítica, ésta última no muy bien definida. Muestras PM 2 y PM 3.

7,7 m.: BOUNDSTONE CORALIGENO - ALGACEO

gris medio a oscuro, con fractura irregular y CIH fuerte. La parte inferior presenta abundantes corales de forma cilíndrica (Columnastrea cf. antiqua Gerth) de hasta 40 cm. de diámetro y extensión indefinida, la mayoría de ellos con relleno de cuarzo lechoso, además se puede observar la presencia de artejos de crinoideos. Muestra PM 4.

Continúan aproximadamente 3 mts. de boundstone algáceo compuesto por algas philloides en donde microscópicamente se observan tabiques concavo--convexos que atraviesan totalmente al fósil sin dejar comunicación interna alguna; de todas maneras los espacios comprendidos entre los tabiques están rellenos por calcita esparítica a subesparítica; algunas de estas presentan bifurcaciones en sus extremos. Muestra PM 5.

Por último, en la parte cuspidal del banco, aparecen nuevamente los corales, pero en menor proporción que al comienzo. Muestras PM 5 y PM 8.

0,5 m.: MUDSTONE

gris oscuro azulado, bien consolidado, con fractura irregular a subconcoidea. CIH fuerte. Estrato tabular mediano carente de estructuras internas y contenido fosilífero.

1,8 m.: GRAINSTONE OOLITICO

gris azulado, consolidado, con abundantes ooides de hasta 1 mm. de diámetro y fragmentos terrígenos angulosos a subangulosos diseminados en pequeña proporción. Estrato tabular a lenticular muy grueso con estratificación planar gruesa. Muestra PM 12.

3,6 m.: PACKSTONE (WACKESTONE)

gris azulado, muy consolidado, con fractura concoidea. CIH fuerte, con fragmentos de cuarzo de hasta 2 mm. dispuestos en forma aislada. Estrato

tabular grueso, con estructura interna masiva; techo y base netos. Escasos restos de valvas finas de pelecípodos. Presenta acumulaciones micríticas (calciesferas) y ooides pequeños (120 micrones) diseminados en una escasa matriz. Muestra PM 14.

1,2 m.: PACKSTONE (WACKESTONE)

idem características anterior. Muestra PM 15.

0,95 m.: DOLOMITA

Dolomitización selectiva inmersa en forma de manchones cilíndricos, de 30 a 40 cm. de diámetro, dispuestos en forma perpendicular a la estratificación y dentro de un paquete micrítico (mudstone). Posee color amarillento, con textura granuda y cristalina. Microscópicamente presenta una fábrica homogénea hipidiotópica a idiotópica equigranular, con buen desarrollo de individuos. El tamaño de los cristales oscila entre 120 y 640 micrones siendo los mismos subdrales a eudrales de hábito marcadamente romboédrico. La dolomita se encuentra en los cristales esparíticos, mientras que la calcita forma parte de la matriz, tanto inter como intracristalina.

Semicuantitativamente, por medio de técnicas de tinción, se ha identificado dolomita en un 70% y calcita 30%. Los componentes terrígenos son escasos. Con respecto a los núcleos intracristalinos evidencian zonación con dolomita en su parte central y micrita, conjuntamente con un material opáco en los bordes; otros núcleos son enteramente calcíticos. Muestra PM 6.

3,15 m.: MUDSTONE

gris azulado, muy bien consolidado; constituido en su mayor parte por acumulaciones carbonáticas pequeñas (180 micrones) de tono ligeramente más oscuro que el material micrítico aglutinante. Pequeños restos de valvas finas de pelecípodos recristalizadas a calcita esparítica. Muestra PM 9.

2 m.: PACKSTONE

gris azulado, consolidado, con fractura subconcoidea. Posee fragmentos de valvas de pelecípodos de diversos tamaños sin orientación y ooides esferoidales con tamaño medio de 0,2 mm. de diámetro. Estratofábrica de tipo tabular.

5,05 m.: GRINSTONE OOLITICO

gris claro, consolidado, con fractura concoidea. Contiene ooides superficiales de hasta 1 mm de diámetro e intraclastos micríticos, como así

también fragmentos esqueléticos retrabajados de corales aislados.

Los ooides son simples y mayormente esferoidales, observándose en todos ellos una marcada estructura concéntrica dada por capas micríticas (estructura tangencial) internamente recristalizadas a subesparíta; su tamaño varía entre 400 y 1100 micrones. Los intraclastos tienen generalmente entre 2 y 3 mm. de largo y son elongados, algunos están rellenos en su parte central por cuarzo policristalino. Muestra PM 10.

3,5 m.: GRAINSTONE OOLITICO

idem características anterior, pero con una sensible disminución en el porcentaje de ooides. Muestra PM 18.

4,0 m.: GRAINSTONE OOLITICO

idem características anterior. Muestra PM 19.

4,7 m.: GRAINSTONE OOLITICO

idem características anterior, con corales aislados rellenos de calcita esparítica y con sus bordes totalmente silicificados. Muestra PM 20.

7,2 m.: GRAINSTONE OOLITICO CORALIGENO

idem características anterior. Presenta hacia el techo un gradual aumento de corales alineados, con rasgos de exposición subaérea. Esta alineación puede llegar a ser sintomática para la determinación de la paleocorriente, ya que se encuentran orientados según RN 65. Sus crestas son irregulares y redondeadas y sus senos agudos. Muestra PM 21.

no medido: CONGLOMERADO POLIMICTICO

color verdoso, con clastos líticos subredondeados. Hacia la parte superior se hace más grueso y lenticular alternando con areniscas conglomerádicas y areniscas propiamente dichas. Los conglomerados tienen una marcada imbricación; las areniscas conglomerádicas poseen estructura entrecruzada, y por último las areniscas propiamente dichas presentan estructura megaentrecruzada de dos tipos: planar (de origen eólico) y en artesa (conglomerado de canal). Muestra PM 22.

PERFIL MALLIN DEL RUBIO Nº 1 (Figura 7)

Ubicación: flanco suroriental de la Sierra de la Vaca Muerta (Cordón Curimyl), situado a 6 km. hacia el noreste del perfil Puesto Maripil.

Escala: 1:100.

Espesor total: 111,20 m.

3 m. (base no expuesta): Arenisca amarilla oscura, consolidada, con fractura irregular; presenta granos subangulosos de cuarzo de 0,5 a 1 cm de diámetro, moderadamente seleccionados, con material arcilloso intersticial. CIH débil a moderado. Estrato tabular masivo, hacia el techo con estratificación entrecruzada muy fina, a la vez que composicionalmente se va haciendo más calcárea. Sin fósiles.

0,70 m.: PACKSTONE

gris medio a claro, consolidado. CIH fuerte. Con fragmentos de valvas finas de pelecípodos (gen. *Gryphaea* sp.) que no muestran una orientación preferencial, intraclastos micríticos y escasos ooides superficiales. Estrato lenticular mediano a grueso, de aspecto masivo, con base y techo bien definidos. Muestra PR 1.

0,40 m.: Marga calcárea de color amarillo grisáceo, poco consolidada, con fractura irregular, CIH moderado. Posee fragmentos de valvas indiferenciables debido a su tamaño muy pequeño. Estrato fino y masivo.

2,47 m.: PACKSTONE ESQUELETICO

gris medio claro, consolidado, CIH fuerte, con gran cantidad de fragmentos de valvas finas de pelecípodos, sobre todo abundantes en la parte basal, con material calcáreo que las aglutina dándole mayor cohesión. Posee buena cantidad de intraclastos micríticos. Estrato tabular muy grueso y masivo, con base y techo transicionales. Muestra PR 2.

6,38 m.: WACKESTONE

gris oscuro, consolidado, con fractura irregular. CIH fuerte, con escasos restos de braquiópodos silicificados. Estrato marcadamente tabular grueso, con estratificación poco delineada. Localmente presenta niveles irregulares de PACKSTONE con intraclastos y calciesferas micríticas.

7,55 m.: WACKESTONE

gris oscuro, consolidado, con típica fractura subconcoidea, CIH fuerte. Estrato tabular grueso con estratificación paralela, con algunos lentes poco marcados de igual composición de color amarillento, rasgo notorio que le da aspecto de caliza meteorizada. Abundantes restos de pelecipodos y braquiópodos. Muestra PR 3.

8,30 m.: WACKESTONE

en superficie de alteración color castaño claro, pero en fractura fresca gris oliva, muy consolidada, CIH fuerte. Estrato tabular, grueso y masivo, que va pasando lateralmente a lenticular con las mismas características. Presenta restos de valvas finas de Gryphaea recristalizadas en un solo cristal de calcita de tamaño promedio entre 70 y 300 micrones. encontrándose algunos de formas elongadas (150 - 250 micrones), y escasos amonitas (Perisphinctes sp.) muy mal conservados; presenta una matriz de calcita subesparítica dispuesta en mosaico. Escasos silicoclastos de cuarzo límpido, subangulosos, con opácicos rodeados por óxido de hierro finamente distribuido en forma heterogénea y también en grumos. Con olor a hidrocarburo. Muestras PR 4 y PR 5.

1 m.: cubierto.

9,95 m.: MUDSTONE

gris oliva oscuro, muy consolidado, con fractura subconcoidea a lisa. CIH fuerte. Este banco presenta la particularidad de poseer estratos tabulares gruesos con estratificación interna masiva y pequeños lentes de 10 a 20 cm. muy meteorizados exteriormente, que se acuñan en ambos sentidos. Además los estratos tabulares presentan bochones silíceos de 15 a 30 cm. de diámetro y de formas irregulares. Muestras PR 6, PR 7 y PR 8.

0,67 m.: cubierto.

12,06 m.: MUDSTONE - WACKESTONE

gris azulado, muy consolidado, con fractura subconcoidea. CIH fuerte. Potente estrato masivo y grueso, con sistemas de grietas rellenas de calcita radiaxial y escalenoédrica, interceptando a éstas otras más pequeñas de calcita micrítica. Muestra PR 9.

24,75 m.: MUDSTONE - WACKESTONE

gris medio a castaño oscuro, muy consolidado, con fractura subconcoidea. CIH fuerte. Estrato muy potente y grueso. Posee estratificación plana

mediana poco marcada. Fuerte olor a hidrocarburo.

5,60 m.: MUDSTONE

gris oliva a azulado, muy consolidado, con fractura irregular. Estrato grueso y masivo en donde pueden observarse cambios en la estratofábrica, pasando la misma de tabular a abultada (mud-mounds). Presenta grietas verticales a subverticales rellenas de calcita y niveles irregulares de aspecto brechoso constituido por clastos de caliza aglutinada en un material carbonático pulverulento.

15 m.: cubierto.

8,82 m.: MUDSTONE

gris azulado, oscureciéndose hacia el techo del banco calcáreo, muy consolidado con buena reacción frente al ClH. Potente paquete de aspecto abultado, grueso y masivo. Muestra PR 12.

4 m.: cubierto.

0,55 m.: Brecha calcárea de color gris claro, consolidada. ClH fuerte. Está constituida por fragmentos de caliza (MUDSTONE) gris azulados, subredondeados y subangulosos de varios cms. incluidos en la matriz calcárea.

Hacia el techo y mediando discordancia continúan areniscas y pelitas rojizas poco consolidadas pertenecientes a la Formación Tordillo.

PERFIL MALLIN DEL RUBIO Nº 2 (Figura 8)

Ubicación: situado a escasos 600 m. al norte del anterior perfil (Mallín del Rubio Nº 1), resulta una sección particular, pues es en este sitio donde aparecen los primeros afloramientos de las evaporitas de la Formación Auquilco.

Escala: 1:100

Espesor total: 159 m.

base no medida: Formación Tábanos. Yeso de color blanco a rosado, con abundante anhidrita nodular y estratificada, con un grado de consolidación bajo, tornándose más compacto lateralmente hacia el Co. Manzano Grande. Presenta intercalaciones de limos verdosos y bancos calcáreos, en particular en el techo (Muestra MR 2) de color grisáceo y de aproximadamente 40 - 50 cm de espesor. Continúa a este paquete yesífero, de 20 - 30 cm., areniscas gris verdosas, micáceas y parduzcas en lo alto, donde se puede observar areniscas ricas en valvas de pelecípodos. Por estar prácticamente cubierto todo este sector no se logró medir su potencia, razón por la cual se creyó conveniente comenzar el perfil en el siguiente banco de areniscas.

5,20 m.: Areniscas gris verdosas de grano mediano a fino, moderadamente seleccionadas; friables, de composición predominantemente feldespática (arcósica) siendo hacia el techo más calcáreas. Reacción frente al ClH moderada. Se encuentran intercaladas con calizas arenosas (PACKSTONE) de color violáceo, consolidadas, con lumachelas de bivalvos y pelecípodos, con estratificación bien definida y paralela.

0,80 m.: Fangolita calcárea gris oliva, consolidada, ClH moderado. Estrato tabular de tamaño irregular fino a mediano, masivo, con base y techo transicionales.

9,20 m.: WACKESTONE- PACKSTONE

castaño claro, con fuerte reacción frente al ClH. Fractura irregular a subconcoidea. Estrato muy grueso y masivo. Presenta restos de amonitas no diferenciables. Base transicional y techo bien definido.

7,46 m.: Banco calcáreo que muestra dos tipos litológicos alternantes: a) WACKESTONE - PACKSTONE amarillo grisáceo en superficie, castaño gris en fractura fresca. Roca compacta, consolidada y bien seleccionada, con tamaño

de grano fino a mediano. ClH fuerte. Presenta en la parte inferior del banco niveles pequeños de lumachelas de pelecípodos. Microscópicamente se observa una matriz micrítica, con abundantes intraclastos redondeados y ooides de tamaño medio que oscila entre 170 y 250 micrones; silicoclásticos de cuarzo límpido, subangulosos, con ciertos opacos rodeados por óxido de hierro. Caliza fétida. Muestra MR 3.; b) PACKSTONE gris azulado, de coloración más oscura que el anterior, pero de igual aspecto en superficie de alteración. Posee un grado de consolidación bajo, siendo su selección moderada a buena. ClH fuerte. Importante contenido de materia orgánica que le otorga un olor fétido.

En corte delgado se observa una matriz micrítica-arcillosa con abundantes ooides simples en su mayoría esferoidales, aunque algunos más elongados, con un tamaño entre 200 y 400 micrones, con núcleo cuarzoso y textura radial interna. También existen ooides superficiales totalmente micríticos (en menor porcentaje) y granos de cuarzo monocristalino límpido. Muestra MR 4.

En todo el banco los distintos paquetes calcáreos presentan un aspecto lenticular, variando lateralmente no sólo de espesor sino también de tamaño de grano. A su vez, los lentes son poco potentes y bastante difusos. En la parte inferior de este banco se pueden reconocer pequeñas intercalaciones de areniscas escamosas amarronadas.

6,90 m.: idem características anterior.

3 m.: cubierto.

6,33 m.: WACKESTONE

gris azulado, muy consolidado, con fractura irregular subconcoidea. ClH fuerte. Estrato tabular muy grueso y masivo, con estratificación planar mediana y con intercalaciones de delgados paquetes de areniscas calcáreas castañas (espesor promedio 15 cm.). Base y techo bien definidos. Muestras MR 5 y MR 6.

2,30 m.: cubierto.

7,21 m.: MUDSTONE

gris oliva oscuro, consolidado, con fractura subconcoidea. ClH fuerte. Estrato lenticular grueso, masivo, con estratificación plana muy difusa

hacia el techo. Localmente con fragmentos de valvas de Gryphaea sp. y restos de amonitas mal conservados. Tanto la base como el techo tienen contactos netos. Muestra MR 7.

12,33 m.: MUDSTONE

idem anterior, pero con mayor contenido fosilífero. Muestras MR 7a y MR 7b.

22 m.: cubierto.

15,9 m.: MUDSTONE

gris claro a azulado, consolidado; CIH fuerte. Presenta una estratofábrica tipo abultada, masiva, de características semejantes al descrito en el perfil Mallín del Rubio N° 1, conteniendo el mismo registro fosilífero, con grietas verticales a subverticales de hasta 15 cm. rellenas de calcita fibrosa. Muestra MR 16.

18 m.: cubierto.

5,82 m.: WACKESTONEgris claro a castaño, consolidado, con fractura irregular. CIH moderado. Potente estrato grueso y masivo, abultado.

7,95 m.: cubierto.

14,20 m.: MUDSTONE

gris oliva claro, consolidado, con costras yesíferas y rasgos de exposición subaérea. CIH moderado. Muestras MR 9 y MR 9a.

14,50 m.: Yeso blanco, consolidado, bien cristalino; con fractura terrosa y textura sacaroides. En este pequeño afloramiento se puede diferenciar una parte inferior y otra superior, presentando la primera un estrato de aspecto lenticular (estratificado) y la segunda aspecto masivo, con evidentes rasgos de diagénesis. Muestra MR 8.

no medido: Discordantemente hacia el techo continúan areniscas y pelitas de color rojizo, poco consolidadas, nulas a la reacción frente al CIH, dispuestas en estratos medianos y masivos, pertenecientes a la Formación Tordillo.

PERFIL MALLIN DE LA CUEVA (Figura 9)

Ubicación: flanco suroriental de la sierra de la Vaca Muerta (Cordón Curimyl) a 4 km. al noroeste del Mallín del Rubio, en donde se observan los mayores espesores de las evaporitas de la Formación Auquilco.

Escala: 1:500.

Espesor total: 421 m.

10,5 m.: Arenisca gris verdosa, consolidada; grano fino subanguloso, bien seleccionada, cuarzosa, con abundante material carbonático intersticial. CIH moderado a débil. Estrato de aspecto tabular no muy bien definido, con estratificación planar mediana.

0,5 m.: PACKSTONE

castaño verdoso muy fosilífero, consolidado, con fractura irregular. Fuerte reacción frente al CIH; contiene abundantes valvas finas de pelecípodos y gran cantidad de arena fina intersticial.

9,0 m.: Arenisca castaño verdosa, consolidada, con fractura irregular. CIH débil a moderado; bien seleccionada. Estrato tabular muy grueso con estratificación paralela poco marcada. Muestra CL 1.

6 m.: idem características anterior.

11,5 m.: Fangolita verde oliva, poco consolidada, con fractura irregular. CIH débil. Hacia la parte superior contiene valvas finas de pelecípodos y arcillas, aunque escasas, algo expansivas. Estrato tabular grueso y masivo. Muestra CL 2.

3,5 m.: Fangolita arenosa gris oscura, consolidada, sin reacción frente al CIH. Posee abundantes impresiones de amonitas (Perisphinctes sp.) en deficiente estado de conservación descriptas para CL 2; hacia la parte superior se va tornando de color gris oscuro, con mayor contenido calcáreo y presentando una reacción moderada al CIH. Además contiene intercalaciones de MUDSTONE gris oliva bien consolidado con saliente y notable fractura concoidea. Muestra CL 3.

10,3 m.: Fangolita oliva grisácea, consolidada, con fractura irregular, algo calcárea con moderada reacción frente al CIH. Contiene pequeños restos de

amonitas dispuestos en un estrato tabular muy grueso.

1,7 m.: PACKSTONE

gris claro, consolidado, con un contenido fosilífero integrado por valvas finas a medianas de pelecípodos de hasta 2 cm., dispuestas paralelamente a la estratificación. Estrato lenticular mediano y masivo. Muestra CL 4.

17 m.: Arenisca (vaque) amarillenta, consolidada, con grano fino subredondeado y moderada selección, con material calcáreo-arcilloso intersticial. CIH moderado. Estrato tabular muy grueso y masivo, en parte con estratificación mediana y niveles con conglomerados intraformacionales. Base y techo netos. Muestra CL 5.

3,1 m.: Arenisca idem características anterior, solamente presenta mejor reacción frente al CIH. Muestra CL 6.

5 m.: Fangolita gris oliva claro, consolidada. Hacia el techo pasa en forma transicional a arenisca.

2,2 m.: Arenisca idem características muestra CL 5.

14,4 m.: Fangolita oliva, consolidada. CIH moderado a débil, con niveles de fangolita calcárea grisácea intercalando a la anterior. Contiene braquiópodos indiferenciados y escasas valvas finas. Muestra CL 7.

13,80 m.: cubierto.

30,32 m.: Calizas de la Formación La Manga descritas en perfil anexo (figura 10).

66 m.: Yeso blanco, con fractura terrosa y textura sacaroide, aspecto masivo y poco consolidado. Muestra CL 26.

15,8 m.: Yeso idem características anterior.

30 m.: Yeso idem anterior, con anhidrita nodular. Muestra CL 27.

7,5 m.: Brecha calcárea yesosa gris azulada a blanquecina, compuesta por clastos angulosos a subangulosos de caliza tipo MUDSTONE de tamaño variable (hasta 10 cm.) dispuestos en un material carbonático que los aglutina de color amarillento. Muestra CL 40.

22 m.: MUDSTONE

gris oscuro, con típica fractura concóidea. Fuerte reacción frente al ClH. Estratofábrica tipo abultada, muy gruesa, con estratificación plana poco marcada. Con rasgos de exposición subaérea. Muestra CL 42.

Además contiene megaporos tipo vugular de hasta 2 mm. y huecos de hasta 1 cm. Textura tipo "birdseyes". Atraviesan al cuerpo abultado grietas verticales a subverticales rellenas con calcita radiaxial y escalenoédrica. Constituye la parte basal del abultamiento lenticular. Muestra CL 47.

8,6 m.: WACKESTONE

gris claro, consolidado, con fractura subconcóidea y fuerte reacción frente al ClH. Estratofábrica abultada, gruesa y masiva, y al igual que la parte basal contiene grietas pero en un número menor y megaporos tipo vugular da hasta 5 mm. Constituye la parte del núcleo del abultamiento.

7,8 m.: MUDSTONE

gris claro, consolidado, con fractura subconcoidea. Abundantes rasgos de exposición subaérea. Constituye la parte superior del cuerpo carbonático por lo que conserva las características anteriormente descritas. Estructuras estromatolíticas en la parte superior. Muestra CL 45.

25,2 m.: MUDSTONE

idem características anterior. Muestra CL 46.

30 m.: Yeso blanco masivo, de fractura terrosa a irregular; consolidado. Muestra CL 49.

27 m.: Yeso idem anterior.

24 m.: Yeso idem anterior, encontrándose en la parte superior un pequeño estrato de caliza dolomítica, de color castaño, con fractura irregular y moderada reacción frente al ClH. Muestra CL 50.

no medido: Arcilita yesosa castaño rojiza, poco consolidada. ClH débil a moderado. Hacia el techo comienzan a aparecer intercalaciones arenosas con niveles conglomerádicos típicos de la Formación Tordillo. Muestra CL 52.

PERFIL MALLIN DE LA CUEVA (detalle)

(Figura 10)

Escala: 1:100.

Espesor total: 30,32 m.

0,35 m.: WACKESTONE (MUDSTONE)

gris azulado con fractura subconcoidea y muy buena reacción frente al ClH. En su mayor parte laminada. Posee escasos ooides micríticos, algunos de ellos reemplazados por sílice amorfa. Presenta estratofábrica de tipo tabular y masiva. Muestra CL 8.

0,19 m.: WACKESTONE (MUDSTONE) idem anterior.

2,66 m.: WACKESTONE (MUDSTONE)

amarillento en superficie de alteración (pátina calcárea) y gris azulado en fractura fresca, consolidado, con reacción fuerte frente al ClH. Estrato tipo tabular, masivo y grueso, haciéndose hacia los laterales lenticular. Muestra CL 9.

0,30 m.: WACKESTONE

gris azulado, consolidado, con fractura subconcoidea. Contiene amonitas distribuidos en forma regular en el paquete, no muy bien conservados. Escasos ooides micríticos. Estrato mediano que presenta una estratificación paralela poco marcada. Muestra CL 10.

0,48 m.: WACKESTONE OOLITICO-INTRACLASTICO

gris violáceo, consolidado, con fractura irregular y ClH fuerte. Con el mismo contenido fosilífero que el estrato anterior y la misma disposición interna y externa. Muestra CL 11.

0,65 m.: WACKESTONE OOLITICO-INTRACLASTICO idem anterior.

2,80 m.: cubierto.

0,62 m.: WACKESTONE

castaño grisáceo, consolidado, con moderada reacción frente al ClH. Estrato tabular masivo, con calcita en sus planos frontales. Muestra CL 13.

0,47 m.: WACKESTONE

gris azulado, consolidado y con fractura irregular. Presenta ooides

en su mayor parte reemplazados por sílice amorfa de coloración grisácea. Muestra CL 14.

0,25 m.: PACKSTONE INTRACLASTICO

gris azulado, consolidado, con fuerte reacción frente al ClH. Se observan microscópicamente pequeños ooides micríticos y también reemplazados por sílice. Continúa la estratofábrica tabular y gruesa, con estratificación paralela poco marcada. Muestra CL 15.

0,65 m.: PACKSTONE idem anterior.

0,25 m.: WACK ESTONE

gris azulado, poco consolidado. Con características muy particulares, ya que los estratos tienden a acuñarse hacia los laterales con una consiguiente disminución del tamaño de grano. Sin restos fósiles. Muestra CL 16.

3,00 m.: PACKSTONE (WACKESTONE OOLITICO)

gris azulado, poco consolidado. Microscópicamente se observan calciesferas micríticas y ooides con núcleo bien diferenciado cuarzoso o bien bioclástico, de aspecto radiado. Escasas valvas pequeñas de pelecípodos acompañan a un estrato tipo tabular mediano. Muestra CL 17.

0,47 m.: MUDSTONE

gris azulado, bien consolidado, con fractura concóidea y sin restos fósiles. Muestra CL 18.

0,43 m.: MUDSTONE idem anterior.

0,92 m.: MUDSTONE idem anterior.

0,98 m.: MUDSTONE

gris azulado, bien consolidado, con fractura concóidea. Composicionalmente está formado por micrita y escasos intraclastos micríticos. Posee estratificación paralela, como rasgo notorio. Muestra CL 20.

5,42 m.: cubierto.

0,36 m.: MUDSTONE

gris claro, poco consolidado, sin variaciones composicionales con respecto a los anteriores estratos. Sin fósiles. Estrato lenticular mediano. Muestra CL 21.

0,30 m.: MUDSTONE idem anterior.

0,22 m.: MUDSTONE idem anterior.

0,90 m.: MUDSTONE

gris claro, con menor grado de consolidación que los anteriores.
Muestra CL 22.

2,75 m.: WACKESTONE

gris azulado, consolidado, con grietas verticales de calcita fibrosa que lo atraviesan y restos de pelecípodos de valvas finas y braquiópodos.
Muestra CL 23.

4,87 m.: MUDSTONE

gris azulado, consolidado, con abundantes rasgos diagenéticos (estructura birdseyes, estilolitas, silicificaciones, recristalización) y menor cantidad de grietas rellenas de calcita. Muestra CL 24.

no medido: Yeso blanco, terroso y en parte estratificado, con nódulos de anhidrita en forma subordinada. Muestra CL 26.

PERFIL CERRO IRIGOYEN

(Figura 11)

Ubicación: flanco occidental (Cordón Cuchillo Curá), encontrándose en un total de 130 m. la mayor parte de las litofacies analizadas de la secuencia calcárea-evaporítica.

Escala: 1:500.

Espesor total: 126,60 m.

base no medida: Fangolita calcárea gris clara a verdosa, poco consolidada, con reacción frente al CIH moderada a débil. Estrato tabular mediano, homogéneo, conteniendo delgados paquetes de caliza tipo PACKSTONE que la intercalan. Dentro del contexto paleontológico se encuentran restos de valvas finas de pelecípodos. Techo transicional.

8,00 m.: MUDSTONE

gris claro, con fractura irregular a subconcóidea; CIH moderado. Caliza de naturaleza micrítica, en donde se observa una muy buena selección en pequeños estratos que se van acuñando. A su vez, posee una geometría externa tipo tabular gruesa, con estratificación planar mediana. Contiene escasos restos de pelecípodos. Muestra CI 1.

5,6 m.: PACKSTONE

gris claro, con fractura irregular a subconcóidea. CIH moderado. Con abundantes pellets, ooides y amonitas, dispuestos en una matriz micrítica. Estrato tabular mediano con estratificación paralela. Muestra CI 2.

10,2 m.: WACKESTONE

gris amarillento, consolidado, con fractura irregular. Conforman cuerpos de aspecto lensoidal, masivos, que lateralmente pasan a tabulares, con estratificación plana mediana bien visible. Posee pequeñas grietas perpendiculares a la estratificación, rellenas con calcita fibrosa. Muestra CI 3.

5,2 m.: Yeso blanco, poco consolidado, con fractura terrosa, masivo y estratificado solo en partes. Muestra CI 4.

12,5 m.: Brecha calcárea gris amarillenta. Está compuesta por clastos angulosos a subangulosos de MUDSTONE grisáceo, incluidos en un material calcáreo yesoso amarillento. Los clastos tienen dimensiones que varían entre 15 y 20

cm. y la selección moderada. La base resulta sumamente irregular. Muestra CI 5.

14,3 m.: PACKSTONE

gris claro amarillento, consolidado, con CIH fuerte y fractura sub-concóidea. Está compuesto por ooides micríticos esferoidales (de textura radial) y por restos esqueléticos retrabajados, dispuestos en una matriz micrítica, con silicocláastos cuarzosos. Estratofábrica abultada. Muestra CI 6.

22,8 m.: GRAINSTONE OOLITICO

gris claro a azulado, muy consolidado, con fractura irregular y CIH fuerte. Externamente conserva las mismas características descritas para el paquete anterior, o sea abultada, pero en lo que respecta a su composición posee un mayor contenido de ooides de variados tamaños (entre 200 y 400 micrones) de textura tangencial, totalmente micritizados. Presencia de ooides superficiales. Muestra CI 7.

8,5 m.: GRAINSTONE OOLITICO idem anterior. Muestra CI 8.

23,30 m.: MUDSTONE

gris azulado. Estrato irregular abultado, muy grueso, masivo, con abundantes grietas rellenas de calcita fibrosa atravesando todo el cuerpo. Con rasgos de exposición subaérea. Escasos restos de pelecípodos. Muestra CI 9.

3,7 m.: PACKSTONE (GRAINSTONE)

gris oscuro, consolidado, con fractura irregular. Ooides con típica textura radial secundaria. Muestra CI 10.

12,5 m.: PACKSTONE

idem anterior, con abundantes silicificaciones y concreciones de sílice amorfa de origen diagenético, dispuestas en la parte cuspidal del paquete calcáreo; generalmente se encuentran en lechos paralelos al plano de estratificación, aunque también hay otros más voluminosos irregularmente distribuidos. Se los ha encontrado en este sitio y en Mallín de la Cueva. Muestras CI 11 y CI 12.

no medido: Areniscas conglomerádicas de color gris verdoso con abundantes líticos pertenecientes a la Formación Tordillo.