

# Evidencias geoquímicas y neomorfismo en rocas de la Formación Chachao (Valanginiano)-anticlinal Malargüe, Mendoza

Ricardo M. PALMA, Silvia LANÉS, Patricia MIRETZKY y Ana María FAZIO

*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Av. Rafael Obligado s/n, Ciudad Universitaria Pabellón 2, 1428 Buenos Aires.*

**ABSTRACT.** *Geochemical features and neomorphism of Chachao Formation calcareous rocks (Valanginian)-Malargüe Anticline, Mendoza.* The Lower Cretaceous Chachao Formation in the Malargüe anticline area consists of wackestone, packstone, grainstone and minor mudstone rich in benthic fauna (mainly bivalves) which were deposited in a shallow carbonate ramp as previous sedimentological studies have proposed. Standard petrographic, XRD, SEM, cathodoluminescence and trace element determinations composition of micrite and microsparite mosaic crystals were undertaken in order to characterize their original mineralogy. The SEM shows that the mud fraction is composed of a mosaic texture of subhedral to anhedral micrite and microsparite crystals, both showing similar features such as smooth (unpitted) surfaces and lack of aragonite relicts. Crystal morphology also rules out the possible presence of aragonite. These features together with the microfabric, low Sr content (average: 592 ppm) of both micrite and microsparite point to an original high-magnesium calcite composition of the muds. Geochemical data from the micrite and microsparite of the mud-supported rocks of the Chachao Formation show two contrasting trends: decreasing-upward Sr and Na concentrations and increasing-upward Mg and Mn concentrations. The loss of Sr and Na are related to mineralogical stabilization of metastable carbonate particles involving the inversion of high-magnesium calcite to low-magnesium calcite, whereas local dolomitization in the upper part of the studied sequence has formed dolomite crystals showing different stages of dissolution due to meteoric and marine water influences.

## Introducción

Numerosos estudios de índole estratigráfica, paleontológica y paleoambiental fueron llevados a cabo en afloramientos de la Formación Chachao (Valanginiano), entre los que pueden citarse los de Damborenea *et al.* (1979), Legarreta y Kowalski (1981), Palma (1996), Palma *et al.* (1998). Sin embargo, los estudios sobre los procesos diagenéticos que afectaron esta unidad son escasos en la literatura. Carozzi *et al.* (1981) los mencionan brevemente en su estudio preliminar sobre las microfácies de la Fm. Chachao, pero es Palma (1994) quien trata con mayor detalle los eventos diagenéticos acontecidos sobre la base de observaciones petrográficas detalladas, los que incluyen micritización, disolución de componentes metaestables, neomorfismo, cementación y dolomitización. Más recientemente, Palma y Matheos (1996, 1997) realizaron los primeros estudios geoquímicos sobre rocas de esta unidad provenientes de afloramientos situados en el borde oriental del anticlinal de Malargüe, en el sur de la provincia de Mendoza (Fig. 1).

En la zona de estudio (Fig. 1) la Fm. Chachao alcanza un espesor medio de 35 metros y está compuesta principalmente por *packstones*, *packstones/grainstones*, *wackestones* y escasos *mudstones*, ricos en una macro y microfauna típica de condiciones marinas

abiertas. Estudios sedimentológicos previos permitieron interpretar un ambiente de rampa carbonática (Legarreta y Kowalski 1981), con sedimentación por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo y retrabajado por acción de tormentas (Palma y Lanés 1996, Espona y Palma 1996, Palma *et al.* 1998).

La finalidad de esta contribución es interpretar el origen de las soluciones depositacionales y diagenéticas y establecer la mineralogía carbonática original del fango calcáreo micrítico y microesparítico de las rocas fango sostén y parches de similar naturaleza en *packstones* y *packstones/grainstones* de la Fm. Chachao, a través de la variación de las concentraciones de elementos traza (Sr, Mn y Na) y mayoritarios (Mg). El estudio de elementos traza en rocas calcáreas, aunque menos efectivo que aquellos de isótopos de Sr, es una herramienta adicional para la determinación del origen de las soluciones depositacionales y diagenéticas y de la mineralogía carbonática original del fango calcáreo. Los efectos de la diagénesis generalmente producen en éste un mosaico uniforme de cristales equantes cuyo límite superior es alrededor de 4 µm, en tanto que microesparita se aplica a aquellos cristales entre 4-30 µm (Folk 1974). Algunos estudios previos relacionados con la estabilización de fango calcáreo están vinculados con la disolución del componente original (aragonita o calcita con alto contenido en magnesio) y la precipita-

ción de cristales micríticos y/o microesparíticos de calcita con bajo contenido en magnesio (Steinen 1982; Lansemi y Sandberg 1983).

## Metodología

Este estudio fue realizado a través de la integración de datos de petrografía estandar y de microscopía electrónica de barrido (SEM) del total de las muestras obtenidas en el perfil estudiado y datos de microscopía de cátodoluminiscencia (CL) de las más representativas. El uso del microscopio electrónico muestra interesantes y características texturas de los cristales de calcita. Para ello se utilizó un microscopio marca Phillips 560 equipado con microsonda de energía dispersiva EDAX. 9.100 de CITEFA. Fragmentos de matriz fueron extraídos, montados en portaobjetos y cubiertos con un baño de oro. El muestreo para los análisis geoquímicos se centró en el mosaico micrítico, dejándose de lado los fósiles presentes. Los elementos mayoritarios (Ca y Mg) y trazas (Sr, Na y Mn) fueron analizados mediante espectrofotometría de absorción atómica, en tanto que la estequiometría de las dolomitas se calculó a partir de la concentración de los elementos mayores determinadas por difracción de rayos X. Los difractogramas se obtuvieron con radiación de Cu K $\alpha$  ( $\gamma=1,5414 \text{ \AA}$ ), filtro de Fe; 40 Kv; 20 mA. El pico de calcita a  $3,03 \text{ \AA}$  corres-

ponde a  $29,40^\circ 2\theta$ , en tanto que el pico de dolomita a  $2,88 \text{ \AA}$  corresponde a  $30,96^\circ 2\theta$ . La estequiometría fue calculada de acuerdo a Goldsmith y Graf (1958 b).

La determinación de MnO se realizó mediante espectrofotometría de absorción molecular; el Mn presente en la muestra se oxidó a KMnO $_4$  en medio ácido (fosfórico-sulfúrico) y se midió la absorción a  $\lambda 525 \text{ nm}$ .

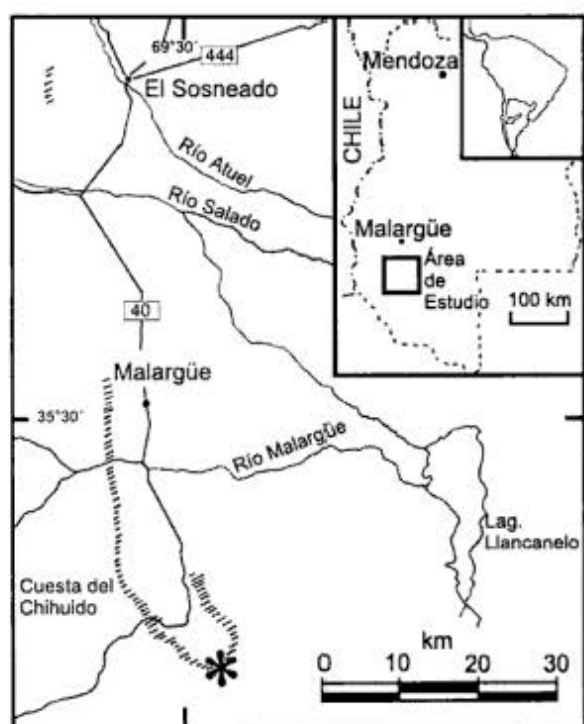
El CaO se determinó mediante una titulación complejométrica utilizando la sal sódica del ácido etilendiamino-tetraacético a pH 11 y calcón (reactivo orgánico) como indicador del punto final. La determinación de Sr se realizó por espectrofotometría de absorción atómica a  $\gamma 460,7 \text{ nm}$  utilizando llama de óxido nitroso-acetileno. El Na y el K se determinaron por espectrofotometría de emisión atómica con llama de aire-acetileno medidas a  $\gamma 589 \text{ nm}$  para el Na y a  $\gamma 766,5 \text{ nm}$  para el K.

## Evidencias de alteración diagenética

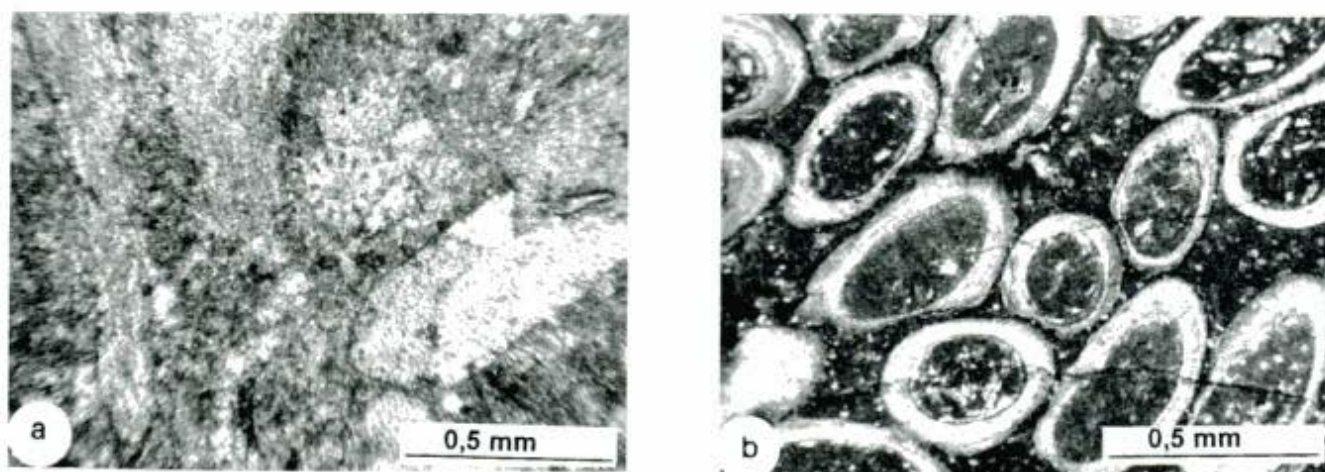
En las rocas analizadas se reconocieron dos tipos de micrita según su morfología: una de carácter homogéneo y otra de tipo peloidal. La micrita homogénea (Fig. 2a), ampliamente representada, consiste en un mosaico de calcita microcristalina (4 micrones), producto de la bioerosión y abrasión de fragmentos esqueléticos y probablemente de la destrucción de algas calcáreas, por la abundancia de calciesferas (Palma 1996). La micrita peloidal, escasamente distribuida, está compuesta por pequeños agregados micríticos de probable origen bacterial. En ambos casos la micrita presenta un color castaño oscuro y aparece también rellenando cavidades de disolución o moldes de moluscos, zoocios de briozoarios o tubos de anélidos (Fig. 2b).

Numerosos estudios afirman que la diagénesis en fangos calcáreos puede producir un mosaico uniforme de cristales de calcita microcristalina o micrita (Folk 1974, Bathurst 1975, Munnecke 1997, Munnecke *et al.* 1997), aunque como consecuencia de neomorfismo agrandante la micrita puede transformarse en microesparita luego de la remoción de los iones de Mg (Folk 1974).

Estos cambios texturales reflejan alteraciones diagenéticas que también se expresan en la variación de las concentraciones de elementos mayoritarios y trazas en las rocas analizadas, sobre todo hacia el tope de la secuencia analizada. La variación en las concentraciones de estos elementos en el sector superior de la Fm. Chachao (Fig. 3) revela que las concentraciones de Sr y Na disminuyen al mismo tiempo que se incrementan las de Mg y Mn como consecuencia de la influencia de aguas meteóricas (Palma y Matheos 1997). Sin duda la pérdida apreciable en las concentraciones de los elementos traza en la Fm. Chachao, en comparación con datos de sedimentos recientes, puede estar relacionada con la composición mineralógica de los componentes originales y con los cambios producidos por la diagénesis (Shinn 1969, Davies 1972, Bathurst 1975). Al res-



**Figura 1:** Mapa de ubicación mostrando la distribución de los afloramientos de la Fm. Chachao (marcados con líneas inclinadas) en el sudoeste de la provincia de Mendoza y la ubicación del área de estudio y de la sección analizada (\*). Modificado de Legarreta y Kozłowski (1981).



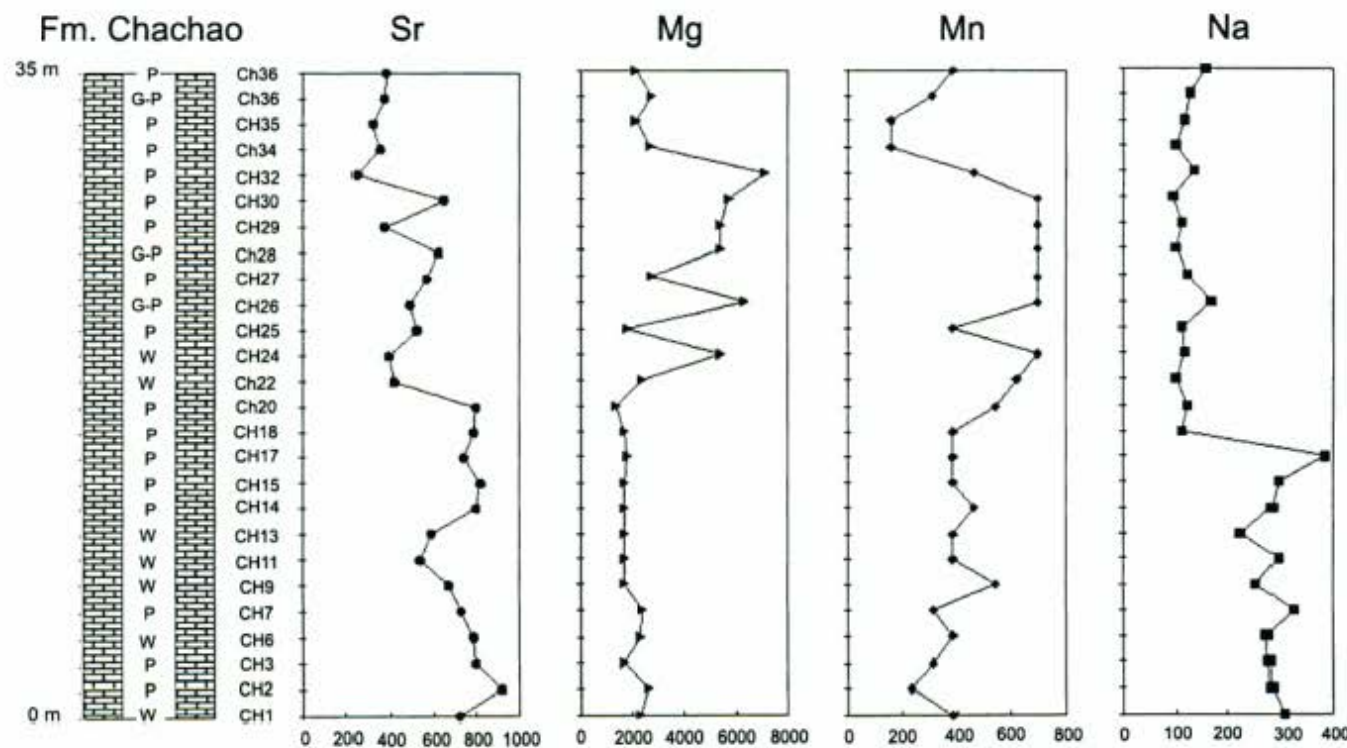
**Figura 2:** a, Packstone con abundantes fragmentos de pelecípodos y equinodermos. Observar la homogeneidad de la micrita. b, Tubos de serpúlidos. Cavidades rellenas por micrita y pequeños fragmentos de pelecípodos.

pecto, Palma (1994) identifica evidencias de diagénesis meteórica en rocas de la Fm. Chachao sobre la base de observaciones petrográficas.

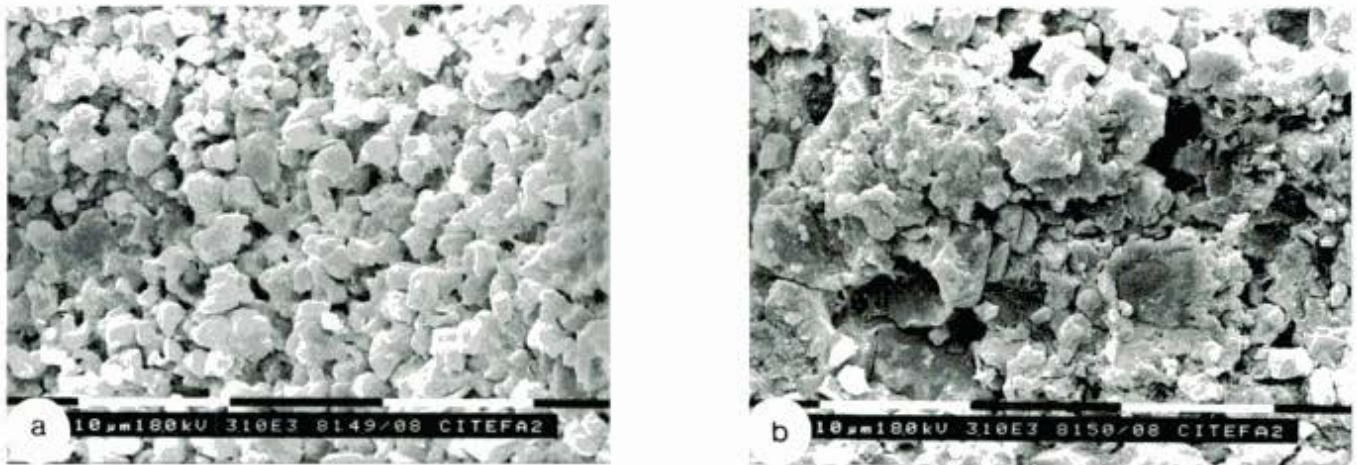
Previo al análisis e interpretación de los datos químicos es conveniente recordar que la composición de los sedimentos carbonáticos recientes está dominada por una mezcla de aragonita y calcita con alto y bajo contenido de magnesio, aparentemente similares a los antiguos, frecuentemente dolomitizados (Veizer y Compston 1974, Tucker y Wright 1994). En efecto, como lo sostiene Sandberg (1985) la mineralogía de los precipitados carbonáticos ha cambiado a través del tiempo como consecuencia de los cambios en la composición del

agua de mar. En efecto, estas variaciones fueron acompañadas por eventos diagenéticos que involucran la inversión de aragonita y/o calcita con alto contenido de magnesio (neomorfismo), cementación, disolución, calcitización y dolomitización (Folk 1975). Durante el proceso de inversión a calcita con bajo contenido de magnesio existe un equilibrio entre la nueva fase y la solución intersticial, que modifica la distribución de los elementos traza y la composición isotópica de los sedimentos (Kinsman 1969, Tucker y Wright 1994).

Las observaciones de la matriz en rocas de la Fm. Chachao bajo microscopio electrónico de barrido (Figs. 4



**Figura 3:** Variación estratigráfica de los elementos traza y Mg en las muestras analizadas.



**Figura 4:** a, Microfotografía de microscopio electrónico de barrido. Mosaico de micrita. Notar la ausencia de cavidades de disolución en la superficie de los cristales y ausencia de relictos de aragonita. b, Microfotografía de microscopio electrónico de barrido. Cristales de microesparita (→) distribuidos irregularmente en el mosaico micrítico.

a, 4 b) revelan cristales de micrita y microesparita con límites rectos o ligeramente curvos y con superficies libres de cavidades (*unpitted*). Al respecto, Lansemi y Sandberg (1983) sugieren que la microfábrica y composición de las micritas puede estar relacionada con la mineralogía del fango original, distinguiendo así aquellas micritas aragonítico-dependientes *MAD* con microfábrica gruesa, de las micritas calcítico-dependientes *MCD* con microfábrica fina. Al respecto, estos autores sugieren que las micritas *MAD* revelan bajo microscopía electrónica relictos de aragonita y cristales micríticos con abundantes cavidades de disolución *pitted* en sus superficies, en tanto que las micritas *MCD* presentan características contrapuestas. Las superficies continuas *unpitted* de los cristales de micrita y microesparita señalan una composición original predominantemente calcítica para las rocas de la Fm. Chachao, tal como confirman los bajos contenidos de Sr (592 ppm). Observaciones y datos similares a los consignados aquí fueron mencionados por Wright *et al.* (1997) al comparar micritas lacustres del Mioceno Tardío de España con aquellas micritas de origen marino. Bajo el microscopio de cátodoluminiscencia los cementos micríticos y microesparíticos muestran tonalidades naranjas-rojizas, excepcionalmente se aprecia una luminiscencia más intensa en algunas secciones. Esta luminiscencia, causada por la presencia de iones activadores como el Mn en cantidad suficiente como para contrarrestar los iones inhibidores como el Fe, es una clara evidencia de neomorfismo.

### Análisis geoquímicos e interpretación de las concentraciones

#### Estroncio

El contenido de Sr en las micritas de la Fm. Chachao varía entre 320 y 920 ppm con un valor medio de 592 ppm (Tabla 1).

Debe recordarse que en los ambientes carbonáticos modernos la aragonita contiene hasta 10.000 ppm de Sr mientras que los cementos calcíticos precipitados a partir de agua de mar tienen concentraciones variables entre 900-1.100 ppm (Carpenter *et al.* 1991). De allí se desprende que la cantidad de aragonita ejerce una enorme influencia en el contenido de Sr ya que la aragonita y la calcita precipitadas a partir de una misma solución tendrán contenidos de Sr muy diferentes debido a las diferentes estructuras de esos cristales (Banners 1995).

En la matriz de las rocas de la Fm. Chachao los valores de Sr son bajos y no presentan ninguna relación con una litofacies específica dada la homogeneidad litológica de la secuencia analizada. Las variaciones en el contenido de Sr en la secuencia analizada pueden vincularse con cambios diagenéticos de la composición y mineralogía originales. El contenido variable de Sr refleja el pasaje de los minerales carbonáticos metaestables (aragonita y calcita con alto contenido de magnesio) a calcita con bajo contenido de magnesio. Esta transformación en estado sólido implica la pérdida de Sr en la estructura de aragonita (Friedman 1964, Gavish y Friedman 1969). El Sr liberado se inicia en una etapa sumamente temprana de la historia diagenética del sedimento, y no puede ser absorbido por la calcita debido a su gran radio iónico. Este proceso involucra a los componentes aloquímicos aragoníticos y precipitado ortoquímico.

En las muestras analizadas se evitó el muestreo de las partículas esqueléticas. Por lo tanto no se observan altas concentraciones de Sr atribuibles a la influencia de la mineralogía aragonítica inicial de los componentes esqueléticos (Dodd 1967, Siegel 1960).

Lansemi y Sandberg (1993) sugieren que un valor medio de 800 ppm de Sr evidencia micritas originalmente aragoníticas en contraposición con aquellas derivadas de fango calcítico, cuyos valores oscilan alrededor de 400 ppm de Sr. En el caso de la Fm. Chachao, los rasgos de microscopía electrónica sumados al valor medio de Sr (592 ppm), permiten inferir una composi-

**Tabla 1:** Elementos mayoritarios y traza en muestras de la Fm. Chachao provenientes del borde oriental del anticlinal Malargüe.

Muestra	CaO (%)	Mg (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)
CH1	52,93	2291	720	306	387
CH2	54,29	2593	920	282	232
CH3	50,74	1688	800	277	310
CH6	53,39	2291	790	271	387
CH7	53,81	2351	730	324	310
CH9	53,76	1688	670	253	542
CH11	55,30	1700	535	294	387
CH13	49,79	1688	590	224	387
CH14	51,10	1700	800	282	464
CH15	50,74	1700	820	294	387
CH17	48,85	1809	740	383	387
CH18	52,24	1700	790	112	387
CH20	53,84	1387	800	123	542
CH22	52,84	2351	420	100	619
CH24	46,68	5367	390	117	697
CH25	50,98	1809	520	112	387
CH26	46,28	6332	490	170	697
CH27	45,48	2713	570	123	697
CH28	49,63	5367	620	100	697
CH29	49,79	5367	370	112	697
CH30	51,11	5729	650	94	697
CH32	51,07	7055	243	135	464
CH34	50,38	2653	350	100	154
CH35	52,83	2110	320	117	154
CH36	52,94	2713	370	129	309
CH36	52,97	2110	380	159	387

Media: 2933 ppm	Media: 592 ppm	Media: 192 ppm	Media: 452 ppm
Máximo: 7055 ppm	Máximo: 920 ppm	Máximo: 383 ppm	Máximo: 697 ppm
Mínimo: 1387 ppm	Mínimo: 320 ppm	Mínimo: 94 ppm	Mínimo: 154 ppm

ción predominantemente calcítica con alto contenido de magnesio para el fango calcáreo original. Los análisis de EDAX realizados para diferentes componentes micríticos y microesparíticos confirman dicha composición (e.g. Ca 79,59 wt % - Mg 18,44 wt %; Ca 73,77 wt % - Mg 25,75 wt %).

En general las menores concentraciones de Sr se observan en el sector superior de la secuencia analizada, donde dicha disminución coincide con un apreciable aumento en las concentraciones de Mn (Fig. 5d). Este fenómeno estaría relacionado con la acción de aguas meteóricas (véase Mg), que influiría en la pérdida de Sr en los cristales de micrita y microesparita, además de aceptar para ellas una composición dominante de calcita rica en magnesio.

### Manganeso

En las rocas analizadas las concentraciones de Mn varían entre 154 y 697 ppm (Fig. 3) con una media de 452 ppm. En el intervalo superior de la Fm. Chachao se observa un incremento en la participación de Mn que coincide con las mayores concentraciones de Mg (Fig. 5b) y una pronunciada disminución de Sr y Na.

Diversos factores, entre los que se cuentan la mineralogía original y ambiente depositacional - diagenético, controlan la distribución de Mn en rocas y sedimentos calcáreos. Milliman (1974) observa una relación clara de la concentración de Mn con la composición del sedi-

mento original ya que aquellos ricos en calcita presentan mayores concentraciones de Mn (1-130 ppm) que los sedimentos aragoníticos (0,4 - 28 ppm), debiendo destacarse que los fangos carbonáticos actuales de composición aragonítica contienen hasta 20 ppm de Mn. Estas diferencias pueden explicarse desde un punto de vista cristalográfico ya que el Mn tiende a concentrarse en calcita con mayor facilidad, debido a que prefiere su estructura romboédrica a la ortorrómbica de la aragonita (Robinson 1980). Valores de Mn mayores a 20 ppm se atribuyen preferentemente a la acción de aguas meteóricas oxidantes (Brand y Veizer 1980) en tanto que en ambientes reductores, los carbonatos pueden incorporar escaso Mn (Shanmugam y Benedict 1983).

En el caso de la Fm. Chachao puede considerarse que las concentraciones de Mn encontradas se relacionan con la transformación de la mineralogía original (calcita con alto contenido de magnesio) a calcita con bajo contenido de magnesio (Pingitore 1978). Al respecto, Davies (1972) considera que concentraciones de Mn superiores a 100 ppm pueden reflejar una mayor proporción de componentes esencialmente calcíticos, lo que se observa también en el sector inferior de la secuencia analizada (Fig. 3). Por otro lado, la alta participación de Mn en las muestras del sector superior coincide con mayores concentraciones de Mg y bajos contenidos de Sr y Na (Fig. 3) que sugieren efectos diagenéticos vinculados a la acción de aguas meteóricas.

### Sodio

En las rocas de la Fm. Chachao la concentración de Na varía entre 94 y 383 ppm con una media de 192 ppm (Fig. 3).

Debe recordarse que en los sedimentos aragoníticos de ambientes marinos actuales contienen hasta 2500 ppm de Na, mientras que aquellos ricos en calcita alcanzan valores cercanos a 250 ppm (Milliman 1974). A la luz de estos datos, es evidente que la composición del sedimento original rige en forma extraordinaria las concentraciones de Na. En la figura 5a se advierte una clara relación entre las concentraciones de Na y Mg en el intervalo considerado donde valores altos de Na son acompañados por bajas concentraciones de Mg y viceversa. Es de esperar que durante la acción de la diagénesis meteórica se reduzcan las concentraciones de Na y Sr (Land y Hoops 1973, Randazzo *et al.* 1983) y aumenten las de Mn (Fig. 3). Esta drástica disminución de las concentraciones de Na por acción de aguas meteóricas (Folk y Land 1975, Handshaw *et al.* 1971) favoreció la formación de dolomita (Palma y Matheos 1997) en las rocas analizadas cuyas concentraciones de Na son similares a las encontradas por Weber (1964).

### Magnesio

La distribución de Mg a través de la secuencia estu-

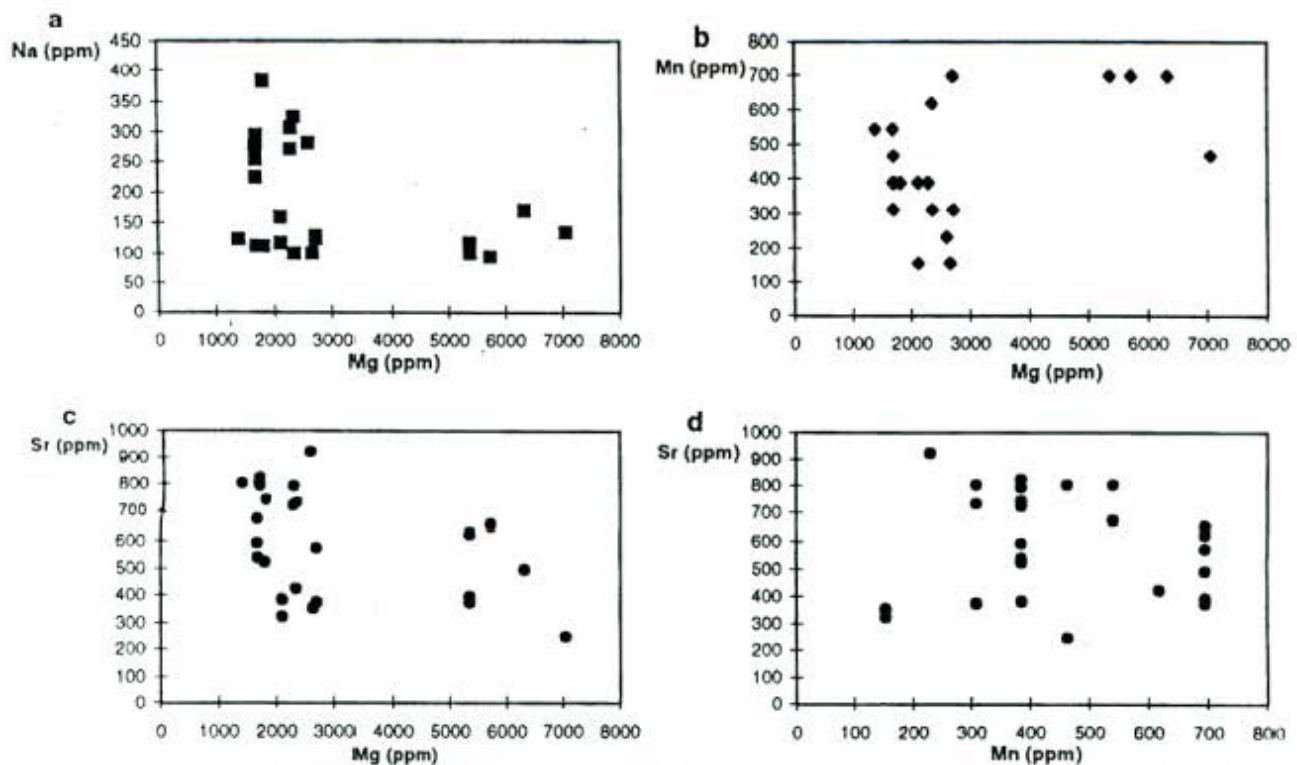


Figura 5: a, Variación de Na versus Mg en las muestras analizadas. b, Variación de Mn versus Mg en las muestras analizadas. c, Variación de Sr versus Mg en las muestras analizadas. d, Variación de Mn versus Sr en las muestras analizadas.

diada no muestra variaciones significativas a excepción del sector medio superior (Fig. 3) donde se observan las mayores concentraciones. El contenido de Mg en las rocas de la Fm. Chachao varía entre 7.055 ppm y 1.387 ppm, con una media de 2.973 ppm.

En el intervalo con mayor concentración de Mg no se observan cambios litológicos pronunciados; a excepción de las brechas de colapso (Carozzi *et al.* 1981, Palma 1994) cuyas evidencias petrográficas sugieren una dolomitización incipiente.

La dolomitización selectiva afecta invariablemente *packstones* y *wackestones*, que alojan una fauna similar representada exclusivamente por organismos estenohalinos bentónicos. Para estudiar las rocas de la Fm. Chachao se consideró la clasificación de Sibley y Gregg

(1987) basada en la distribución de tamaño y forma de los cristales de dolomita. Si bien esta clasificación es descriptiva, permite inferir implicancias genéticas que controlan la morfología de los cristales de dolomita. En los *packstones* y *wackestones* la fábrica de la dolomitización es bimodal planar (e) con cristales finos euhedrales, frecuentemente zonados, con diámetros entre 20-60 micrones (Fig. 6a) y cristales planares (s) subhedrales a euhedrales, límpidos, de 60-220 micrones.

Las variaciones de la fábrica dolomítica se observan preferentemente en la matriz micrítica, aunque es posible identificar una dolomitización incipiente en los bordes y sectores internos de algunos bioclastos, con formación de cristales límpidos y anucleados (Fig. 6b). Cristales con hábitos similares rellenan fracturas en

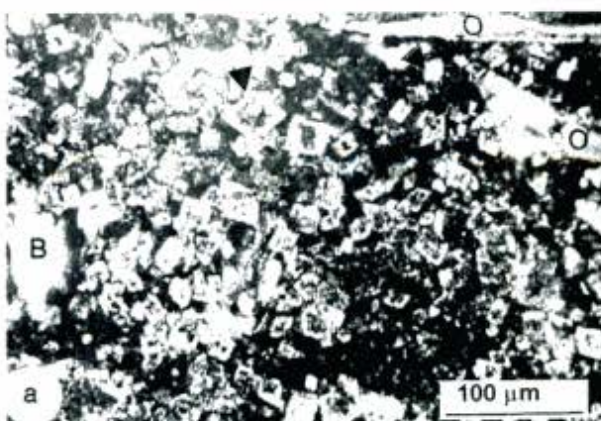


Figura 6: a, Cristales de dolomita nucleados ( $\blacktriangledown$ ) y fragmentos de pelecípodos (O) y equinodermos (B). b, Microfotografía de microscopio electrónico de barrido. Bioclastos fragmentados afectados parcialmente por dolomitización. Pelecípodo (P), dolomita (D).



**Figura 7:** a, Microfotografía de microscopio electrónico de barrido. Cristales de dolomita. Observar su distribución en parches. b, Microfotografía de microscopio electrónico de barrido. Observar las cavidades de disolución en cristales de dolomita euhedrales.

bioclastos o microestilolitas, o bien se presentan escasos parches (Fig. 7a) dentro de la matriz, con límites compartidos o coalescentes entre ellos (Katz *et al.* 1972). Esta distribución en parches puede relacionarse con la distribución de cavidades, por lo que la permeabilidad podría haber controlado la dolomitización.

El predominio de cristales de tamaño fino probablemente estuvo influenciado por un alto contenido de residuos insolubles que impidió su crecimiento (Marscher 1969). Numerosos cristales presentan conjuntos de pequeñas cavidades de disolución (*pits*) distribuidos irregularmente sobre la superficie de los cristales de dolomita (Fig. 7b). Muchas veces estas superficies de disolución se desarrollan paralelamente a las líneas de clivaje o siguen líneas de fracturas y, en general las cavidades de disolución pueden desarrollarse desde la periferia hacia el centro de los cristales o viceversa. Conjuntos similares de cavidades (*pits*) han sido reproducidas en laboratorio bajo la acción de ácido clorhídrico diluido, por lo que se sugiere que dolomitas con cavidades de disolución (*pitted*) estuvieron expuestas a la acción de soluciones ligeramente ácidas (Longman y Mench 1978).

Por otro lado, en las rocas analizadas también son comunes los rasgos de disolución intensa representados por las dolomitas huecas *hollow dolomites* (Fig. 8) descritas por Folk y Land (1975), e interpretadas como producto de la disolución de núcleos inestables. Durante la diagénesis, a medida que crecen los rombos de dolomita, las aguas intersticiales cambian de composición desde ligeramente hipersalinas hasta relativamente dulces. En los estadios finales, estos fluidos de baja salinidad comienzan a disolver los núcleos menos estables hasta formar estos cristales "huecos" (Folk y Land 1975).

Los análisis de difracción de rayos X revelan que las dolomitas de la Fm. Chachao varían desde ligeramente estequiométricas ( $\text{CaCO}_3 = 51,80\%$ ) a no estequiométricas. En general son dolomitas que presentan bajas concentraciones de Sr y Na (Palma y Matheos

1997) cuyos rangos son similares a las dolomitas formadas por mezcla de aguas marinas y meteóricas (Land y Hoops 1973, Badiozamani 1973, Mazullo 1992).

La influencia de agua dulce en sedimentos marinos subtidales tiene lugar como consecuencia de una caída del nivel del mar o exposición por agradación vertical de los depósitos, lo que favorece la acción de aguas meteóricas y la movilidad lateral y vertical de la freática (Handshaw *et al.* 1971, Choquette y Steinen 1980).

Este tipo de dolomitización se considera un efecto diagenético temprano, relacionado con la interacción de sedimentos carbonáticos con soluciones de diferentes orígenes. El análisis de la figura 5b muestra que, en las rocas de la Fm. Chachao, las concentraciones altas de Mg están acompañadas por un aumento en las proporciones de Mn y una disminución considerable en las de Na y Sr (Fig. 5 a; 5 c). Debido a que las concentraciones de Na en dolomías modernas depositadas en ambiente marino, alcanzan generalmente valores entre 1.000-3.000 ppm (Land y Hoops 1973, Badiozamani 1973) puede decirse que el ambiente de dolomitización de las rocas de la Fm. Chachao probablemente fue menos salino que el agua de mar y sugieren un ambiente diagenético influenciado por aguas meteóricas y marinas.



**Figura 8:** Microfotografía de microscopio electrónico de barrido. Desarrollo de cristales de dolomita hueca (*hollow dolomite*).

## Conclusiones

Los análisis realizados en el cemento micrítico y microesparítico de las rocas de la Formación Chachao revelan cambios neomórficos significativos que en parte están reflejados por la disminución en la concentración de Sr y Na simultáneo con el enriquecimiento de Mn. Una situación similar, aunque con concentraciones aun menores se observa en la parte superior de la secuencia, como consecuencia de una dolomitización selectiva, asociada a la presencia de brechas de colapso y atribuida a la acción de mezcla de aguas marinas y meteóricas.

Las bajas concentraciones de Sr y sus relaciones con Mn, Mg y Na; junto con evidencias de microscopía electrónica de barrido tales como ausencia de relictos aragoníticos o de cavidades de disolución en el mosaico micrítico sugieren que la composición del fango calcáreo original fue calcítica con alto contenido de magnesio, situación que también se ve reflejada en el tamaño uniforme y la ausencia de cristales micríticos de hábito prismáticos, que podrían evidenciar su origen aragonítico como consecuencia de neomorfismo. Por su parte, la luminiscencia confirmaría un origen secundario y su similitud con la de los bioclastos sugiere condiciones subóxicas.

## Agradecimientos

Las tareas de campo y todos los estudios petrográficos y geoquímicos fueron financiados por el CONICET mediante el PIA N°6576. Los autores desean expresar su agradecimiento: a CITEFA y al personal de ese organismo por la realización de los análisis de microscopio electrónico de barrido y de EDAX; a Sergio Matheos por la utilización del microscopio de cátodoluminiscencia del Centro de Investigaciones Geológicas, La Plata.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Badiozamani, K., 1973. Dorag dolomitization model. Ordovician, Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43(4): 965-984.
- Banners, J.L., 1995. Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. *Sedimentology*, 42 (4): 805-824.
- Bathurst, R.G.C., 1975. Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, 620 p. Amsterdam.
- Brand, W. y Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system 1: Trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50 (4): 1219-1236.
- Carozzi, A.V., Bercowski, F., Rodríguez, M., Sánchez, M. y Vonesh, T., 1981. Estudio de microfácies de la Formación Chachao (Valanginiano), provincia de Mendoza: Actas del 8° Congreso Geológico Argentino, 2: 545-565. San Luis.
- Carpenters, S.J., Lohmann, K.C., Holden, P., Walter, L.M., Huston, T.J. y Halliday, A.N., 1991. 18O values, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr and Sr/Mg ratios of Late Devonian abiotic marine calcite: Implications for the composition of ancient seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 1991-2010.
- Choquette, P.W. y Steinen, R.R., 1980. Mississippian non-supratidal dolomite, Ste Genevieve Limestone, Illinois Basin: Evidence for mixed-water dolomitization. En: Zenger, D.H., Dunham, J.B. y Ethington, R.L. (Eds.): *Concepts and Models of Dolomitization*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 28: 163-196.
- Damborenea, S., Manceño, M. y Riccardi, A. C., 1979. Estudio paleontológico de la Formación Chachao. Informe YPF S.A. (Inédito). Buenos Aires.
- Davies, P.J., 1972. Trace elements distribution in reef and subreef rocks of Jurassic age in Britain and Switzerland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42(1): 183-194.
- Dodd, J.P., 1967. Magnesian and strontium in calcareous skeletons: a review. *Journal of Paleontology*, 41 (6): 1313-1329.
- Espona, M.J. y Palma, R.M., 1996. Análisis de las concentraciones fósiles de la Formación Chachao (Valanginiano) Malargüe, Mendoza. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 67. Buenos Aires.
- Folk, R. L., 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44 (1): 40-53.
- Folk, R.L. y Land, L.S., 1975. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59 (1): 60-68.
- Friedman, G.M., 1964. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 777-813.
- Gavish, E. y Friedman, G.M., 1969. Progressive diagenesis in Quaternary to late Tertiary carbonate sediments: Sequence and time scale. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 980-1006.
- Goldsmith, J.R., y Graf, D.L., 1958 b. Structural and compositional variations in some natural dolomite. *Journal of Geology*, 66:678-692.
- Handshaw, B.B., Barg, W. y Deike, G., 1971. A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater. *Economic Geology*, 66: 710-724.
- Katz, A., Saas, E., Strainsky, A. y Holland, H.D., 1972. Strontium behavior in the aragonite-calcite transformation: An experimental study at 40-98°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36: 481-496.
- Kinsman, D.J., 1969. Interpretation of Sr<sup>87</sup> concentrations in carbonate minerals and rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39 (2):486-508.
- Land, L.S. y Hoops, G.K., 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to salinity of diagenetic-solutions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43: 614-617.
- Lanseri, Z. y Sandberg, P.A., 1983. Temporal trends in the mineralogy of Phanerozoic micrite precursors. Abstracts of the American Association Petroleum Geologists Bulletin. Annual Convention, Tulsa: 93.
- Legarreta, L., y Kozłowski, E., 1981. Estratigrafía, sedimentología y esquema prospectivo para la Formación Chachao, provincia de Mendoza. Actas 8° Congreso Geológico Argentino, 2: 695-709. San Luis.
- Longman, M.W., y Mench, P.A., 1978. Diagenesis of Cretaceous limestones in the Edwards aquifer systems of south-central Texas: a scanning electron microscope study. *Sedimentary Geology*, 21: 241-276.
- Marscher, H., 1969. Ca-Mg distribution in carbonates from the Lower Keuper in NW-Germany, En: Muller, G. y Friedman, G.M. (Eds.): *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*, pp. 128-135. Springer-Verlag. Amsterdam.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of



- dolomites: A review. *Carbonates and Evaporites*, 7 (1): 21-37.
- Milliman, J.D., 1974. Marine carbonates. *Recent Sedimentary Carbonates*, Part 1. Springer Verlag, 410 p. Berlin.
- Munnecke, A., 1997. Bildung mikritischer Kalke im Silur auf Gotland. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 198: 1-71.
- Munnecke, A., Westphal, H., Reijmer, J.J. y Samtleben, C., 1997. Microspar development during early marine burial diagenesis: a comparison of Pliocene carbonates from the Bahamas with Silurian limestones from Gotland (Sweden). *Sedimentology* 44 (6): 77-990.
- Palma, R. M., 1994. Cementos y ambientes diagenéticos en la Formación Chachao (Valanginiano), Barda Blanca-Malargüe-Mendoza. *Actas de la 5ª Reunión Argentina de Sedimentología*: 133-138. Tucumán.
- Palma, R. M., 1996. Analysis of carbonate microfacies in the Chachao Formation (Cretaceous), Barda Blanca-Malargüe, Mendoza province-Argentina: A cluster analytic approach. *Carbonates and Evaporites*, 11 (2):182-194.
- Palma, R. M. y Lanés, S., 1996. Análisis de agrupamientos (cluster analysis) aplicado al estudio de la fauna de la Formación Chachao (Valanginiano), Barda Blanca, Malargüe-Mendoza. *Actas de la 6ª Reunión Argentina de Sedimentología*: 161-168. Bahía Blanca.
- Palma, R. M., Lanés, S. y Espona, M. J., 1998. Stacking patterns of shell beds of the Chachao Formation (Valanginian) in Malargüe area, Neuquen Basin, Argentina. *Actas 15º International Sedimentological Congress*, 1: 596-597. Alicante.
- Palma, R. M. y Matheos, S. D., 1996. Aspectos geoquímicos y diagenéticos en las sedimentitas calcáreas (Valanginiano) de la Formación Chachao, sur de Mendoza. *Actas del 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos*, 2: 61. Buenos Aires.
- Palma, R. M. y Matheos, S. D., 1997. Dolomitización y su génesis en los niveles de la Formación Chachao. *Actas 1º Congreso Latinoamericano de Sedimentología*, 2: 159-165. Isla Margarita-Venezuela.
- Pingitore, N.E. Jr., 1978. The behaviour of Zn<sup>2+</sup> and Mn<sup>2+</sup> during carbonate diagenesis: theory and applications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 799-814.
- Randazzo, A., Sarver, T.J. y Metrin, D.B., 1983. Selected geochemical factors influencing diagenesis of Eocene carbonate rocks, peninsular Florida, USA. *Sedimentary Geology*, 36: 1-14.
- Robinson, P., 1980. Determination of Ca, Mg, Mn, Sr, Na and Fe in carbonate fraction of limestones and dolomites. *Chemical Geology*, 28: 135-146.
- Sandberg, P.A., 1985. Aragonite cements and their occurrence in ancient limestones. En: Schneidermann, N., y Harris, P.M. (Eds): *Carbonate Cements*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 36: 33-57.
- Shanmugan, G. y Benedict, G.L.III., 1983. Manganese distribution in the carbonate fraction of shallow and deep marine lithofacies, Middle Ordovician, Eastern Tennessee. *Sedimentary Geology*, 35: 159-175.
- Shinn, E.A., 1969. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12: 109-144.
- Sibley, D.F. y Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Siegel, F.R., 1960. The effect of strontium on the aragonitic-calcite ratios of Pleistocene corals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 30: 297-304.
- Steinen, R.P., 1982. SEM observations of the replacement of Bahamian aragonitic mud by calcite. *Geology* 10: 471-475.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P., 1994. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, 482 pp. Oxford.
- Veizer, J. y Compston, W., 1974. 87Sr/86Sr composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 1461-1484.
- Weber, J.N., 1964. Trace elements composition of dolostones and dolomites and its bearing on the dolomite problem. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28: 1817-1868.
- Wright, V. P., Alonzo Zarza, A. M., Sant, M. E. y Calvo, J. P., 1997. Diagenesis of Late Miocene micritic lacustrine carbonates, Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 114: 81-95.

**Recibido:** 6 de octubre, 1998

**Aceptado:** 7 de setiembre, 1999.