

LAS DOLOMIAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

TESIS DOCTORAL

TEXTO

JOSE MANUEL MARTIN MARTIN

1980

~~7/25-1~~
7/25-1

Tesis Doctoral dirigida por el Prof. Dr. D. Juan Antonio Vera Torres, Catedrático de Estratigrafía de la Universidad de Granada. Fué leída el 30 de Mayo de 1.980 ante el Tribunal formado por los Profesores: M. Rodríguez Gallejo (Universidad de Granada), J.A. Vera Torres (Universidad de Granada), C.J. Dabrio González (Universidad de Granada), L. Sánchez de la Torre (Universidad de Oviedo) y R. Arana Castillo (Universidad de Murcia). Obtuvo la calificación de sobresaliente "cum laude".

Director de la Tesis
Prof. Dr. D. Juan Antonio Vera Torres
Universidad de Granada
C/Plaza de la Universidad, 1
18014 Granada, España

El Director de la Tesis
Prof. Dr. D. Juan Antonio Vera Torres

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE GRANADA


LAS DOLOMIAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA	
GRANADA	
Nº Documento	613606177
Nº Copia	61564103X

JUAN ANTONIO VERA TORRES,
CATEDRÁTICO Y JEFE DEL
DEPARTAMENTO DE ESTRATI-
GRAFIA:

CERTIFICA: Que este tra-
bajo constituye la Tesis
Doctoral de D. José Manuel
MARTIN MARTIN, que ha sido realizado
bajo mi dirección.

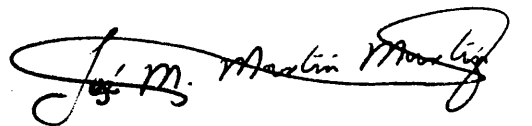
Y para que conste a los efectos
oportunos lo firmo en Granada a
día veinticuatro de Abril de
mil novecientos ochenta.



Fdo. Juan Antonio Vera Torres

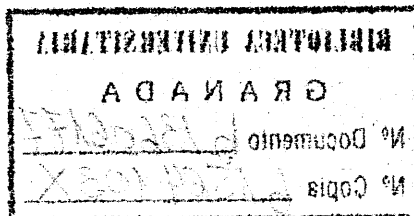
Trabajo que presenta el Li-
cenciado D. José Manuel MAR-
TIN MARTIN, para aspirar al
Título y Grado de Doctor en
Ciencias, Sección de Geología.

Granada 24 de Abril 1980



Fdo. José M. Martín Martín

LAS CORTES DE LAS CORDILLERAS BETALES

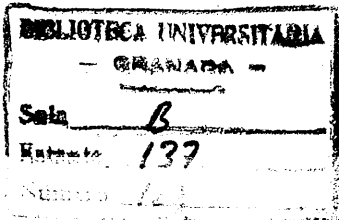


Trabajo que ha
 convalidado el título de
 TÍTULO Y GRADO EN
 CIENCIAS, SECCIÓN DE
 GRANADA SA de

[Handwritten signature]
 Fdo. José

... y para que conste a los efectos
 oportunos lo firmo en Granada a
 die veintinueve de Abril de
 mil novecientos ochenta y
 cinco.

[Handwritten signature]



R.49.250

FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA

LAS DOLOMIAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

JOSE MANUEL MARTIN MARTIN

Tesis Doctoral



UNIVERSIDAD DE GRANADA

1.980

A María José,
a mis padres.

INDICE

	<u>Pág.</u>
- RESUMEN.....	1
- ABSTRACT.....	3
I.- INTRODUCCION.....	5
I.1.- Objetivos.....	5
I.2.- Métodos.....	5
I.3.- Agradecimientos.....	6
II.- ESTADO ACTUAL DE LOS CONOCIMIENTOS SOBRE DOLOMIAS.....	8
II.1.- Introducción.....	8
II.2.- Monografías existentes.....	9
II.3.- ¿Que es la dolomita?.....	9
II.3.1.- Dolomita: composición y estructura cristalina. Calcitas magnésicas. Dolomitas cálcicas. Protodolomitas. Otros carbonatos de magnesio.....	9
II.3.2.- Propiedades isotópicas de la dolomita.....	14
II.3.3.- Diagramas de equilibrio de la dolomita.....	14
II.3.4.- Síntesis experimentales de dolomita.....	14
II.4.- ¿Que son dolomías?.....	18
II.4.1.- Origen de las dolomías.....	18
II.4.1.1.- Dolomías de precipitación directa.....	18
II.4.1.2.- Dolomías de reemplazamiento.....	19
II.4.1.2.1.- Criterios de reemplazamiento.....	22
II.4.1.2.2.- Reconocimiento de la textura caliza original.....	23
II.4.1.2.3.- Texturas microscópicas de las dolomías.....	25
II.4.1.2.4.- Evolución de la porosidad durante la dolomitización.....	25
II.4.1.2.5.- Reemplazamientos selectivos.....	26
II.4.1.2.6.- Diagénesis polifásicas.....	28
II.4.1.3.- Dolomías Detríticas.....	28
II.4.1.4.- Dolomías de origen bioquímico.....	30
II.4.2.- Dedolomitización.....	30
II.4.2.1.- Dedolomitización metamórfica. Comportamiento de las dolomías en el metamorfismo.....	32
II.5.- Modelos de dolomitización.....	32
II.5.1.- Dolomitizaciones diagenéticas tempranas.....	32
II.5.1.1.- Modelos hipersalinos.....	34
II.5.1.1.1.- Capilaridad.....	34
II.5.1.1.2.- Bombeado evaporítico.....	34
II.5.1.1.3.- Reflujo.....	35
II.5.1.2.- Modelos de aguas salobres. El modelo Dorag.....	37
II.5.2.- Dolomitizaciones diagenéticas tardías.....	39
II.5.2.1.- Dolomitizaciones "per descensum".....	39
II.5.2.2.- Dolomitizaciones ligadas a removilizaciones internas del magnesio.....	39
II.5.2.3.- Dolomitizaciones "per ascensum".....	40
II.6.- Dolomías de formación actual o reciente.....	42

	<u>Pág.</u>
II.6.1.- Ambientes lacustres.....	42
II.6.1.1.- Lago Balkash.....	42
II.6.1.2.- Gran Lago Salado.....	42
II.6.1.3.- Fosa Tectónica de la Llanura Salada.....	43
II.6.1.4.- Deep Spring Lake.....	43
II.6.1.5.- Tuz Golü.....	45
II.6.1.6.- Lago Balaton.....	45
II.6.1.7.- Laguna de Fuente Piedra.....	46
II.6.2.- Ambientes de transición.....	46
II.6.2.1.- Lagos costeros y "lagoon" salobres del SE australiano.....	46
II.6.2.2.- Kara-Bogaz (Mar Caspio, Rusia).....	49
II.6.2.3.- Bahía Baffin (Tejas, U.S.A.).....	50
II.6.2.4.- Isla de Bonaire (Sur del Caribe).....	50
II.6.2.5.- Islas Canarias.....	52
II.6.2.6.- Lago Solar.....	53
II.6.2.7.- Isla de Andros.....	53
II.6.2.8.- Golfo Pérsico.....	55
II.6.2.9.- Jamaica.....	58
II.6.3.- Ambientes marinos.....	59
II.6.3.1.- Atolones del Pacífico.....	59
II.6.3.2.- Dolomía profunda oceánica.....	59
II.6.4.- El crecimiento de la dolomita en los ambientes recientes. Factores favorables.....	60
II.6.5.- Evolución geológica de los factores favorables al desarrollo de las rocas dolomíticas.....	61
II.7.- Clasificación de las dolomías.....	62
III.- DOLOMIAS DEL COMPLEJO ALPUJARRIDE.....	65
III.1.- Introducción.....	65
III.2.- Geología del area estudiada. Antecedentes.....	66
III.3.- Ejemplos seleccionados.....	69
III.3.1.- Unidad Víboras.....	69
III.3.1.1.- Introducción.....	69
III.3.1.2.- Estratigrafía.....	69
III.3.1.3.- Interpretación sedimentaria.....	74
III.3.1.4.- Diagénesis.....	78
III.3.1.4.1.- Dolomitizaciones.....	80
III.3.1.4.1.1.- Dolomitizaciones diagenéticas tempranas.....	80
III.3.1.4.1.1.a.- Dolomías formadas en el ambiente supramareal (dolomías supramareales).....	80
III.3.1.4.1.1.b.- Dolomías cuya formación está ligada a la fase de evolución final de los "lagoons" (dolomías lagunares).....	80
III.3.1.4.1.2.- Dolomitizaciones diagenéticas tardías.....	85
III.3.1.4.1.2.a.- Dolomitizaciones ligadas a removilizaciones internas del ión Mg^{+2} contenido originalmente en los sedimentos.....	85

	<u>Pág.</u>
III.3.1.4.1.2.b.- Dolomías basales.....	85
III.3.1.4.1.2.c.- Porfiroblastos dolomíticos.....	90
III.3.1.4.1.2.d.- Dolomías ligadas a la etapa tectónica final de distensión (bandas claras de la francisca- na).....	90
III.3.1.4.2.- Estilolitización.....	96
III.3.1.4.3.- Procesos diagenéticos tardíos.....	96
III.3.2.- Unidad del Trevenque.....	100
III.3.2.1.- Introducción.....	100
III.3.2.2.- Corte del Pico de la Carne.....	100
III.3.2.2.1.- Introducción.....	100
III.3.2.2.2.- Estratigrafía.....	100
III.3.2.2.3.- Alternancias Dasycladáceas-estromatolitos.....	103
III.3.2.2.3.1.- Descripción.....	103
III.3.2.2.3.2.- Interpretación.....	105
III.3.2.2.4.- Diagénesis.....	111
III.3.2.2.5.- Brechificación.....	112
III.4.- Dolomitizaciones en Alpujárrides. Conclusiones.....	112
IV.- DOLOMIAS DEL SUBBETICO-PREBETICO. (ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BETICAS).....	117
IV.1.- Introducción.....	117
IV.2.- Ejemplos seleccionados.....	118
IV.2.1.- Dolomías de la base del Lias inferior subbético.....	118
IV.2.1.1.- Introducción.....	118
IV.2.1.2.- Dolomitización.....	118
IV.2.1.2.1.- Datos que aporta el estudio estratigráfico.....	118
IV.2.1.2.2.- Datos petrológicos.....	121
IV.2.1.2.2.1.- Datos que aporta el estudio de las microfacies.....	121
IV.2.1.2.2.2.- Otros datos petrológicos.....	123
IV.2.1.2.3.- Datos estructurales.....	123
IV.2.1.2.3.1.- Datos que aporta el estudio de la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca.....	123
IV.2.1.2.3.2.- Otros datos estructurales.....	126
IV.2.1.3.- Procesos diagenéticos tardíos.....	126
IV.2.1.4.- Modelo de dolomitización propuesto.....	126
IV.2.2.- Dolomías del Cretácico superior prebético.....	127
IV.2.2.1.- Introducción. Datos geológicos previos.....	127
IV.2.2.2.- Estratigrafía.....	130
IV.2.2.2.1.- Formación dolomítica inferior.....	130
IV.2.2.2.2.- Formación caliza superior.....	132
IV.2.2.3.- Ambientes sedimentarios y paleogeografía.....	133
IV.2.2.3.1.- Cenomanense inferior y medio.....	133
IV.2.2.3.2.- Cenomanense superior.....	136
IV.2.2.3.3.- Turonense.....	139
IV.2.2.3.4.- Senonense inferior.....	139
IV.2.2.3.5.- Senonense superior.....	140

	<u>Pág.</u>
IV.2.2.4.- Modelo sedimentario. Ejemplos comparables.....	144
IV.2.2.5.- Diagénesis.....	144
IV.3.- Dolomías de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Con- clusiones.....	154
V.-DOLOMITIZACION EN ARRECIFES. EL EJEMPLO MESSINIENSE.....	158
V.1.- Introducción.....	158
V.2.- El arrecife de Níjar.....	160
V.2.1.- Introducción.....	160
V.2.2.- Facies deposicionales.....	160
V.2.2.1.- Complejo Terrígeno Marginal.....	160
V.2.2.2.- Complejo Arrecifal.....	160
V.2.2.3.- Complejo Carbonatado Terminal.....	166
V.2.2.4.- Facies de cuenca.....	168
V.2.3.- Relaciones entre las facies.....	169
V.3.- Diagénesis.....	169
V.3.1.- Cementaciones tempranas.....	169
V.3.2.- Dolomitización.....	171
V.3.3.- Calcitización.....	173
V.4.- Porosidad.....	173
V.5.- Conclusiones.....	175
VI.- CONCLUSIONES GENERALES.....	176
- BIBLIOGRAFIA.....	178

RESUMEN

Este estudio de dolomitización se enfoca bajo un doble aspecto teórico-práctico. Así, en una primera parte, se presenta un capítulo de síntesis bibliográfica en el que se hace una revisión exhaustiva de un gran número de artículos y monografías existentes sobre dolomías y dolomitización. La segunda parte de esta tesis consta de un estudio detallado de una serie de afloramientos dolomíticos localizados en las Cordilleras Béticas, en contextos geológicos muy diferentes como son el dominio Alpujárride, las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas y las depresiones postorogénicas neógenas.

Dentro de los materiales Alpujárrides se diferencian dos formaciones, una inferior metapelítica, atribuida al Permo-Werfeniense y otra superior carbonatada del Triás medio-superior, y en la que se diferencian dos tipos de dolomías. Unas, en la base, de extensión frecuentemente regional y que alcanzan un desarrollo vertical variable, y otras, de extensión más local y disposición estratiforme, que se intercalan a diversas alturas en la serie estratigráfica. En las primeras no se respetan las texturas calizas originales; en las segundas las texturas calizas originales son aún reconocibles por pseudomorfización, o por la disposición de los residuos insolubles que no han sido lixiviados durante la dolomitización, lo cual permite establecer estudios sedimentológicos precisos. Para las dolomías basales se postula un origen diagenético tardío por metasomatismo ligado a la acción de fluidos ricos en Mg^{+2} , procedentes de los materiales infrayacentes (metapelíticos) y liberados durante los procesos de compactación de estos últimos. Las dolomías estratiformes superiores se infiere, por contra, que se originaron en la diagénesis temprana mediante mecanismos de reflujo similares a los postulados por Adams y Rhodes (1960) para explicar la dolomitización de las facies carbonatadas Pérmicas del "Capitan reef". Existen otras dolomitizaciones de menor importancia en materiales Alpujárrides y debidas a procesos de removilización, para las que se postula un origen diagenético tardío, y que son también tratadas con detalle en el texto.

En las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas se han estudiado dos ejemplos: El de las dolomías basales del Liás inferior subbético y el de las del Cenomanense-Turonense prebético. Ambas presentan características similares y un origen muy parecido. El estudio de campo del primero de los ejemplos considerados permite reconstruir la geometría del cuerpo dolomítico: la dolomitización alcanza un mayor desarrollo vertical en la serie a lo largo de líneas o bandas definidas que coinciden con los límites de separación de dominios (surcos y umbrales) del geosinclinal subbético y, en los que, a partir del Liás medio, la sedimentación tuvo un carácter muy distinto. De ahí que se infiera que los fluidos dolomitizantes aprovecharon las fallas sinsedimentarias responsables de la diferenciación de dichos dominios como camino de escape. El segundo de los ejemplos seleccionados permite trazar toda una serie de pasos intermedios entre muestras dolomíticas en las que las texturas calizas originales están preservadas en mayor o menor grado y muestras en las que son totalmente irreconocibles. Durante la dolomitización hay desarrollo de moldes y huecos por lixiviación preferencial de ciertos bioclastos. Para explicar el origen de las dolomías de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas se propone un mecanismo diagenético tardío de migración vertical ascendente de fluidos ricos en Mg^{+2} , a favor de fallas sinsedimentarias, y en épocas definidas próximas a la de actuación de dichas fallas. Dichos fluidos dolomitizantes se extendieron también horizontalmente al alcanzar zonas favorables (contactos entre formaciones carbonatadas y formaciones arcillosas o evaporíticas infrayacentes de naturaleza impermeable).

El último ejemplo estudiado es el de la dolomitización de los arrecifes del Mioceno terminal (Messiniense) de la región de Almería. Dichos arrecifes son de tipo franjeante y en ellos se diferencian fácilmente las facies de armazón arrecifal o núcleo del arrecife, constituidas por colonias verticales de Porítes de 1 a 3 metros de altura, y las de talud del frente del arrecife. Dentro del talud se distinguen tres subzonas: el talud superior o zona de brechas, el talud medio con predominio de las calcarenitas organógenas y el talud inferior o distal con predominio de calcilutitas. Todas las facies diferenciadas están indistintamente dolomitizadas, así como las facies de oolitas y estromatolitos del Messiniense terminal, que se sitúan discordantemente encima de los arrecifes. Las texturas dolomíticas resultantes, la geometría, etc... son muy similares a las señaladas por Land (1972, 1973 a y b) en los arrecifes dolomitizados del Pleistoceno del norte de Jamaica, de ahí que se postule un mecanismo similar para explicar la dolomitización de estos materiales Messinienses: la mezcla de agua dulce subterránea con agua marina subterránea en los acuíferos costeros.

Como conclusión se comparan los ejemplos estudiados y se resaltan las características diferenciales entre los dos grandes grupos de dolomías: las ligadas a procesos de reemplazamientos diagenéticos tempranos y las ligadas a procesos de reemplazamientos diagenéticos tardíos, y que se refieren a diferencias de cristalinidad y tamaño de grano, grado de identificación de las texturas calizas originales, geometría de los cuerpos dolomíticos resultantes, etc...

ABSTRACT

A chapter summarizing the content of a great number of papers and reviews on dolomites and dolomitization is presented in the first part of this thesis. The second part consists of a detailed study of several dolomitic outcrops from the Alpujárride Domain, the External Zones and the Neogene postorogenic depressions of the Betic Belts.

A typical section of an Alpujárride Unit shows a carbonate sequence of the Middle-Upper Triassic underlain by quartzites and phyllites of Permian-Werfenian age. Two main types of dolomites can be differentiated in the carbonate sequence. A first type, which presents a regional extent and an irregular vertical contact with the overlying limestones is always placed at the base; the second type, with a stratiform disposition and a more local extent, appear intercalated in the middle-upper part of the carbonate sequence. Original textures and fabrics have been completely destroyed in the first type, while the original limestone fabrics and textures can be still easily recognized in the second one. A late diagenetic origin in relation with the movement and migration of Magnesium-enriched fluids, released from the underlying argillaceous materials during their compaction, is proposed for the basal dolostones. The upper stratiform dolomites are thought to have formed in early diagenesis by seepage refluxion mechanisms similar to those postulated by Adams and Rhodes (1960). Other different types of Alpujárride dolomites, of minor importance, are also studied in detail in the text.

Two examples of very similar origin and characteristics have been studied in the External Zones of the Betic Belts: the basal dolostones of the Subbetic Lower Liassic and the dolostones of the Prebetic Cenomanian-Turonian. Field observation allow in the first example to reconstruct the geometry of the dolomitized rock body without much difficulty. Dolostones reach higher vertical position in the sequence along well-defined lines or strips that coincide with the limits among domains (structural highs and basins) of the Subbetic geosyncline. Sedimentation in structural basins was mainly of nodular limestones since Middle Liassic while in the adjacent deeper basins were depositing, at the same time, marls, radiolarian cozes and calcareous sandstones. Dolomitizing fluids are thought to have moved along the synsedimentary fractures that were responsible with their movement of the appearance and individualization of those domains. Limestone textures and fabrics, have been commonly destroyed and obliterated during dolomitization although relict textures are still preserved in some samples. The successive stages of progressive destruction of textures and fabrics can be traced within the dolomite samples of the Prebetic Cenomanian-Turonian and are studied in detail under the microscope. Some moldic porosity developed during dolomitization by selective leaching of some fossils. A late diagenetic mechanism of vertical migration of Mg-rich fluids along synsedimentary faults combined with a lateral migration and expansion of these fluids along the contacts between carbonate formations and the underlying evaporitic or argillaceous formations is proposed to explain the origin of the dolomites of the External Zones of the Betic Belts.

The last study example is that of the Messinian reef of the Almería area. In these fringing-type reefs two main facies can be distinguished: the reef wall framework facies, which are mainly made up by 1-3 m. high vertical stick-like colonies of Porites, and the reef talus slope facies, which can be, in turn, subdivided in upper talus slope (coral breccia zone), middle talus slope (where bioclastic calcarenites predominate) and distal deep talus slope (where calcisiltites predominate).

All these facies have been dolomitized as well as the overlying oolites and stromatolite facies of the uppermost Messinian, which lie unconformably on top of the eroded reefs. The dolomite textures and fabrics, the resulting geometry of the dolomitized rock body, etc... are very similar to those pointed out by Land (1972, 1973 a,b) in the dolomitized Pleistocene reefs of northern Jamaica, and so, a similar mechanism - to the one applied by Land (op. cit.) is inferred to explain the dolomitization of these Messinian coral reefs.

In the final chapter all these study examples are compared and, as a result of it, a table is given where the main distinguishing microscopic and macroscopic characteristics between the two major types of replacement dolomites (early diagenetic replacement dolomites and late diagenetic replacement dolomites) are well established.

I. INTRODUCCION

I.1.- OBJETIVOS.

Este trabajo tiene un carácter monográfico sobre los procesos de dolomitización. Se ha centrado en el estudio de diversos ejemplos todos ellos del ámbito de las Cordilleras Béticas, tanto en materiales triásicos de las Zonas Internas (Complejo Alpujarride) como las Zonas Externas (Lías subbético y el Cretácico prebético). - Igualmente se aborda el estudio en depresiones postorogénicas de dichas Cordilleras y más concretamente en las de Almería (Messiniense).

El planteamiento inicial era muy ambicioso ya que se pretendía abordar en profundidad y en su caso aportar nuevas ideas en uno de los temas sobre los que se han escrito una gran cantidad de trabajos en los últimos años. Para ello ha sido necesario efectuar un estudio bibliográfico muy completo y un aprendizaje de técnicas con especialistas, para lo que se realizó una estancia en el curso 1.976 - 77 en Missouri con el Prof. Freeman.

Se ha elegido el ámbito de las cordilleras béticas como área de estudio no por razones puramente geográficas sino por la enorme abundancia de materiales dolomíticos que existen en ellas. Para cada una de las áreas seleccionadas se analizan cuestiones tales como: tiempo de formación, mecanismos, relación (si existe) con los ambientes de sedimentación, etc... El análisis de todos estos datos ha permitido elaborar unos modelos genéticos, en parte originales en parte coincidentes con los propuestos por otros autores en sus estudios sobre la dolomitización, aplicables a cada caso en particular y que se detallan ampliamente en el texto.

Con este trabajo se pretende hacer una aportación al avance del conocimiento de los procesos de dolomitización. Creo que la metodología seguida así como las conclusiones generales obtenidas son de gran interés pues permiten abordar el estudio de cualquier afloramiento dolomítico independientemente de su contexto geológico.

I.2. MÉTODOS.

Los métodos empleados son de dos tipos: de campo y de laboratorio. Tanto uno como otro se resumen a continuación:

I.2.1. MÉTODOS DE CAMPO.

- Levantamiento de series estratigráficas locales.
- Muestreos de detalle con recogida exhaustiva de muestras.
- Análisis de relaciones y contactos entre las unidades litoestratigráficas diferenciadas.
- Cartografía detallada, a pequeña escala, de zonas muy localizadas.

I.2.2. MÉTODOS DE LABORATORIO.

- Estudio petrológico de aproximadamente 3.000 láminas delgadas, previamente teñidas con "Rojo de Alizarina" para diferenciar calcita de dolomita y con "Ferricianuro

potásico" para determinar si las calcitas y dolomitas existentes son o no ferruginosas (Friedman, 1959). También se ha utilizado la técnica de tinción mixta que combina ambas tinciones.

El estudio petrográfico se acompañó con el uso del difusor (Delgado, 1977), el cual ha permitido reconocer la textura caliza original en ciertos tipos de dolomías y ayudado así a elaborar un estudio sedimentológico más preciso.

- Cátodoluminiscencia. Dicha técnica consiste en hacer incidir un haz de electrones sobre la lámina delgada perfectamente pulida y sin cubrir. El haz de electrones excita los iones Mn^{+2} incorporados a la red de la calcita o dolomita y provoca la emisión de un haz luminoso, cuya intensidad depende de la concentración inicial en Mn^{+2} de la muestra (Garlick, 1964; Sommer, 1972). Esto permite distinguir una serie de zonaciones y de ahí llegar a correlacionar entre sí cementos dolomíticos, así como cementos dolomíticos y calcíticos genéticamente equivalentes. De acuerdo con Carpenter y Oglesby (1976) y Oglesby (1976) las dolomitas y calcitas que precipitan a partir de soluciones acuosas intersticiales con la misma relación Mn^{+2}/Ca^{+2} que Mn^{+2}/Mg^{+2} deben mostrar intensidades similares de luminiscencia, si la concentración de Fe^{+2} permanece constante.

- Luz reflejada. Se han estudiado probetas pulidas para determinar e identificar las menas metálicas, tales como esfalerita, incluidas en los cristales de dolomita.

- Difracción de Rayos X. Esta técnica se utilizó para detectar si existía dolomita en los sedimentos actuales de la laguna de Fuente Piedra, así como para confirmar la naturaleza mineralógica de algunas muestras dolomíticas.

I.3. AGRADECIMIENTOS

Son muy numerosas las personas y organismos a los que a través de estas líneas quiero expresar mi más profundo agradecimiento, ya que sin su inestimable ayuda y colaboración hubiera sido imposible la realización de este trabajo.

En primer lugar quiero mencionar al director de esta tesis, el Prof. Dr. D. J. A. Vera Torres, Catedrático y Director del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Granada. Sus consejos, ayuda y sugerencias me han permitido esquivar las dificultades que en todos los órdenes entraña un trabajo de esta índole.

A mi mujer María José por la comprensión, cariño y ayuda prestada en todo momento.

Al Prof. Dr. D. Manuel Rodríguez Gallego, Catedrático y Director del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Granada, que ha atendido siempre solicito, y con su característica amabilidad, a todas las preguntas y consultas que le he efectuado. Vaya a través de él mi agradecimiento a todo el personal del Departamento de Cristalografía y Mineralogía, especialmente al Dr. D. R. Arana Castillo (antiguo miembro del mismo y actualmente Profesor Agregado de Mineralogía de la Universidad de Murcia), a la Dra. D^a. Purificación Fenoll, al Dr. D. F. López Aguayo y a los Sres. D. J. Torres Ruiz y D. N. Velilla Sánchez. Con todos ellos me une una entrañable amistad y a todos ellos quiero expresarle mi agradecimiento por sus sugerencias y colaboración, sin la cual no hubiesen sido posibles los estudios de luz reflejada y difracción de Rayos X, así como algunas de las fotografías.

A mis compañeros de Departamento especialmente al Prof. Dr. D. C. J. Dabrio González con el que he colaborado en el estudio de los materiales Messinienses, y que, como amigo, se ha prestado amablemente a la revisión crítica de este trabajo, y ayudado en la realización de algunos de sus dibujos y fotografías. Al Dr. D. J. Fernán-

dez Martínez por sus sugerencias y consejos. A los Dres. D. A. C. López Garrido (colaborador del C.S.I.C.) y D. M. García Hernández por introducirme en el estudio de los materiales del Cretácico superior de la Zona Prebética y al Dr. D. F. Delgado Salazar por sus sugerencias sobre los materiales carbonatados Alpujárrides planteadas en el curso de visitas conjuntas a los afloramientos del Pico de la Carne y Sierra de Baza. Quiero así mismo agradecer a la Srta. P. Cobos Mallorquín, secretaria del Departamento, la mecanografía del texto final, y al Sr. D. A. Romero su solicitud en la pronta y eficaz elaboración de las láminas delgadas utilizadas.

Al Dr. D. M. Esteban Cerdá del Instituto Jaime Almera (C.S.I.C., Barcelona) por sus sugerencias a determinados aspectos sedimentológicos de esta tesis. Con él he mantenido también un fructífero intercambio de ideas con motivo de haber realizado un trabajo conjunto, en colaboración con el Dr. Dabrio, sobre el arrecife Messiniense de Níjar.

A la Dra. D^a. M. T. Gómez Pugnaire del Departamento de Petrología de la Universidad de Granada por haberse prestado amablemente a la revisión de algunas láminas delgadas de rocas carbonatadas metamórficas Alpujárrides.

Al Dr. D. P. Rivas Carrera del Departamento de Paleontología de la Universidad de Granada, con el que he mantenido provechosas discusiones sobre los materiales del Lías inferior subbético.

A los alumnos de la Sección de Geología de la Universidad de Granada: J. Capitan Valley, A. Castillo, J.C. Feixas, R. Fernández y R. Martín García cuya ayuda, y compañía en el campo, agradezco sinceramente.

Quiero hacer especial mención al Prof. Dr. Tom Freeman de la Universidad de Missouri-Columbia (U.S.A.), al que estoy profundamente agradecido por infinidad de motivos. Sus consejos, orientación y ayuda fueron de un valor inestimable durante mi estancia en aquella Universidad durante el curso 1976-1977. El interés por mi trabajo lo ha mantenido, con posterioridad a mi permanencia en la citada Universidad, a través de cartas y visitas conjuntas a los afloramientos en la primavera de 1977 y verano de 1979.

Me gustaría, finalmente, expresar mi reconocimiento a los siguientes organismos y entidades:

Al Programa de Cooperación Cultural entre España y los Estados Unidos de América, gracias al cual fué factible mi estancia en la Universidad de Missouri-Columbia, al haberme concedido una de sus becas.

A la Dirección General de Enseñanza Superior e Investigación del Ministerio de Educación y Ciencia (hoy de Universidades e Investigación), una de cuyas becas para Formación del Personal Investigador he disfrutado durante los tres últimos años.

Al Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Granada por las facilidades de toda índole prestadas.

Deseo, por último, expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas y entidades que de algún modo colaboraron en la realización de este trabajo y que involuntariamente he omitido.

II. ESTADO ACTUAL DE LOS CONOCIMIENTOS SOBRE DOLOMIAS

II.1. INTRODUCCION

Con el término dolomía se designa a cualquier roca carbonatada que contiene más de un 75% en peso del mineral dolomita (Bissell y Chilingar, 1967). Las dolomías aparecen en la naturaleza comúnmente asociadas a calizas, aunque también se asocian a evaporitas y a sedimentos terrígenos, con ó sin calizas.

Las dolomías fueron descritas por primera vez por el geólogo francés Déodat de Dolomieu, del que toman su nombre, en los Alpes Orientales (regiones del Tyrol y del Trentino, esta última denominada también posteriormente de las Dolomitas en honor de dicho autor), que las designó como: "una clase de piedras calcáreas poco esfervecientes con los ácidos y fosforecentes a la colisión" (Dolomieu, 1791).

Las dolomías se muestran en el terreno como rocas especialmente quebradizas. El paisaje que desarrollan es muy variado: desde las fortalezas titánicas de las Dolomitas, con sus mantos de derrubios y brechas periglaciares al pié de los escarpes, a los relieves ruiniformes de Montpellier-le-Vieux, Ciudad Encantada de Cuenca, etc...

El estudio de las dolomías no solo reviste un interés académico, sino también económico. Dicho interés económico radica fundamentalmente en el hecho de que, dada su elevada porosidad, son, al menos potencialmente, buenas rocas almacén de petróleo. Los mayores yacimientos del mundo, los de Arabia Saudita, se localizan en dolomías. Otros yacimientos no menos importantes son los de Canada Occidental, localizados en arrecifes dolomitizados Devónicos (Formación Leduc), etc... Por otro lado, gran parte de los yacimientos de sulfuros de plomo-zinc encajan también en dolomías, estando a veces su génesis muy en relación con la de estas: Africa suroeste, Mississipi Valley (U.S.A.), Pine Point (Canada), Cordilleras Béticas (España), etc... Las dolomías se utilizan también para la fabricación de material refractario, como fuente de magnesio, para obtener cal allí donde haya escasez de rocas calizas, en la fabricación de vidrios especiales (duralex), etc... (Siegel, - (1976) cita otras muchas aplicaciones).

Las dolomías plantean, como se verá más adelante, serios problemas de clasificación y de génesis, ya que no son jamás precipitadas directamente, al menos en apariencia, en los ambientes deposicionales actuales (Michard, 1969). Cabe, pues, preguntarse si las dolomías son rocas sedimentarias: lo son, puesto que ni son ígneas, ni metamórficas, ni filonianas (aparte de algunos casos de dolomías hidrotermales). El problema de las dolomías, como bien señaló Fairbridge (1966, 1968), estriba más bien en que estas pueden formarse en todos los estadios de la diagénesis sensus lato, y en este sentido hay que considerarlas: las dolomías son rocas diagenéticas.

Conviene recordar que los autores anglosajones aplican generalmente el término diagénesis en sentido muy restrictivo para designar sólo aquellos procesos tales como litificación, cementación temprana, etc... que operan en condiciones de presión y temperatura no muy distintas a las que existen en la superficie terrestre, y que conducen a la transformación de un antiguo sedimento a roca sedimentaria (Bissell y Chilingar, 1967). A aquellos procesos de cementación, reemplazamiento, etc..., que ocurren también a baja temperatura y presión (por debajo del dominio del metamorfismo), que acontecen con posterioridad a la litificación y que afectan a las rocas sedimentarias, los denominan epigenéticos (Bissell y Chi

lingar, 1967).

El término diagénesis se empleará no obstante, a lo largo de este trabajo, en su sentido más amplio e incluye a todos aquellos procesos postdeposicionales que modifican a los sedimentos y rocas sedimentarias, con la excepción del metamorfismo.

Los problemas de génesis se traducen en el laboratorio en problemas de síntesis: la dolomita es estable en condiciones naturales y, sin embargo, las experiencias de síntesis conducen a carbonatos separados o a carbonatos inestables calcómagnésicos diferentes de la dolomita, salvo en condiciones drásticas de presión y temperatura.

Las dolomías plantean también problemas geoquímicos a escala global. A grosso modo de cada 100 metros de rocas carbonatadas 80 son de dolomías en el Precámbrico; 25 en el Paleozoico inferior y de 3 a 1 desde el Cretácico a la época actual (Michard, 1969). ¿Reflejan estos datos algún cambio en las composiciones de la atmósfera, hidrosfera y litosfera que podría haberse traducido en una mayor prevalencia de los ambientes de deposición y diagenéticos que condujeron a la formación de las dolomías en el Precámbrico, admitiendo incluso la posibilidad de un origen por precipitación directa para la mayor parte de las dolomías Precámbricas como sugiere Teodorovich (1959)? o ¿reflejan más bien el aumento de las oportunidades de dolomitización que se le pueden presentar a una roca originalmente caliza conforme pasa el tiempo? (Wilson, 1975). En estos capítulos se intentará dar respuesta a muchas de estas preguntas a partir de los datos bibliográficos disponibles y bajo una óptica fundamentalmente geológica.

II.2. MONOGRAFÍAS EXISTENTES.

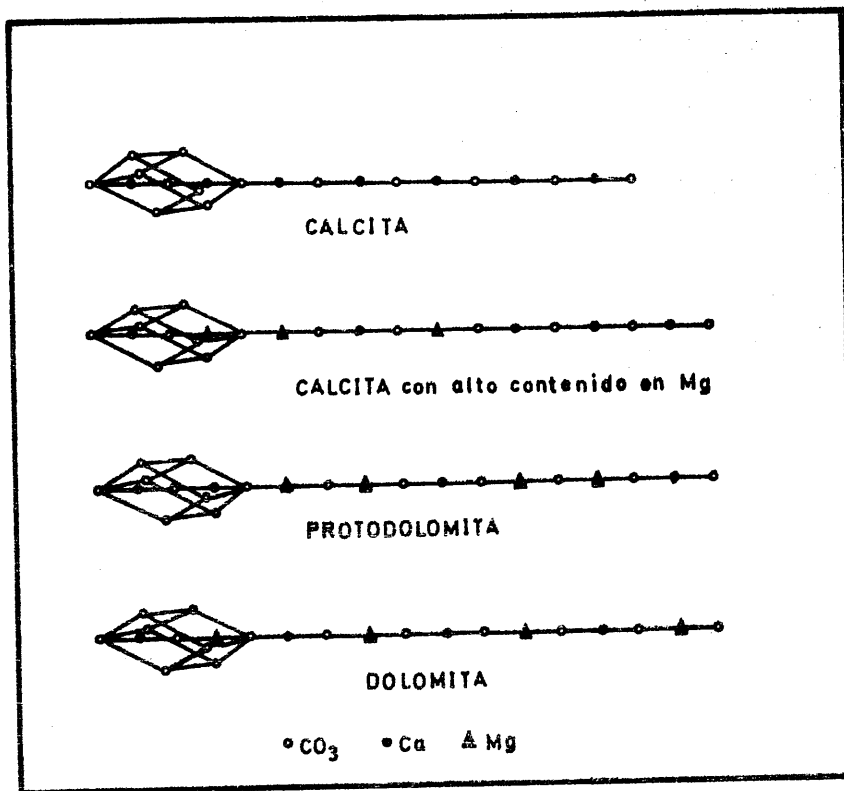
Las primeras monografías son las de Van Tuyl (1916), Steidtmann (1926) y Van Tuyl y Steidtmann (1926). Una discusión detallada sobre dolomías, basada en trabajos anteriores, se encuentra en la obra de Cayeux (1935). Revisiones generales o parciales más recientes son las de Fairbridge (1957), Strakhov (1958), Garreau et al (1959), Instituto Francés del Petróleo (1959), Teodorovich (1959), Ingerson - (1962) Sonnenfeld (1964), Friedman y Sanders (1967), Michard (1969), Bathurst (1971), Blatt et al (1972), Zenger (1972), Bourrouilh-Le Jan (1973 a,b), Folk y Land (1975) y Chilingar et al (1979).

II.3. ¿ QUE ES LA DOLOMITA?

II.3.1. EL MAGNESIO EN LOS CARBONATOS. DOLOMITA: COMPOSICION Y ESTRUCTURA CRISTALINA. CALCITAS MAGNESICAS. DOLOMITAS CALCICAS. PROTODOLOMITAS. OTROS CARBONATOS DE MAGNESIO.

DOLOMITA.

El término dolomita se refiere al mineral $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. La verdadera dolomita se define como un mineral compuesto de cantidades equimoleculares de carbonato cálcico y carbonato magnésico, con una relación en peso del 54.26% de CaCO_3 y el 45.74% de MgCO_3 . La relación molecular de CaCO_3 a MgCO_3 se obtiene dividiendo los porcentajes en peso de ambos componentes por sus respectivos pesos moleculares (Cu-



- Figura 1.- Estructura cristalina de la calcita, calcita con alto contenido en Mg, protodolomita y dolomita. Nótese la posición alternante de los iones Ca⁺² y Mg⁺² en la red de la dolomita. (Según Barón, 1960; en Michard, 1969).

nnigham, 1935). Puesto que estos últimos son respectivamente 100 y 84.3 la relación molecular es:

$$\frac{54.26}{100} : \frac{45.74}{84.3} \approx 1/1 = 1$$

El porcentaje en peso de óxidos en la dolomita es el siguiente:

21.9% de MgO, 30.4% de CaO y 47.7% de CO₂.

En la estructura cristalina de la dolomita (que pertenece a la clase romboédrica trigonal) los iones Ca⁺² y Mg⁺² alternan regularmente en el interior de las mallas romboédricas según la secuencia Mg-CO₃-Ca-CO₃, estando las posiciones periféricas (vértices) siempre ocupadas por ión CO₃ (Baron, 1960) (Fig.1).

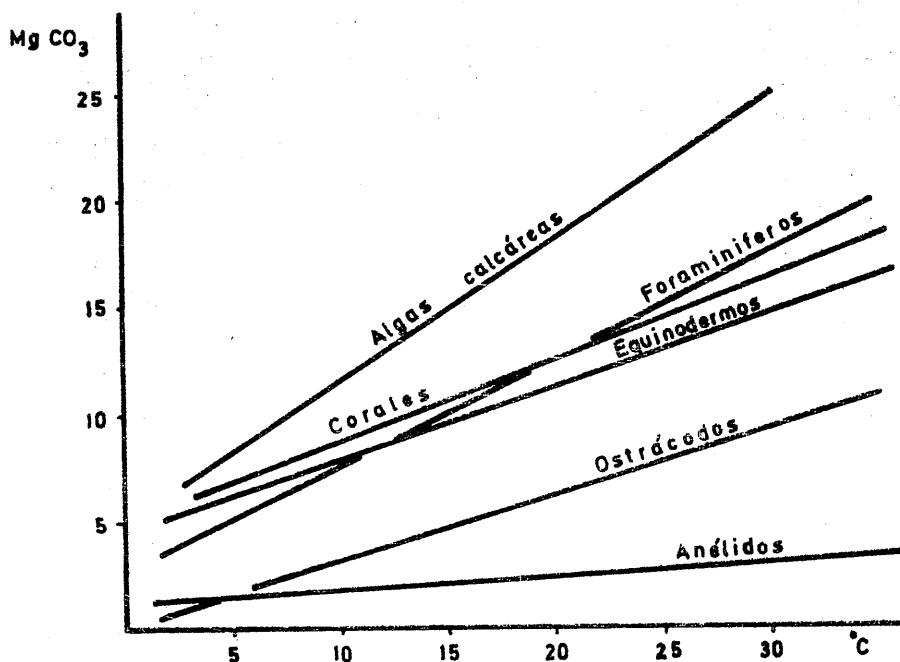
Estas propiedades se traducen en la aparición de reflexiones particulares en los espectros de difracción de Rayos X de la dolomita, denominadas "reflexiones de orden" correspondientes a los planos 100, 221 y 111 de la malla romboédrica y que son las que sirven para caracterizar mineralógicamente a la dolomita (Baron, 1960). La dimensión de la malla de la dolomita es ligeramente inferior a la de la malla isomorfa de la calcita, puesto que el radio iónico del Mg⁺² es más pequeño que el de Ca⁺².

CALCITA MAGNESICA (calcita con alto contenido en magnesio).

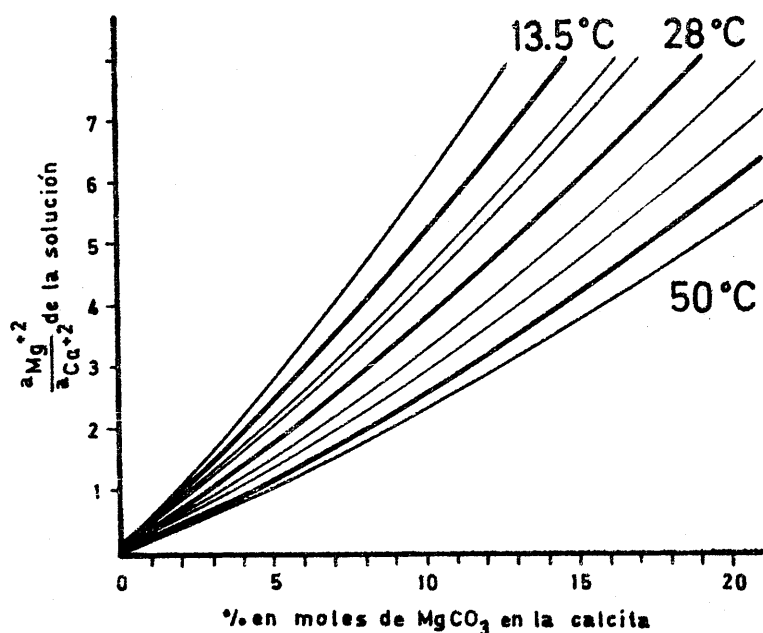
En la naturaleza existen, y se han sintetizado también artificialmente, otros carbonatos calco-magnésicos distintos de la dolomita. Las calcitas magnésicas contienen hasta un 25% en moles de MgCO₃. El Mg⁺² se presenta en ellas en solución sólida. No está pues distribuido regularmente en el retículo cristalino (veáse fig.1). La malla se retrae por el efecto de sustitución de parte del Ca⁺² por Mg⁺², lo que provoca un desplazamiento de las reflexiones de la calcita sin que aparezcan las reflexiones características de la dolomita. La magnitud del desplazamiento puede utilizarse para determinar el contenido en Mg⁺²; este es el procedimiento preconizado por Chave (1954) y puesto a punto por Goldsmith et al. (1955) y Friedman (1964). El porcentaje de sustitución de Mg⁺² por Ca⁺² en la estructura de la calcita se determina usualmente midiendo el desplazamiento de la reflexión 211 de la muestra, con respecto a la de una calcita pura.

Las calcitas magnésicas son, normalmente, de origen orgánico. El porcentaje de Mg⁺² fijado es función del tipo de organismo, mineralogía de la concha y de la temperatura (fig.2) y composición del agua donde vive dicho organismo (Chave, 1954). El Mg⁺² no realiza una función específica en el material esquelético y probablemente constituye un defecto estructural (Blatt et al., 1972). La relación molar Mg⁺²/Ca⁺² del agua del mar es de 5.2 (Blatt et al., 1972), pero alcanza valores medios de sólo alrededor del 0.05 en materiales esqueléticos calcíticos. Hay pues una notoria discriminación en contra del Mg⁺² en los esqueletos y conchas calcíticas, con respecto al contenido inicial de este en el agua del mar (Blatt et al., 1972). Parece también haber habido una evolución con el tiempo en la capacidad de los organismos para discriminar con respecto al magnesio aunque hay algunas excepciones (Blatt et al., 1972). Algunas algas calcáreas actuales (Porolithon, Goniolithon y Lithophyllum) contienen hasta un 26% en moles de MgCO₃ en sus partes duras. Estudios combinados de Rayos X y microsonda sugieren la presencia de brucita, Mg(OH)₂, criptocristalina en el esqueleto. Con respecto al contenido en Mg se distinguen dos grupos principales de organismos de esqueleto calcítico:

a) Unos que sólo contienen porcentajes pequeños de MgCO₃ (1-2%), tales como los braquiópodos articulados, moluscos, artrópodos y foraminíferos perforados.



- Figura 2.- Variación del contenido en $MgCO_3$ de los esqueletos calcáreos de ciertos organismos marinos en función de la temperatura media del agua donde viven. (Según Chave, 1954; en Michard, 1969).



- Figura 3.- Porcentaje de moles de $MgCO_3$ que se incorpora en las calcitas lacustres en función de la temperatura y el valor de la relación de la actividad a Mg^{+2} / a Ca^{+2} del agua del lago. (Según Müller y Wagner, 1978).

b) Otros que contienen un porcentaje elevado (10% o más) tales como foraminíferos imperforados, octacorarios, briozoos, equinodermos y algas coralináceas (Blatt et al., 1972), y en el que también puede incluirse los tubos de anélidos.

La calcita magnésica aparece también como cemento submarino de origen inorgánico en determinadas facies carbonatadas marinas someras, tales como arrecifes -- (Ginsburg et al., 1971), "beach rocks" (Bricker, 1971), etc... La textura que desarrolla es micrítica y/o microesparíticas y/o peletoidal. Su contribución al conjunto de la facies es, en estos casos, poco importante.

La precipitación de calcita magnésica en lagos es un proceso bastante frecuente y, a veces, importante. Esta precipitación se liga normalmente a periodos de alta actividad orgánica del fitoplancton ("blooms") al comienzo de la primavera (Felföldy et al., 1969; Müller and Wagner, 1978). Estos últimos autores dan un grafico en el que muestran como el porcentaje de $MgCO_3$ incorporado en la calcita es función de la temperatura y relación de actividad a Mg^{+2}/Ca^{+2} del agua a partir de la cual esta precipitando la calcita magnésica en cuestión (fig. 3).

ARAGONITO MAGNESIANO

Los aragonitos magnesianos aparecen principalmente en la naturaleza como constituyentes de la concha de ciertos gasterópodos litorales (Krinley, 1960) y también se han sintetizado en el laboratorio (Fairbridge, 1957).

DOLOMITAS CALCICAS

En la mayor parte de las dolomías modernas y en algunas de las antiguas la dolomita no es estequiométrica, sino que su composición oscila desde el 56% de moles de Ca (44% de Mg) al valor ideal del 50% de cada uno. La introducción de Ca en exceso determina generalmente, aunque no siempre, una caída del grado de orden de la dolomita, medida por la relación de intensidades de ciertas reflexiones (Füchtbauer y Goldschmidt, 1965). El orden cristalográfico aumenta, no obstante, para una misma dolomita calcífera al aumentar el tamaño de sus cristales.

El desplazamiento del pico a 2.88Å permite averiguar el porcentaje de sustitución de iones Mg^{+2} por Ca^{+2} en estas dolomitas calcíferas.

PROTODOLOMITA

En las experiencias de síntesis a temperaturas bajas no se forma nunca dolomita, sino protodolomita (Graf y Goldsmith, 1956). Esta última es muy semejante a las dolomitas calcíferas naturales desordenadas (Goldsmith y Graf, 1958). La protodolomita es pues una dolomita pobremente ordenada que no siempre está enriquecida en calcio (Davies, 1979). El carácter rudimentario de las reflexiones de orden permite distinguirla fácilmente de la verdadera dolomita (Baron, 1960). Conviene señalar que esta última es la única forma estable, y que, tanto las dolomitas calcíferas naturales, ordenadas y desordenadas, como las protodolomitas obtenidas en el laboratorio se transforman lentamente, con el tiempo, en dolomitas.

En la naturaleza se ha encontrado protodolomita en cuevas (Müller y Fischbeck, 1973; Hraivilkill, 1968) y en los dientes de equínidos vivos (Schroeder et al., 1969).

OTROS CARBONATOS DE MAGNESIO.

Otros cationes divalentes pueden sustituir al Ca^{+2} y Mg^{+2} en la estructura de la dolomita. El sustituyente más común para el Mg^{+2} es el ión ferroso (Fe^{+2}). La dolomita que contiene porcentajes equivalentes de Mg^{+2} e ión Fe^{+2} se denomina ankerita.

rita $\text{Ca}(\text{MgFe})(\text{CO}_3)_2$.

II.3.2. PROPIEDADES ISOTOPICAS DE LA DOLOMITA.

Para Friedman y Sanders (1967) todas las dolomías presentan un enriquecimiento en los isótopos pesados del Carbono (^{13}C) y sobre todo del Oxígeno (^{18}O), atribuibiles a procesos de concentración de salmueras por evaporación intensa que liberan los isótopos ligeros bajo la forma de CO_2 y H_2O . Para estos autores la mayor parte de los depósitos dolomíticos deben su origen a salmueras hipersalinas ya que en las dolomitas obtenidas por precipitación a altas temperaturas se observa un fraccionamiento de los isótopos de oxígeno con enriquecimiento de la dolomita en el isótopo pesado ^{18}O . (Epstein et al., 1964). Sin embargo Land (1973 a, b) al estudiar los arrecifes levantados Pleistocenos de Jamaica, actualmente dolomitizados, encuentra que la dolomita está enriquecida en los isótopos ligeros de Carbono y Oxígeno (^{12}C y ^{16}O) y empobrecida en los pesados respectivos (^{13}C y ^{18}O) lo que sugiere cierta contaminación del fluido dolomitizante por agua dulce subterránea.

Cuando coexisten calcita y dolomita en un mismo depósito y no hay fraccionamiento isotópico se concluye que la dolomita se formó por reemplazamiento de una parte de los iones Ca^{+2} por Mg^{+2} , sin modificar los iones O^{-2} y C^{+4} (Degens y Epstein 1964; Epstein et al., 1964). Chilingar et al. (1966) utilizan esta aseveración para afirmar que la dolomita de precipitación directa no parece existir actualmente, ya que no se observa un fraccionamiento isotópico con respecto a calcitas coexistentes en los mismos afloramientos. Recientemente Fritz y Smith (1970) han sugerido que el enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ de las dolomitas coprecipitadas con calcita esta más próximo al valor de 3‰ (en concordancia con el que presentan las dolomías naturales de formación reciente o actual), que al generalmente aceptado de 4-7‰ (Clayton y Epstein, 1958; Epstein et al., 1964; O'Neil and Epstein, 1966). Si los datos de Fritz y Smith (1970) son correctos, debe reconsiderarse el rechazar toda posibilidad de un origen por precipitación directa para la dolomita en base de los datos isotópicos.

II.3.3. DIAGRAMAS DE EQUILIBRIO DE LA DOLOMITA.

Dentro de los diagramas de equilibrio conviene especialmente resaltar dos, originales de Usdowsky (1967). El primero indica el papel que juegan en la estabilidad de la dolomita la relación molal $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ y la temperatura de la solución. La elevación de ambos parametros favorece la estabilidad de la dolomita. (fig.4).

El segundo indica el desplazamiento del dominio de estabilidad de la dolomita hacia relaciones molales $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ bajas al aumentar la concentración en sulfatos. El Cl^- juega el mismo papel. A conclusiones similares llegaron Rosenberg et al., 1967: el aumento de la concentración iónica total permite a la dolomita ser estable para relaciones molales $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ más bajas (fig.5).

Para Folk y Land (1975), sin embargo, el dominio de estabilidad de la dolomita se desplaza hacia valores de $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ más altos conforme aumenta la salinidad (fig. 6).

II.3.4. SINTESIS EXPERIMENTALES DE DOLOMITA.

La mayor parte de los experimentos de síntesis han sido llevados a cabo con

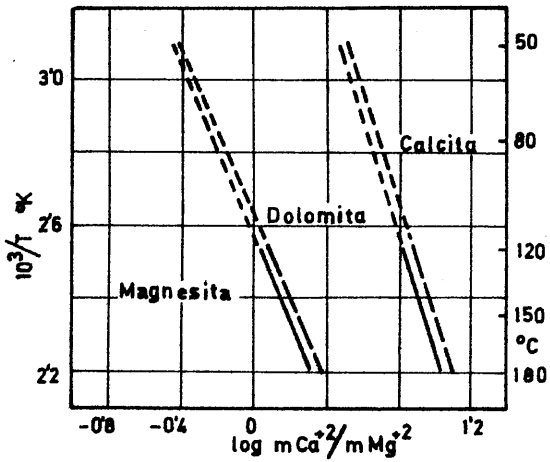


Fig 4

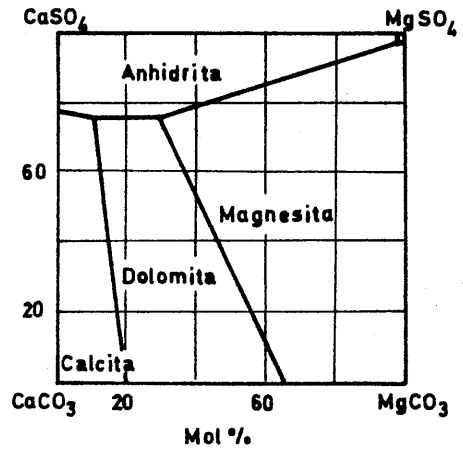
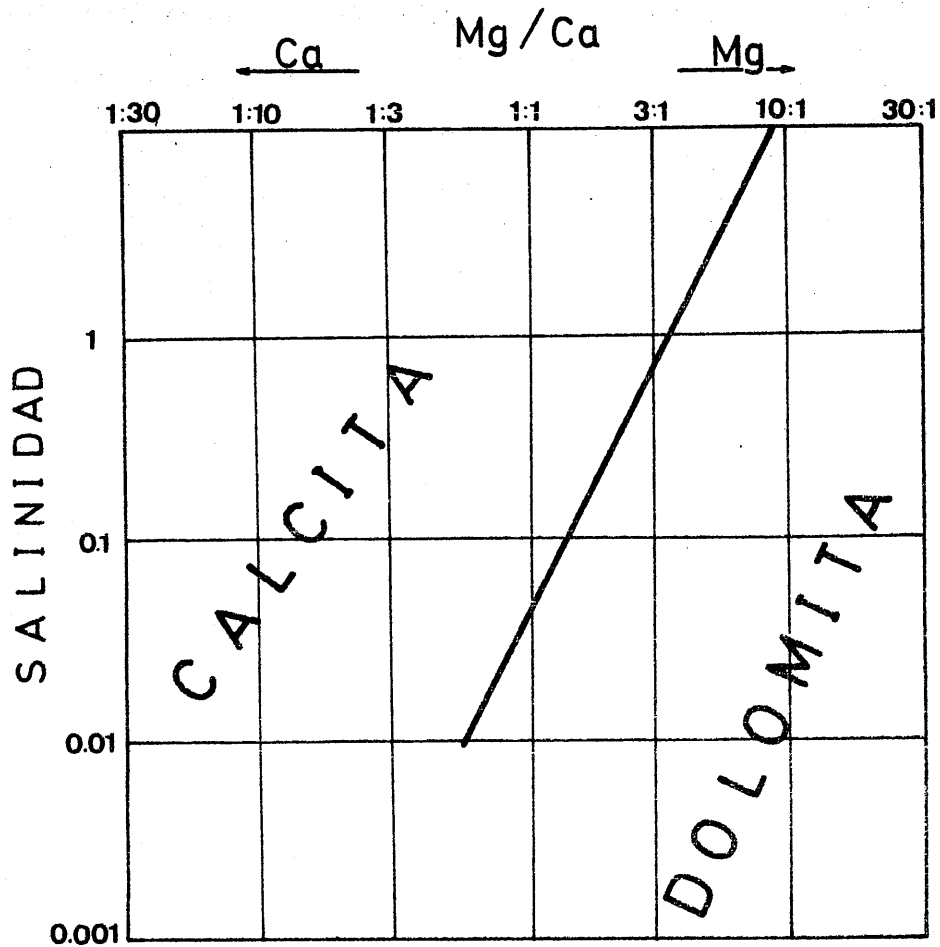


Fig 5

- Figura 4.- Diagramas de equilibrio Calcita-dolomita-magnesita en función de la temperatura y el valor de la relación molal Mg^{+2}/Ca^{+2} de la solución. En trazado continuo sin anhidrita; en trazado grueso discontinuo, en presencia de anhidrita. La parte alta de las líneas (trazado discontinuo fino) está extrapolada. (Según Usdowsky, 1967; en Michard, 1969).
- Figura 5.- Diagrama de equilibrio anhidrita-calcita-dolomita-magnesita que muestra como el dominio de estabilidad de la dolomita se desplaza hacia valores de relación molal Mg^{+2}/Ca^{+2} más bajos conforme aumenta la concentración en sulfatos. (Según Usdowsky, 1967; en Michard, 1969).





- Figura 6.- Diagrama de equilibrio calcita/dolomita que muestra como con valores bajos de salinidad se requieren valores de relación molar Mg^{+2}/Ca^{+2} de aproximadamente 1 para que se forme dolomita, mientras que para valores altos de salinidad, el valor de la relación molar Mg^{+2}/Ca^{+2} debe también ser mayor. Notese como está en franca contraposición con el diagrama de la figura 5. (Según Folk y Land, 1975).

composiciones, temperaturas y presiones, que se apartan bastante de aquellas bajo las cuales la dolomita pudiera formarse en los ambientes naturales de deposición (Friedman y Sanders, 1967).

Según Fairbridge (1957) los primeros logros se consiguieron por dolomitización de calcitas, calentadas y bajo presión, haciéndolas reaccionar con determinadas sustancias magnesianas tales como $MgCl_2$ (Marignac, Durocher y Deville, 1830), $MgSO_4$ (Von Morlot, 1847) etc...

También resultaron con éxito las experiencias a partir de mezclas de calcita y magnesita (Graf y Goldsmith, 1956) y a partir de calcitas magnésicas naturales (Goldsmith, 1960), calentadas a 100-400 °C y bajo presión de CO_2 , en las que se obtuvo por primera vez protodolomita.

Las tentativas de precipitación directa a partir de soluciones artificiales o a partir de agua del mar fueron, durante largo tiempo, infructuosas. Experiencias que finalmente resultaron con éxito fueron las de Chilingar (1956) que usó agua del mar saturada en carbonatos sometida a 4 atmósferas de presión de CO_2 ; Kazakov et al., 1957 que utilizaron soluciones bicarbonatadas artificiales; Zeller et al., 1959 a partir de soluciones carbonatadas y sulfatadas etc...

Baron (1960) reemprendió el estudio de la dolomitización de la calcita con soluciones de $MgCl_2$. Bajo una presión inicial de CO_2 de 5 atmósferas y a 150 C recogió, al cabo de una semana, una fase sólida con un 70% de dolomita y un 30% de calcita. A 37 °C no se formó más que protodolomita. A partir de una calcita magnésica artificial calentada a 150 °C y bajo, presión de CO_2 obtuvo dolomita. La precipitación de dolomita la consiguió a partir de una solución de $CaCl_2$ y $MgCl_2$ bajo 5 atmósferas de presión inicial de CO_2 , calentada a 150 °C y adicionándole después Na_2CO_3 . El precipitado que se formó fue a los 5 minutos, un carbonato mixto de Ca y Mg, a las 6 horas una mezcla de protodolomita y calcita magnésica y a las 14 horas una mezcla de dolomita y calcita, o exclusivamente dolomita pura si la dosificación inicial fue la adecuada. Esta evolución se observa por igual si el precipitado inicial se filtra y coloca en una estufa seca, bajo presión de CO_2 ; hay difusión en estado sólido. En ningún caso se observó la precipitación directa de la dolomita, sino que esta se formó por reordenamiento progresivo del precipitado obtenido (Michard, 1969).

Budzinski (1961) obtuvo dolomita añadiendo solución concentrada de Na_2CO_3 a una solución 2 molar de $(Ca, Mg) Cl_2$ en la que la relación molar Mg^{+2}/Ca^{+2} era de 5/1 y dejando reposar el precipitado gelatinoso durante unas horas.

Siegel (1961) logró precipitar protodolomita en el laboratorio a partir de $Ca(NO_3)_2$, $MgSO_4$ y Na_2CO_3 y utilizando carbón como catalizador. El factor más importante que controlaba la precipitación de la dolomita era la concentración del ión carbonato. El orden y la cristalinidad de la "dolomita" resultante eran función de la temperatura y la concentración de los otros productos reaccionantes.

A partir del agua del mar la dolomita puede ser precipitada experimentalmente combinando varios de estos factores: altas temperaturas, alta clorinidad, presencia de aragonito o de calcita con alto contenido en magnesio y un aumento de la relación molar Mg^{+2}/Ca^{+2} de la solución utilizada con respecto a la original del agua del mar (Sass, 1965). Las experiencias posteriores de Glover y Sippel (1967) y Liebermann (1967) en la misma línea confirman estas aseveraciones. Liebermann (1967) señala también que la eliminación del $CaSO_4$ del agua es un factor esencial. El $CaSO_4$ inhibe la precipitación de la dolomita, ya que el exceso de Ca^{+2} en la solución reduce el producto de solubilidad del $CaCO_3$ muy por debajo del de $MgCO_3$ (las solubilidades relativas de los dos constituyentes, $CaCO_3$ y $MgCO_3$, deben ser casi iguales al momento de la coprecipitación). Las protodolomitas obtenidas por estos últimos autores cita

dos no pasaron nunca al estado ordenado, en las condiciones de experimentación. Experiencias más recientes que resultaron con éxito tales como las de Gaines y Heffner - (1973), Chazen y Emrlich (1973), Davies y Ferguson (1975) y Deelman (1975, 1976) aparecen descritas en el trabajo de Chilingar et al (1979) al que se remite al lector interesado.

Los modelos naturales se diferencian fundamentalmente de estos artificiales por presentar pH más elevados, una concentración de CO_2 menor y una cristalización, aún más lenta de las fases minerales que aparecen.

II.4. ¿QUE SON LAS DOLOMIAS?

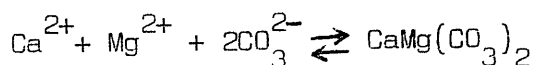
II.4.1. ORIGEN DE LAS DOLOMIAS.

Las dolomías se pueden formar, al menos teóricamente, en los ambientes sedimentarios y/o diagenéticos fundamentalmente mediante estos dos mecanismos: precipitación directa o reemplazamiento de antiguos sedimentos o rocas sedimentarias calizas. Las dolomías detríticas y las dolomías de origen bioquímico constituyen a su vez grupos genéticos menos importantes a los que se hará mención más adelante.

Los términos de dolomías de precipitación directa y dolomías de reemplazamiento son preferibles a los de dolomías primarias y secundarias, ya que el significado exacto de estos últimos puede resultar un poco ambiguo. Así para Sander (1936; - 1954), que fué quien definió originalmente estos últimos términos, una dolomía originada por reemplazamiento penecontemporáneo de sedimentos carbonatados cálcicos y que sea posteriormente removida a un nuevo lugar de depósito se denominaría primaria. - Igualmente sería primaria una dolomía de origen hidrotermal, precipitada directamente a partir de soluciones acuosas como relleno de fracturas. Otros autores sin embargo, son mucho más restrictivos en el uso del término primario. Así por ejemplo, Blatt et al. (1972) aplican dicho término para designar sólo a aquellas dolomías que pudieran haberse formado dentro del mismo ambiente de sedimentación, por precipitación directa.

II.4.1.1. Dolomías de precipitación directa.

La precipitación directa a partir del agua del mar, lagos, etc..., puede esquematizarse en la siguiente reacción:



Desgraciadamente, nadie ha logrado aún sintetizar dolomita a bajas temperaturas a partir de soluciones como la del agua del mar, por lo que no se conoce con certeza el valor de la constante de equilibrio de la citada reacción. Varias líneas de evidencia sugieren, sin embargo, que este está próximo a 10^{-17} (Blatt et al., 1972).

Para determinar si el agua del mar está o no saturada con respecto a la dolomita, que es la condición primera para que esta pueda o no precipitar, al menos en teoría, directamente del agua del mar, es necesario conocer el valor de la concentración molal en el agua del mar de cada una de las tres especies iónicas (Ca^{+2} , Mg^{+2} , CO_3^{-2}), sus coeficientes de actividad respectivos y el porcentaje de cada especie que está como ión libre, es decir, que está flotando libre en solución y por lo tanto no apareado (Blatt et al., 1972). El estado de saturación del mineral dolomita en el agua del mar se va a determinar a partir de los valores de molalidad, actividad -

iónica, porcentaje de ión libre, etc... que dan Blatt et al. (1972) como más probables para los iones Ca^{+2} , Mg^{+2} y CO_3^{-2} en el agua del mar.

- TABLA I -

Ión	Molalidad (c)	Coficiente de actividad(y)	Actividad	Porcentaje de ión libre	Producto
Ca^{+2}	$9'98 \times 10^{-3}$	0'24	$2'40 \times 10^{-3}$	84	$2'02 \times 10^{-3}$
Mg^{+2}	$5'23 \times 10^{-2}$	0'36	$1'88 \times 10^{-2}$	90	$1'69 \times 10^{-2}$
CO_3^{-2}			$5'13 \times 10^{-6}$	9	$4'62 \times 10^{-7}$
$(\text{CO}_3^{-2})^2$					$2'13 \times 10^{-13}$

$$K = (2'02 \times 10^{-3}) (1'69 \times 10^{-2}) (2'13 \times 10^{-13}) = 7'26 \times 10^{-18} \text{ o } 10^{-17'1}$$

Los resultados de la tabla 1 indican que el agua del mar está sobresaturada con respecto a la dolomita, por lo que, al menos en teoría, esta debería precipitar directamente de soluciones como la del agua del mar (Sass, 1965).

La explicación a la ausencia de dolomita de precipitación directa en el agua del mar ha de buscarse en causas cinéticas (Blatt et al., 1972). La hipótesis más generalmente aceptada es la de que la nucleación de estructuras altamente ordenadas (como la de la dolomita) es un proceso lento a temperaturas bajas, y cuando existe competición por el Ca^{+2} y los iones carbonato de la solución la precipitación de dolomita no tiene lugar pues la calcita se forma mucho antes. Los iones Ca^{+2} y Mg^{+2} tienen un comportamiento tan similar en soluciones acuosas que les es muy difícil separarse en diferentes capas en la estructura cristalina, tal como se requiere en la dolomita, de aquí que la nucleación de la dolomita sea tan lenta. A altas temperaturas, sin embargo, la energía térmica de los iones es lo suficientemente grande como para que puedan migrar rápidamente a posiciones ordenadas: la dolomita precipita fácilmente en el laboratorio a temperaturas de varios cientos de grados centígrados.

II.4.1.2. Dolomías de reemplazamiento.

El precipitado original de CaCO_3 puede ser convertido en dolomita por reemplazamiento parcial de parte del Ca^{+2} por Mg^{+2} . La difusión de iones a bajas temperaturas es un proceso extremadamente lento, incluso a la escala geológica. La dolomitización no es pues una reacción en estado sólido, sino que ocurre más bien por disolución simultánea de CaCO_3 y precipitación de dolomita a partir de soluciones acuosas que pasan a través de la roca (Blatt et al., 1972). La dolomitización acontece en el curso de la diagénesis s.l. (Fairbridge, 1957), desde los estadios diagenéticos más tempranos (dolomías penecontemporáneas) a los más tardíos.

Para que haya dolomitización se requiere:

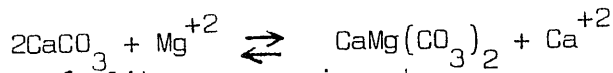
- a) Suministro suficiente de Mg^{+2} .
- b) Transportar dicho Mg^{+2} y distribuirlo a través de la caliza huésped.

c) Proporcionar un ambiente químico favorable en el cual aproximadamente la mitad del Ca^{+2} pueda ser reemplazado por Mg^{+2} .

d) Remover el Ca^{+2} desplazado (Adams y Rhodes, 1960).

El factor tiempo es también de una importancia extrema (Hanshaw et al., 1971).

De acuerdo con Blatt et al (1972) la reacción de dolomitización es la siguiente:



y el cálculo de energía libre: reaccionantes productos
 $(2(-269.9) \text{ Kcal}) \quad (-108.9 \text{ Kcal}) \quad (-518.7 \text{ kcal}) \quad (-132.2 \text{ Kcal})$

$$\Delta F^\circ = \text{productos} - \text{reaccionantes} = -650.9 \text{ Kcal} + 648.7 \text{ Kcal} = -2.2 \text{ Kcal.}$$

Ajustando este valor "standard" de energía libre a la relación de actividad $a_{\text{Mg}^{+2}}/a_{\text{Ca}^{+2}}$ en el agua del mar, el cambio de energía libre se ve incrementado a -3.6 Kcal, debido a que la actividad del ión Mg^{+2} es mucho más grande que la del Ca^{+2} (véase tabla 1). La dolomitización de la calcita parece pues estar favorecida termodinámicamente en el agua del mar (Blatt et al., 1972).

El valor mínimo de la relación de actividad $a_{\text{Mg}^{+2}}/a_{\text{Ca}^{+2}}$ a partir del cual tiene lugar la dolomitización puede calcularse a partir de las constantes de equilibrio de la calcita y dolomita.

$$\begin{aligned} (a_{\text{Ca}^{+2}})^2 (a_{\text{Mg}^{+2}}) (a_{\text{CO}_3^{-2}})^2 &= K_{\text{dol}} = 10^{-17.1} \\ (a_{\text{Ca}^{+2}})^2 (a_{\text{CO}_3^{-2}})^2 &= K_{\text{dol}} = 10^{-8.4} \end{aligned}$$

En una disolución en la que la calcita y la dolomita estén en equilibrio hay una única actividad carbonatada. Si eliminamos el CO_3^{-2} como variable elevando al cuadrado Kcal y dividiendo miembro a miembro, tenemos:

$$\frac{(a_{\text{Mg}^{+2}})}{(a_{\text{Ca}^{+2}})} = \frac{K_{\text{dol}}}{(K_{\text{cal}})^2}$$

donde Kdz representa el valor mínimo de la relación de actividad $a_{\text{Mg}^{+2}}/a_{\text{Ca}^{+2}}$ a partir del cual se formaría dolomita, a expensas de la calcita preexistente

$$K_{\text{dz}} = \frac{10^{-17.1}}{(10^{-18.4})^2} = 10^{-0.3}$$

lo que significa una relación de actividad $a_{\text{Mg}^{+2}}/a_{\text{Ca}^{+2}}$ de 0.5 o una relación molal $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ de sólo 0.3. Al no conocerse con seguridad el valor de la constante de equilibrio de la dolomita, estos valores no son del todo precisos. Si por ejemplo K_{dol} fuera igual a $10^{-15.9}$, en lugar del valor tomado de $10^{-17.1}$, Kdz sería igual a $10^{-0.1}$ lo que se traduciría en una relación de actividad $a_{\text{Mg}^{+2}}/a_{\text{Ca}^{+2}}$ de 0.8 y una relación molal $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ de, aproximadamente, 0.5.

Otra manera de evaluar la relación crítica es analizar aguas subterráneas en calizas, calizas dolomíticas y dolomías. Las aguas subterráneas, debido a su lenta velocidad de flujo, mantienen un contacto prolongado con su roca huésped, bajo condiciones constantes de temperatura y presión, y puede decirse que se alcanza el equilibrio entre la roca y el agua. A partir de un gran número de análisis (Hsü, 1967) estimó el valor de Kdz en aguas subterráneas entre 0.7 y 0.9, compatible con los resultados obtenidos para valores de $K_{\text{dol}} = 10^{-17}$. Puede pues asegurarse que el valor crítico de la relación de actividad $a_{\text{Mg}^{+2}}/a_{\text{Ca}^{+2}}$ a partir del cual se dolomitizaría una caliza es ligeramente inferior a la unidad (Blatt et al., 1972). Cuando la relación de actividad $a_{\text{Mg}^{+2}}/a_{\text{Ca}^{+2}}$ sea superior a dicho valor la dolomitización debe producirse es

pontáneamente suponiendo que haya suficiente tiempo e ión Mg^{+2} disponible. Datos más modernos (Folk y Land, 1975) sugieren que el valor de la relación molal Mg^{+2}/Ca^{+2} de las aguas subterráneas en equilibrio con ambas fases minerales, calcita y dolomita, está próximo a 0.8.

De cualquier modo, el valor dado está muy por debajo del valor medio de la relación de actividad aMg^{+2}/aCa^{+2} en el agua del mar, estimado en 8.37 (Blatt et al., 1972) y que corresponde a una relación molal Mg^{+2}/Ca^{+2} de aproximadamente 5.2. Así pues, es lógico suponer que el agua del mar es una solución dolomitizante. ¿Por que no se forma entonces dolomita por reemplazamiento directo de los sedimentos calizos del fondo del mar?. Para Friedman y Sanders (1967) el impedimento estriba en las moléculas de agua que rodean los iones Mg^{+2} , mucho más hidratados que los de Ca^{+2} cuyo radio es mayor. Sólo cuando existen en competencia con el Mg^{+2} otros iones, o bien a altas temperaturas o con alta concentración de ión Mg^{+2} o de ión CO_3^{+2} (Lippman, - 1968, 1973) (caso de salmueras hipersalinas) estas "cubiertas" acuosas son fácilmente removidas y liberado el Mg^{+2} . Murata et al (1972) resaltan también como ciertos ácidos orgánicos disminuyen el grado de hidratación de los iones Mg^{+2} .

En clara oposición Folk y Land (1975) señalan como en soluciones de baja salinidad (relación Mg^{+2}/Ca^{+2} en peso = 1/1) existen pocos iones en competencia con el Mg^{+2} y las velocidades de cristalización son lentas por lo que se puede formar dolomita, bien por precipitación directa bien por reemplazamiento, si hay tiempo suficiente y las condiciones de cristalización son las adecuadas. La dolomita que aparece en este caso es una dolomita límpida, idiomorfa y estequiométrica. Conforme aumenta la salinidad, sin embargo, se incrementa también el efecto de interferencia del Mg^{+2} con otros iones presentes en la solución, con lo que se le hace más difícil a la dolomita, como estructura ordenada que es, el formarse, requiriéndose de este modo valores más altos de relación Mg^{+2}/Ca^{+2} (fig. 6).

En condiciones salinas-hipersalinas han de alcanzarse valores de Mg^{+2}/Ca^{+2} de 5-10/1 en peso (p.p.m.) antes de que la dolomita empiece a formarse (el valor medio de relación Mg^{+2}/Ca^{+2} en peso que estos autores dan para el agua del mar es de 3/1). En este último caso la dolomita que se desarrolla es microcristalina y está pobremente ordenada (es una protodolomita).

Una fuerte reducción de la salinidad manteniendo los valores de Mg^{+2}/Ca^{+2} (lo que se conseguiría por ejemplo mezclando agua dulce con agua salada) tendería a formar rápidamente una dolomita límpida, clara y perfectamente cristalina. Para Folk y Land (1975) la cristalinidad, pureza, tersura y hábito del cristal es un reflejo de la composición inicial de la solución a partir de la cual está precipitando dolomita u otra fase carbonatada en cuestión: la segregación de los iones para producir dolomita se hace más fácilmente si la velocidad de cristalización es lenta, o si las soluciones son diluidas, con pocos iones interfiriendo. La cristalización es mucho más difícil si es rápida o hay una alta concentración de iones en competencia. Con porcentajes bajos de salinidad los minerales que se forman están más en equilibrio con la solución que los rodea. De este modo se puede formar una dolomita ordenada con relaciones Mg^{+2}/Ca^{+2} de sólo 1/1 si la cristalización es lo suficientemente lenta.

Lo hasta ahora expuesto no viene sino a resaltar las evidentes contradicciones que respecto a este punto existen entre los diversos autores. En la práctica ningún autor de los hasta ahora considerados hace de hecho una distinción clara entre dolomías de precipitación directa y dolomías de reemplazamiento. Los factores cinéticos que impiden el desarrollo de la dolomita tales como el problema del ordenamiento, la existencia de otros iones en competencia con el Mg^{+2} , la existencia de

cubiertas acuosas alrededor de los iones Mg^{+2} , etc...; actúan o pueden actuar para limitar tanto la precipitación directa como el reemplazamiento. En mi opinión pues el que aparezca un tipo u otro parece depender de la disponibilidad y procedencia de los iones CO_3^{-2} y Ca^{+2} . Estos últimos son normalmente incorporados en las estructuras de la calcita, calcita magnésica o aragonito antes de que se alcancen las condiciones favorables a la precipitación de la dolomita. Para Hanshaw et al., (1971) es extremadamente significativo que en todos los ambientes donde se está formando actualmente dolomita por reemplazamiento haya una activa circulación de soluciones. Para dichos autores las dolomitizaciones se dan sólo en ambientes dinámicos de activa circulación de fluidos a través de los sedimentos y rocas sedimentarias calizas. Establecen el siguiente cálculo demostrativo:

En un sistema estático el número total de iones Ca existentes en 1 cm^3 de sedimento calcítico con una porosidad del 20% es igual a:

$$\text{posiciones Ca} = \frac{e_c N(1 - \mu)}{M_{ca}} = 1.3 \times 10^{22}$$

Siendo:

e_c = densidad de la calcita.

N = número de Avogadro.

μ = porosidad.

M_{ca} = peso molecular de la calcita.

Para reemplazar metasomáticamente la mitad del Ca^{+2} por Mg^{+2} y formar dolomita se requieren 6.5×10^{21} iones Mg^{+2} . Asumiendo que el agua que ocupa los poros es esencialmente de composición análoga a la oceánica, el número total de iones Mg^{+2} disponibles en la solución se calcularía mediante la siguiente fórmula:

$$\text{iones Mg} = \frac{C_x N_x \mu}{M_{mg} \times 10^6} = 6.3 \times 10^{18}$$

Siendo:

C = 1.272 p.p.m. de Mg^{+2} en el agua oceánica.

M_{mg} = Peso molecular del magnesio.

Obviamente esta solución no puede dolomitizar un porcentaje significativo de $CaCO_3$. De hecho no se da generalmente reemplazamiento, aunque ocurren algunas dolomitizaciones a pequeña escala en el contacto agua-sedimento (Friedman, 1964) donde las corrientes renuevan la solución constantemente.

Para una roca caliza determinada es imposible estimar con certeza el número de volúmenes de fluido equivalentes al volumen de poros de dicha roca que deben de pasar a través de ella, hasta que se dolomitice completamente, sin conocer la relación de actividad $a_{Mg^{+2}}/a_{Ca^{+2}}$ de la solución, la eficiencia de la reacción de dolomitización y la velocidad de flujo del fluido en cuestión. Este valor debe ser del orden de miles o quizás millones de volúmenes de poros (Blatt et al., 1972). Debe existir, además, una fuerza motriz capaz de desplazar estos enormes volúmenes de fluido dolomitizante a través de la roca caliza en cuestión.

II.4.1.2.1. Criterios de reemplazamiento.

Existen criterios texturales y estructurales que ayudan a demostrar que la dolomía ha crecido por reemplazamiento de caliza preexistente.

Cuando se estudian láminas delgadas de dolomías, se aprecia a menudo

mo los rombos individuales de dolomita, o los racimos de rombos, penetran partículas que originalmente eran de CaCO_3 , tales como granos esqueléticos, etc... La distribución de las inclusiones dentro de los cristales de dolomita, o en los racimos de rombos, sugiere también que las partículas originales eran de CaCO_3 . Estas últimas se adivinan como "fantasmas" dentro de la dolomía.

En algunas rocas calizas, los cristales de dolomita han reemplazado selectivamente ciertas estructuras orgánicas tales como tubos de gusanos, fragmentos esqueléticos, etc... En muchos de estos casos la dolomía existe como manchas o moteados que dibujan claramente el perfil del material más antiguo.

Particularmente interesantes son las transiciones calizas-dolomías, en las que el límite entre ambos tipos de rocas corta a través de las superficies de estratificación.

En todos estos ejemplos la dolomitización ha sido claramente sobreimpuesta en un sedimento o roca carbonatada cálcica más antigua. El origen por reemplazamiento de la dolomía es pues fácilmente demostrable allí donde existen texturas o estructuras, mejor o peor conservadas, iguales o semejantes a las de la caliza original. El tamaño de los cristales de dolomita no parece guardar relación con que la dolomía sea o no de reemplazamiento, ya que todas las relaciones texturales y estructurales descritas anteriormente aparecen en dolomías cuyos tamaños de cristales oscilan desde menos de la micra a varios cientos de micras (Blatt et al., 1972). Es más, cuando se dolomitiza una caliza finamente cristalina la dolomía resultante muestra normalmente un tamaño de cristales es extremadamente fino (Newell et al., 1953; Adams y Rhodes, 1960).

II.4.1.2.2. Reconocimiento de la textura caliza original.

El término textura, tal como se viene utilizando en el texto, incluye los conceptos anglosajones de "texture" y "fabric". El primero se refiere a la forma y naturaleza de los granos, cristales, etc... que constituyen la roca sedimentaria carbonatada (Friedman y Sanders, 1967); el segundo al tamaño y relación mutua entre los granos, cristales y cementos de dicha roca (Bissell y Chilingar, 1967).

Las texturas calizas originales, a partir de cuyo estudio - - puede llegar a deducirse el ambiente sedimentario, tienden normalmente a ser destruidas - durante el proceso de dolomitización. Existen, sin embargo, una serie de mecanismos por lo que aquellas pueden llegar a preservarse parcial o totalmente (Murray, 1964; Blatt et al., 1972). Dichos mecanismos son:

a) Reemplazamiento selectivo del material esquelético original con preservación de los vacíos orgánicos.

La dolomita reemplaza a la calcita y (o) aragonito original sin que se desarrollen nuevos cristales en los espacios vacíos ya existentes. Sólo las terminaciones de los cristales dolomíticos penetran en esas cavidades. Este caso es muy frecuente en la dolomitización de organismos coloniales tales como corales tabulados, briozoos, etc... La preservación de las texturas es especialmente buena cuando el tamaño de las cavidades es mucho mayor que el de los cristales de dolomita - que van apareciendo. Mediante este mecanismo se obtiene una reproducción, a groso modo, del organismo original. El crecimiento preferencial de dolomita por reemplazamiento del carbonato existente, y el que no se desarrollen nuevos cristales en el espacio de poros preexistente, sugiere que la dolomita creció utilizando una fuente local de ión carbonato (Murray, 1960).

b) Lixiviación selectiva de un organismo resistentes a la dolomitización.

La disolución de material esquelético, con el subsiguiente desarrollo de moldes de organismos, puede ser concomitante a la dolomitización o bien desarrollarse con posterioridad a un proceso de dolomitización parcial. En este último caso el reemplazamiento de la roca caliza original por dolomita es claramente selectivo. El organismo conservó su composición calcítica o aragonítica hasta que un lixiviado posterior (por exposición subárea, etc...) dió origen a un molde en la roca dolomítica.

Los ejemplos más abundantes de preservación de moldes de fósiles, que resisten selectivamente a la dolomitización, se dan, quizá, en calizas de crinoides. En tales rocas, otros restos esqueléticos, tales como briozoos, etc... que pudieran ser menos resistentes a la dolomitización, están generalmente reemplazados por dolomita. En los últimos estadios de la dolomitización, la calcita de los fragmentos de crinoides es disuelta con el fin de proporcionar el ión carbonato necesario para completar el proceso (fuente local). El resultado es la frecuente preservación de estos organismos como moldes.

La susceptibilidad de unos organismos a la dolomitización, y la resistencia de otros, depende de la porosidad y del tamaño y superficie expuesta de los cristales que los forman. La composición mineralógica de la partícula esquelética al tiempo de la dolomitización es muy importante, dadas las diferentes solubilidades de la calcita, calcita magnésica y aragonito. En la mayoría de los casos es imposible determinar los cambios diagenéticos que afectaron a la mineralogía original antes de la dolomitización, y ello dificulta enormemente los estudios de susceptibilidad de los organismos a la dolomitización.

c) Reemplazamiento delicado (seudomorfización) de partículas esqueléticas, otros aloquímicos y cementos.

Las dolomías reproducen, algunas veces con extremada delicadeza, detalles de la estructura de las conchas mediante sutiles diferencias en el tamaño, claridad y orientación cristalográfica de los cristales de dolomita. Esto es especialmente cierto en rocas calizas cuyo tamaño de cristales es extremadamente pequeño (del orden de una-varias micras) que han sido reemplazadas por dolomita.

En otros casos los cristales de dolomita crecen con la misma orientación cristalográfica que los antiguos cristales calcíticos, calcítico-magnésicos y/o aragoníticos que reemplazan. Este es el caso de algunas calizas de crinoides (Lucia, 1962), en las que los fragmentos de crinoides (con sus cementos sintaxiales incluidos) tienden a ser reemplazados por cristales individuales de dolomita, que conservan la misma orientación cristalográfica. Lucia (1962) y Murray y Lucia (1967) muestran que cuando se dolomitiza una "lime wackestone" o una "lime packstone", (terminología según Dunham, 1962), de crinoides, los fragmentos de estos son los últimos en dolomitizarse y son reemplazados por cristales individuales de dolomita o disueltos produciendo moldes.

En calcarenitas que han sido sólo ligeramente cementadas con calcita o aragonito anteriormente a su dolomitización es frecuente encontrar las partículas arenosas, y el cemento en drusa, reemplazados por dolomita y los espacios vacíos entre partículas preservados, con lo que se resalta la textura caliza original de la roca.

d) Por la disposición de los residuos insolubles en el interior de los cristales de dolomita.

La disposición de los residuos insolubles en el interior de los cristales de dolomita permiten muchas veces identificar la textura caliza original siempre que dichas inclusiones no hayan sido movilizadas o lixiviadas durante el proceso

so de dolomitización.

Los contornos de los cristales de dolomita pueden ser fácilmente eliminados mediante el uso al microscopio de filtros especiales o "difusores" (una hoja de papel blanco opaco hace también el mismo efecto), convenientemente colocados entre la lámina delgada y la platina, con los que se consigue resaltar los aloquímicos originales, cementos, etc... (Tona, 1973; Delgado, 1977). Resultados similares se obtienen utilizando luz reflejada en vez de luz transmitida (Murray, 1960; Zenger, 1979) o mediante el uso simultáneo del condensador y los objetivos de menor aumento (Zenger, 1979) al estudiar la lámina delgada.

II.4.1.2.3. Texturas microscópicas de las dolomías.

Aunque como hemos visto las texturas calizas originales pueden preservarse en mayor o menor grado en la dolomía, lo normal es que esten oscurecidas o borradas. Las nuevas texturas que se originan, tienen poca o ninguna relación con las anteriores, y son análogas a las de las rocas ígneas y metamórficas (ambos grupos de rocas se han formado por procesos de crecimientos de cristales).

La clasificación que se va a seguir aquí es la de Friedman (1965). Los términos texturales son los mismos que los aplicados a las rocas ígneas. Los términos idiomorfo, hipidiomorfo y xenomorfo se usan para designar la forma de los cristales individualmente considerados, según tengan sus caras bien desarrolladas, parcialmente desarrolladas o mal desarrolladas respectivamente. La dolomita tiene, en general, una fuerte tendencia al idiomorfismo. Los romboedros que desarrolla están comúnmente zonados o presentan núcleos oscuros "pulverulentos" que para Murray (1964) representan inclusiones de material más insoluble, atrapadas conforme el cristal crecía en el seno de una antigua matriz micritica. Los términos idiotípica, hipidiotípica y xenotípica designan dolomías en las cuales las formas de la mayoría de los cristales presentes son idiomorfos, hipidiomorfos y xenomorfos respectivamente.

Los rombos de dolomita zonados de núcleo hueco son de origen problemático (Chilingar et al., 1979). Folk y Siedlecka (1974) sugieren que el núcleo del cristal se formó en condiciones de alta salinidad, mientras que el recrecimiento posterior de dolomita límpida se formó conforme la solución se fué haciendo progresivamente más diluida. De este modo durante la meteorización, los recrecimientos de dolomita límpida están más en equilibrio con las aguas meteóricas, al contrario que el núcleo que es por tanto disuelto fácilmente. Weaver (1975) piensa, sin embargo, que los huecos son originales y no producidos por lixiviación.

Cuando todos los cristales son aproximadamente del mismo tamaño se usa el término equigranular; si no se denominan inequigranulares. El término porfirítico o porfidico designa a dolomías inequigranulares en las que cristales más grandes están contenidos en una matriz de cristales más pequeños del mismo o diferente mineral. El término pecilítico se refiere a dolomías inequigranulares en las que grandes cristales incluyen pequeños cristales de un mineral diferente.

II.4.1.2.4. Evolución de la porosidad durante la dolomitización.

Si el reemplazamiento de calcita por dolomita se lleva a cabo volumen por volumen no hay desarrollo de porosidad de dolomitización. Este es para la mayoría de los geólogos el tipo de reemplazamiento más común, según la opinión de

Friedman y Sanders (1967).

Si el reemplazamiento ocurre, por el contrario, molécula a molécula, se produce una reducción de volumen₃ del 12.1%, por ser la dolomita más densa que la calcita (2.866 frente a 2.718 gr/cm³), que va acompañado de un incremento en la porosidad y/o brechificación de las rocas reemplazadas.

La porosidad y permeabilidad de las dolomías han sido clásicamente atribuidas a este aumento de densidad. El tipo de porosidad que se origina es intercris talina. Durante su desarrollo intervienen además otros factores tales como compacta ción, etc..., que tienden a disminuir fuertemente su valor sobre todo cuando la dolo mitización es incompleta, ya que entonces el entramado de cristales de dolomita no ofrece la suficiente rigidez como para evitar la compactación (Weyl, 1960). Al in cremento de porosidad que se produce en la dolomitización hay que añadir los posibles espacios vacíos (moldes de disolución, huecos, vacíos orgánicos, etc...) que pudie ran existir en la caliza original antes de que esta se dolomitizase. Todo ello re dunda en altos valores de porosidad y permeabilidad (se alcanzan valores de hasta el 35% de porosidad y 12 darcies de permeabilidad según Michard, 1969), a no ser que exista un aporte extra de dolomita que rellene total o parcialmente dichos vacíos (Blatt et al., 1972).

Si el ión CO₃⁻² deriva del CaCO₃ que está siendo dolomitizado (manantial lo cal de Murray, 1960), significa que, con el fin de que la dolomía pueda rellenar to do el espacio anteriormente ocupado por la calcita que está reemplazando más el po sible espacio de poros, debe haber un exceso de disolución igual al volumen de espa cio de poros que está siendo ocupado por el cristal creciente, más la diferencia de volumen molar (del 12 al 13%). El producto final de tal proceso sería una roca do lomítica compuesta por rombos separados entre sí por el espacio de poros que fué creado por disolución de la caliza de detrás de cada rombo dolomítico. Es lo que se denomina una textura dolomítica azucarada.

Para Michard (1969) las dolomitizaciones acontecen en sistemas abiertos, expuestos a una percolación continua, bajo presión litostática notable. Para dicho autor la porosidad que presentan las dolomías no se desarrolla durante la dolomiti zación, sino que se trata de porosidad de lixiviación en dolomías calcitizadas, o de porosidad por fracturación. Hay que tener en cuenta que las dolomías son rocas muy frágiles y bajo los esfuerzos tectónicos se rompen fácilmente en lugar de fluir y recristalizarse como las calizas: presentan un comportamiento tensional (Ellenberger, 1958).

III.4.1.2.5. Reemplazamientos selectivos

Los reemplazamientos dolomíticos selectivos vienen normalmente controla dos por variaciones locales en la porosidad efectiva de los sedimentos. El reempla zamiento es selectivo para determinados restos orgánicos tales como algas calcáreas, moluscos, etc..., o productos de actividad orgánica: "burrows", mallas de algas, etc.

Las calizas reemplazadas selectivamente suelen presentar en el campo un aspecto moteado característico. Las "manchas" más oscuras corresponden normalmente a las porciones dolomíticas, generalmente más cristalinas y resistentes, que tienden a ser resaltadas por efecto de la meteorización diferencial (Beales, 1953).

Estos reemplazamientos selectivos a veces representan los primeros es tadios de un proceso de dolomitización a gran escala, con aporte de externo de mag

nesio que, por diferentes causas, no ha llegado a completarse. Lo normal, sin embargo, es que el magnesio tenga un origen local y se encuentre contenido en el propio sedimento, bien retenido en las aguas intersticiales o bien en sustancias orgánicas e inorgánicas que forman parte del mismo sedimento (Beales, 1953), de las que es posteriormente removilizado en la diagénesis y concentrado para formar dolomita.

En el primer caso (aporte externo) los caminos seguidos por las soluciones ricas en magnesio se marcan por reemplazamientos selectivos que siguen la laminación u otras estructuras sedimentarias primarias, cuando se trata de dolomitizaciones muy tempranas (Beales, 1953), o las diaclasas y fracturas (Beales, 1953; Freeman, 1972), o estilolitos (Ohle, 1951; Towse, 1957; Hobbs, 1957; Wanless, 1979) en el caso de dolomitizaciones tardías.

En cualquiera de estas situaciones es frecuente encontrar cristales idiomorfos aislados de dolomita, dispersos en la roca caliza. En facies de biomicritas es frecuente que los rombos dolomíticos reemplacen primero el barro carbonatado y luego los fragmentos fósiles (Armstrong, 1970). El reemplazamiento selectivo del barro micrítico puede estar condicionado por factores tales como su alta porosidad y permeabilidad, si aún no está compactado, por la gran cantidad de superficie expuesta a la reacción por cada uno de los cristales individualmente considerados, y por la presencia de minerales de la arcilla o de restos orgánicos que actúan como catalizadores. En el caso de partículas esqueléticas dolomitizadas selectivamente esto puede ser debido a la existencia de sustancias orgánicas (proteínas, etc.) adheridas a dichos esqueletos calcáreos, que actúan de catalizadores.

En el segundo (removilizaciones locales) es frecuente que el magnesio proceda de materiales esqueléticos, constituidos originalmente por calcita con alto contenido en magnesio. Las calcitas magnésicas tienden con el tiempo (y siguiendo reacciones favorecidas por la elevación de la temperatura) a exudar su magnesio bajo la forma de protodolomita mediante un proceso de exsolución, o a transformarse calcitas con bajo contenido en magnesio mediante un proceso de disolución incongruente (Land, 1967). Un incremento de presión favorece también la dolomitización de las calcitas magnésicas (Althoff, 1977). En el caso de dolomitizaciones muy tempranas, las calcitas magnésicas suelen ser las primeras en reemplazarse por dolomita (Friedman y Sanders, 1967). Luego lo serían los fragmentos esqueléticos aragoníticos y finalmente los constituidos por calcita con bajo contenido en magnesio.

De interés particular son las finas alternancias, a escala milimétrica o centimétrica, de lechos calcíticos y dolomíticos, en las que las láminas dolomíticas se consideran derivadas de antiguos lechos de mallas de algas. La dolomita puede cristalizar directamente dentro de dichas capas orgánicas o más comúnmente reemplaza parcialmente el sedimento carbonatado en contacto con las capas orgánicas. Las capas dolomíticas tienen normalmente menos de un milímetro de espesor y tienden a ser uniformes a lo largo de toda su longitud. Están compuestas de rombos de 1 a 10 micras de tamaño interconectados y apretados entre sí, atravesados en algunos casos, por tubos pequeños que se piensan son moldes o filamentos de algas (Gebelein y Hoffman, 1973). Los calcíticos, de mayor espesor, representan antiguas láminas ricas en sedimento (Gebelein y Hoffman, 1973).

Durante el depósito los iones Mg^{+2} se fijan en las capas de algas dentro de las sustancias orgánicas que constituyen los filamentos de las algas grises-azuladas que son las que, por efectos alternantes de atrapamiento de sedimento durante el crecimiento y acumulación en lechos, forman las estructuras conocidas como mallas de algas. Las mallas de algas actuales contienen de un 25 a un 65% de Mg^{+2} . Por fijación preferencial del Mg^{+2} en la materia orgánica. Igual ocurre en ciertos "burrows",

pelets fecales, etc... Estos compuestos orgánicos son muy estables y no se descomponen hasta bastante tiempo después de su depósito e incluso litificación. Sólo cuando la materia orgánica se descompone se libera el Mg^{+2} . De este modo la dolomita, aunque secundaria, se adapta a las capas primarias de mallas de algas. Los experimentos de laboratorio tienden a confirmar también esta hipótesis (Gebelein y Hoffman, 1973).

III.4.1.2.6. Diagené³sis polifásicas

Muchas dolomías aparecen asociadas, en el afloramiento, a minerales diversos de origen sedimentario o diagenético. El estudio de las relaciones entre ellos permite precisar acerca de las condiciones fisico-químicas de la dolomitización, así como determinar el momento preciso en que esta aconteció (Michard, 1969). Los estudios de detalle, realizados desde esta perspectiva, muestran como la dolomitización acontece normalmente en un momento determinado de la larga y compleja historia diagenética que sufre la roca carbonatada considerada (Michard, 1969), no siendo extraños los casos de dolomitizaciones polifásicas, que pueden incluso superponerse (de la Peña y Yébenes, 1977; Martín, 1978).

La asociación con yeso, anhidrita, etc... prueba, para algunos autores, que las dolomías son rocas de tendencia evaporítica (Friedman y Sanders, 1967). Sin embargo, esta asociación es a menudo muy remota, y aún casual, y puede inducir a error y llevar a calificar a las dolomías como evaporitas, siguiendo un esquema simplista (Michard, 1969).

Las arcillas asociadas a dolomías suelen ser magnesianas (Michard, 1969). Sin embargo, en lagos actuales donde se sospecha puede haber precipitación de dolomita, o más correctamente, dolomitización penecontemporánea del sedimento calizo original, los minerales de la arcilla que aparecen son normalmente montmorillonitas, illitas, y caolinitas (Strakhov, 1958; Bissell y Chilingar, 1962).

Kahle (1965) piensa que las arcillas juegan un papel esencial en la dolomitización, ya sea "in situ", como catalizadores o gérmenes de cristalización (caso de los romboedros de dolomita con impurezas centrales o núcleos pulverulentos), o a distancia, como rocas almacén de Mg^{+2} susceptibles de cederlo mediante procesos de intercambio iónico a soluciones acuosas en migración. Otras veces los lechos arcillosos actúan como pantallas que impiden el paso de los fluidos dolomitizantes (Armstrong, 1970).

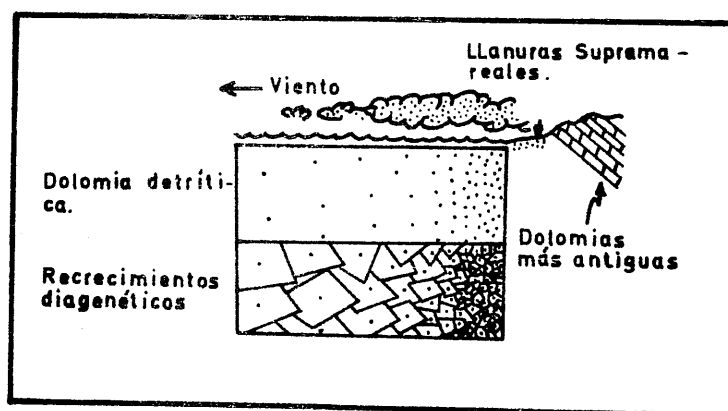
En general la dolomitización va acompañada por una importante disminución en el contenido en sílice y arcillas (Michard, 1969). Los nódulos de sílex son de hecho más frecuentes en calizas que en dolomías (Fairbridge, 1957), pero esta regla presenta numerosas excepciones (Michard, 1969). Si la silicificación precede a la dolomitización, las texturas calizas originales se preservan mejor en los nódulos de sílex que en la propia dolomía (Armstrong, 1970).

II.4.1.3. Dolomías detríticas.

Este término se aplica a cristales individuales de dolomita, agregados de cristales de tamaño arena y cantos de rocas dolomíticas que, independientemente de su procedencia original, han sido erosionados, transportados, retrabajados y vueltos a sedimentar (Amsbury, 1962; Sabins, 1962). Su tamaño de grano suele ser

equivalente al de otros minerales detríticos, tales como granos de cuarzo, etc... con los que se presentan asociados (Osmond, 1954; Lindholm, 1969). Están normalmente incluidos en areniscas, limolitas, microconglomerados, etc... que presentan estructuras sedimentarias primarias de ordenamiento interno tales como laminación o estratificación cruzada las cuales hablan del transporte y asentamiento final que han sufrido dichos granos detríticos.

Durante la diagénesis se pueden desarrollar recrecimientos alrededor de los granos de dolomía detrítica (Lindholm, 1969; Obrador y Freeman, 1975). Estos "anillos" suelen estar constituidos por una dolomita algo más rica en calcio que la que constituye el núcleo detrítico (Obrador y Freeman, 1975). Lindholm (1969) sugirió un posible mecanismo de dolomitización basado en la deposición a gran escala de dolomita detrítica, seguida de recrecimiento del núcleo detrítico durante la diagenesis. La cinética necesaria para iniciar la cristalización de la dolomita es más rigurosa que la requerida para continuar su crecimiento, sobre núcleos previamente formados. Para Lindholm (1969) las llanuras supramareales y los lagos son los únicos ambientes deposicionales modernos, donde las condiciones existentes favorecen el inicio de la cristalización de la dolomita. Si las dolomías supramareales son erosionadas y transportadas hacia la zonas de sedimentación calcárea intramareal y submareal, el resultado final sería una dolomitización posterior de estas rocas carbonatadas cálcicas por recristalización de la dolomita. En una caliza con un 4% de dolomía detrítica, bastaría un incremento al triple del tamaño de la dolomita por crecimiento diagenético, para dar una roca de composición 100% dolomítica. El tamaño final de los cristales dolomíticos resultantes vendría controlado por la disponibilidad de espacio alrededor de los núcleos detríticos, por lo que se vería aumentado conforme nos alejemos del área fuente, ya que allí los granos estarían más separados y el espacio disponible sería mayor (fig. 7).



- Figura 7.- Modelo de dolomitización propuesto por Lindholm (1969) en el que se postula que la dolomitización acontece por recristalización diagenética de antiguos granos de dolomía detrítica, y reemplazamiento subsiguiente del CaCO_3 adyacente al núcleo detrítico.

II.4.1.4. Dolomías de origen bioquímico.

Las experiencias de Lalou (1957 a,b) han puesto claramente de relieve el papel de las bacterias sulforeductoras. Dichas experiencias se realizaron con cultivos de bacterias al aire libre y a temperatura ordinaria (25-35°C), en cristalizadores que contenían barro marino en el fondo, y agua del mar, enriquecida en su contenido orgánico por adición artificial de pequeñas cantidades de glucosa para aumentar el porcentaje de fermentación. Como resultado aparecieron delgadísimas películas de cristales de calcita y esferulitas de aragonito y dolomita en la superficie del agua. Lalou (1957 a,b) concluyó que las sulfobacterias liberaron los iones Ca^{+2} y Mg^{+2} de los sulfatos al tiempo que los redujeron a sulfuros, los cuales se fijaron sobre el hierro presente en solución (efecto tampón). Los microbios quimiótrofos se procuraron así el oxígeno necesario para su metabolismo al tiempo que, oxidando en parte la materia orgánica, liberaron CO_2 . Este se asoció a los carbonatos existentes en solución formando bicarbonatos, que, a su vez, fueron disociados en superficie, por difusión del CO_2 en la atmósfera, precipitándose entonces los carbonatos de calcio y calcio-magnésicos. Para Lalou (1957 a,b) estos carbonatos minerales pueden formarse a partir de cualquier sedimento siempre que haya materia orgánica presente en suficiente proporción, y la temperatura e insolación sean las adecuadas. Dichas condiciones se dan en "lagoons" tropicales someros aislados del mar abierto, con aguas estancadas y raramente renovadas.

Nehrer y Rohrer (1958) encontraron en sondeos realizados en gneises biotíticos en la localidad de Koblenz (Suiza) cristales dolomíticos de bordes oscuros, de posible origen autógeno. También detectaron la presencia de bacterias vivas que, al ser aisladas, precipitaron nuevos cristales de dolomita en cultivos preparados en el laboratorio. Posteriormente sintetizaron nuevos cristales de dolomita de tamaño pequeñísimo (del orden de la décima de la micra), a partir de cultivos puros de bacterias sobre sustratos de gel de sílice y gneis disuelto, y a temperaturas de 55-58 °C (Nehrer y Rohrer, 1959). Sus cultivos, al contrario de los de Lalou (1957 a, b), fueron siempre activos en la oscuridad.

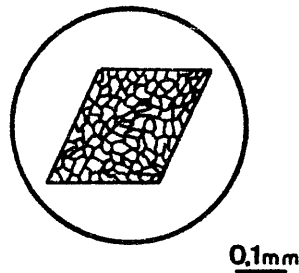
En sedimentos marinos de aguas someras, expuestos a la luz del sol, la fotosíntesis y la respiración de las plantas, causan cambios diurnos de pH desde 7.4 a 9.2, en el contacto agua sedimento. Durante el día, el CO_2 se absorbe en la fotosíntesis y el pH se incrementa; por la noche, el metabolismo produce CO_2 y el pH decrece (Oppenheimer y Master, 1964). Utilizando una mezcla de bacterias y algas en acuarios experimentales que contenían agua del mar, cuarzo y minerales carbonatados en el fondo, Oppenheimer y Master (1964) reprodujeron los cambios naturales de pH mediante fluctuaciones de oscuridad y luz. Después de 20 días el aragonito del fondo no había sufrido cambio alguno, pero en el acuario que contenía originalmente calcita se había formado hasta un 5% de dolomita.

Todos estos experimentos indican que la dolomita se puede formar como resultado de la actividad biológica; sin embargo, las evidencias sugieren que esta última no ha sido la responsable directa del origen de la mayor parte de los afloramientos dolomíticos (Friedman y Sanders, 1967).

II.4.2. DEDOLOMITIZACION.

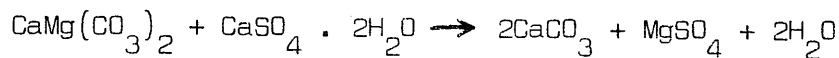
Se denomina así el proceso de reemplazamiento de dolomita por calcita. Comúnmente es sólo parcial. Existen una serie de criterios texturales que nos sirven

para identificar esta calcita de reemplazamiento, como son la existencia de restos dolomíticos sin reemplazar dentro de los cristales de calcita (la textura pecilítica es típica de dedolomitización), o la presencia de cristales calcíticos con hábito romboédrico perfecto, lo que nos habla de un precursor dolomítico (seudomorfización) (Shearman et al (1961); Evamy, 1967). (fig. 8). Menos frecuentemente se preserva el contorno de los antiguos cristales de dolomita mediante líneas de oxidación y/o de concentración de residuos insolubles (Friedman y Sanders, 1967). Una textura especial de dedolomitización es la caracterizada por la existencia de anillos calcíticos de 5 a 25 μ m (Braun y - Friedman, 1969; Zenger, 1973). Los cristales dolomíticos con centro calcítico son interpretados por Zenger (1973) como resultado de dedolomitización centrifuga.



- Figura 8.- Textura de dedolomitización típica caracterizada por la presencia de grandes "cristales" romboédricos (antiguos cristales de dolomita) cuyo interior está actualmente constituido por un mosaico calcítico policristalino. (Según - Evamy, 1967; en Chilingar et al., 1979).

Los procesos de dedolomitización actúan generalmente en zonas muy superficiales. Las dedolomitas aparecen normalmente en asociación con yeso o piritita oxidada. Las aguas meteóricas que lixivian afloramientos de yeso o anhídrita aumentan rápidamente su contenido en calcio. Este sulfato cálcico en solución reacciona con la dolomita para dar calcita y sulfato magnésico, siendo este último transportado y eliminado por la misma solución (Cunningham, 1935). Aparentemente no ocurre siempre así ya que Friedman y Sanders (1967) señalan la existencia de esflorescencias de $MgSO_4$ en algunos afloramientos de rocas dolomíticas dedolomitizadas. La actuación de este proceso en zonas donde existen dolomías asociadas a evaporitas da lugar al desarrollo de la típica estructura carniolar en las dolomías (Michard, 1969; Yébenes, 1975). Las vacuolas de las carniolas encierran normalmente dolomía pulverulenta en curso de disolución (Michard, 1967). Así pues las carniolas corresponden normalmente a dolomías dedolomitizadas por acción de aguas sulfatadas calcíferas, siguiendo la reacción de Haidinger:



La oxidación de piritita y otros sulfuros pueden también proporcionar iones sulfato a las aguas meteóricas lixiviantes (Friedman y Sanders, 1967; Folkman, 1969). Las aguas meteóricas que atraviesan zonas de carstificación activa son también dedolomitizantes. Las experiencias de laboratorio confirman que los procesos de dedolomitización operan mejor a bajas temperaturas y con baja presión parcial de CO_2 (De Groot, 1967). La dedolomitización lleva aparejada un enriquecimiento en los isótopos ligeros del carbono y oxígeno (Michard, 1969).

Algunos autores desechan el término "dedolomitización" y utilizan en su lugar el de calcitización. Para la mayoría de los autores, sin embargo, este último término (calcitización) abarca no sólo el proceso de reemplazamiento de dolomita por calcita, sino también procesos de precipitación de calcita de neoformación en oquedades, fracturas, etc... o de reemplazamiento por calcita de otros minerales distintos de la dolomita.

III.2.1. DEDOLOMITIZACION METAMORFICA. COMPORTAMIENTO DE LAS DOLOMIAS EN EL METAMORFISMO.

Las dolomías son rocas extremadamente estables y no se descomponen más que por encima de los 700 °C (Winkler, 1965), con liberación de gas carbónico y Mg^{+2} . Las rocas dolomíticas que se presentan en medio de dominios fuertemente metamorfizados conservan su carácter de rocas tectónicamente competentes, ofreciendo "protección" a fósiles y otros componentes texturales originales contra la recristalización y el aplastamiento (Michard, 1967).

Las dolomías impuras tienden a descomponerse más rápidamente ya que su Mg^{+2} pasa a formar parte de silicatos tales como talco y serpentina (en medios ricos en H_2O y SiO_2) o tremolita (en medios más secos), con formación de calcita y liberación de CO_2 . Es lo que se denomina: dedolomitización metamórfica (Högberg, 1962). Una roca debe contener una parte de cuarzo por cada dos de dolomía para dedolomitizarse enteramente en el metamorfismo.

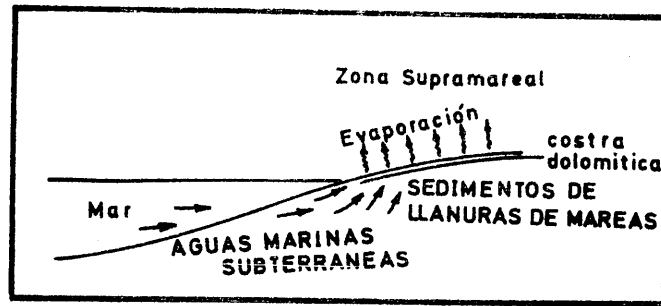
II.5. MODELOS DE DOLOMITIZACION

Se han propuesto muchos modelos de dolomitización tanto durante la diagénesis temprana como en la tardía.

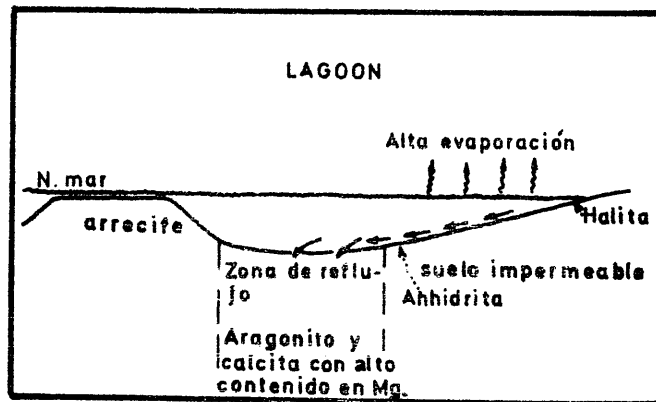
Condiciones sine-qua non en todos ellos son la existencia de una fuente casi ilimitada de ión Mg^{+2} , y el que opere un mecanismo capaz de hacer circular el fluido dolomitizante a través del espacio de poros de la roca caliza (Badiozamani, 1973). - Pasemos revista, de un modo somero, a los modelos más conocidos.

II.5.1.- DOLOMITIZACIONES DIAGENETICAS TEMPRANAS.

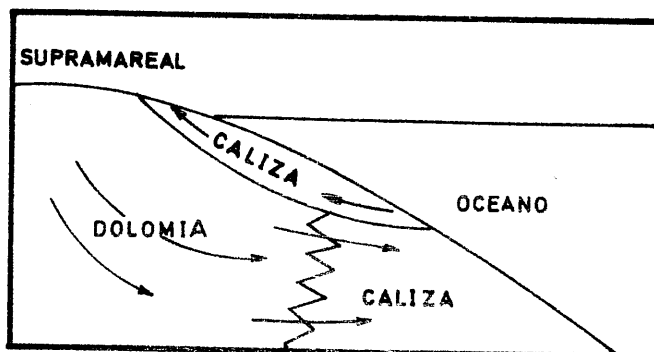
Actúan preferentemente sobre o en zonas costeras y plataformas emergentes. Constituyen, probablemente, los mecanismos más importantes de formación de dolomías estratiformes (Dolomías S de Dunbar y Rodgers, 1957). El sedimento que dolomitizan ha de ser lo suficientemente permeable como para permitir el paso de los fluidos dolomitizantes a través de él. Así pues, afectan normalmente a sedimentos marinos débilmente consolidados (Wilson, 1975). Se han planteado dos tipos de modelos según la naturaleza hipersalina o salobre del fluido dolomitizante.



- Figura 9.- Esquema que muestra como opera la dolomitización por capilaridad/bombeado evaporítico. (Según Zenger, 1972; en Chilingar et al., 1979).



- Figura 10.- Esquema que muestra como opera el mecanismo de dolomitización por reflujo. (Según Chilingar et al., 1979; modificado de Adams y Rhodes, 1960).



- Figura 11.- Modelo hipotético de dolomitización por reflujo en llanuras supramareales en el que se muestra la relación entre el agua marina de influjo, el agua hipersalina de reflujo y el área dolomitizada. (Según Deffeyes et al., 1965).

II.5.1.1. Modelos hipersalinos.

II.5.1.1.1. Capilaridad.

El proceso de dolomitización por concentración capilar se desarrolla del siguiente modo: las aguas intersticiales de los sedimentos porosos del borde del mar son al principio de salinidad normal o próxima a la normal. En zonas predominantemente áridas donde la evaporación supera a los aportes de lluvia y de las aguas de escorrentía debido a la alta temperatura reinante, estas aguas comienzan a transpirar hacia arriba, por capilaridad, a través de los sedimentos porosos marginales y a evaporarse en el contacto sedimento-aire libre (fig. 9) incrementándose, de este modo, la concentración de sales en el agua no evaporada, en la que la relación molal Mg^{+2}/Ca^{+2} puede llegar a alcanzar valores de 40/1 (Shinn et al., 1965 b). Estas salmueras residuales pueden dolomitizar los sedimentos calizos supramareales originales y/o precipitar directamente dolomita (Illing et al., 1965; Shinn et al., 1965 b). Estas dolomías cambiarían de facies a yeso y/o anhidrita tierra dentro y a carbonatos marinos normales, o más comúnmente restringidos, hacia el mar (Illing et al., 1965). Bajo condiciones de clima húmedo, o periódicamente húmedo, la anhidrita y el yeso pueden llegar a no desarrollarse (Friedman y Sanders, 1967).

Las dolomías supramareales exhiben muchas (o la mayor parte) de las siguientes estructuras: grietas de desecación, "birdseyes" (Shinn, 1968 a), moldes de evaporitas y estructuras de algas (mallas de algas). Son comúnmente masivas, no fosilíferas (raramente contienen restos dolomitizados de ostrácodos, foraminíferos, gasterópodos o lamelibranquios cuya diversidad específica es muy reducida, predominando las formas enanas) y de tamaño de cristales extremadamente fino. A veces están laminadas o conservan restos de una antigua laminación (Illing et al., 1965; Shinn et al., 1965 b; Friedman y Sanders, 1967). Para Michard (1969) constituyen las denominadas "dolomías biolitoideas estratificadas".

El descubrimiento de "caliches" dolomíticos confirma que este proceso puede también formar dolomita en ambientes no marinos (Friedman, 1966). En mi opinión el término caliche está aquí impropiaemente empleado, ya que se refiere a costras de exhudación y no a verdaderos caliches. Según Esteban (1973) el término caliche designa a rocas carbonatadas que han sido neomorfizadas (destruidas su textura original y recristalizadas) "in situ", en la zona de aireación, por acción de microorganismos, fundamentalmente hongos y líquenes.

II.5.1.1.2. Bombeado evaporítico.

Este mecanismo opera también, o puede operar, en zonas áridas sometidas a fuerte desecación (fig. 9). La evaporación del vapor intersticial presente en los poros del sedimento expuesto en superficie provoca una fuerte reducción en la presión interna de dichos poros, con lo que el agua se ve obligada a fluir hacia arriba, originándose, de este modo, el movimiento de fluidos necesario para la dolomitización. El que esta se produzca no dependerá, en último extremo, de otros factores como disponibilidad de Mg^{+2} , etc... (Hsü y Siegenhaller, 1969).

Experimentos de laboratorio realizados por Hsü y Schneider (1973) confirman la eficacia de este proceso, que se ve también confirmada de un modo práctico en la "Sabkha" (llanura supramareal) de Abu Dhabi (Golfo Pérsico), donde los gradientes

hidráulicos locales aparecen orientados hacia arriba verticalmente, al tiempo que las medidas manométricas, hechas por debajo de la costra impermeable caliza allí existente, sugieren que la fuente más probable del fluido intersticial es el agua subterránea, aunque no se debe excluir el agua del mar como posible área fuente en las partes más costeras del "Sabkha" (Hsü y Schneider, 1973).

Existen dudas de hasta que punto el movimiento provocado por el bombeado - evaporítico es idéntico o no al capilar y hasta que punto ambos modelos se diferencian (Hsü y Schneider, 1973). Para dichos autores el movimiento en la "Sabkha" del fluido, por encima del nivel freático, no está gobernado por fuerzas capilares, sino inducido por una diferencia de potencial debida a la reducción de la presión de poros, cuando el agua está siendo evacuada por evaporación. En cualquier caso, los experimentos de laboratorio confirman que una intensa evaporación sobre una zona superficial expuesta lleva al establecimiento de un gradiente hidráulico vertical y hacia arriba independientemente de cual sea la causa del movimiento del fluido (Hsü y Schneider, 1973).

II.5.1.1.3. Reflujo.

Este mecanismo de dolomitización fué aplicado por primera vez para explicar la dolomitización de los sedimentos calizos Pérmicos del Complejo Arrecifal de "El Capitán" (Tejas-Nuevo Méjico) por Newell et al., (1953) y Adams y Rhodes (1960). El esquema presentado por estos últimos autores fué en gran parte intuitivo, ya que observaron como la dolomita estaba distribuida estratigráficamente por delante (más hacia mar abierto) y más baja que las evaporitas con las que se interdigita.

Para Adams y Rhodes (1960) en plataformas marinas comunicadas con mar abierto, la pérdida de agua por evaporación en las partes más internas hace descender ligeramente el nivel del mar e incrementa la concentración y peso específico de la salmuera remanente. Esta salmuera más pesada se hunde y drena hacia el mar descendiendo a lo largo de la plataforma.

El escape hacia el mar de la salmuera se denomina acción de reflujo (King, 1947). El flujo de agua hacia dentro de la plataforma desde el oceano, reemplaza la pérdida por reflujo y por evaporación y mantiene la circulación a lo largo de la plataforma somera.

El desarrollo de barreras en los bordes de la plataforma (arrecifes, etc...) conduce a la eliminación del reflujo libre y hace derivar los ambientes deposicionales de plataformas abiertas a restringidas y, finalmente, a "lagoons" evaporíticos, si los aportes de agua dulce por corrientes fluviales o las aguas de lluvia son despreciables. La aparición de las dolomías, prácticamente coincide con la formación de estos "lagoons" en los que la intensa evaporación del agua trae consigo un aumento progresivo de la concentración. Con concentraciones del orden de cinco veces la del agua del mar hay precipitación masiva de yeso o anhídrita (dependiendo de la temperatura del agua: por debajo de los 34 °C, y a una atmosfera de presión, se forma yeso en lugar de anhídrita según McDonald, 1953), con remoción del calcio del agua, incrementándose de este modo rápidamente los valores de la relación de actividad a Mg^{+2}/Ca^{+2} . La evaporación crea también un agua más densa que tiende primeramente a acumularse en las partes topográficamente más bajas del "lagoon", y luego a escapar hacia mar abierto atravesando los sedimentos y rocas calizas del fondo depositados anteriormente, desplazando para ello el agua marina normal contenida en sus poros (Adams y Rhodes, 1960) (fig. 10). La velocidad del flujo del agua dependerá del contraste de densidades y de la permeabilidad del

material infrayacente. Mediante este mecanismo se obtiene una salmuera con alta relación $\text{aMg}^{+2}/\text{aCa}^{+2}$ que es bombeada en grandes volúmenes a través de sedimentos y rocas calizas más antiguas (Blatt et al., 1972).

Las rocas a través de las cuales se infiltra la salmuera están compuestas de aragonito y calcita magnésica. Estos carbonatos metaestables son rápidamente dolomitizados (Adams y Rhodes, 1960). La infiltración a través de las rocas permeables es lenta y no afecta al modelo de circulación "lagoonal", por pérdida rápida de las salmueras pesadas, de aquí que pueda mantenerse el suministro de las salmueras ricas en Mg^{+2} (Fisher y Rodda, 1969). En zonas de permeabilidad variada las salmueras infiltrantes migran a través de las zonas más favorables, tales como planos de estratificación, niveles más permeables, etc..., evitando los lentejones calizos más densos e impermeables, de ahí que muchas de estas dolomías de reflujo tengan una disposición estratiforme o tiendan a seguir determinados bancos. Cuando hay repetición cíclica del proceso de reflujo, los carbonatos precipitados por encima de los niveles de reflujo de las salmueras permanecen sin dolomitizar hasta que son subsecuentemente invadidos por salmueras procedentes de "lagoons" más altos estratigráficamente, esto es, más modernos (Adams y Rhodes, 1960).

La dolomitización por reflujo puede operar sin que quede registro alguno de las capas evaporíticas. El esquema de Adams y Rhodes es, en este aspecto, demasiado rígido. Normalmente se puede dar reflujo alcanzándose sólo el estadio de la precipitación del yeso y/o anhidrita dentro del ciclo evaporítico o, incluso, sin que exista precipitación masiva de evaporitas, al menos en apariencia, ya que al ser las evaporitas minerales fácilmente removibles por disolución, a menudo se pierde cualquier registro de su presencia pasada, aunque suelen preservarse moldes de cristales (de yeso, anhidrita, halita, etc), pseudomorfizadas por otros minerales (calcita, dolomita, etc...), o bien niveles de brechas claramente identificables como originadas por disolución de la parte evaporítica y posterior colapso (Blatt et al., 1972).

Conviene también tener en cuenta el hecho de que el yeso y la anhidrita son rápidamente degradados a H_2S , por acción de bacterias, si el ambiente que predomina es reductor (Friedman y Sanders, 1967).

Los procesos de reflujo pueden actuar conjuntamente a los de concentración capilar y/o bombeado evaporítico, el primero en el centro de los lagoons, los segundos en los bordes internos de estos (Friedman y Sanders, 1967). Un ejemplo ilustrativo de esto último dentro del Triás de las zonas internas de las Cordilleras Béticas puede verse en el trabajo de Martín (1978). Los mecanismos de dolomitización, hasta ahora analizados, están pues directa, o indirectamente, controlados por el ambiente deposicional original (Friedman y Sanders, 1967).

Dolomitizaciones por reflujo han sido descritas en detalle por Michard (1967, 1969) en el Ladinense Piamontés. Dichas dolomitizaciones afectaron a facies que contenían abundantes restos orgánogenos: tallos de algas Dasycladaceas, artejos de crinoides, conchas de gasterópodos, lamelibranquios, etc... Facies en las que, en conjunto, predominaba la fracción organógena sobre la micrítica. Otras veces se trata de facies primitivamente pelíticas. Frecuentemente, las facies más calcareníticas fueron cementadas con anterioridad a su dolomitización. La disposición en el afloramiento de los cuerpos dolomíticos es estratiforme o pseudoestratiforme. Se trata de dolomías bioclasticas estratificadas cuya dolomitización aconteció en un estadio penecontemporáneo o de diagénesis precoz.

Ejemplos similares de dolomitización han sido descritos en el Triás de Sicilia por Gubler et al. (1967), en la "Formación Edwards" (Cretáceo Inferior de Tejas) por Fisher y Rodda (1969), etc... Para Asquith (1967) los sedimentos biomicríticos -

de la "Formación Mifflin" del Ordovícico de Wisconsin, depositados en un "lagoon" hipersalino aislado del mar abierto por una barra de calcarenitas bioclásticas (bioesparitas), fueron dolomitizados muy tempranamente mediante un supuesto proceso de refluo, que actuó en dos subfases: la primera reemplazó, selectivamente, ciertos aloquímicos; la segunda completó el proceso. Cuando esta segunda fase progresa incluso sobre la primera, afectando elementos ya dolomíticos y recristalizándolos, se transiciona hacia el tipo que Michard (1969) denomina: Dolomías Sacaroideas Subestratificadas. En ellas la fracción bioclástica original es aún reconocible, aunque débilmente, y el tamaño de los cristales de dolomita es algo más grande que en las anteriormente descritas. La textura original se reconoce por la disposición de los residuos insolubles que no son movilizados.

Las dolomitizaciones que afectaron al Ladiniense de las Dolomites fueron estudiadas por Rossi (1967). Dicho autor concluyó que las soluciones dolomitizantes se constituyeron en cuencas confinadas del Carniense (Capas de Raibl) e incluso Noriense, y que percolando hacia abajo dolomitizaron los sedimentos y rocas calizas infrayacentes más antiguas. El macizo de la Marmolata quedó sin dolomitizar, ya que, según Rossi, se encontraba recubierto y aislado por una cubierta impermeable vulcano-sedimentaria, a diferencia de otros macizos. Así mismo quedaron sin dolomitizar los bloques arrecifales englobados en las arcillas periféricas, así como los bloques calizos que se encontraban incluidos en los diques volcánicos.

Para muchos autores (Deffeyes et al., 1965; Kinsman, 1969; Armstrong, 1970; Kinsman et al., 1971; de Groot, 1973), el modelo de refluo puede también operar dentro de las zonas costeras marginales (llanuras supramareales, etc...) allí donde predomine un clima cálido y el tipo de sedimentación dominante sea carbonatada ("Sabkhas" del Golfo Pérsico). El agua del mar que es lanzada en estas zonas supramareales, durante las inundaciones marinas ocasionales, se acumula en la superficie, en las zonas más deprimidas, y se va evaporando lentamente y concentrando. Una vez alcanzado un cierto gradiente de densidad tiende a hundirse en el sedimento y volver al mar a través de las partes más profundas de la llanura supramareal.

Experiencias de laboratorio y observaciones realizadas en la isla de Bonaire (Antillas Holandesas) llevaron a Deffeyes et al., (1965) a establecer un modelo hipotético en el que muestran las relaciones entre el agua de influjo oceánica, el agua de refluo hipersalina y la dolomitización que afecta a los sedimentos calizos de la zona supramareal, y adyacentes. (fig. 11).

Las experiencias de Hsü y Siegenthaler (1969) y Hsü y Schneider (1973) - realizadas en el laboratorio y basadas también en observaciones de campo ("Sabkha" de Abu Dhabi, Golfo Pérsico) han puesto en duda la validez del proceso de refluo operando en zonas supramareales (para mayores detalles se refiere a lector a los citados trabajos).

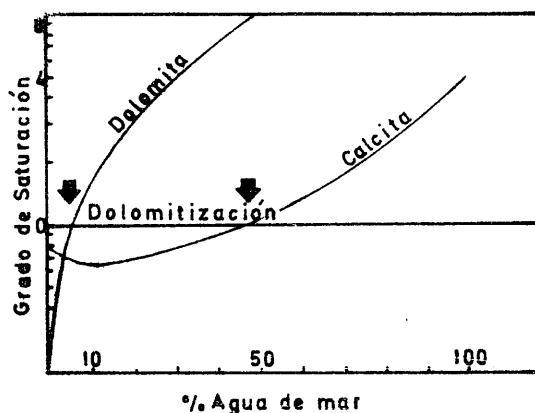
II. 5.1.2. Modelos de aguas salobres. El modelo Dorag.

Estos modelos actúan en ambientes costeros tales como "Sabkhas", "lagoons" hipersalinos, etc... que son periódicamente inundados por aguas dulces en tormentas etc. A estos ambientes caracterizados por oscilaciones fuertes y frecuentes de salinidad, de hipersalinos a agua dulce, los denominan Folk y Land (1975) "Schizohalinos".

Su funcionamiento según Folk y Land (1975) basa esencialmente en el siguiente hecho: la mezcla de agua dulce e hipersalina hace disminuir bruscamente la salinidad del agua salobre resultante, manteniendo casi constantemente el valor de la relación -

Mg^{+2}/Ca^{+2} debido al bajo contenido en sales (incluidos los iones Ca^{+2} y Mg^{+2}) que presenta el agua diluyente que está siendo aportada. Ello hace derivar el agua salobre resultante hacia el campo de estabilidad de la dolomita tal como se muestra en el diagrama de la fig.6, con lo que se tiende a la precipitación de la dolomita (suponiendo que haya suficiente CO_3^{-2} y Ca^{+2} disponibles) o a la dolomitización, incluso a gran escala, de los sedimentos calizos anteriormente depositados, siempre que exista algún mecanismo capaz de movilizar dichas aguas salobres a través de dichos sedimentos calizos.

La mezcla de agua dulce subterránea con agua marina normal que se da generalmente en los acuíferos costeros tiene también el mismo efecto. Para composiciones de dicha mezcla entre un 5 y un 30% de agua del mar, el agua salobre resultante está subsaturada con respecto a la calcita, mientras que su estado de saturación con respecto al mineral dolomita se incrementa continuamente; de ahí que la calcita pueda ser fácilmente reemplazada por dolomita (Badiozamani, 1973) (fig. 12).



- Figura 12.- Gráfico que muestra los estados de saturación, respecto a la calcita y la dolomita, del fluido resultante de la mezcla, en distintas proporciones, de agua dulce subterránea con agua marina subterránea. La posición de la zona de mezcla, en la que la dolomitización acontece espontáneamente (al menos en teoría), viene marcada entre las dos flechas negras que se observan en el dibujo. (Según Badiozamani, 1973).

En este principio se basa el modelo "Dorag" de dolomitización (Badiozamani, 1973). Dicho modelo no requiere relaciones molales $Mg^{+2}/Ca^{+2} > 1$. El modelo Dorag explica satisfactoriamente el origen de aquellas dolomías, desprovistas de evaporitas, que se presentan asociadas a altos estructurales o a plataformas epicontinentales, y en las que no hay evidencias de un origen supramareal (Badiozamani, 1973). La dolomitización es el resultado de procesos diagenéticos tempranos que siguen a la exposición subárea de dichos elementos positivos y al establecimiento de las lentes de agua dulce. La dolomitización tiene lugar en la zona salobre, donde se mezclan agua dulce y marina. Los cambios verticales en la posición de la zona salobre, debidos a fluctuaciones o cambios del nivel del mar, o en el suministro de agua dulce al acuífero, podrían tener como resultado la dolomitización de grandes volúmenes de rocas por debajo de las lentes de agua dulce (Badiozamani, 1973).

Antecedentes a este modelo se encuentran en los trabajos de Hanshaw et al. (1971) y de Land, (1972). Dichos autores postulan también que la dolomitización acontece en la zona salobre que resulta de la mezcla de agua dulce subterránea con agua marina normal. Los iones Mg^{+2} son suministrados por el agua marina, y la disolución del $CaCO_3$ ocurre por la mezcla de las dos aguas.

II.5.2. DOLOMITIZACIONES DIAGENETICAS TARDIAS.

II.5.2.1. Dolomitizaciones "per descensum".

Modelos como el de "canibalización" (Goodell y Garman, 1966) postulan que el Mg^{+2} es aportado por lixiviación meteórica y disolución de potentes secuencias de sedimentos ricos en calcitas magnésicas al ser estos expuestos periódicamente en superficie. La abundancia de calcitas magnésicas en sedimentos organógenos actuales - es del 20-30%; de hasta un 15% de sedimentos análogos del Terciario y de un 2-3% en rocas más antiguas (Fairbridge, 1957). La dolomitización se produce como resultado de la percolación posterior descendente de las aguas meteóricas enriquecidas en Mg^{+2} , que atraviesan sedimentos calizos más antiguos.

Freeman (1972) propone un modelo que encuadra también dentro del grupo de los denominados "per descensum". El Mg^{+2} que dolomitizó las facies carbonatadas del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica procedía de cloritas contenidas en los niveles arcillosos suprayacentes del Keuper, las cuales, al lixivarse por meteorización superficial o subsuperficial en una etapa de la diagénesis muy tardía, soltaron su Mg^{+2} , que fué incorporado en solución por las aguas meteóricas las cuales, al percolar hacía abajo, dolomitizaron las facies carbonatadas infrayacentes. El potencial dolomitizante de las aguas procedentes del lixiviado del Keuper fué ayudado, con anterioridad a la descarga por erosión, por el gradiente geotermal (Freeman, 1972). Dichas aguas eran de naturaleza hipersalina, ya que estaban también cargadas de otros iones procedentes de la disolución de las evaporitas del Keuper.

II.5.2.2. Dolomitizaciones ligadas a removilizaciones internas del magnesio.

Otros modelos, más sofisticados, buscan el origen del Mg^{+2} en minerales detríticos ricos en Mg^{+2} (normalmente accesorios) tales como micas, etc..., transportados a la cuenca de sedimentación por el viento u otros agentes, y que al descomponerse en el curso de la diágenesis, liberan el Mg^{+2} , que es incorporado en las aguas que circulan a través de ellos. Estos últimos fluidos, ricos en magnesio dolomitizan los sedimentos calizos adyacentes (teoría de la absorción diagenética de Calvert, 1964).

Las dolomitizaciones ligadas a removilizaciones internas del Mg^{+2} (a partir de calcita magnésica) o por migración de fluidos ricos en Mg^{+2} atrapados durante la sedimentación, etc... (Jodry, 1969) entrarían también dentro de este grupo. La dolomitización, por efecto de aguas connatas escapadas durante la compactación de los sedimentos arcillosos que las contienen puede llegar a ser un proceso importante si el metano, u otros compuestos orgánicos de maduración temprana, están presentes en dichas aguas. Tales compuestos orgánicos actúan de catalizadores y favorecen la reacción de dolomitización. La velocidad de la reacción puede también incrementarse por efecto de la alta temperatura y presión que existe en la subsuperficie. Mediante reacciones de intercambios iónico con minerales arcillosos se incrementa también rápidamente el valor de la relación molal Mg^{+2}/Ca^{+2} de dichas aguas (Davies, 1979).

Wanless (1979) indica que el origen de parte de las dolomías que aparecen interlaminadas o interestratificadas en calizas parece estar íntimamente relacionado con fenómenos de removilización y precipitación de carbonatos, ligados a procesos de disolución a presión que operan en el curso de la diagenésis. La disolución de 100

volúmenes de caliza, con una porosidad inicial del 50% y un contenido medio en $MgCO_3$ del 14%, daría lugar a 13 volúmenes de dolomía. Por otro lado, el porcentaje inicial de $MgCO_3$ se reduce, enormemente, si al menos parte del magnesio empleado para formar la dolomita deriva de las aguas intersticiales, materiales orgánicos, o calizas y dolomías vecinas. La dolomita así formada tiende a crecer en la zona de disolución o, más comunmente, a lo largo de niveles o líneas definidas (estilolitos, "sellos" de arcilla, etc...). El crecimiento masivo de la dolomita llega a constituir un armazón rígido grano-mantenido e inhibe procesos ulteriores de disolución a presión.

II.5.2.3. Dolomitización "per ascensum".

Las características de este tipo de dolomitizaciones han sido trazadas a partir de los trabajos realizados por el Instituto Francés del Petróleo en la región de los Bajos Alpes (I.F.P., 1959), y aparecen resumidas en Michard (1969).

Estas dolomitizaciones se desarrollan en el seno de calizas, calizas margosas, margas e incluso dolomías, las cuales son asimiladas más o menos completamente, aprovechando para su progresión límites entre bancos, fracturas, etc... En la nueva dolomía, subsisten reliquias de los materiales anteriores, a veces como enclaves calizos apenas colonizados por algún raro romboedro dolomítico. El tamaño de los cristales de dolomita que se desarrollan es, a menudo, extremadamente grande (más de - 200 micras), predominando las formas idiomorfas y, en conjunto, la textura sacaroidea. No es raro observar romboedros zonados.

Geométricamente se disponen en forma de domo, de champiñón, como apófisis variados, en diques, pipas, etc... que atraviesan indiferentemente límites estratigráficos tales como bancos, formaciones, lagunas estratigráficas, etc... Se comportan, - pués, a todos los efectos como rocas ígneas intrusivas. No hay, sin embargo, "metamorfismo de contacto": el frente de dolomitización que las limita es siempre neto, y suele marcarse por una aureola ferruginosa y una zona particularmente sacaroidea dentro de la dolomía desde donde se pasa a la caliza sin transformar a menudo en menos de un centímetro de distancia.

Acompañando a la dolomitización suele haber lixiviación importante de la sílice y de los niveles arcillosos que pudieran estar asociados a la caliza que se dolomitiza. La sílice puede ser lixiviada en más de un 70%. Las arcillas (montmarillonitas) en más de un 25% (I.F.P., 1957).

La localización de estas dolomías no es el azar. Desde hace tiempo se conoce que tales dolomitizaciones están ligadas a accidentes tectónicos, especialmente fracturas, a favor de las cuales los fluidos dolomitizantes han progresado hacia arriba y lateralmente (Michard, 1969). El origen de dichos fluidos, sin embargo, suele ser difícil de precisar. Dunbar y Rodgers (1957) y Fairbridge (1957) denominaron a este tipo de dolomías: dolomías tectonicamente controladas o dolomías T.

No existe una diferencia neta, ni a menudo clara, entre este tipo de dolomías y las hidrotermales (Fairbridge, 1957; Routhier, 1963). Es más, ciertos autores, sobre todo americanos, consideran un origen hidrotermal para el conjunto de las dolomías estructurales. Para Ilich (1974) los fluidos hidrotermales ricos en magnesio que son liberados en medios lacustres o marinos pueden dar lugar a la precipitación masiva de dolomita en dichos medios.

Un metamorfismo magnesiano intenso sobre facies ya dolomíticas puede provocar la transformación de estas a magnesitas, hidromagnesitas y aún brucitas. Tales procesos, relacionados comúnmente con magmatismo de tipo básico, han sido descritos por

TABLA 2

DOLOMIAS DE FORMACION ACTUAL Y RECIENTE

Localización	Ambiente deposicional	Mecanismo	Edad (en años)	Porcentaje de CaCO ₃ en la dolomita	pH	Salinidad (en %)	Relación Mg ⁺² /Ca ⁺² del agua	Bibliografía
1.- Coorong Lagoon, Sur de Australia	Lago efimero	¿Precipitación directa? ¿reemplazamiento de calcita magnésica?	300 ⁺ -250	54	8.3-10.2	30-85	hasta 15	Von der Borch, 1965.
2.-Bonaire, Antillas Holandesas.	Borde supramareal de lago salino.	reemplazamiento de aragonito.	1480 ⁺ -140	54-56	—	60-240	hasta 47	Deffeyes et al., 1965.
3.-Península de Qatar Golfo Pérsico.	Llanura Supramareal (Sabkha).	reemplazamiento de aragonito.	2450-130	53-55	6.1-6.6	hasta 270	5-20	Illing et al., 1965.
4.-Costa de los Piratas, Golfo Pérsico.	Llanura Supramareal (Sabkha).	reemplazamiento de carbonato calcico.	¿actual?	—	6.0-6.4	hasta 295	hasta 35	Butler, 1969.
5.-Isla de Andros, Bahamas.	Llanura Supramareal.	reemplazamiento de aragonito.	menos de 160	55-62	—	30-83	5.5-7.5	Shinn et al., 1965.
6.-Sugarloaf Key, Florida.	Llanura Supramareal.	reemplazamiento de aragonito.	300	60	—	hasta 200	hasta 40	Atwood y Bubb, 1970.
7.- Fuerteventura, Islas Canarias.	Terraza costera supramareal.	reemplazamiento de calcitas magnésicas en calcarenitas Pleistocenas.	¿Holoceno?	56	—	140-¿350?	alta	Müller y Tietz, 1966.
8.-Bahía Baffin, Tejas.	"Lagoon" marino somero.	¿Precipitación? ¿reemplazamiento?	2310 ⁺ -50	53-56	—	45-85	¿5.3?	Behrens y Land, 1972.
9.-"Deep Springs Lake", California.	Lago ("playa")	Precipitación con precursor rico en Ca.	290 ⁺ -50	55	9.5-10	hipersalino	—	Peterson et al., 1963.
10.- Lago Salado, Turquía.	Lago ("playa")	reemplazamiento de carbonato calcico.	6000 ⁺ -40 y Pleistoceno.	57	—	hipersalino	85-150	Müller e Irion, 1969.
11.-Cuevas de Carabald Nuevo Mejico.	Cueva	reemplazamiento de aragonito.	¿actual?	54-57	6.7-7.5	baja	hasta 14	Thraillkill., 1968.
12.-"Coast Ranges" California.	Arroyos perennes	precipitación directa.	¿actual? (2000)	50-60	8.2-11.8	menor de 2	hasta 31	Barnes y O'Neill, 1971.
13.-Llanura Salada, Tejas.	Lago ("playa")	¿Precipitación directa? ¿reemplazamiento de aragonito?	20300 ⁺ -825	—	—	—	—	Friedman, 1966.
14.- Desierto del Gran Lago Salado, Utah.	Antiguo lago ("playa")	¿precipitación directa? ¿reemplazam.?	11150 ⁺ -250	50	—	¿hipersalino?	—	Graf et al., 1961.
15.-Bonaire, Antillas Holandesas.	¿Reflujo de lagoón?	reemplazamiento	Plio-Pleistoceno	—	—	¿Salmuera?	—	Deffeyes et al., 1965.
16.-"Falmouth Formation, N de Jamaica.	arrecife en emersión.	Reemplazamiento y precipitación en huecos.	¿30000?	56	—	baja	—	Land, 1973 b.
17.-Formación Puerta de la esperanza, N de Jamaica.	arrecife en emersión.	reemplazamiento y precipitación en huecos de disolución	más de 300000	58	—	¿baja?	—	Land, 1973 a.
18.- Atolones del Pacifico.	Complejos arrecifales (lagoón, arrecife y taludes del frente del arrecife) en emersión.	reemplazamiento de calcita, precipitación en huecos.	Plio-Pleistoceno	54-62	—	—	—	Schlanger, 1963.

141

Varlakov (1961) y por Boscardin y de Michele (1968).

II.6. DOLOMIAS DE FORMACION ACTUAL O RECIENTE.

La formación actual de dolomita es un fenómeno raro, la cual extraña, si se tiene en cuenta la frecuencia con que las dolomías aparecen en la escala estratigráfica. Los casos inventariados de dolomita reciente son ejemplos de génesis dolomítica singenética superficial o subsuperficial (Michard, 1969). La tabla 2 extraída de la "Enciclopedia de Sedimentología" de Fairbridge y Bourgeois (1978) resume las características de algunos de los principales afloramientos dolomíticos "actuales" - los más importantes de los cuales, así como algunos otros que no aparecen citados, van a ser descritos ampliamente a continuación.

II.6.1. AMBIENTES LACUSTRES

II.6.1.1. Lago Balkash.

La existencia de dolomita de formación reciente o actual fué citada por vez primera en los sedimentos someros de la Bahía de Alakul, en la parte este del lago Balkash, Rusia (Teodorovich 1946).

Según Sapojnikov (1951), el lago Balkash tiene 17.000 km² de extensión y una profundidad máxima de 30 metros. Presenta una salinidad heterogénea, muy baja en el sur, donde desemboca el río Ili, pero alcanza el 0.9% al NE. Es de tipo magnesiano (Strakhov, 1958). Al sur los sedimentos predominantes son detríticos. En el NE contienen un 70% de carbonatos de los que más de las dos terceras partes son dolomías. En el NE las temperaturas del agua del lago son más altas que en el sur, aunque en conjunto estas no son muy elevadas (las isotermas superficiales extremas son de -10 °C y + 25 °C). Abundan los depósitos orgánicos y existe, en la zona NE, un elevado contenido en CO₂. Los sedimentos blanquecinos dolomíticos depositados allí desprenden un fuerte olor a H₂S. Según Michard (1969) la formación de la dolomía parece estar ligada a fermentaciones bacterianas siguiendo el esquema propuesto por Lalou, 1957.

Strakhov(1958) señala que en otros lagos magnesianos de la región, la dolomita cede el paso a una asociación de calcita y magnesita, cuando la salinidad supera el 14%. Se forma igualmente dolomita en los lagos sódicos de Tanatarsk, con salinidades relativamente más bajas, que en el caso de los lagos magnesianos precedentes.

II.6.1.2. Gran Lago Salado.

El Gran Lago Salado está situado en la zona occidental del estado de Utah, Estados Unidos, y ha sido estudiado por Bissell y Chilingar (1962). La dolomita se presenta en capas oscuras que alternan con capas más claras de margas y arcillas, y aparece recubierta, a su vez, por una capa de unos 30 cm de espesor rica en materia orgánica, que dió una edad con ¹⁴C de 11300 ± 250 años. Se observa también la asociación aragonito-magnesita en el sedimento. Bissell y Chilingar (1962) interpretan esta dolomía Pleistocena como ligada a depósitos de tipo evaporítico, y formada por reemplazamiento penecontemporáneo de un sedimento calizo original.

II.6.1.3. Fosa Tectónica de la Llanura Salada.

Se sitúa en el estado de Tejas (U.S.A.). En ella aparecen depósitos de edad Pleistocena (15800 ± 400 años en superficie y 20000 ± 825 años a 80 cm de profundidad), finamente laminados, constituidos por yeso, halita, calcita, aragonito y dolomita (Friedman, 1966). Las capas dolomíticas son negras y contienen sulfuro de hierro y pequeños lentejones de azufre nativo. Dependen un fuerte olor a H_2S . En ellas la proporción de dolomita se incrementa conforme disminuye la de yeso, halita y calcita. Los depósitos dolomíticos de la Llanura Salada se interpretan como resultado de procesos de reducción bacteriana del yeso, que actuaron sobre el sedimento depositado en el fondo de lagos evaporíticos de aguas estancadas, ya que las capas dolomíticas están enriquecidas en los isótopos pesados del Carbono (^{13}C) y Oxígeno (^{18}O) (Friedman, 1966).

II.6.1.4. Deep Spring Lake.

Se ha descubierto también dolomita de formación reciente en una pequeña "playa" (lago somero, frecuentemente estacional, situado en el centro de una llanura desértica) conocida como "Deep Spring Lake" en el extremo sur de la cuenca intramontañosa del "Deep Spring Valley", California (Jones, 1961).

El agua que alimenta el lago tiene diversas procedencias (escorrentías, manantiales, etc...). La máxima profundidad (30 cm) se alcanza durante el invierno o primavera. En el verano y otoño sólo se encuentra una pequeña salmuera residual en el centro del lago. El pH del lago se mantiene alrededor de 9.5-10 (Peterson et al., 1963). La relación de minerales que aparecen (en orden de abundancia) y su distribución en el sedimento responde al esquema siguiente de Jones (1961) (tabla 3):

TABLA 3

MINERAL	SEDIMENTO
Dolomita	Barro
Calcita, aragonito	Barro
Thenardita (Na_2SO_4)	Barro, costras salinas, esflorescencias.
Halita	Barro, costras salinas, esflorescencias.
Gaylusita ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$)	Barro
Burkeita ($\text{Na}_6(\text{SO}_4)_2\text{CO}_3$)	Barro, costras salinas esflorescencias.
Aphthitalita ($\text{Na}_3\text{K}(\text{SO}_4)_2$)	Costras salinas, esflorescencias
Trona ($\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)	Costras salinas, esflorescencias
Pirsonita ($\text{Na}_2\text{Ca}^2(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)	Esflorescencias
Nacolita (NaHCO_3)	Barro
Termonatrita ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$)	Esflorescencias
Glauberita ($\text{Na}_2\text{Ca}^2(\text{SO}_4)_2$)	Costras salinas, esflorescencias
Silvina	Costras salinas, esflorescencias
Bloedita ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2$)	Costras salinas

Existe también una zonación lateral desde el borde de la "playa" hacia el centro, en el siguiente orden: aragonito y/o calcita, dolomita, gaylusita, thenardita, burkeita. La dolomita es el mineral más abundante en el barro, excepto en el lado oeste, donde predominan calcita y aragonito sobre dolomita. Los mayores porcentajes de dolomita dentro del barro se encuentran en áreas de inundación relativamente frecuente.

La dolomita encontrada en el Deep Spring Lake es rica en calcio. Existen variaciones estructurales y de composición (de calcitas magnésicas a dolomitas) dentro de una misma muestra, y entre muestras granulométricamente equivalentes. Los cristales tienen menos de una micra de diámetro y presentan una velocidad de crecimiento de algunos cientos de Å por cada 1000 años (Peterson et al., 1966), lo que es extremadamente lento si se compara con la velocidad de crecimiento de la mayor parte de las sustancias depositadas a partir de soluciones saturadas (Blatt et al., 1972). Su forma es idiomorfa perfecta. La ausencia de cristales de tamaño muy pequeño a profundidades de tan sólo 30-60 cm. sugiere que ha habido recristalización (Peterson y Bien, 1963).

Los análisis de Clayton et al. (1968) sobre muestras de dolomita del Deep Spring Lake probaron que la dolomita no se formó por reemplazamiento de una calcita precursora. La calcita que coexiste con la dolomita en el lago tiene relaciones isotópicas (para el carbono y el oxígeno) completamente diferentes a las de la dolomita. Sin embargo, este hecho es también consistente con la hipótesis de que la calcita fue llevada al lago (es decir que se trate de una calcita detrítica), o que la dolomita presente un precursor calcítico, depositado en una etapa más temprana (Blatt et al., 1972). Aún en este último caso, el proceso requeriría periodos de tiempo de tan sólo decenas o cientos de años. Un intervalo de tiempo de esta duración es indeterminable en rocas antiguas, y por esta razón algunos geólogos se refieren a la dolomita del Deep Spring Lake como dolomita primaria, aún en el caso de que se haya formado por reemplazamiento de una calcita precursora (Blatt et al., 1972).

II.6.1.5.- Tuz Golü.

El Tuz Golüz es un lago efímero (estacional), hipersalino, situado en el centro de la región de Anatolia (Turquía), que ha sido estudiado por Irion y Müller (1968). Su fondo está cubierto por una costra salina de unos 60 cm de espesor, por debajo de la cual existen depósitos lutíticos de blanco-grisáceos a negros, constituidos por huntita $\text{CaMg}_3(\text{CO}_3)_4$, dolomita (protodolomita), magnesita y polihalita $\text{K}_2\text{MgCa}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Existen también grandes cristales de yeso (de hasta cuatro centímetros) distribuidos por todo el sedimento. La edad de la dolomita es de 6000⁺ - 140 años. Su origen está ligado a precipitación a partir de salmueras hipersalinas. En la salmuera actualmente existente en el lago la relación $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$, medida en el contacto agua-sedimento es de 149, mientras que en el fluido intersticial de 95-98.

II.6.1.6. Lago Balaton.

El estudio más reciente realizado en el lago Balaton (Hungría) es el de Müller y Wagner (1978). Para dichos autores la sedimentación actual en el fondo del lago está gobernada por dos procesos que contribuyen en igual proporción:

- a) Una sedimentación de materiales clásticos (cuarzo, feldespatos, calcita, dolomita, filosilicatos, y minerales pesados) introducidos en el lago por el viento y los ríos que en él desembocan, y distribuidos en el fondo por las corrientes.
- b) Un depósito químico de calcita con alto contenido en magnesio (calcita magnésica) durante la estación más calurosa, en las épocas de máximo florecimiento ("Blooms") del fitoplancton. Merece destacarse que los trabajos iniciales de Müller (1969-1970) en el lago Balaton, fueron los primeros en testimoniar la existencia de calcita magnésica precipitada en el ambiente lacustre.

El tamaño de los cristales de la calcita magnésica precipitada es del orden de varias milimicras. Estos se reúnen frecuentemente en granos o agregados (grumos) de forma irregular. Su contenido medio en MgCO_3 es de 6 a 8.5 moles por ciento. El incremento de la concentración en MgCO_3 a lo largo del eje de la cuenca (oeste - este) es un reflejo del aumento de la relación molar $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ del agua del lago en dicha dirección. (Müller y Wagner (op. cit.) dan un gráfico (fig. 3) en el que muestran como el porcentaje de MgCO_3 incorporado en la calcita es función del valor de la relación molar $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$, y de la temperatura del agua).

En los sondeos realizados en el fondo del lago aparece una "protodolomita" que contiene hasta un 45% en moles de MgCO_3 . De acuerdo con Müller et al. (1972) se necesita un valor mínimo de relación molar $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ de 7 para que se forme protodolomita a partir de calcita magnésica. Se presume que la protodolomita se formó cuando la solución intersticial sobrepasó este valor crítico. El aragonito precipita inorgánicamente en lagos sólo cuando la relación molar $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ excede el valor de 12. Dichos autores consideran que con relaciones molales $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ entre 7 y 12 el carbonato que precipita es siempre calcita con alto contenido en magnesio (calcita magnésica), y que la transformación de esta a dolomita acontece dentro del propio sedimento. Folk y Land (1975) piensan que la rápida velocidad de cristalización, junto al efecto de la extracción orgánica de CO_2 , impiden la cristalización directa, en el ambiente lacustre, de dolomita a partir de soluciones con valores de relación molar $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ tan altos.

II.6.1.7. Laguna de Fuente Piedra.

De acuerdo con Castellon (1970) y Castellon et al. (1972) en la laguna de Fuente Piedra, Málaga, (España), precipita dolomita, por intervención de bacterias sulforeductoras sobre un fondo rico en materia orgánica y en el que domina un ambiente químico reductor, mediante un mecanismo semejante al descrito por Lalou - (1957 a,b).

Mis estudios posteriores ponen en duda la existencia de tal "dolomita". En los diagramas de Rayos X, realizados sobre muestras del fondo de la laguna, el carbonato que aparece es calcita magnésica y no dolomita, lo que, por otro lado, es de acuerdo con los porcentajes de $MgCO_3$ que da Castellón (op. cit.) para la "dolomita": 26.3% frente a 45.74% de una dolomita pura. Dicho autor determinó la existencia de "dolomita" mediante análisis complexométricas, no por difracción de Rayos X. Con estudios basados solamente en análisis químicos, los porcentajes relativos de $CaCO_3$ y $MgCO_3$ son fácilmente determinados, pero es imposible determinar la forma física en que dichos constituyentes aparecen (Cunningham, 1935). Es más, los estudios basados solamente en análisis químicos son insuficientes para probar la existencia de dolomita (Friedman y Sanders, 1967). El carbonato que precipita en la laguna de Fuente Piedra es, pues, una calcita magnésica y no una dolomita, al igual que ocurre en el ejemplo anteriormente descrito del lago Balaton.

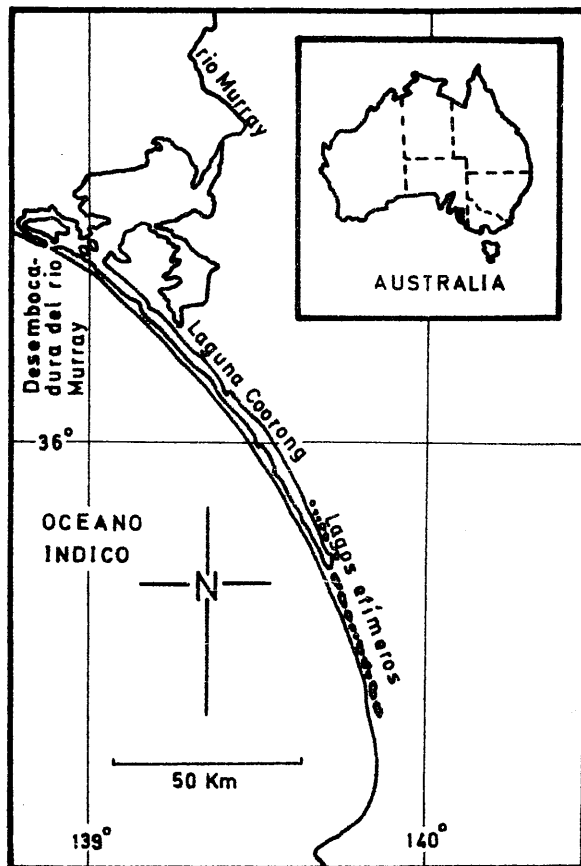
La precipitación del carbonato (calcita magnésica) tiene lugar durante la primavera, y coincide con la época de máximo florecimiento ("Bloom") de las diatomeas, que pueblan dicha laguna. El carbonato precipitado se acumula en el fondo junto a minerales detríticos (cuarzo y arcilla fundamentalmente), yeso y gran cantidad de materia orgánica. En verano, la fuerte evaporación llega a veces a desecar la laguna totalmente, y hace precipitar una pequeña costra de yeso, de espesor milimétrico, en la superficie desecada y sobre ella una costra de halita cristalina de hasta cinco centímetros de espesor. En el invierno, la halita se solubiliza de nuevo al ser ocupada nuevamente la laguna por las aguas mientras que el yeso lo hace sólo parcialmente.

II.6.2. AMBIENTES DE TRANSICION.

II.6.2.1. Lagos costeros y "lagoons" salobres del SE australiano.

Se trata de un conjunto de lagos, efímeros o permanentes orientados NW-SE, dispuestos a lo largo de bandas paralelas a la costa y separadas del mar por cordones de dunas. La longitud del conjunto alcanza los 100 kms. El más importante de todos, el Coorong, con una anchura máxima de 4km y una profundidad media de 1.80 m, es a su vez el más noroccidental de todos ellos y el único que mantiene comunicación directa con el mar abierto a través de la desembocadura del río Murray (fig. 13). Durante el verano se deseca también por su extremo sur.

El tiempo de aislamiento respecto al mar ("edad" de los lagos) aumenta hacia el sur, para una misma banda, y desde la línea actual de costa hacia tierra adentro para bandas diferentes. La zona de dunas se extiende tierra adentro hasta una distancia de unos 80 km de la costa dejando aisladas, entre cordones de dunas paralelos, depresiones estrechas y alargadas de fondo plano, que en su tiempo estuvieron ocupadas por lagos, aunque actualmente están desecadas. Hoy día sólo existen



- Figura 13.- Localización del "lagoon" Coorong y de los lagos efímeros asociados al SE Australiano. (De C. Von der Borch, 1965; en Bourrouilh, 1973).

dos alineaciones importantes de lagos: una en posición interna, y otra más externa, que incluye al Coorong en su extremo NW.

La profundidad máxima del agua en los lagos efimeros es de unos 30 cm. Su temperatura oscila de 10.5 a 28 °C. Durante los periodos de baja salinidad -- (2.5 a 5%) se desarrolla en ellos una flora abundante de *Ruppia maritima* (Linné) y numerosas algas. De Noviembre a Diciembre la evaporación intensa provoca un aumento de salinidad que hace desaparecer esta flora.

Tanto en el fondo como en los bordes de los lagos se acumula un sedimento carbonatado pulverulento cuyo tamaño de cristales oscila desde menos de una micra hasta 20 micras. La acumulación de sedimento es de 0.2 a 0.5 mm/año (Skinner et al., 1963). Junto a los carbonatos se encuentran numerosas impurezas: arenas calcáreas y granos de cuarzo eólicos que provienen de las dunas adyacentes, cantidades pequeñas de cristales de sal y yeso, algo de caolinita, montmorillonita, illita, restos de vegetales, conchas de gasterópodos, caparazones de cangrejos, y ocasionalmente trazas de celestina (SrSO_4) (Skinner, 1963). El conjunto de los minerales no carbonatados no representa más del 20% del total del sedimento.

Se observa, así mismo, una variación en la composición de las paragénesis carbonatadas, pH y valor de la relación molal $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ en función de la edad de los lagos (Alderman, 1965) (tabla 4):

TABLA 4

Ambiente	Sedimento característico.	Máximo PH del agua.	Relación molal $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$ al tiempo del máximo PH.
Coorong Permanente(I)	Aragonito + calcita magnésica.	8.4	3-4.
Coorong Efímero (II)	Aragonito + calcita magnésica.	8.6	5
Lagos efímeros de la banda externa (III)	Calcita magnésica	9.1	6
Lagos efímeros de la banda externa situados más al sur de los anteriores (IV).	Calcita magnésica + protodolomita.	9 - 10	7 - 8
Lagos efímeros de la banda interna. De norte a sur:			
Tipo V	Dolomita ordenada	10	10
Tipo VI	Dolomita ordenada + magnesita	10.2	20 - 100
Tipo VII	Aragonito + hidromagnesita	9.1	30

La "edad" de aislamiento respecto al mar se incrementa de I a VII.

En general conforme aumenta la "edad" aumenta:

- La relación molal $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ del agua.
- El valor máximo de PH.
- El total de Mg^{+2} en el sedimento.

El contenido en dolomita del sedimento con respecto al de calcita magnésica es también mayor en los lagos más antiguos. La datación con radiocarbono de la parte superior del sedimento dolomítico dió una edad, para la dolomita, de 300⁺ 250 años (Von der Borch, 1965 b).

Está claro que el tipo VII no encaja en esta serie evolutiva. La precipitación del aragonito e hidromagnesita acontece en un ambiente especial allí donde la relación $\text{CO}_3^{2-}/\text{HCO}_3^-$ del agua del lago es anormal a causa de la contaminación con aguas freáticas subterráneas (Alderman y Von der Borch, 1963). Peterson y Von der Borch (1965) constataron también la precipitación directa de chert, constituido por opalo gelatinoso-cristobalita, en algunos de los lagos más antiguos. En las épocas de gran actividad orgánica vegetal, el pH incrementa durante el día hasta valores de 9.5-10.2, como consecuencia de la fotosíntesis, y causa la disolución de los silicatos detríticos y granos de cuarzo. Durante la noche, cuando las plantas realizan su función respiratoria desciende al pH/a 6'7-7, lo cual hace precipitar el chert.

En ciertas épocas del año, y coincidiendo con el momento de máximo florecimiento de las plantas acuáticas, las aguas de los lagos mantienen en suspensión un sedimento carbonatado lechoso constituido por calcita magnésica y dolomita. Posiblemente exista una relación directa de pH, fotosíntesis y precipitación (Skinner, 1963). La aparición de una suspensión lechosa puede ser, sin embargo, el resultado de la remoción del sedimento del fondo por corrientes, olas, organismos y gases liberados en la fotosíntesis, (Von der Borch, 1965 a). El hecho de que, para cada lago en concreto, las relaciones calcita magnésica/dolomita de la suspensión se mantengan iguales a las del sedimento del fondo, así como los bajos porcentajes de precipitación, hacen pensar que los sedimentos lechosos en suspensión no son cristales recientemente nucleados (Von der Borch, 1965 b). Algunos de los minerales carbonatados existentes son, pues, presumiblemente primarios, aunque otros son probablemente los productos resultantes de reacciones entre cristales anteriormente formados y el agua salina. Von der Borch (1965 b) sugirió que la desecación progresiva puede provocar el descenso del nivel freático en los alrededores del lago. En dichas condiciones el agua del lago, fuertemente concentrada, puede filtrarse a través de los sedimentos del fondo y dolomitizarlos. Las altas salinidades de las aguas recolectadas en sondeos adyacentes a los lagos durante la estación seca son un argumento a favor de la posible existencia de este mecanismo de reflujos.

Un mecanismo de nucleación directa y lento crecimiento cristalino es también compatible con los datos de observación. El hecho de que las velocidades de reacción sean tan extremadamente lentas lo hace equiparable a un proceso diagenético (Peterson et al., 1963). Es evidente que la posible precipitación de la dolomita, por otro lado, está favorecida por el aislamiento progresivo respecto al mar. El estudio estratigráfico de los depósitos asociados a los diferentes lagos confirma esta suposición. Bajo la dolomita de los lagos aislados más antiguos se encuentra la asociación protodolomita-calcita magnésica, que hacía abajo pasa, a su vez, a un sedimento arenoso conchífero, de color oscuro, idéntico al actual del Coorong permanente.

II.6.2.2. Kara-Bogaz (Mar Caspio, Rusia).

El Kara-Bogaz es un "lagoon" hipersalino, euxínic, con comunicación restringida con el mar Caspio, famoso por sus depósitos de ClNa , Na_2SO_4 y sulfatos magnésicos diversos (Dzenslitovski, 1952, 1954: vease un resumen de dichos trabajos en Ri-

cour, 1962). Según Teodorovich (1958) a la entrada del "lagoon" se depositan barros dolomíticos. Allí la salinidad es apenas superior a la del mar Caspio (0.20%). Más hacia dentro, conforme aumenta la concentración del agua, el yeso se asocia a la dolomita del fondo, para pasar luego a una amplia zona dominada por la asociación calcita-hidromagnesita-yeso y finalmente, en los bordes, a los depósitos de sales antes citados. A la entrada del "lagoon" prosperan gran cantidad de organismos, que mueren cuando son transportados por las corrientes hacia adentro por efecto de la salinidad creciente.- Los barros carbonatados del fondo desprenden un fuerte olor a H_2S .

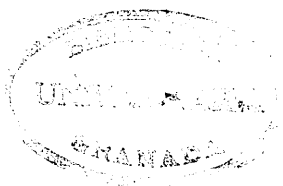
II.6.2.3. Bahía Baffin (Tejas, U.S.A.).

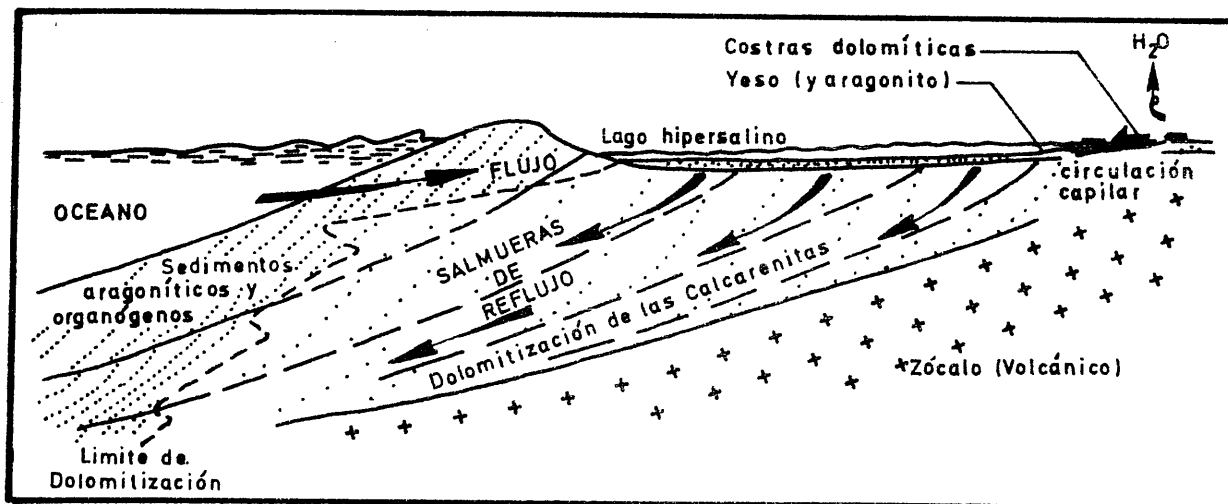
La Bahía Baffin se localiza en la costa este de Tejas y constituye una - prolongación de la laguna Madre. Los barros dolomíticos se sitúan en el centro de la Bahía y tienen un carácter netamente reductor, marcado por la presencia de H_2S y materia orgánica (del 1.5 al 4%) (Behrens y Land, 1972). La edad de la dolomita es de 5.300 - 1000 años. Behrens y Land (1972) la interpretan como marina: la presencia de frustalas de diatomeas en el barro que contiene la dolomita hace pensar que cuando se formó la dolomita la salinidad del agua no era muy - - diferente de la actual (45-65g/l).

II.6.2.4. Isla de Bonaire (sur del Caribe).

La isla de Bonaire (Antillas Holandesas) se sitúa a unos 200 km al NW de Caracas y tiene una extensión de 750 km². En la parte sur de la isla existe un área de unos 30 km², separada del mar abierto por una barrera de brechas de coral, donde domina actualmente una sedimentación de tipo carbonatado. Desde el punto de vista geomorfológico se caracteriza por la existencia de amplias llanuras supramareales, regiones de dunas y la presencia de lagos hipersalinos, el más importante de los - cuales es el Pekelmeer con una extensión de 2.5 km². El nivel del agua del lago - Pekelmeer es inferior al del mar, por lo que hay percolación de agua marina hacia el lago a través del cordón litoral constituido por la barrera de coral. Aunque - existe una alimentación continua por infiltración, el nivel del lago se mantiene unos 20 cm más bajo que el nivel de marea baja (las oscilaciones de marea no superan los 30 cm), debido a la fuerte evaporación reinante. Las inundaciones de tormenta aportan también agua y sedimentos al Pekelmeer.

El sedimento de las llanuras supramareales está constituido por barros calizos pelíticos, a veces grumosos, a menudo recubiertos por un tapiz de mallas de algas. El fondo de los lagos y lagunas, por el contrario, aparece recubierto por - aragonito y yeso (Lucia, 1968). Algunos de estos sedimentos del fondo del lago y de las llanuras supramareales han sido dolomitizados penecontemporáneamente (Deffeyes - et al., 1965) (fig. 14).





- Figura 14.-Esquema según Deffeyes et al (1965) (en Michard, 1969) de los dos tipos de dolomías observables en la isla de Bonaire (Antillas Holandesas): - las costras dolomíticas supramareales y las dolomías de reflujo.

Para explicar la dolomitización de los sedimentos del fondo del lago, dichos autores invocaron la existencia de un mecanismo de reflujo, operando a gran escala, a través de los sedimentos porosos del fondo del lago. Según Deffeyes et al. (1965) la fuerte evaporación reinante tiende a concentrar el agua del lago hasta casi el punto de la precipitación del NaCl, lo que conduce a la precipitación masiva primero de aragonito y luego de yeso, disminuyendo fuertemente la concentración de Ca^{+2} en el agua, y elevandose de este modo la relación molal Mg^{+2}/Ca^{+2} hasta valores de 20-30. La infiltración de esta salmuera enriquecida en Mg^{+2} , a través de los sedimentos del fondo, dá como resultado la dolomitización de estos últimos (fig.14).

Deffeyes et al. (1965) interpretan las dolomías Plio-Pleistocenas del centro y norte de Bonaire como formadas por mecanismos similares al que, según ellos, opera actualmente en el Pekelmeer. Teniendo en cuenta el ritmo anual de evaporación del agua de las lagunas y el porcentaje de infiltración de agua marina nueva hicieron un cálculo estimativo, y concluyeron que bastarían 100.000 años para formar las citadas masas dolomíticas Plio-Pleistocenas, resultado que está de acuerdo con la edad de dichos sedimentos.

La teoría de reflujo sufrió un grave revés a raíz de la publicación por Lucia (1968) de los resultados de un sondeo realizado en el fondo del Pekelmeer. No se encontró dolomía y el agua de poros, a una profundidad a la que se esperaba existieran salmueras hipersalinas, seguía siendo agua marina normal.

Se reconoció también la existencia de una cubierta impermeable de ceniza volcánica, en el fondo del lago (a 0.5-1 metro de profundidad). En los puntos en que esta última aparecía rota esporádicamente se localizaban los manantiales de agua marina (Lucia, 1968; Murray, 1969). Sólo en el verano, durante un periodo de 2-3 semanas, cambiaba el sentido de circulación y actuaban como pozos a través de los cuales fluía el agua del lago. Murray (1969) señaló, no obstante, que debe existir algún escape regular del agua salina del lago ya que, de otro modo, la intensa evaporación reinante conduciría a la precipitación de las sales más solubles, tales como la halita.

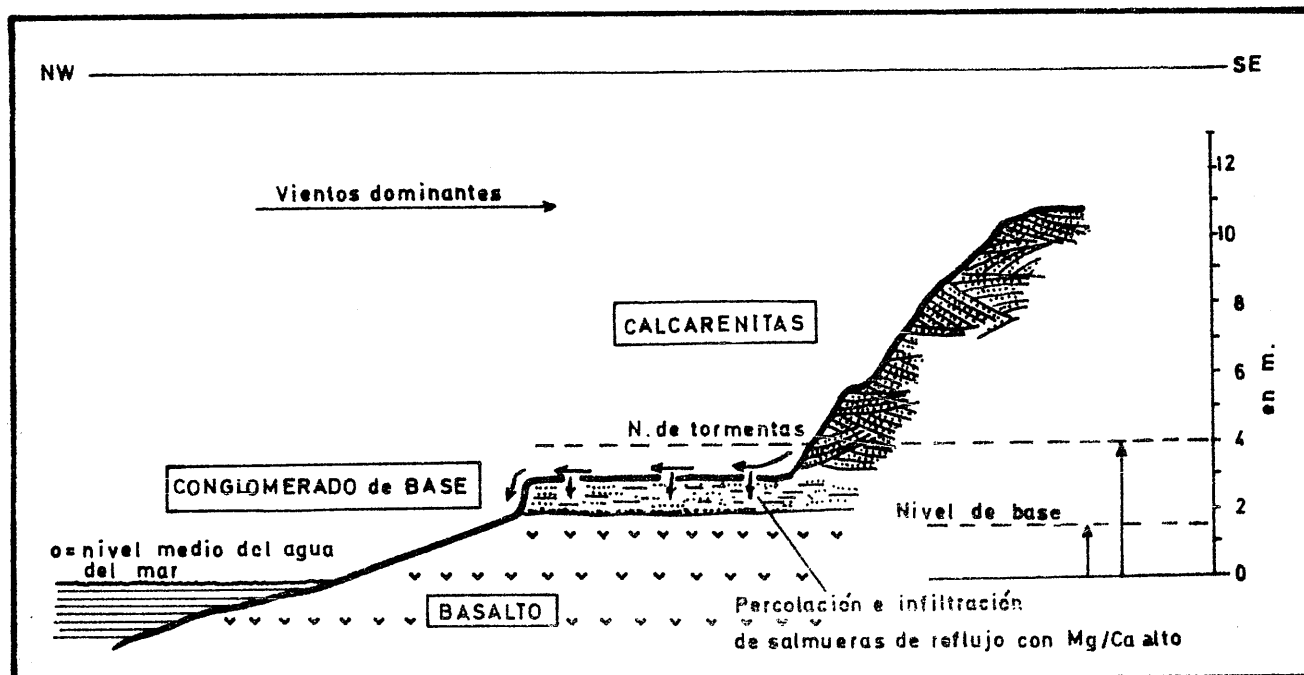
La dolomía se encuentra también en forma de costras oscuras superficiales, en la mayor parte de los sedimentos supramareales recientes (fig. 14). Su edad, estimada mediante ^{14}C , es menor de 2.200 años. Las evidencias texturales indican que la mayor parte de esta dolomita supramareal se formó por reemplazamiento. El tamaño -

de los cristales de dolomita que la constituyen es de aproximadamente dos micras. Las relaciones calcio-magnesio, estimadas mediante difracción de Rayos X, varían desde $Mg_{46}Ca_{54}$ a $Mg_{44}Ca_{56}$. El contenido en dolomita de las costras llega a ser del 80 al 95%, el resto es aragonito. Dichas costras están a veces débilmente laminadas y presentan en su superficie grietas de desecación. En algunos puntos se erosionan y los clastos resultantes son diseminados en el barro pelítico. La dolomitización suele afectar selectivamente a la matriz. El hecho de encontrar conchas y pelets lixiviados en las costras dolomíticas sugiere que la disolución es parte del proceso de dolomitización. La porosidad que presentan estas costras se debe esencialmente a la existencia de estos vacíos de disolución. La ausencia notable de porosidad en la matriz micrítica dolomitizada indica que parte de la dolomita ha sido precipitada como cemento ya que la porosidad del barro aragonítico sin dolomitizar está alrededor del 50% (Deffeyes et al., 1965).

Estas costras se interpretan como formadas mediante procesos de capilaridad (Michard, 1969) y/o bombeado evaporítico (Hsü y Siegenthaler, 1969).

II.6.2.5. Islas Canarias.

Müller y Tietz (1966) explican mediante un sistema relativamente simple de evaporación y reflujo, la dolomitización de las calcarenitas (biocalcarenitas marinas y eolianitas) supramareales cuaternarias de la isla de Fuerteventura (Islas - Canarias). Estas calcarenitas forman pequeños acantilados y terrazas costeras, sobre basaltos, que son periódicamente humedecidos por el rocío y las olas del mar (fig.15).



- Figura 15.- Dolomitización de las calcarenitas supramareales cuaternarias que constituyen los acantilados de la isla de Fuerteventura (Canarias). (Según Müller y Tietz, 1966; en Michard, 1969).

Parte del agua del mar arrojada por el oleaje permanece estancada en la superficie de las calcarenitas, y al evaporarse precipita CaCO_3 , yeso y sal; el resto del agua, enriquecida en magnesio, se infiltra, percola hacia abajo y escapa hacia el mar, al llegar al nivel de base de la terraza, simplemente por gravedad.

En las calcarenitas los granos de algas coralinas (originalmente de calcita magnésica) han sido alterados a dolomita criptocristalina y la porosidad primaria de dichas calcarenitas ha sido parcialmente ocluida por cemento dolomítico. Se observan también grandes cristales de dolomita (de hasta 2 mm) recrecidos "in situ" posiblemente sobre antigua dolomita criptocristalina.

II.6.2.6. Lago Solar.

Es un pequeño lago de 140 m de largo, 65 de ancho y una profundidad máxima de 5 m, situado en el Golfo de Elat (Mar Rojo), que ha sido estudiado por Aharon et al. (1977). Está separado del mar por una barrera de 60 m. de anchura y de 3.5. de altura, constituida por arena y cantos de rocas ígneas y metamórficas con abundantes fragmentos de conchas de moluscos. El lago se alimenta principalmente por el agua del mar que se infiltra a través de la barrera, durante las mareas altas. Las altas pérdidas por evaporación, que en verano superan con creces los aportes, hacen que en conjunto el lago sea hipersalino (hasta un máximo de 170 gr/l de sólidos disueltos). La temperatura máxima detectada en el fondo es de 57 °C. En invierno disminuye la evaporación, el agua se estratifica, y el fondo se hace anoxigénico y reductor, incrementándose el contenido en CO_2 con la profundidad.

El sedimento que predomina en el centro del lago es una mezcla de cristales yeso y aragonito rica en materia orgánica. En los bordes prosperan las mallas de algas. La relación molar $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ se ve incrementada en el agua del lago a valores de 8.2-10.5, con respecto al valor de 5.2 que alcanza en el agua del mar, como consecuencia de la precipitación del CaCO_3 y el yeso.

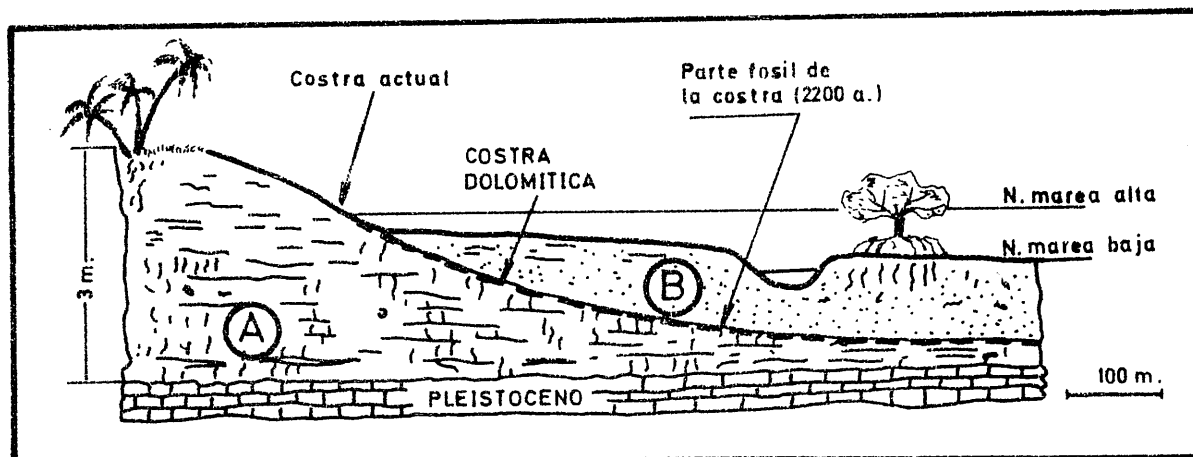
La salinidad media del lago no varió sustancialmente durante un periodo de observación de 6 años, por lo que Aharon et al. (1977) dedujeron la existencia de un mecanismo de reflujo, a través de los sedimentos del fondo, capaz de compensar los posibles incrementos de salinidad. El volumen de reflujo calculado fué de $5.9 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{años}$. Este proceso de reflujo es la causa de la formación actual de dolomita en el subsuelo, por reemplazamiento de aragonito preexistente. La dolomita se encuentra desde los 30 cm. de profundidad en el sedimento hacia abajo, lo que sugiere que se está formando diagenéticamente. Presenta un 6-7% de moles en exceso de CaCO_3 y está pobremente ordenada. Está enriquecida en los isótopos pesados de oxígeno (^{18}O) y carbono (^{13}C), lo que constituye una prueba más de que su formación está relacionada con la circulación de salmueras hipersalinas. El porcentaje de dolomita dentro del carbonato varía entre 10 y 90%. El tamaño de los rombos de dolomita es de 4-10 micras. Los cristales de aragonito que coexisten con la dolomita muestran señales evidentes de corrosión. Cálculos basados en el porcentaje de sedimentación ($\approx 1 \text{ mm/año}$) dan edades entre 300 y 1300 años para los sedimentos que contienen la dolomita. La velocidad de crecimiento de los cristales de dolomita es del orden de 1 micra/1000 años.

II.6.2.7. Isla de Andros.

También se ha encontrado dolomita de formación reciente y/o actual en

los sedimentos carbonatados supramareales del lado W de la Isla de Andros (Bahamas) (Shinn y Ginsburg, 1964; Shinn et al, 1965 a, b; Bourrouilh- Le Jan, 1973 a). Recientemente Bourrouilh - Le Jan (1973 a) ha citado la existencia, en la parte este de la isla, de algunas raras costras dolomíticas subactuales de aspecto y origen - parecido.

En el afloramiento, la dolomía se muestra como una costra que forma una capa más o menos continua, interestratificada en los sedimentos recientes y que tiene toda la apariencia de un antiguo recubrimiento asfáltico de carretera (Shinn et al., 1965b). (fig. 16).



- A: Barro pelítico oscuro con gasterópodos terrestres y raíces.
- B: Sedimento pelítico algo más claro que incluye numerosos gasterópodos marinos, foraminíferos y raíces de manglares.

- Figura 16.- Corte que muestra la disposición en el afloramiento de las costras dolomíticas supramareales de la isla de Andros (Bahamas). (Según Shinn et al., 1965 b).

Donde la capa está expuesta en superficie se presenta generalmente agrietada. La parte enterrada de la costra tienen una estructura similar (Shinn et al., 1965 b). Trozos de esta han sido erosionados e incorporados en el sedimento adyacente e infrayacente.

El color de las costras en superficie es de gris oscuro a negro y cambia hacia abajo (a solo unos cuantos milímetros de profundidad) a blanco o bronceado claro. Su potencia media es de 2-3 cm. Las estructuras sedimentarias que con más frecuencia se encuentran en ella son: grietas y polígonos de desecación, laminaciones de origen algal, "birdseyes" y bioturbación (Shinn et al., 1965 b; Shinn, 1968 a). Su contenido en dolomita varía entre el 20 y el 80% (Shinn et al., 1965 b). Es una dolomita calcífera, no ideal ($\text{Ca}_{55}\text{Mg}_{55}$). El tamaño de los cristales de dolomita es de 1-2 micras. Dicha dolomita se presenta normalmente reemplazando pelets, conchas, y a la matriz micrítica del sedimento, aunque parte puede también haber sido precipitada como cemento.

La formación de la dolomita acontece en un punto situado ligeramente por encima del nivel normal de marea alta, donde a las inundaciones que provocan las tormentas de mareas siguen muchos días de exposición subárea. La fuerte evaporación hace incrementar fuertemente la concentración del total de sales disueltas en el agua

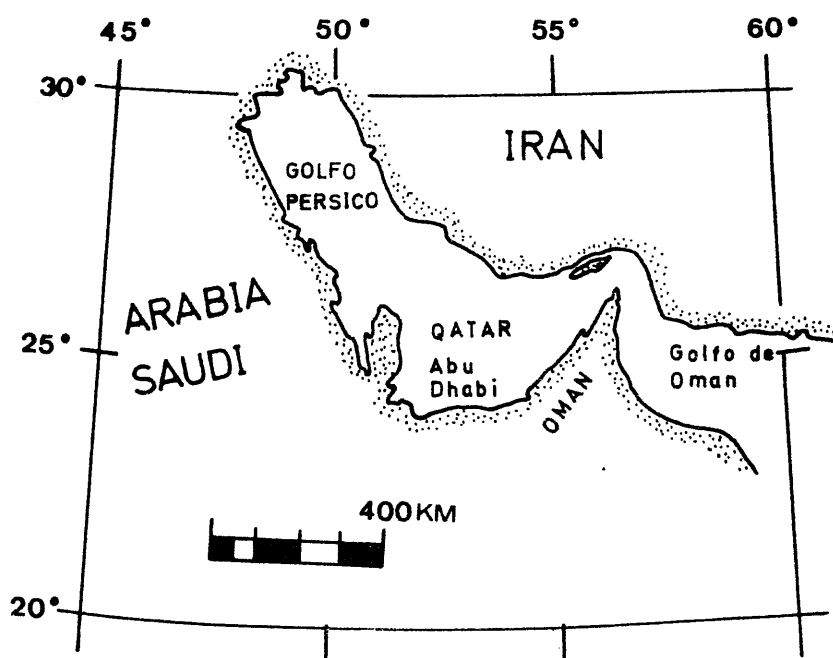
intersticial del sedimento, llegándose a alcanzar valores de relación molal Mg^{+2}/Ca^{+2} de 40/1 y salinidades 5 a 6 veces superiores a la normal del agua del mar. Este enriquecimiento se produce en los centímetros superiores de sedimento que es también donde se desarrolla la dolomitización. El agua perdida por evaporación en superficie es reemplazada por flujo subsuperficial de agua del mar que asciende por capilaridad. La ausencia de evaporitas (anhidrita, yeso, halita) puede ser debida al lavado superficial por las aguas de lluvia, mareas altas y tormentas ya que el clima predominante es húmedo y templado (Shinn et al., 1965 b).- La ausencia de yeso podría sugerir, por otro lado, que al menos parte de las costras dolomíticas pueden haberse formado durante la estación húmeda mediante procesos de mezcla de agua de lluvia con agua marina normal o ligeramente superconcentrada (Folk y Land, 1975). Bourrouilh - Le Jan (1973) relaciona las costras dolomíticas de la costa oeste de la isla de Andros con aguas de baja salinidad (10-15 g/l).

Al haber variado la posición de la zona supramareal en el tiempo, debido a una transgresión gradual del mar, la costa es también transgresiva, y ha dibujado un gráfico natural del levantamiento relativo del nivel del mar. (vease fig. 16).

Costras actuales muy semejantes se han descrito también en los "Cayos de Florida" por Shinn y Ginsburg (1964), Shinn et al., (1965 a), Shinn (1968 b) y Atwood y Bubb (1970).

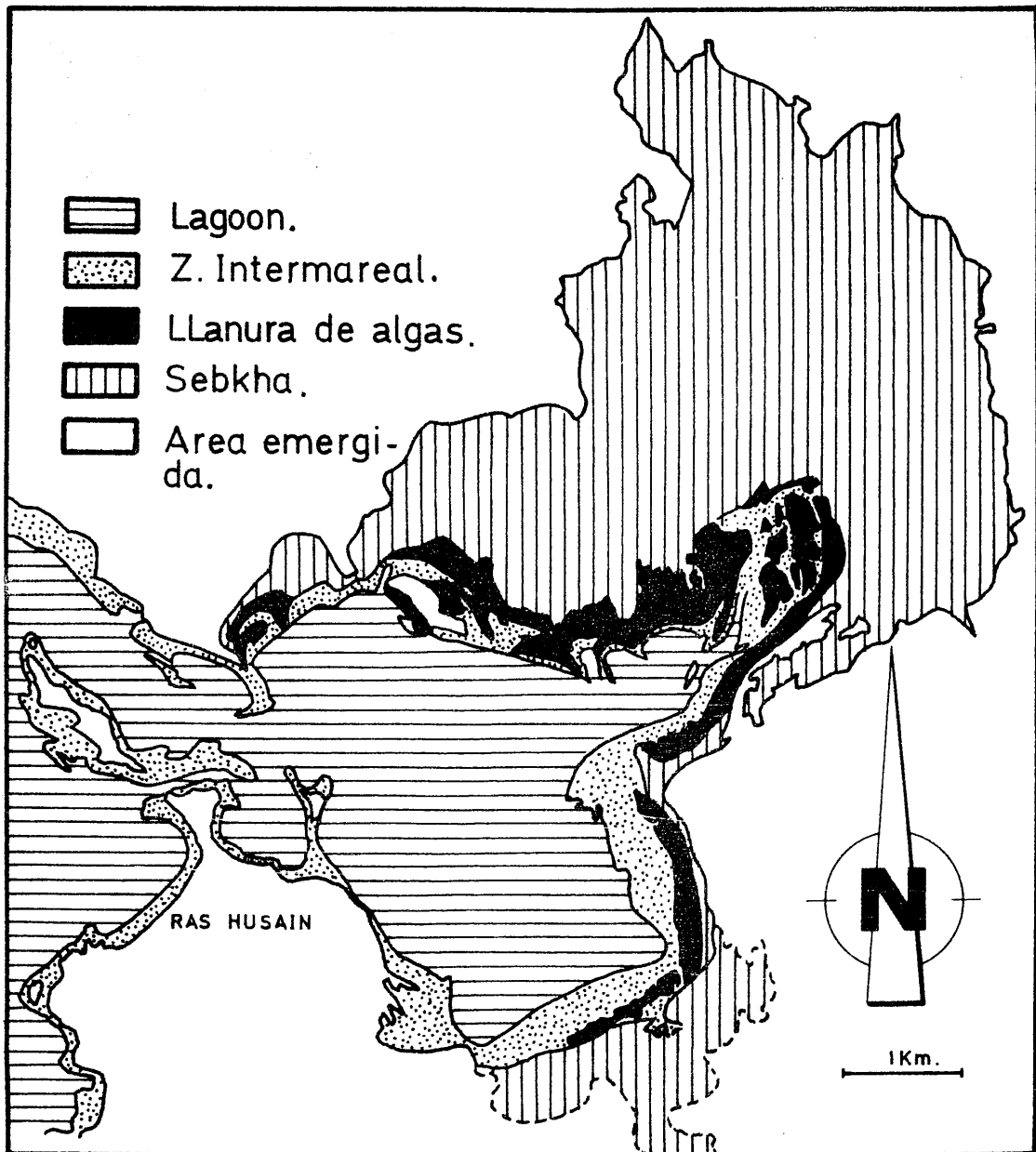
II.6.2.8. Golfo Pérsico.

En el Golfo Pérsico los afloramientos dolomíticos se extienden a lo largo de 900 km, desde el lado oeste de la Península de Qatar a la Península de Oman, a la entrada del Golfo (fig. 17).



- Figura 17.- Mapa del Golfo Pérsico en el que se muestra la posición de la península de Qatar, de la localidad de Abu Dhabi y de la península de Omán. (Tomada de Friedman y Sanders, 1967).

En la costa W de la Península de Qatar existen varios "lagoons" y bahías, separados de la masa principal de agua del Golfo por una plataforma somera de va-



- Figura 18.- Distribución de ambientes sedimentarios en las zonas costeras del Golfo Pérsico. Ejemplo tomado de Illing et al., (1965). La mayor parte del "lagoon" tiene menos de dos metros de profundidad.

rios kilómetros de anchura, y menos de 4 metros de profundidad. El rango de las mareas es de alrededor de 1 m (Wells, 1962; Illing, 1963; Illing y Wells, 1964). Las salinidades de las aguas de los "lagoons" varían de 4.5 a 5.5‰; en la marea alta diurna se llega a alcanzar el 10‰ (Wells, 1962). Los valores de cloridad oscilan de 30 a 35 g/l (Illing y Wells, 1964). Hacia el este se extienden "lagoons" costeros y llanuras de mareas comparables a lo largo de la costa Trucial (o costa de los Piratas) abrigados del mar abierto por islas barrera. El margen de tierra firme de los "lagoons" consta de una llanura intramareal colonizada por mallas de algas, y una extensa llanura supramareal encostrada de sales, conocida con el nombre de "sabkha" o "sebkha" cuya anchura puede alcanzar los 30 km (fig. 18).

Las aguas intersticiales de los sedimentos de la llanura de algas y de las "sabkhas" son cálidas (la temperatura en el exterior supera los 50 °C), altamente salinas (50-150 g/l) y ligeramente ácidas (a causa de las fermentaciones que liberan gas carbónico). El valor de la relación molal Mg^{+2}/Ca^{+2} es elevado (10 o más). Por contra, hacia el lado de tierra y ya dentro de la "sabkha" hay, un decrecimiento del valor de dicha relación molal Mg^{+2}/Ca^{+2} hasta valores mínimos de 3, causado por la formación de dolomita en el sedimento (Illing et al., 1965).

El aragonito predomina en las partes más bajas de la llanura de mareas. La dolomita aparece en la parte más alta (entre los niveles de mareas altas correspondientes a las mareas vivas y mareas muertas). Su abundancia se incrementa tierra adentro hasta un punto en que transiciona a minerales de tipo evaporítico: yeso, anhidrita y halita (Curtis et al., 1963; Shearman, 1963; Butler et al., 1964). La anhidrita nodular se forma principalmente por deshidratación del yeso preexistente y precipitación de anhidrita de neoformación sobre el núcleo así formado (Bush, 1973). Los cristales dolomíticos (de 1-5 micras) reemplazan antiguos barros aragoníticos peletíferos. Se asocian a esta dolomita grandes cristales de yeso pecilítico englobando, reemplazado y desplazando el aragonito (Illing, 1963). Hay también formación de celestina a partir del estroncio del aragonito reemplazado por la dolomita (Bush, 1973).

La edad de la dolomita encontrada (verdadera dolomita según Illing, 1965; protodolomita en las muestras estudiadas por Curtis et al., 1963), oscila entre 2.600 años, a 15 cm de profundidad, y 3300 a los 80 cm.

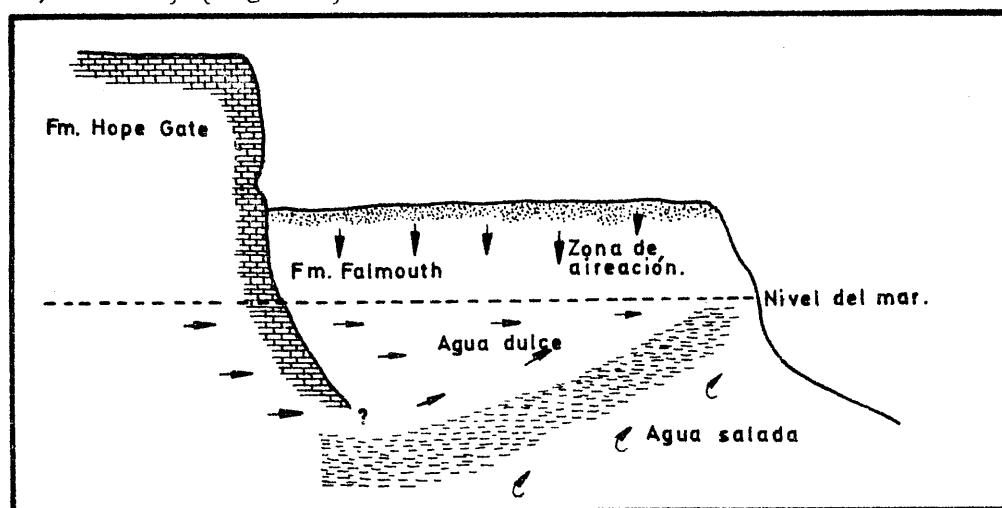
La sedimentación está gradualmente rellenando los "lagoons" de modo que el sedimento de la "sabkha" se superpone a las mallas de algas y estas, a su vez a los barros pelíticos de la zona intramareal baja (Illing et al., 1965). La zona en que se forma la dolomita no se extiende más de un metro por debajo de superficie a causa de la existencia del lecho impermeable de algas, el cual no obstante desaparece hacia dentro de la sabkha (Bush, 1973).

El agua de poros contenida en los sedimentos supramareales tiene dos orígenes. Parte de ella es de inundación, pero la mayor parte se piensa se ha introducido a través del propio sedimento, desde el "lagoon", para reemplazar el agua perdida a causa de la intensa evaporación que reina en la superficie de la "sabkha". La precipitación de aragonito y/o yeso causó una continua pérdida de Ca^{+2} y un continuo incremento en la relación molal Mg^{+2}/Ca^{+2} conforme el agua de poros se mueve hacia tierra. Con concentraciones del orden de 5-6 veces la del agua del mar y valores de relación molal Mg^{+2}/Ca^{+2} de 6 a 10 se forma dolomita. Con valores de relación molal Mg^{+2}/Ca^{+2} más altos, que se alcanzan cuando hay precipitación coetánea de yeso y dolomita, se forma magnesita a expensas de la dolomita preexistente (Kinsman, 1966; Bush, 1973). La dolomitización es generalmente más rápida y completa cuando afecta a sedimentos de grano fino; en sedimentos de grano grueso esta puede inhibirse y precipitar huntita en lugar de dolomita (Kinsman, 1966, 1967).

Se necesita, además, que opere un sistema de circulación capaz de mantener el continuo suministro de las salmueras. Para algunos autores el mecanismo que opera en las "sabkha" del Golfo Pérsico es el de capilaridad (Illing et al., 1965); para otros, el de bombeado evaporítico (Hsü y Schneider, 1973). Otros sin embargo, piensan en el mecanismo de reflujos como el más efectivo (Bush, 1973; De Groot, 1973).

II.6.2.9. Jamaica.

En el norte de Jamaica se produce dolomitización donde los acuíferos costeros actuales invaden terrazas arrecifales emergidas del Pleistoceno Superior (Falmouth Formation) (Land, 1973 a) (fig. 19).



- Figura 19.- Modelo de dolomitización propuesto por Land (1973 a) para las terrazas arrecifales del norte de Jamaica. La dolomitización acontece dentro de los acuíferos costeros, allí donde se mezcla lentamente el agua dulce subterránea con el agua marina subterránea.

El modelo es también aplicable para explicar la dolomitización penecontemporánea de las terrazas arrecifales más antiguas (Hope-Gate Formation- Pleistoceno Medio) (Land y Epstein, 1970; Land, 1972, 1973 b).

Los cristales de dolomita (de 8 a 25 milímetros y de tendencia idiomorfa) reemplazan a la matriz micrítica y a fragmentos esqueléticos cuya composición mineralógica original fué de calcita magnésica, al tiempo que rellenan los huecos de disolución del aragonito. Los detalles estructurales de las algas coralinas son preservados con toda fidelidad, lo que indica que el reemplazamiento de calcita por dolomita se realiza volumen a volumen (Land, 1970).

Desde el punto de vista isotópico, la dolomita está muy empobrecida en ^{18}O y, sobre todo en ^{13}C , lo cual, junto a el alto contenido en estroncio, sugiere que precipitó a partir de aguas meteóricas subterráneas sobresaturadas en CO_2 (Land, 1973 a). Su contenido en Na excluye también un origen a partir de fluidos marinos.

Para Land (1973 a,b) la dolomitización actuó en la zona de mezcla de los acuíferos subterráneos costeros allí donde las aguas dulces subterráneas entraron en contacto con agua marina.

II.6.3. AMBIENTES MARINOS.

II.6.3.1. Atolones del Pacífico.

La mayor parte de los casos estudiados de atolones dolomitizados se sitúan en el Pacífico. La dolomitización nunca es superficial, excepción hecha del atolón de Clipperton (Bourrouilh-Le Jan, 1973 a), sino que se observa sólo en muestras obtenidas mediante sondeos (caso de Funafuti), o en afloramientos de atolones fósiles, parcial o totalmente emergidos, que están en la actualidad siendo erosionados (caso de la isla - de Lifou).

La dolomitización afecta esencialmente al basamento del "lagoon" interno, a partir de una cierta profundidad. Así en Funafuti aparece a los 130 m. Un estudio minucioso de las variaciones del contenido en magnesio con la profundidad llevó a Reuling (1934), a emitir la hipótesis de la existencia de una profundidad crítica, por debajo de la cual se formaría dolomita a partir de sedimentos calcíticos (fundamentalmente partículas esqueléticas cuya composición original fuese de calcita magnésica), bajo una presión de confinamiento de 20 atmósferas o superior. Sin embargo, el proceso dominante parece ser la infiltración de salmueras lagunares. Este es el mecanismo invocado por Beaufort (1964) (en Michard, 1969) para el atolón Lifou en Nueva Caledonia. Dicho atolón fósil, emergido desde el Plioceno, muestra una dolomitización importante de parte del fondo del antiguo "lagoon". Para Bourrouilh-Le Jan (1964) (en Michard, 1969), la dolomitización de dichas facies estuvo ligada a la infiltración de salmueras residuales, que fueron activas a medida que se completaba la emersión. Hay fenómenos importantes de migración del magnesio, ligados a la inestabilidad original de las calcitas organogenas magnesianas. Estudios más recientes realizados por la misma autora (Bourrouilh-Le Jan, 1972; 1973a), muestran que en el atolón Lifou se superponen al menos dos etapas importantes de dolomitización, ambas incompletas. La primera afecta preferencial y selectivamente a las facies de "lagoon" y se corresponde con la anteriormente descrita - por dicha autora (Bourrouilh-Le Jan, 1964). La segunda etapa se caracteriza por formar cristales mixtos zonados y se liga a circulaciones freáticas ya que provoca depósitos sucesivos de calcita y dolomita en microgeodas. Esta última dolomitización se localiza exclusivamente en el núcleo del antiguo arrecife.

Los estudios realizados por Schlanger (1965) sobre dolomitización de diversas islas oceánicas (Eniwetok, Funafuti, etc...) confirman la operatividad del sistema de reflujo. En algún momento de su historia dichas islas contenían en su interior - - "lagoons" hipersalinos, poco profundos. El enriquecimiento de las dolomías resultantes en el isótopo pesado de oxígeno (Berner, 1965), confirma que dichas salmueras subevaporíticas llegaron a infiltrarse y dolomitizaron el sedimento infrayacente.

II.6.3.2. Dolomía profunda oceánica.

Existen numerosas citas que hacen referencia a la presencia actual de granos de dolomita en sedimentos profundos oceánicos (Bøggild, 1912; Correns, 1939; Fairbridge, 1957; Bramlette, 1961; Friedman, 1964; Hathaway y Sachs, 1965; Milliman y Müller, 1973). El hecho de que estos granos estén normalmente constituidos por romboedros perfectos, no significa necesariamente que se hayan formado "in situ". Muchos de los cristales dolomíticos que afloran en el fondo de los océanos podrían, de hecho, ser detríticos, y haber sido transportados a su posición actual, en mar abierto, por el viento o las corrientes

tes (Milliman, 1974). Por ejemplo, los granos romboédricos citados por Taft (1961) en la Bahía de Florida, son deficitarios en ^{14}C , lo que sugiere que dichos granos son detríticos (Deffeyes y Martin, 1962).

Por contra, los cristales dolomíticos encontrados por Bonatti (1966) están asociados a barros carbonatados, de origen inorgánico, precipitados en asociación con vulcanismo submarino. Estos grandes rombos (mayores de 40 micras) probablemente se formaron "in situ".

Los cristales dolomíticos encontrados en el fondo del mar, cerca de donde se realizó el sondeo del "Mohole" (Riedel et al, 1961; Murata y Erd, 1964), se sitúan directamente encima de una capa basáltica, de ahí que se infiera para ellos un origen hidrotermal en relación con el vulcanismo.

Thompson et al. (1968) encontraron también rocas dolomíticas constituidas por cristales de dolomita ordenada de composición casi estequiométrica de 30-80 micras en la Dorsal Atlántica, a profundidades entre los 1700 y 2500 metros. El contenido en ^{18}O de la dolomita era extremadamente alto (más de 7.6%), lo que sugiere que su formación estuvo probablemente en relación con fenómenos volcánicos.

Citemos finalmente, que además de las posibles dolomías detríticas y de las formadas en relación con fenómenos volcánicos, Davies y Supko (1973) han mencionado la existencia de otros dos tipos de dolomías submarinas. Uno de ellos está aparentemente relacionado a condiciones evaporíticas, o al menos con el transporte de fluidos evaporíticos. El otro tipo de dolomita se asocia a piritita y se forma probablemente por reducción de sulfatos que yacen en el fondo.

II.6.4. EL CRECIMIENTO DE DOLOMITA EN LOS AMBIENTES RECIENTES. FACTORES FAVORABLES.

Tal como señalan Folk y Land (1975), conforme aumenta la salinidad se requieren valores más altos de relación $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ para que se forme dolomita. Una reducción rápida en la salinidad manteniendo los valores de $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ (lo que se conseguiría mezclando agua dulce con agua marina) tiende a formar rápidamente dolomita. (fig.6).

Folk y Land (1975) señalan también como la mayoría de las aguas superficiales naturales (de lagos, ríos, mares, etc) presentan unos valores de salinidad y relación en peso $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ que las delimitan dentro del dominio de estabilidad de la calcita (o calcita magnésica o aragonito), pero no de la dolomita. Sólo en ciertos ambientes naturales, tales como llanuras supramareales con predominio de condiciones evaporíticas (tipo Golfo Pérsico), lagos con alta concentración en Mg^{+2} y baja salinidad, y ambientes donde pudiera haber mezcla de agua dulce con agua marina tales como acuíferos costeros, llanuras supramareales, etc..., se puede llegar a formar dolomita. Esta es de reemplazamiento en la mayoría de los casos ya que, en la evolución normal que siguen las soluciones acuosas en dichos ambientes, precipita CaCO_3 (calcita o aragonito) y calcita magnésica, antes de que se alcancen los valores de salinidad y relación $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ favorables a la precipitación de la dolomita, por lo que, al estar la solución mermada en ión CO_3^{-2} la dolomita se ve obligada a tomar el ión carbonato (y a veces el Ca^{+2}) de las fases carbonatadas anteriormente precipitadas. Esta situación se muestra claramente en las secuencias evaporíticas, donde la dolomita que aparece (generalmente en la base del ciclo entre el estadio del carbonato calcico y el estadio sulfatado. Strakhov, 1968), bien estratificada y con tamaños de cristales extremadamente finos, de 1 a 20 micras (dolomías criptocristalinas de Cayeaux, 1935; o dolomías litoides estratificadas de Michard, 1969) no es, sin embargo, de precipitación directa sino de reemplazamiento penecontemporáneo de un sedimento carbonatado cálcico (o calco-magnésico) original (Michard, 1969).

El papel de los iones sulfato es diverso. Por un lado, fijan una parte del Ca^{+2} bajo la forma de yeso y permiten la aparición y el desarrollo de salmueras magnesianas (la precipitación del aragonito tiene también a veces el mismo efecto), las cuales, al ser movilizadas posteriormente a través de sedimentos calizos anteriormente depositados pueden dolomitizarlos (casos de Bonaire, Golfo Pérsico, etc...). Por otro lado, la acción de las bacterias sulforeductoras sobre el yeso y otros sulfatos de magnesio puede favorecer, indirectamente, el desarrollo de barros dolomíticos, donde predominan condiciones euxínicas, por ejemplo en fondos estancados, poco profundos y ricos en materia orgánica y sulfatos (Lalou, 1957 a, b). Es interesante hacer notar que según Yanat'eva (1949, 1955, 1957) la dolomita es inestable con altas concentraciones de MgSO_4 y da paso a otros carbonatos de Magnesio tales como magnesita o hidromagnesita.

En el distrito del Coorong los elevados valores de pH parecen jugar un papel importante. La formación de la dolomita del Golfo Pérsico acontece, por contra, con valores de pH ligeramente ácidos (alrededor de 6.5). No aparece pues existir una ley de aplicación general. Igual ocurre respecto al Eh y al valor de presión parcial y de concentración de CO_2 (Bathurst, 1971). Las temperaturas excesivamente bajas parecen también inhibir la cristalización de la dolomita.

La materia orgánica está a menudo presente, lo que podría explicar el característico olor fétido de ciertas dolomías antiguas (Bourrouilh-Le Jan, 1973 b). Según Lucas (1952) dicho olor se debe a la presencia, en ellas, de sulfato de amonio. El papel de la materia orgánica como catalizador de la reacción de dolomitización ha sido resaltado por Davies (1979). La precipitación y el crecimiento de la dolomita donde existan condiciones favorables (como quizá sean los casos del "Deep Spring Lake" y de los lagos Australianos) son, de cualquier modo, procesos extremadamente lentos, lo que hace que no sean ni siquiera perceptibles en la mayoría de los casos, y que sean asimilables, a todos los efectos a procesos diagénéticos (Peterson et al., 1963).

El factor tiempo es, en consecuencia, de una importancia extrema, tanto en los procesos de precipitación directa como en los de reemplazamiento, ya que sirve para compensar la lentitud cinética de las reacciones (Hsü, 1967; Hanshaw et al., 1971). Los procesos implicados en estas dolomitizaciones penecontemporáneas se llevan a cabo en miles, decenas e, incluso, centenares de miles de años.

II.6.5. EVOLUCION GEOLOGICA DE LOS FACTORES FAVORABLES AL DESARROLLO DE LAS ROCAS DOLOMITICAS.

Ciertos autores como Chilingar (1956a, b) y Teodorovich (1959) relacionan la disminución progresiva de las rocas dolomíticas respecto a las calizas, desde el Precámbrico a la actualidad, a condiciones cambiantes en la atmósfera e hidrosfera terrestre a lo largo de la escala geológica. Para dichos autores, la mayor parte de las dolomías Precámbricas (e incluso del Paleozoico antiguo) precipitaron directamente del mar y bajo condiciones de alta presión parcial de CO_2 y alto valor de relación $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$. Chilingar (1956 b) hace notar que la asociación con otros sedimentos primarios, la falta de porosidad intercrystalina, el tamaño extremadamente fino de los cristales (≤ 0.01 mm) y la orientación preferencial de los ejes C de los cristales son evidencias que apuntan hacia un origen primario (por precipitación directa) para la mayor parte de estas dolomías precámbricas.

Con el transcurso del tiempo, la posterior disminución de la actividad volcánica, la fijación progresiva del ión CO_3^{-2} en los carbonatos, y el aumento de la actividad fotosintética de las plantas hicieron disminuir el valor de la presión parcial de CO_2 y el de concentración de CO_2 . La relación $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ disminuyó así mismo en los océa-

nos, siguiendo la evolución general de la corteza terrestre, modificando el quimismo de aquellos hacia las condiciones que imperan actualmente.

II.7. CLASIFICACION DE LAS DOLOMIAS.

a) Basadas en el porcentaje caliza/dolomía.

Las clasificaciones más sencillas son las que atienden a considerar exclusivamente los porcentajes relativos caliza/dolomía. La más utilizada de todas ellas (Cayeux, 1935; Pettijohn, 1949, 1957; Carozzi, 1953; etc...) establece los siguientes límites entre términos diferenciados:

- Calizas: rocas carbonatadas que contienen menos del 5% de dolomita.
- Calizas magnesianas: contienen entre el 5-10% de dolomita.
- Calizas dolomíticas: entre el 10-50%.
- Dolomías calcíferas: entre el 50-90%.
- Dolomía: roca carbonatada con un contenido en dolomita superior al 90%.

Esta clasificación a pesar de su sencillez ha sido objeto de muchas críticas (vease Fairbridge, 1957).

Se da además la circunstancia de que en la naturaleza la frecuencia de abundancia de los distintos tipos de rocas carbonatadas es marcadamente bimodal, destacando claramente los dos extremos, (calizas y dolomías) (Steidtmán, 1917; Chave, 1954; I.F.P., 1959; Schmidt, 1965). Las clasificaciones presentadas por algunos autores rusos (Teodorovich, 1958; Frolova, 1959) atienden más a estos límites estadísticos naturales que la citada anteriormente. Dentro de esta línea Bissell y Chilingar (1967) dan la siguiente clasificación (tabla 5) modificada de la de Frolova (1959):

TABLA 5

Grupo sensus lato	% de dolomita	Subdivisiones
Calizas	0-5	Calizas típicas: $MgCO_3 < 3\%$ Calizas magnesianas $MgCO_3 \geq 3\%$ (una parte, al menos, no está bajo la forma de dolomita).
Calizas dolomíticas	5-75	Calizas ligeramente dolomíticas: 5-25% de dolomita. Calizas dolomíticas: 25-50% Calizas muy dolomíticas: 50-75%
Dolomía	75-100	Dolomías calcífera: 75-95% de dolomita. Dolomías típicas: 95-100% Dolomías magnesiana: $MgCO_3 \geq 45-7\%$. (aparición progresiva de magnesita en ciertos casos).

b) Basadas en criterios texturales.

Las clasificaciones de Folk (1959) y Sander (1967) se basan en criterios petrográficos puramente texturales, considerados bajo un doble aspecto: de un lado las texturas propiamente dolomíticas (grado de cristalinidad, tamaño y forma de los cristales, etc...) y de otro, las texturas reliquias de la caliza original (fantasmas de aloquímicos, etc...). Dichas clasificaciones asumen que la mayoría de las dolomías son de reemplazamiento, aunque reservan un "casillero" para las posibles dolomías de origen primario (caso de la de Folk, 1959).

c) Genética.

Otras clasificaciones más recientes consideran tan sólo aspectos puramente genéticos. Así, Friedman y Sanders (1967) distinguen cuatro grandes grupos de dolomías:

- 1) Dolomías singenéticas: precipitadas directamente en ambiente deposicional, como dolomicritas o como cristales de tamaño fino.
- 2) Dolomías detríticas.
- 3) Dolomías diagenéticas: formadas por reemplazamiento de sedimentos calizos con anterioridad, o al tiempo de su consolidación.
- 4) Dolomías epigenéticas: formadas por reemplazamiento de rocas calizas ya litificadas.

La clasificación que presentan Chilingar et al (1979) puede considerarse una variación de esta, de ahí que no se haga referencia a ella con mayor detalle.

Freeman (1972) diferencia tres grandes grupos de dolomías: dolomías detríticas, dolomías de reemplazamiento y dolomías de relleno de poros. A su vez dentro de estos últimos grupos hace distinción entre singenéticas y epigenéticas. En las singenéticas hay generación superficial dominante de las aguas dolomitizantes (incluye en ellas las dolomías por reflujo); en las epigenéticas el fluido dolomitizante evoluciona subsuperficialmente.

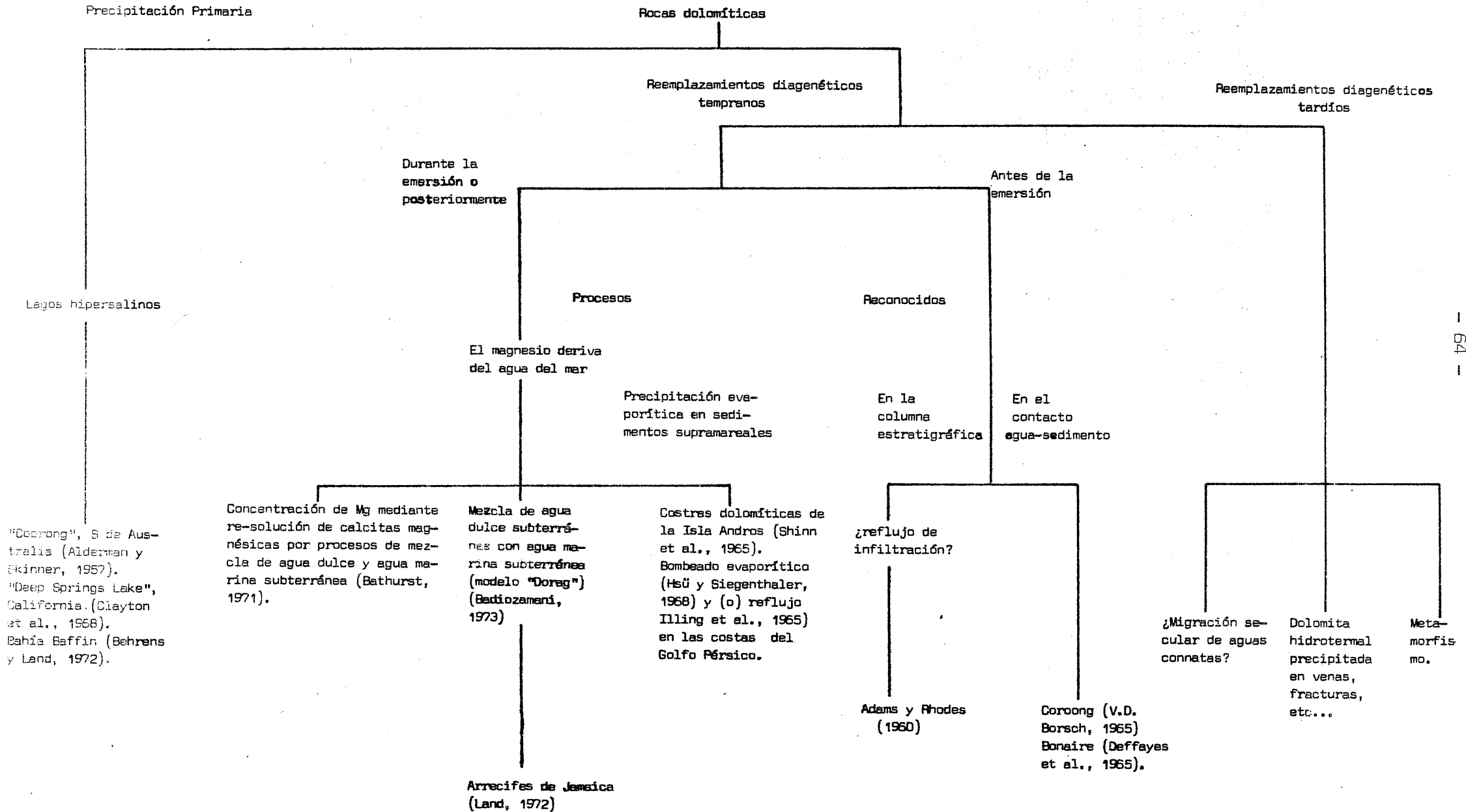
La clasificación de Badiozamani (1973) está también bien dentro de esta línea. Dicho autor distingue entre dolomías de precipitación directa y dolomías de reemplazamiento y, dentro de estas diferencia las ligadas a reemplazamientos diagenéticos tempranos y las que están en relación con procesos diagenéticos de reemplazamiento tardío. La diagenéticas tempranas y diagenéticas tardías equivalen a las diagenéticas y epigenéticas de Friedman y Sander (1967) o a las singenéticas y epigenéticas de Freeman (1972) respectivamente. Badiozamani (1973) encuadra también los distintos modelos de dolomitización, con ejemplos recientes y/o actuales, dentro de los distintos tipos y subtipos diferenciados. La tabla 6 muestra la clasificación de Badiozamani (1973) modificada según Wilson (1975).

Un ensayo de correlación entre los terminos utilizados por los distintos autores en las clasificaciones genéticas se muestra en la tabla 7:

TABLA 7

Friedman y Sanders (1967)	Freeman (1972)	Badiozamani (1973)
Singenética		Precipitación directa
Detríticas	Detríticas	
Diagenéticas	Singenéticas	Diagenéticas tempranas
Epigenéticas	Epigenéticas	Diagenéticas tardías

Clasificación de Radiozamani (1973), (modificada por Wilson, 1975).



III. DOLOMIAS DEL COMPLEJO ALPUJARRIDE.

III.1. INTRODUCCION.

El Complejo Alpujárride pertenece a las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas. Dentro de él se diferencian varias unidades tectónicas que forman mantos de corrimientos superpuestos, y que han sido definidas con nombres locales por diferentes autores (Simon, 1963; Boulin, 1968; Aldaya, 1969; Jacquin, 1970; Orozco, 1972; Gallegos, 1975; Avidad, 1976; Navarro, 1977 y Delgado, 1978).

Cada una de las Unidades Alpujárrides suele comprender dos formaciones litoestratigráficas: una inferior metapelítica formada predominantemente por micaesquistos atribuidos al Paleozoico y filitas y cuarcitas atribuidas al Permo-Werfeniense, y otra superior carbonatada, calizo-dolomítica, del Triás medio-superior. En el contacto entre ambas formaciones existen, en algunos puntos, masas de yeso. Cabe también señalar la presencia de peridotitas, emplazadas diapíricamente en la base de algunas de estas unidades.

Durante la Orogenia Alpina, los materiales de la formación metapelítica inferior fueron afectados, con mayor o menor intensidad, por un metamorfismo de grado medio (temperatura y presión intermedia), el cual con frecuencia alcanza también a los materiales de la formación carbonatada superior. No existe una separación neta de las etapas de blastesis metamórfica sino que, por el contrario, todo parece indicar que el metamorfismo sufrido por estas rocas es un metamorfismo continuo (Delgado, 1978).

Según Torres-Roldán (1979) el metamorfismo se relaciona genéticamente al gradiente geotermal anómalo provocado por la intrusión de las masas de peridotitas procedentes del manto, acontecimiento este que tuvo lugar durante el Paleoceno superior. Durante la blastesis metamórfica hubo episodios de deformación altamente penetrativos con desarrollo de esquistosidad de flujo y de fractura. Se distinguen tres fases de deformación simetamórfica de las cuales la más aparente en el campo es la segunda, que desarrolla una esquistosidad de flujo muy evidente.

Es incuestionable que las fases de deformación, y blastesis metamórfica a ellas asociada, son anteriores a las etapas de empilamiento de mantos, (Delgado, 1978). La primera etapa importante de translación de mantos tuvo lugar en el Eoceno-Oligoceno (Torres-Roldán, 1979). Conviene aquí señalar que la "patria" de todas estas Unidades Alpujárrides estuvo localizada varios cientos de km. al este de la posición que actualmente ocupan, en dominios pertenecientes a la placa Africana. Durante esta primera etapa de translación de mantos se produjo el acercamiento efectivo de las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, y los Alpujárrides fueron empujados hacia su posición actual (Torres-Roldán, 1979).

Fases tectónicas compresivas posteriores de menor importancia dieron lugar al desarrollo de pliegues superpuestos entre los que destacan los de dirección N 60° E y los de dirección N 140°- 160° (Arana y Martín, 1975; 1976; Martín y Arana, 1976; Delgado, 1978). Con posterioridad a dichos plegamientos, y con carácter local (ya que afecta exclusivamente a los Alpujárrides situados al norte de Sierra Nevada) tuvo lugar una última etapa de translación de mantos que se liga a deslizamientos de tipo gravitatorio provocados por el levantamiento de Sierra Nevada en un gran pliegue de fondo de dirección N 80° E (Arana y Martín, 1975, 1976; Martín, 1978).

La etapa final es de distensión con desarrollo de un doble sistema de fallas normales conjugadas de dirección N 135°- N 165° E y N 20°- N 80° E respectivamente (Arana

y Martín, 1975, 1976). También es muy patente la formación, durante esta etapa, de un sistema de diaclasas con orientaciones perpendiculares N 30° y N 120° E (Arana y Martín, 1975, 1976).

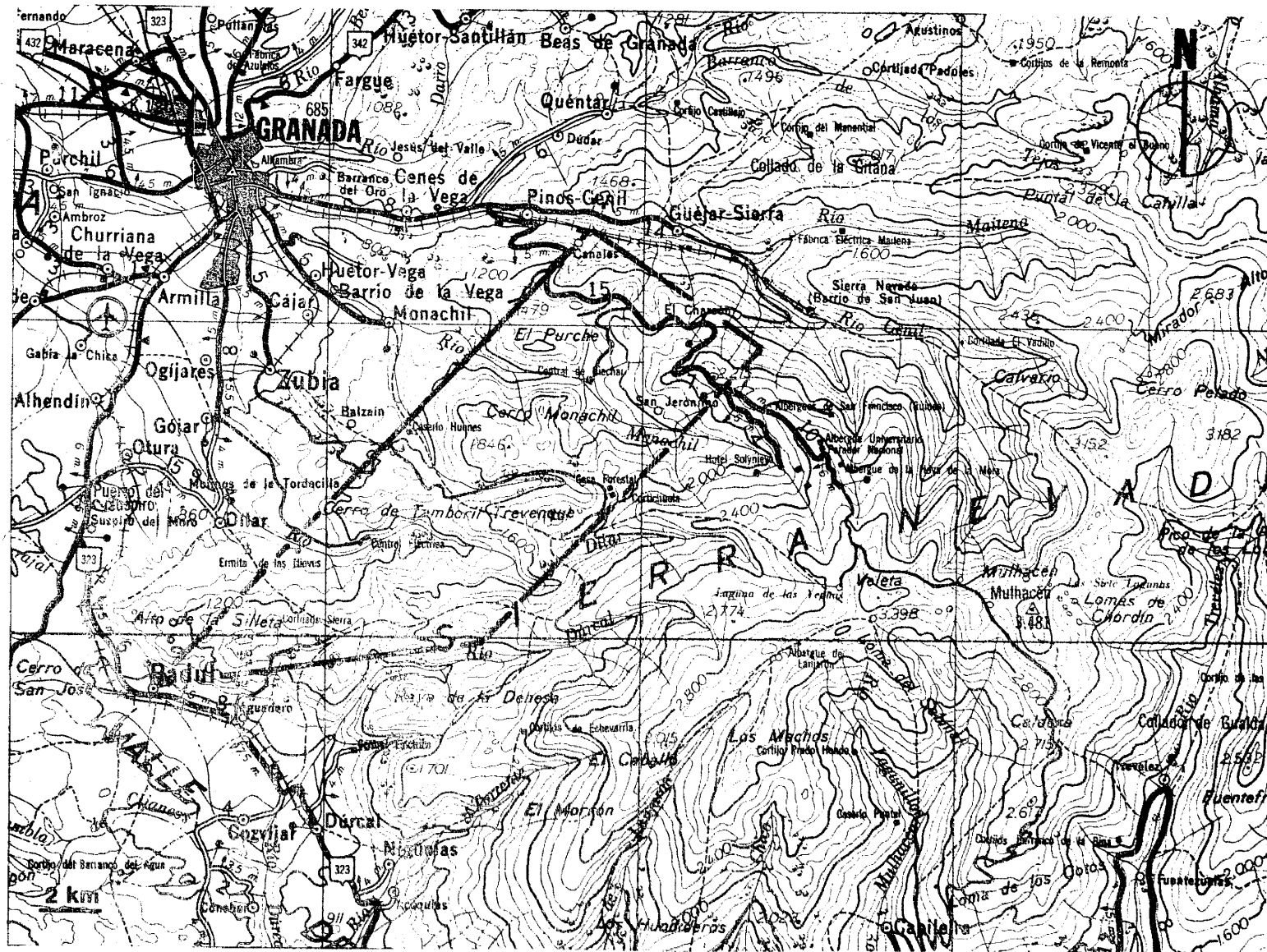
Este trabajo se ciñe exclusivamente al estudio de los materiales dolomíticos que se localizan en la formación carbonatada superior, de ahí que aspectos generales tales como evolución tectometamórfica de los materiales Alpujárrides, etc... y todos los referentes a la formación metapelítica inferior no sean abordados con mayor extensión fuera de esta pequeña introducción.

III.2. GEOLOGIA DEL AREA ESTUDIADA. ANTECEDENTES.

La zona de estudio seleccionada se localiza en el borde NW de Sierra Nevada entre los rios Genil y Dúrcal (fig. 20). Los primeros trabajos realizados sobre los materiales Alpujárrides de dicha zona (Gonzalez-Donoso y Vera, 1965; Gallegos, 1971) - abordan cuestiones generales referentes a la estratigrafía, estructura, delimitación de Unidades, etc... mientras que los estudios posteriores de Gallegos (1972); Arana y Gallegos (1972); Arana (1973); Arana y Martín (1975, 1976), Martín y Arana (1976), Martín (1978) y Martín y Delgado (1980) tratan aspectos más concretos.

Mención especial merece el trabajo de Gallegos (1975) que constituye tesis doctoral y que abarca en su totalidad la zona aquí considerada. Algunos de los puntos contenidos en él han sido objeto de revisión recientemente por Arana y Martín (1975, 1976); la sucesión de fases de plegamiento propuesta por Gallegos (op. cit.) no parece corresponder a la realmente existente; las series estratigráficas levantadas en las formaciones carbonatadas de algunas de las Unidades son también discutibles. Con todo ello, las discrepancias más fuertes se refieren, no obstante, a la diferenciación de Unidades. Según Gallegos (op. cit.) las Unidades Alpujárrides representadas en el borde NW de Sierra Nevada (transversal Granada-Pico del Veleta) son de abajo a arriba: Víboras, Trevenque y Fuente Piedra. En base a los estudios detallados realizados en el curso de una investigación sobre las mineralizaciones de origen sedimentario de la Unidad de las Víboras (Arana y Martín, 1975, 1976; Martín y Arana, 1976) se estableció la existencia de hasta tres "repeticiones" de origen tectónico dentro de la denominada "Unidad de las Víboras" por Gallegos (op. cit.), hecho que ha sido posteriormente confirmado por Delgado (1978) al correlacionar los mantos Alpujárrides del borde NW de Sierra Nevada con los de la Sierra de Baza. De este modo se puede afirmar que lo que Gallegos (op. cit.) llama "Unidad de las Víboras" incluye realmente tres unidades tectónicas diferentes. La más inferior de todas, poco estudiada y de difícil correlación, podría equipararse por su posición tectónica, grado de metamorfismo y otros rasgos a la llamada Unidad de Tetica (Leine, 1966). Esta Unidad es problemática ya que plantea problemas de atribución: se duda incluso de si pertenece al Complejo Alpujárride o al Nevado-Filábride. La intermedia es la Unidad de las Víboras s. str., la cual es perfectamente correlacionable con la Unidad de Lújar (Aldaya, 1969) y de Santa Bárbara (Delgado, 1978). A la Unidad más superior, conocida con el nombre de Unidad del Cerrajón, le fué asignada originalmente (al igual que a las dos anteriores) categoría de "escama" (Arana y Martín, 1975, 1976; Martín y Arana, 1976; Martín, 1978) en base a la limitada extensión areal de los afloramientos que estudiamos. Delgado (1978) le dió posteriormente categoría de Unidad y la correlación con la Unidad de Quintana de la Sierra de Baza.

Los materiales atribuidos por Gallegos (op. cit.) a las Unidades de Trevenque y Fuente Piedra no presentan problemas de asignación en la zona objeto de este estudio.



- Figura 20.- Dolomías Alpujárrides. Localización geográfica del area estudiada.

tudio. Delgado (1978) hace notar no obstante que afloramientos situados algo más al sur de la zona estudiada, incluidos por Gallegos (op. cit.) en la Unidad del Trevenque, pueden de hecho pertenecer a una Unidad Alpujárride de posición tectónica superior. Los materiales considerados aquí como pertenecientes a la Unidad del Trevenque se correlacionan con los de las Unidades de Alcazar (Aldaya, 1969) y Blanquizares (Delgado, 1978). La tabla 8, que se muestra a continuación resume los datos hasta ahora expuestos de un modo gráfico:

TABLA 8

Unidades Alpujárrides diferenciadas en el borde NW de Sierra Nevada

Gallegos (1975)	Arana y Martín (1975)	Delgado (1978)	Este trabajo. Martín (1980)
Fuente Piedra	Fuente Piedra	Fuente Piedra	Fuente Piedra
Trevenque	Trevenque	Trevenque	Trevenque
Víboras	escama superior (Cerrajón)	- Cerrajón	Cerrajón
	escama intermedia (Víboras s.str.)	Víboras	Víboras s.str.
	escama inferior		Unidad Alpujárride Inferior

Así pues en la zona objeto de este estudio (borde NW de Sierra Nevada) están representadas de abajo a arriba las siguientes Unidades Alpujárrides: Unidad Alpujárride Inferior (de atribución dudosa), Unidad de la Víboras s. str., Unidad del Cerrajón, Unidad del Trevenque y Unidad de Fuente Piedra.

La formación metapelítica inferior aparece en las tres unidades inferiores constituidas por un tramo de filitas de color y potencia variables (raramente supera los 200 m.) sobre el que reposan directamente los carbonatos de la formación superior estando ausentes los micaesquistos y otras rocas metapelíticas de mayor grado de metamorfismo. Las características estratigráficas, petrológicas, estructurales, etc... de los materiales pertenecientes a la formación carbonatada superior de las tres unidades inferiores son también muy similares. De todas ellas la Unidad Víboras s. str. es la que presenta mejores condiciones de afloramiento (es también la de menor grado metamorfismo). El hecho de que existan además en ella mineralizaciones diversas de origen sedimentario (Arana y Martín, 1975; Martín y Arana, 1976) que guardan estrecha relación genética con los procesos diagenéticos tempranos que operaron en los ambientes deposicionales, especialmente los procesos de dolomitización (Martín, 1978), hace su estudio especialmente interesante y ha sido por ello una de las Unidades seleccionadas.

La formación carbonatada superior de la Unidad Trevenque es de composición esencialmente dolomítica, lo cual a priori hacía concebir muchas esperanzas. Los resultados obtenidos, sin embargo, aunque importantes, no están a la medida del esfuerzo realizado. A pesar de todo, el estudio del corte del Pico de la Carne ha resultado especialmente provechoso (Martín y Delgado, 1980) y las observaciones realizadas allí y en otros cortes aledaños, han permitido precisar aún más sobre los procesos de dolomitización operantes, así como hacer extensibles al resto de las Unidades Alpujárrides la mayor parte de las conclusiones obtenidas del estudio de los materiales carbonatados dolomíticos de la Unidad Víboras.

La Unidad de Fuente Piedra está representada en el sector estudiado por micasquistos y cuarcitas pertenecientes a la formación metapelítica inferior (Gallegos, 1971, 1975), así como por mármoles brechoides pertenecientes a la formación carbonatada superior, estos últimos existentes solamente en el sector del Cerrajón (Arana y Martín, 1976). La poca extensión areal de los afloramientos carbonatados y el alto grado de tectonización y metamorfismo que presentan los hacen descartables para su estudio.

Por último cabe decir que he obtenido también datos de visitas a otras zonas alpujárrides próximas (Sierra de Alhambra, Sierra de Baza, Sierra de Lújar, etc). que me han permitido abordar bajo otros puntos de vista determinados aspectos parciales de problemas aquí planteados.

III.3. EJEMPLOS SELECCIONADOS.

III.3.1. UNIDAD VIBORAS.

III.3.1.1. Introducción.

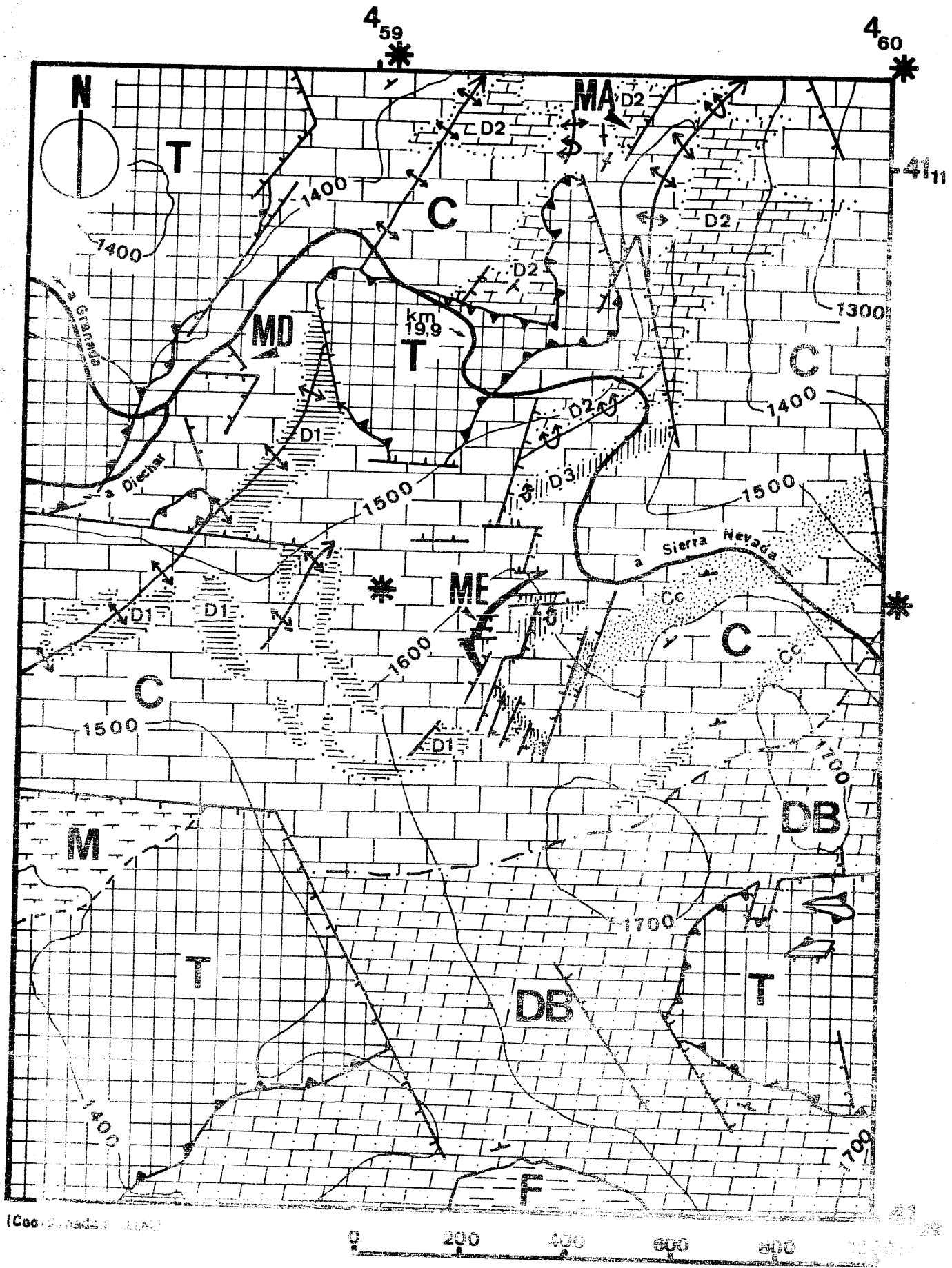
Se ha seleccionado un área pequeña especialmente interesante junto a la carretera general de Granada-Sierra Nevada entre los kilómetros 19 (desvío a la central eléctrica de Diechar) y 22 (barranco de las Víboras). Dicha área es la que presenta las series estratigráficas más completas de la formación carbonatada superior y la que exhibe una mayor continuidad lateral en los afloramientos como se aprecia en el esquema cartográfico de la fig. 21.

Con el fin de evitar sucesivas menciones a lo largo del texto, conviene señalar que algunos de los datos que se exponen a continuación aparecen ya recogidos en un trabajo que realicé previamente (Martín, 1978), lo que se advierte anticipadamente.

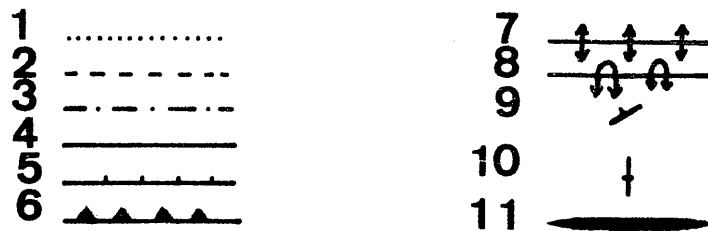
III.3.1.2. Estratigrafía.

El estudio estratigráfico detallado de la formación carbonatada superior de cualquiera de las Unidades Alpujárrides existentes en el área seleccionada permite delimitar la existencia de dos grandes grupos de dolomías. Unas localizadas en la base de la formación carbonatada, con una extensión vertical variable y un contacto de dolomitización irregular hacia arriba, y otras que adoptan una disposición estratiforme y se presentan intercaladas en la serie a diversas alturas (fig. 22).

En el ejemplo estudiado, sobre un tramo basal de filitas con algunas intercalaciones cuarcíticas de posible edad Permo-Werfeniense, descansa una potente formación

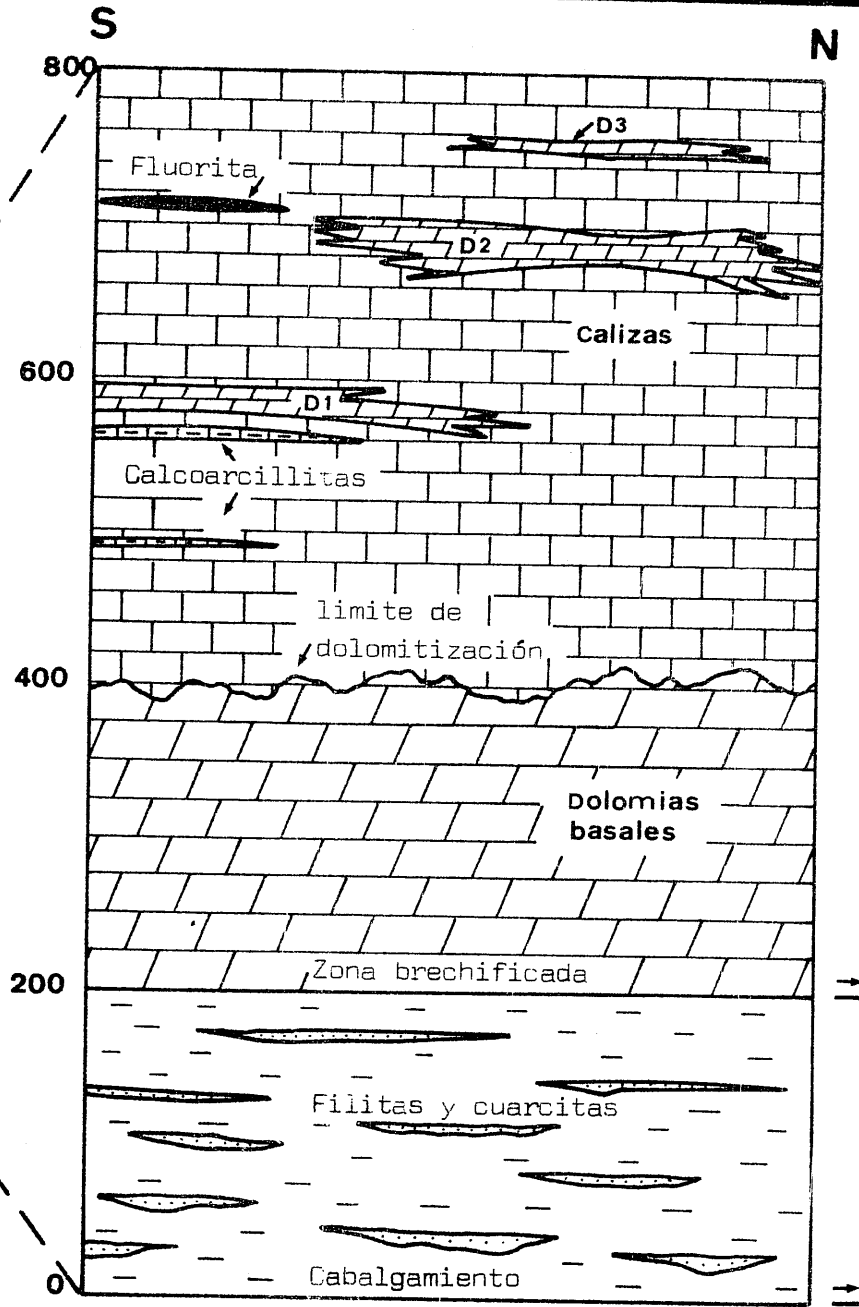
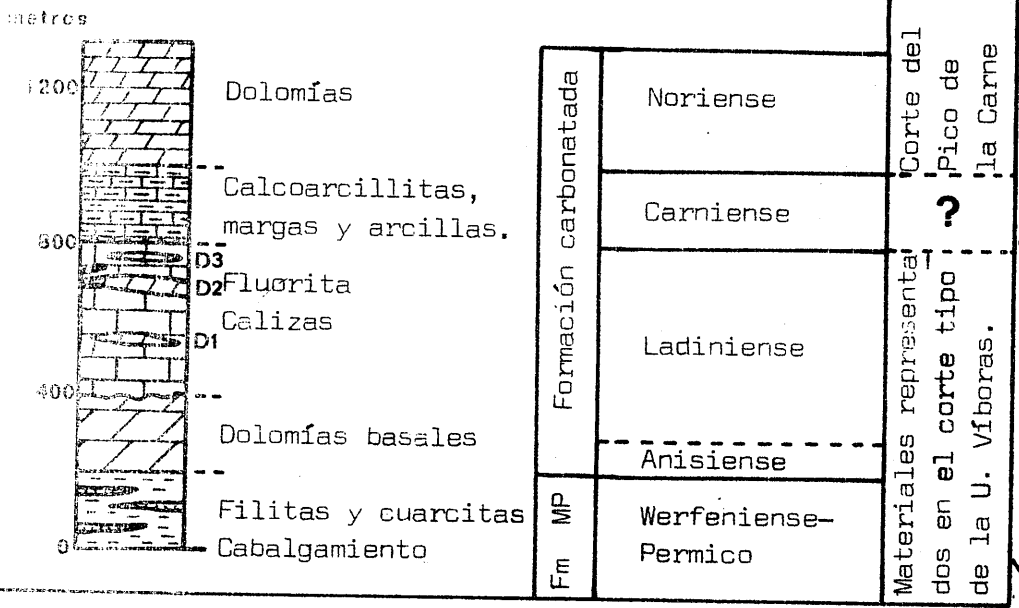


- Figura 21.- Unidad Víboras. Mapa geológico del sector estudiado (según Martín, 1978). F: filitas; DB: dolomías basales; Cc: calcoarcillitas; D1, D2 y D3: intercalaciones dolomíticas. Mineralizaciones: MA: Minas del Aguila (Zn); MD: Minas de Diechar (fluorita, Pb, Zn); ME: Mina Eduardo (fluorita cebrada). T: mantos tectónicamente superpuestos; M: Materiales miocenos (postectónicos). El esquema de distribución de facies (veáse fig. 23) ha sido trazado en la zona entre asteriscos del ángulo superior derecho.



Significado: 1: contacto "sedoconcordante"; 2: contacto discordante; 3: contacto de la dolomía basal; 4: contacto mecánico; 5: falla normal; 6: cabalgamiento; 7: anticlinal; 8: anticlinal invertido; 9: dirección y buzamiento; 10: estratos verticales; 11: fluorita cebrada.

SERIE ALPUJARRIDE IDEAL



- Figura 22.- Serie Alpujárride ideal de la zona estudiada. Reconstruida a partir de las observaciones realizadas en la Unidad de las Víboras y en el corte del Pico de la Carne (Unidad del Trevenque). A los materiales del Carniense, no representados en el área de estudio, se les ha asignado una litología y potencia similares a las descritas por Delgado (1978) en la Sierra de Baza. Nótese la posición de las dolomías basales, de los niveles dolomíticos estratiformes (D1, D2 y D3), y de las mineralizaciones de fluorita en la serie de detalle de la Unidad de las Víboras que se adjunta.

calizo-dolomítica, atribuible (por comparación con otras series carbonatadas Alpujárrides) al Triás medio-superior, y en la que se distinguen un paquete de dolomías basales de unos 200 metros de potencia máxima, y un potente paquete calizo de más de 400 metros constituido fundamentalmente por laminitas, de las que se diferencian algunas intercalaciones calcoarcillosas hacia la base, y tres intercalaciones dolomíticas estratiformes hacia los tramos intermedio-superiores (figs, 21 y 22). Los niveles dolomíticos - estratiformes inferiores (D1 y D2) están con frecuencia mineralizados en Zn y Pb (Arana y Martín, 1975; Martín y Arana, 1976). El intermedio (D2) pasa a su vez lateralmente a mineralizaciones de fluorita (Arana y Martín, 1975).

La ausencia de restos fósiles de valor cronoestratigráfico impide precisar la edad de los materiales carbonatados. Sin embargo, por comparación con otras series Alpujárrides bien datadas (Delgado, 1978) se podría asignar a la base de la formación carbonatada una edad Anisiense. Las mineralizaciones estratiformes de fluorita, plomo y zinc constituyen un nivel guía muy característico en las formaciones carbonatadas de todos los mantos Alpujárrides (Delgado, 1978). Delgado et al. (1971) atribuyen una edad Lombardiense (Ladiniense medio-superior) a las mineralizaciones estratiformes de fluorita y plomo existentes en la Sierra de Baza, que presentan unas características muy similares y una posición estratigráfica idéntica a las aquí mencionadas.

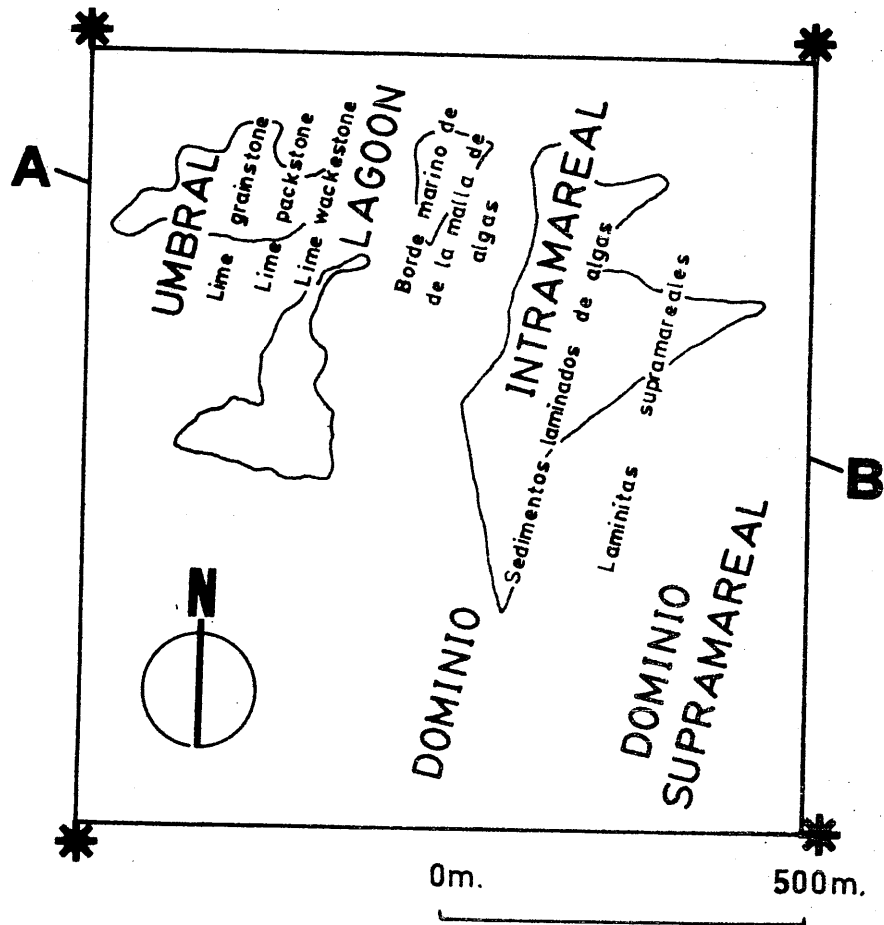
III.3.1.3. Interpretación Sedimentaria.

Este apartado recoge los resultados del análisis sedimentológico de los materiales carbonatados, así como la reconstrucción de los ambientes y subambientes deposicionales más característicos. El estudio sedimentológico se ha llevado a cabo mediante el examen, al microscopio, de más de 300 láminas delgadas procedentes de puntos seleccionados del área estudiada. El empleo del difusor (Delgado, 1977) ha permitido reconocer las texturas calizas originales en algunos de los tipos de dolomías representadas.

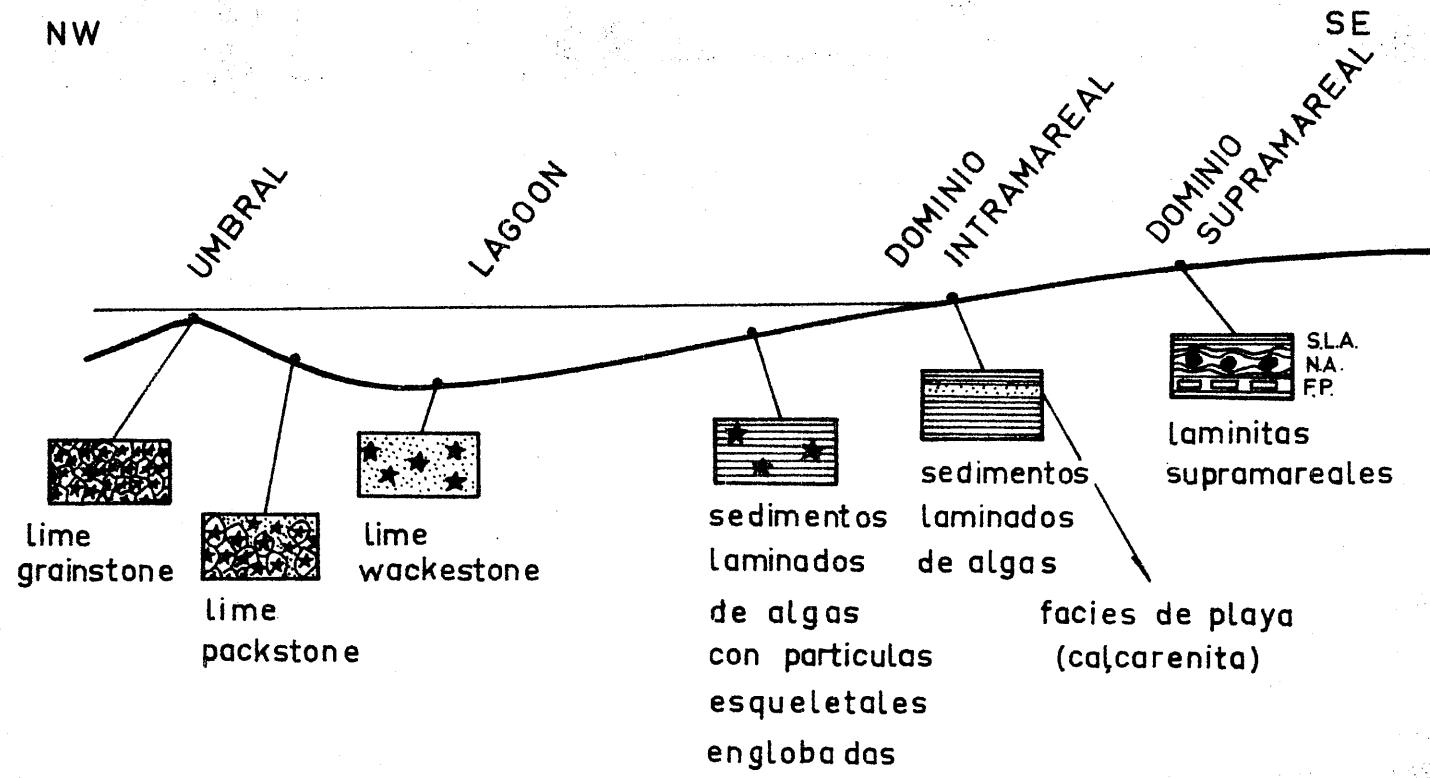
La parte basal de la serie ha sido afectada por dolomitizaciones que prácticamente han borrado todo rastro de la textura caliza original, haciendo imposible su identificación con seguridad.

En el resto de la serie las facies calizas representadas están constituidas fundamentalmente por sedimentos laminados de algas, junto a bancos más localizados, de calizas micríticas. Las dolomías metasomatizan antiguas facies calizas que comprenden sedimentos laminados de algas intramareales, sedimentos inframareales típicos de "lagoon" y calcarenitas de barras.

De los tres niveles dolomíticos estratiformes existentes, el más ampliamente representado es el intermedio (fig.21). Es en este último donde se ha podido, a partir de los datos disponibles de sus afloramientos, llegar a trazar la distribución completa de facies (figs. 23 y 24). Esta distribución es la siguiente: laminitas calizas supramareales en el borde más interno situado actualmente al SE de la facies dolomítica (hay que tener en cuenta la posible componente rotacional de los mantos), y que corresponden a sedimentos laminados de algas que presentan estructuras de desecación ("mud-crack", "flat-pebble breccias", etc...), de escape de gases ("birdseyes" esféricos, con un tamaño de 0.14 a 0.27 mm, y laminados, ambos rellenos por un mosaico de calcita espática), y moldes de evaporitas (anhidrita, yeso, etc...) rellenos por dolomita y/o calcita. Todas estas estructuras indican que dichos sedimentos fueron sometidos a exposición subaérea periódica.



- Figura 23.- Distribución espacial de las diferentes facies deposicionales diferenciadas en el nivel dolomítico D2. La línea A-B marca la dirección del corte de la figura 24. (Según Martín, 1978).



- Figura 24.- Corte idealizado mostrando la misma repartición de facies que la figura anterior. S.L.A.: sedimentos laminados de algas. F.P.: "flat-pebble breccia"; N.A.: nódulos de anhidrita. Sin escala. (Modificado de Martín, 1978).

La zona costera, alargada en dirección NE-SW, está representada, sobre todo, por facies de sedimentos laminados de algas (intramareales) (fotografías 1, 2 y 3). Hacia el techo del nivel dolomítico hay cambios de facies de playa constituidas por partículas calcareníticas, en su mayoría fragmentos esqueléticos muy micritizados entre los que se identifican posibles restos de algas, foraminíferos, briozoos, algún crinoide, etc..., muy bien clasificados (de 0.27 a 0.54 mm) y de forma más o menos redondeada característica (fotografía 4).

Los sedimentos laminados de algas están constituidos, a escala macroscópica, por alternancias de lechos grises y negros (fotografía 2). Los grises de espesor milimétrico-centimétrico, son fundamentalmente calcareníticos (corresponden a "packstones"-"grainstones" peléticos y/o fosilíferos en los que los pellets suelen tener un diámetro aproximado de 0.15 mm), y en su mayoría representan depósitos de tormenta. Los negros, muy finamente laminados (fotografía 3) corresponden a los niveles asociados a la malla de algas propiamente dicha. Dentro de estos niveles negros se pueden diferenciar láminas muy finas ricas en sedimento y láminas ricas en materia orgánica cuyos espesores oscilan alrededor de la décima del milímetro, que probablemente representan la alternancia cíclica diurna que cita Gebelein (1969) para las estructuras estromatolíticas de las Bermudas, o quizá alternancias cíclicas de mayor amplitud (Park, 1976).

Aquí se habla de sedimentos laminados de algas para referirse a las laminaciones, en general muy planas, asociadas a antiguas mallas de algas cianofíceas, que no presentan las incurvaciones típicas de las estructuras estromatolíticas de Logan et al. (1964).

Conforme se avanza mar adentro se hacen más abundantes las partículas esqueléticas, fundamentalmente restos de equinodermos (crinoides y equínidos), englobadas en la antigua malla de algas, al tiempo que los lechos ricos en materia orgánica van desapareciendo. Las mallas de algas suelen estar, además, intensamente bioturbadas (fotografías 5 y 6). El predominio dentro de los "burrows" corresponde a los horizontales (fotografía 7) lo que es un argumento más en favor de un régimen de depósito de aguas tranquilas. Son facies típicas de borde hacia el mar de la malla de algas (Davies, - 1970).

Desde estas facies la transición es hacia facies de "lagoon" ("lime wackestones") (fotografía 8) constituidas por sedimento micrítico que engloba fragmentos esqueléticos, sobre todo equinodermos (fotografías 9 y 10). Hacia afuera los fragmentos de crinoides se hacen más abundantes y llegan a contactar unos con otros ("lime packstone") (fotografía 11). Los pequeños huecos que dejan entre ellos se rellenan unas veces por micrita (bolsillos micríticos) y otras se cementan por desarrollo de recrecimientos sintaxiales en los crinoides (fotografía 11).

La facies más externa representada (figuras 23 y 24) es una bioesparita de crinoides ("lime grainstone") (fotografía 12), en la que estos aparecen claramente cementados y en la que son frecuentes estructuras sedimentarias tales como laminación, estratificación cruzada, etc... Los tamaños de los artejos de crinoides, con sus recrecimientos sintaxiales incluidos, oscilan de 0.14 a 0.75 mm. Hay también otros tipos de fragmentos esqueléticos: pelecípodos, foraminíferos y equínidos (radiolas sobre todo). Es una facies típica de barras. Dichas barras aislaban el "lagoon" interno ("inner lagoon") de áreas ya más francamente marinas (bien de "lagoon" externo, bien de plataforma marina abierta) que aunque en el ejemplo estudiado no aparecen representadas, quizás por estar cubiertas tectónicamente por otros materiales Alpujarrides, si lo están en otras zonas Alpujarrides de características muy similares, como es el caso de la Sierra de Baza (Delgado, 1978). La alineación de las barras (NNE-SSW) se estima es aproximadamente paralela a la de la antigua línea de costas. Mas hacia el sur, a la altura del

desvío a Diechar, cambian a facies de laminitas intramareales típicas.

Los cambios laterales entre todas las facies citadas se efectúan por indentaciones. Hacia el techo vuelven a ser cubiertas por depósitos supramareales-intermareales que las sellan.

Al analizar la evolución temporal de las facies sedimentarias y de los ambientes sedimentarios a partir de ellas deducidos, se pone de manifiesto la existencia de varios ciclos sedimentarios completos (fig. 25). Al final de cada ciclo se instala un ambiente deposicional caracterizado por el predominio de las facies intermareales-supramareales, que corresponde al de una extensa llanura costera colonizada por mallas de algas. Algunas partes de esta extensa llanura costera fueron periódicamente expuestas al aire libre, mientras que en el centro de las pequeñas charcas existentes entre zonas levantadas o montículos pudieron depositarse facies ya más típicamente micríticas. La ausencia de facies canalizadas en los sedimentos ligados a las facies transgresivas sugiere que dichas transgresiones fueron muy rápidas (Shinn et al., 1969).

El aumento progresivo en profundidad favoreció la aparición y desarrollo de "lagoons" en las zonas más subsidentes, al tiempo que las mallas de algas quedaron restringidas a los bordes internos de los "lagoons". Las condiciones allí eran más favorables para su desarrollo: salinidad mayor, mar menos erosivo (menor energía ambiental) - mayor estabilidad de la línea de costas (Davies, 1970). Estas condiciones se mantuvieron durante largo tiempo ya que la potencia de sedimentos laminados de algas representa dos supera a veces los 50 metros.

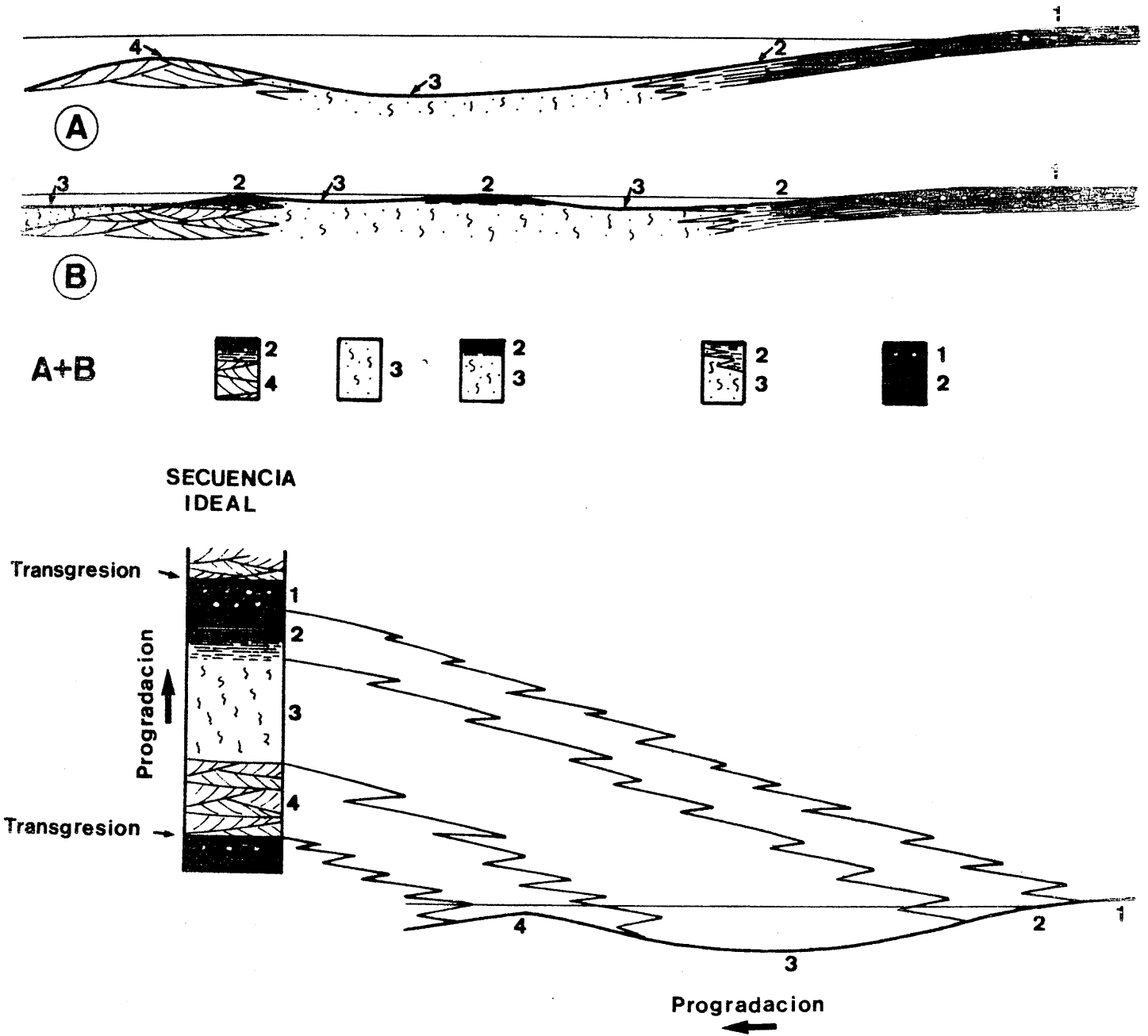
No se descarta la posibilidad de un cierto control tectónico en la individualización de estos "lagoons", que condicionó, en último extremo, el desarrollo preferencial de las facies a lo largo de ciertas alineaciones o direcciones paleogeográficas - determinadas, como se desprende del estudio y observación de los mapas de facies (fig. 23). Este control paleogeográfico se manifiesta también sobre las mineralizaciones sedimentarias de fluorita (Arana y Martín, 1975) y de zinc (Martín y Arana, 1976) existentes en la zona. Las zonas de máximo enriquecimiento en mineral (de más alta ley) se disponen en bandas paralelas a las bandas de facies.

Con el tiempo algunas de las barras que limitaban los "lagoon" llegaron a emerger con lo que se delimitó aún más el carácter de "lagoons" internos restringidos. La evolución final fué bien hacia "lagoons" casi totalmente cerrados, con aguas raramente renovadas excepto en épocas de tormenta o por infiltración lenta de las aguas marinas adyacentes, bien hacia la individualización dentro de los "lagoons" de grandes áreas aisladas y protegidas sometidas a fuerte desecación. En ambos tipos de "lagoons" tuvieron lugar algunos procesos mineralogénicos y de dolomitización importantes que van a ser descritos más adelante.

El esquema de distribución de ambientes y facies durante el desarrollo de la fase de colmatación de los "lagoons" se corresponde, con ciertas variantes, al que muestra Kinsman (en Bathurst, 1971, página 190) para el Golfo Pérsico, región de Abu Dhabi.

III.3.1.4. Diagénesis.

En este apartado de diagénesis se presta especial atención a los procesos de dolomitización que afectaron, a lo largo del tiempo, a los materiales, originalmente calizos, que constituyen la Formación carbonatada superior de la Unidad de las Víboras. El orden que se va a utilizar en la descripción que sigue corresponde al de sucesión temporal de los acontecimientos diagénéticos.



- Figura 25.- Unidad de las Víboras. Ciclo sedimentario ideal. Las secuencias que se observan son claramente regresivas. El estadio A representa el momento de máxima transgresión y por tanto de máxima diversificación de facies. El estadio B, que corresponde al final de cada ciclo, se caracteriza por el predominio de las facies intramareales-supramareales. Las secuencias parciales obtenidas (A+B) varían según los puntos. A partir de estas últimas se ha deducido la secuencia ideal que se esquematiza en la parte inferior.

Significado de los símbolos: 1: laminitas supramareales con moldes de evaporitas, etc...; 2: sedimentos laminados de algas (intramareales); 3: micritas y biomicritas fuertemente bioturbadas (facies de "lagoon"); 4: calcarenitas con laminaciones, estratificación cruzada, etc.. (facies de barras).

El ciclo sedimentario ideal de la Unidad de las Víboras se caracteriza por la presencia de facies intramareales y supramareales. La transgresión de facies se manifiesta en la progresión lateral de las facies de lagoon y de barras hacia el mar.

III.3.1.4.1. Dolomitizaciones.

Los diferentes tipos genéticos de dolomías que afloran en el área estudiada pueden ser encuadrados dentro de los dos grandes grupos de dolomías cuyas características generales aparecen descritas en el Capítulo II: a) dolomías ligadas a reemplazamientos diagenéticos tempranos, y b) dolomías ligadas a reemplazamientos diagenéticos tardios.

III.3.1.4.1.1. Dolomitizaciones diagenéticas tempranas.

Dentro del grupo de las dolomías ligadas a reemplazamientos diagenéticos tempranos se distinguen a su vez:

a) Dolomías formadas en el ambiente supramareal. (Dolomías supramareales):

Aparecen como costras muy oscuras intercaladas dentro de las laminitas supramareales. No tienen gran continuidad lateral. (No son cartografiables). El tamaño de los cristales de dolomita que las forman es extremadamente fino (9 micras o menos). Con el difusor se llegan a apreciar restos de la antigua laminación, pelets, "birdseyes", etc. por lo que muy probablemente representen reemplazamientos de las antiguas laminitas calizas en el ambiente supramareal, en una etapa diagenética muy temprana.

Costras actuales muy semejantes se han descrito en los ambientes supramareales de las Bahamas (Shinn et al., 1965), Golfo Pérsico (Illing et al., 1965), Isla de Bonaire (Deffeyes et al., 1965), etc... Se piensa que se forman por procesos de capilaridad (Shinn et al., 1965; Illing et al., 1965) y/o bombeado evaporítico ("Evaporite pumping", Hsü y Siegenthaler, 1969; Hsü y Schneider, 1973), que concentran el agua del mar hasta formar salmueras con relaciones Mg^{+2}/Ca^{+2} de incluso 40/1, que son capaces de dolomitizar los sedimentos supramareales originales o precipitar directamente dolomita.

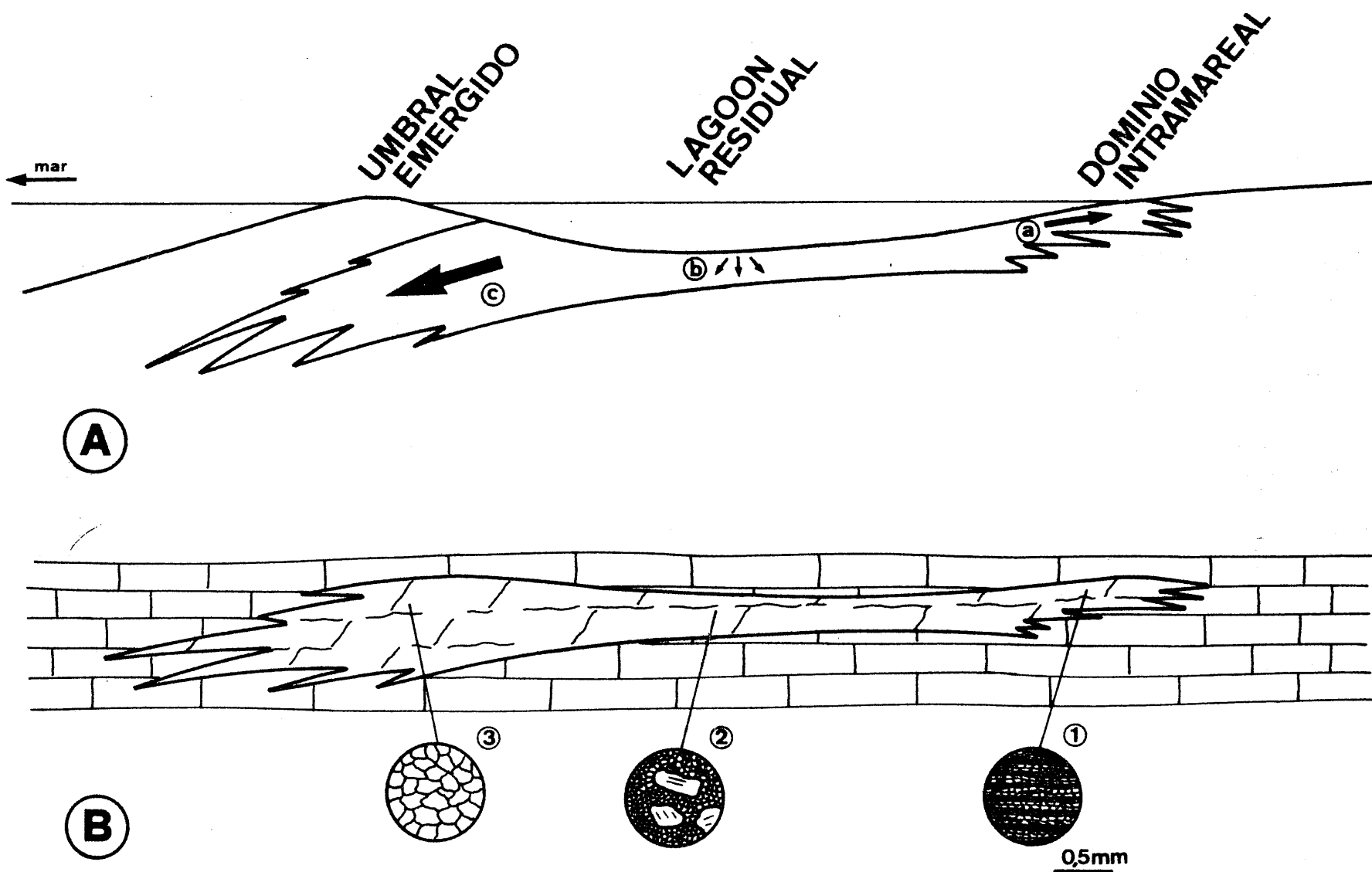
b) Dolomías cuya formación está ligada a la fase de evolución final de los "lagoons". - (Dolomías lagunares):

Afectan normalmente desde las facies de borde más interno (sedimentos laminados de algas) a las de umbral.

Estas dolomitizaciones acontecieron en una etapa muy tardía de la evolución de los "lagoons", cuando posiblemente se había ya cerrado toda comunicación directa y permanente con el mar abierto.

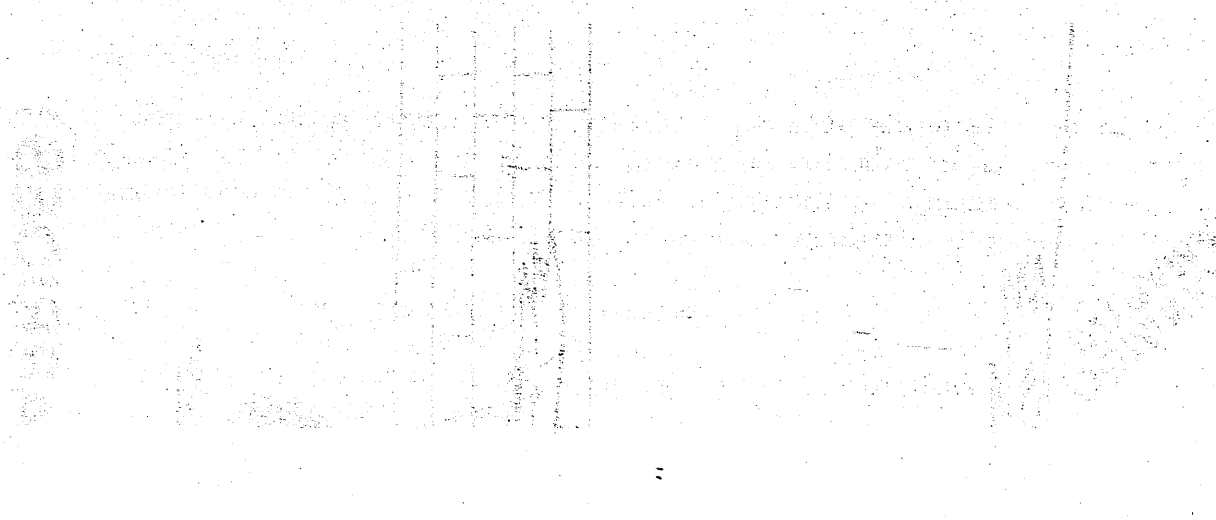
El ión Mg^{+2} se fué concentrando en las aguas de esos "lagoons" residuales. La relación Mg^{+2}/Ca^{+2} se incrementó continuamente con respecto a la original del agua del mar, al aumentar la concentración de ión Mg^{+2} y ser removido el ión Ca^{+2} , al entrar a formar parte de los sedimentos calizos en formación o de los sulfatos de las facies evaporíticas marginales (muy poco desarrolladas en los ejemplos estudiados). Estas aguas residuales, densas, concentradas en Mg^{+2} , y sin posible escape directo hacia el mar abierto, tenderían a fluir hacia afuera penetrando a través de los sedimentos porosos del fondo. (Proceso de reflujo de infiltración. Adams y Rhodes, 1960). En su camino de escape dolomitizarían los sedimentos calizos a través de los cuales se infiltraban. (Para mayor detalle de como operan los mecanismos de reflujo veáse el Capítulo II).

Este tipo de dolomías si es cartografiable. Constituyen grandes cuerpos aparentemente interestratificados en la serie (D1, D2 y D3), alineados de acuerdo con las direcciones paleogeográficas de alargamiento de los ambientes de depósito. Los contactos de detalle, sin embargo, son claramente identados e irregulares. La geometría del cuerpo dolomítico viene también en parte condicionada por diferencias iniciales de permeabilidad de las facies calizas implicadas. Esto explica el hecho de que, aunque estas dolomitizaciones afectan esencialmente a las facies de "lagoon" s.str. y barra, en función del camino preferencial seguido durante la migración del fluido dolomitizan



DOLOMIAS DE REFLUJO (ALPUJARRIDES)

FACIES Y IMPLICADAS
 Y
 GEOMETRIA RESULTANTE



- Figura 26.- Geometría del cuerpo dolomítico resultante en las dolomitizaciones por reflujo. En el esquema A las flechas indican los senderos de migración seguidos por el fluido dolomitizante. Las facies del borde más interno del "lagoon" (sedimentos laminados de algas) actuaron como "esponjas" debido a su alta porosidad inicial (a). En el centro del "lagoon" hubo infiltración hacia abajo de la salmuera enriquecida en Mg (b). El movimiento principal de esta última fué, no obstante, de migración lateral hacia el mar abierto a través de los sedimentos de las antiguas barras (c). La geometría del cuerpo dolomítico resultante es "seudoestratiforme" y son varios los tipos petrológicos implicados en cada uno de estos pseudoestratos desde los sedimentos laminados de algas (1) del borde interno del "lagoon", a las calcarenitas de las barras (3) y a las facies micríticas lagunares (2). 1, 2 y 3 muestran el aspecto, al microscopio, de dichas facies dolomitizadas.

te, se extiendan también lateralmente en las facies de borde interno del "lagoon" y afecten, con cierta intensidad, a las facies de sedimentos laminados de algas (originalmente muy porosas). De ahí la morfología "pseudoestratiforme" del cuerpo dolomítico resultante (fig.26) y los diversos tipos petrológicos calizos implicados en cada uno de estos "pseudoestratos".

Los procesos de dolomitización en si en cada uno de estos tres niveles dolomíticos parece que actuaron en dos subfases, sucesivas en el tiempo, pero con diferente velocidad de cristalización. En la primera esta hubo de ser elevada según se deduce de la existencia, en muchos de los cristales dolomíticos, de núcleos oscuros, idiomorfos, perfectamente romboédricos, que engloban inclusiones de la roca original, frecuentemente insolubles (materia orgánica, minerales de la arcilla, sílice, etc...), sólo parcialmente digeridas. La disposición de los residuos insolubles no lixiviados hace factible, en muchos casos, el reconocer las texturas calizas originales con el auxilio del difusor.

La primera subfase afectó selectivamente a los niveles más ricos en materia orgánica (pelíticos, de algas, etc...) Frecuentemente se observan como núcleos de estos romboedros oscuros, pelets (actualmente dolomitizados) y, raramente, alguna partícula esquelética también dolomitizada.

En la segunda subfase, más lenta, se produjo la dolomitización completa de la roca. Con el difusor se observan recrecimientos claros en los romboedros dolomíticos que atacan a los antiguos núcleos oscuros e incluso los digieren parcialmente. La mayoría de las partículas esqueléticas (crinoides con o sin recrecimiento, etc...), fueron dolomitizados en esta segunda subfase, ya que al microscopio aparecen normalmente reemplazadas por dolomita clara.

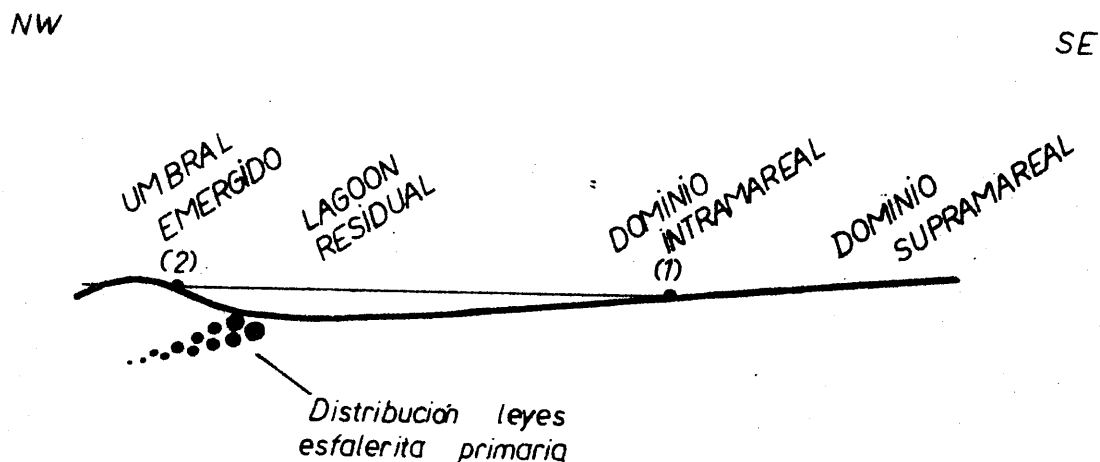
La dolomitización de conjunto es, pues, claramente selectiva. Esto se traduce en diferencias en el tamaño de los cristales de dolomita según reemplacen a antiguas partículas esqueléticas, otros aloquímicos, o a la matriz micrítica. Normalmente allí donde reemplaza a la matriz, o a antiguos niveles de algas, el tamaño de los cristales de dolomita es pequeño y oscila entre 0.015 y 0.054 mm. La textura de la dolomía aquí es siempre xenotípica. Cuando reemplaza niveles pelíticos, la textura suele ser hipidiotípica y el tamaño de los cristales de dolomita oscila de 0.14 a 0.27 mm. En los antiguos fragmentos esqueléticos el tamaño es mayor (de 0.14 a 0.54 mm; excepcionalmente hasta más de un milímetro). Estas diferencias de cristalinidad, hábito, etc... en la dolomita, condicionadas por diferencias en la composición original de las partículas reemplazadas, ayudan también a identificar las texturas calizas originales.

Es frecuente que los fragmentos de crinoides conserven su identidad como cristal único aún después de haber sido dolomitizados. Sin embargo, lo normal es que estos, con sus recrecimientos incluidos si existen, aparezcan actualmente constituidos por un mosaico policristalino de tres o más cristales dolomíticos que no se extiguen a la vez.

Dos de los tres niveles dolomíticos existentes dos están mineralizados (Arana y Martín, 1975). La mineralización de mayor interés (la de minas del Aguila, Martín y Arana, 1976) es la que se presenta en el nivel dolomítico intermedio. Es casi exclusivamente de zinc (Martín y Arana, 1976).

La mena primaria presente es la esfalerita, la cual aparece, al microscopio, como pequeñísimas inclusiones (del orden de la micra), dentro de los cristales de dolomita (Martín y Arana, 1976; Martín, 1978). La esfalerita diseminada en las dolomías ha experimentado una concentración diagenética en forma de nódulos pardo-rojizos de tamaño centimétrico, raras veces mayor (Martín y Arana, 1976). Aunque gran parte de la esfalerita se ha lixiviado al haber sido intensamente alterado (oxidado y silicificado) el yacimiento en una etapa diagenética reciente (Martín y Arana, 1976; Martín, 1978) la

distribución actual de leyes en zinc guarda aún una estrecha relación con la distribución original de la esfalerita primaria (ya que el zinc, aunque contenido en fases minerales distintas a las originales, no parece haber sido fuertemente movilizad respecto de su posición original) y responde al esquema de la figura 27.



- o Posición de las mineralizaciones de fluorita sincrónicas (+ al S)
- (1) Eduardo
- (2) Diechar

- Fig. 27.- Distribución de la esfalerita primaria (inferida). Los círculos de mayor diámetro representan las zonas más enriquecidas. (Sin escala).

Como se observa en la figura citada el zinc, según se infiere de las observaciones de campo, es muy abundante en la parte alta de los niveles centrales del "lagoon", y su ley se va haciendo cada vez menor hacia el umbral, apareciendo en zonas cada vez más profundas desde el centro del "lagoon" hacia el umbral. En el borde interno del "lagoon" es prácticamente inexistente.

Por su distribución podemos asignarle un origen muy similar al de la dolomita que lo contiene, por posible reflujó de salmueras, no sólo enriquecidas en Mg^{+2} sino también en S^{-2} y Zn^{+2} , a través de los sedimentos del fondo.

Hay también mineralizaciones coetáneas de fluorita en la zona (Minas de Diechar y Mina Eduardo; Arana y Martín, 1975) que aparecen ligadas a facies intramareales (al contrario que la de zinc que está ligada a facies de "lagoon"). En ambas (Eduardo y Diechar) ha habido removilizaciones importantes de fluorita, de las que hablaremos más adelante al abordar cuestiones diagenéticas tardías.

III. 3. 1. 4. 1. 2. Dolomitizaciones diagenéticas tardías.

a) Dolomitizaciones ligadas a removilizaciones internas del ión Mg^{+2} contenido originalmente en los sedimentos.

El ión Mg^{+2} se presenta incorporado, a veces en fuerte proporción, dentro de la estructura de algunas de las sustancias orgánicas que constituyen los filamentos de las algas verde-azuladas, y es liberado fácilmente durante la diagénesis al descomponerse la materia orgánica que lo contiene, y pasa a dolomitizar las porciones calizas adyacentes. El momento exacto en que esto ocurre es, no obstante, muy difícil de precisar. El resultado final es la transformación de la antigua laminita caliza, formada a escala macroscópica por una alternancia de niveles claros, ricos en sedimento, y oscuros (mallas de algas), ricos en materia orgánica, en una roca laminada fina constituida por una alternancia, a escala milimétrica, de lechos calcíticos y dolomíticos. Los primeros derivan de las láminas ricas en sedimento; los segundos de las láminas de algas... (Gebelein y Hoffman, 1973).

Muchas de las laminitas de la zona, sobre todo las intramareales que escaparon a dolomitizaciones anteriores, aparecen actualmente constituidas por esa fina alternancia de lechos calcíticos y dolomíticos. El tamaño de los cristales de dolomita en estas últimas es de alrededor de 9 micras.

Dentro de este tipo de dolomitizaciones se encuadrarían también las que afectan selectivamente a "burrows" dentro de las calizas (fotografía 5) o a "pelets" fecales localizados en el interior de esos "burrows" y que están condicionadas por diferencias iniciales de permeabilidad, contenido en materia orgánica, etc...

b) Dolomías basales.

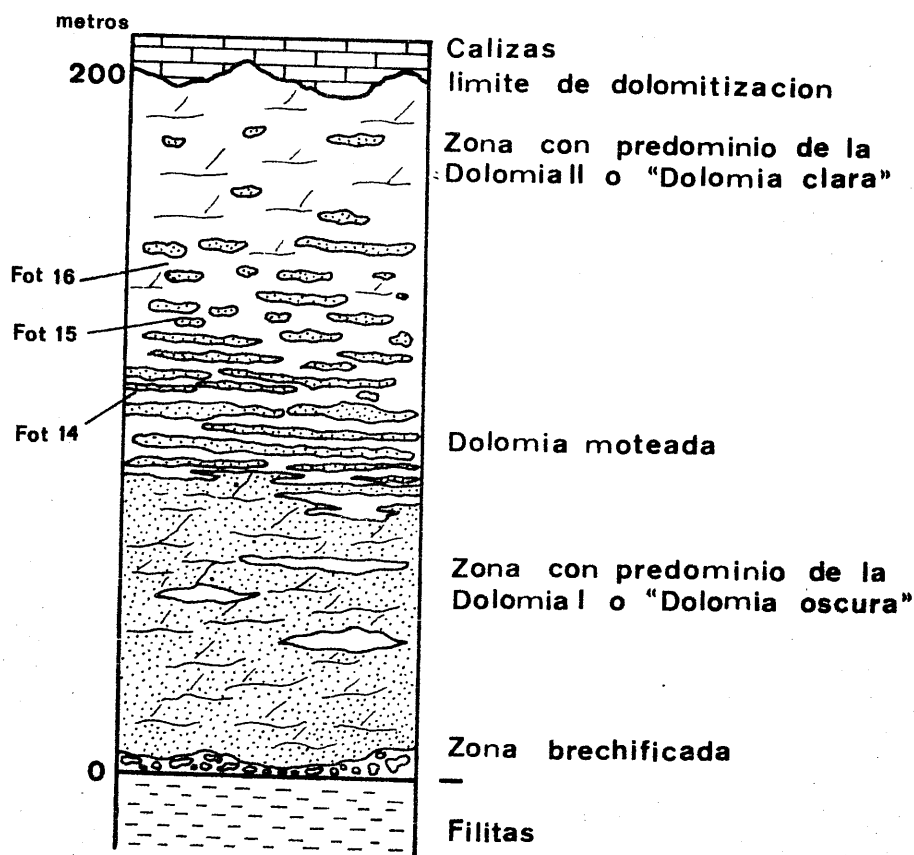
Las dolomitizaciones basales afectan a la base de la formación carbonatada. Las dolomías se sitúan inmediatamente encima de las filitas. En el techo cambian bruscamente a laminitas o a calizas micríticas según los puntos. El contacto de dolomitización es muy irregular y a veces aparecen englobados, hacia la parte alta de estas dolomías, grandes bloques calizos sin dolomitizar o prácticamente sin dolomitizar (solo existen en ellos algunos grandes rombos de dolomita dispersos) (fotografía 13). La extensión vertical de las rocas dolomíticas es variable de unas zonas a otras; se alcanzan potencias de más de 200 m.

En algunos cortes estas dolomías presentan, sobre todo hacia su parte media-alta, un aspecto moteado característico (fotografías 14, 15 y 16). Este moteado se produce a causa de la existencia de dos porciones dolomíticas, con dos tamaños de cristales muy diferentes. La más oscura, de tamaño más fino (dolomía I) es más antigua y aparece completamente rodeada por la más gruesa y cristalina (dolomía II). A su vez, cortando la dolomía I se diferencian fracturas con relleno dolomítico idéntico a la dolomía II, que desaparecen y se hacen indistinguibles al atravesar esta última. Todo el conjunto está atravesado por fracturas posteriores con relleno calcítico (fotografías 15 y 16).

La dolomía II se hace más abundante hacia la parte superior del paquete dolomítico basal (parte alta de la zona de moteado) (fig. 28). Su distribución es bastante geométrica: a favor de fracturas, de las antiguas juntas de estratificación, etc... Frecuentemente, sin embargo, escapa a este control geométrico original y recrystaliza la roca dolomítica anterior (a la dolomía I) "comiendosela" materialmente (fotografía 17). La distribución, en el campo, de las zonas de predominio de las dolomías I y II, así como de la zona de moteado, se esquematiza en la figura 28, aunque esta distribución no es de hecho rígida, siendo frecuentes los cortes en que dichas dolomías se distribuyen al azar. La zona de moteado, por otro lado, no siempre está presente.

DOLOMIAS BASALES

CORTE DE LAS VIBORAS



- Figura 28.- Dolomías basales. Distribución en el campo de las zonas de predominio de las dolomías I y II, y de la zona de moteado. Se indica también la posición en la serie de las fotografías 14, 15 y 16.

El tamaño de los cristales de la dolomía I varía de 0.025 a 0.1 mm. El de los de la II de 0.15 a 1.5 mm. Las texturas que ambas presentan al microscopio son hipidotípicas y/o xenotípicas.

En algunas muestras de la parte inferior del paquete de dolomías basales es posible distinguir, al microscopio, la existencia de una dolomía aún más fina (dolomía 0), en la que, con el difusor, se aprecia una textura "grumosa" de apiñamiento de antiguos pelets (fotografía 18).

La textura dolomítica de esta dolomía 0 es xenotípica y el tamaño de los cristales extremadamente fino (del orden de la micra). Posiblemente representen reliquias de antiguos niveles dolomíticos, (¿costras?), que existían hacia la base y que se han preservado debido precisamente a su naturaleza dolomítica, que de algún modo - (quizás una mayor porosidad que favoreció el paso rápido de los fluidos dolomitizantes, etc...) evitó que fueran afectados totalmente por las recristalizaciones dolomíticas - asociadas a las dolomitizaciones basales.

La distribución, en estas últimas muestras con dolomía 0 de las dolomías I y II es la siguiente: la dolomía II aparece siempre en el centro de fracturas y antiguos huecos, mientras que la I interpenetra frecuentemente la matriz dando la apariencia de un cemento (fotografía 18).

El microscopio no muestra claramente la diferenciación entre las dos porciones dolomíticas I y II. En catodoluminiscencia, sin embargo se hacen muy distintivas (fig. 29). Con ésta técnica, los cristales de la dolomía I aparecen muy bien marcados, existiendo en la mayoría de ellos, un núcleo muy oscuro (casi negro), idiomorfo, y un recrecimiento naranja claro. Hay interpenetración de los cristales dolomíticos a nivel de este primer recrecimiento por lo que la dolomía I presenta en conjunto una textura claramente hipidotípica.

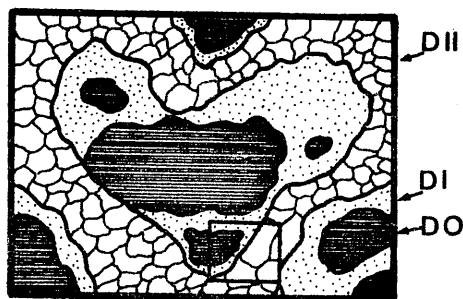
Dentro de la dolomía II se aprecian en luminiscencia hasta un máximo de cinco zonaciones (1: negra; 2: roja brillante; 3: marrón oscura; 4: rojiza clara y 5: marrón) (fotografía 19) que se pueden llegar a correlacionar con las de otros rellenos dolomíticos existentes en la zona, y que son de enorme importancia para establecer la cronología de las dolomitizaciones basales.

Así, en algunas facies de laminitas supramareales dolomitizadas tempranamente se encuentran, a veces, niveles en los que hay dispersos un gran número de pequeños "granos" doloesparíticos, sin orientación definida, de tamaño variable (no superior a unos cuantos milímetros generalmente) y borde externo muy irregular. Aunque el relleno actual es dolomítico, presumiblemente representen antiguos nodulillos de anhidrita que fueron disueltos en la dolomitización y que permanecieron vacíos hasta que fueron posteriormente rellenos por dolomita.

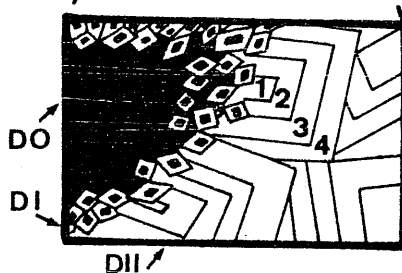
En catodoluminiscencia se diferencian, en estos rellenos, cuatro zonaciones (1: negra que aparece sólo localmente y en la base; 2: roja brillante; 3: marrón oscura y 4: marrón rojiza clara) (fotografías 20 y 21) que son perfectamente correlacionables con los cuatro primeros rellenos de la dolomía II, donde está rellena fracturas (fotografías 19 y 20). Las menas metálicas (principalmente pirita) cuando existen, se sitúan siempre dentro de la zonación 2 y hacia la base. Hay fracturas pequeñas que son contemporáneas de este relleno 2 y que presentan también menas incluidas.

También se puede observar la existencia de cierto "stress" (deformación - aplanada) en los cristales, tanto de la matriz como de los rellenos doloesparíticos y que afecta, en estos últimos, hasta la base de la zonación 2 (inclusive) (fotografía 21). Este "stress" lógicamente va ligado al metamorfismo que sufrieron estos materiales durante la orogenia alpina. Ello permite ligar el tiempo de actuación de al menos

(A)



(B)



- Figura 29.- Distribución de las dolomías I y II en muestras de dolomías basales en las que también existe una dolomía 0 de tamaño de cristales más pequeño. Observe la tendencia de la dolomía II a aparecer en el centro de fracturas y huecos, mientras que la I interpenetra la matriz dolomítica original (dolomía 0) recrystalizandola e incorporando los residuos insolubles en el centro de los cristales. A: vista al microscopio; B: vista en cátodoluminiscencia. Comparese con las fotografías 18 y 19.

parte de estas dolomitizaciones basales al del metamorfismo.

En general, el metamorfismo que afecta al paquete carbonatado es de muy bajo (epimetamorfismo) y sus efectos desaparecen hacia el techo de la serie.

En las laminitas, sobre todo las que están más hacia la base, los rasgos de metamorfismo aparecen más marcados, y se pueden trazar hasta dos etapas de "stress" (de formación aplanada). La más importante es la segunda que se correlaciona con la que afecta parcialmente a la dolomía II basal.

A la luz de los datos expuestos podríamos visualizar la dolomitización basal como un proceso aparentemente discontinuo, acaecido a lo largo de miles e incluso millones de años, y en el que se individualizaron dos etapas importantes. En la primera etapa se dolomitizarían ya una gran parte de los sedimentos calizos implicados. Los cristales de dolomita resultantes son de tamaño extremadamente fino, lo cual estuvo condicionado posiblemente al hecho de que el tamaño de los cristales de calcita de las facies calizas originales era aún más pequeño.

La segunda etapa acaecida durante la blastesis metamórfica, en condiciones presumiblemente de más alta temperatura, comporta una mayor cristalinidad de las facies dolomíticas resultantes. Durante esta segunda etapa, hay removilizaciones importantes de las facies dolomíticas anteriormente formadas. Los fluidos removilizantes tenderían a desplazarse hacia las zonas de menor presión, localizadas en la parte superior del afloramiento, recristalizando la dolomita anteriormente formada, precipitando dolomita en fracturas y huecos y dolomitizando las rocas calizas adyacentes.

A pesar de haber determinado el posible significado de la porción más cristales (dolomía II), de las dolomías basales queda la incógnita respecto al punto más importante; es decir: ¿cuando aconteció la primera etapa de dolomitización?, ¿como? y ¿porqué?.

El que la base de todas las Unidades Alpujárrides estudiadas aparezca dolomitizada y que el contacto de dolomitización sea siempre irregular hacia arriba, permite deducir que el aporte inicial de Mg^{+2} fué de abajo hacia arriba. Aparentemente, pues, el Mg^{+2} fué "liberado" de los materiales infrayacentes y el proceso se materializó a lo largo de toda la superficie de contacto entre ambos (dolomitización "en manto").

Se plantean, no obstante, dos problemas: a) procedencia real de dicho Mg^{+2} , y b) momento en que se produjo dicha "liberación".

Una posibilidad sería que el Mg^{+2} estuviera contenido originalmente en las arcillas basales, y que fuese liberado durante su transformación a filitas en el metamorfismo. Esta hipótesis tropieza con una seria dificultad: ¿Cual es la cantidad real de ión Mg^{+2} disponible en un proceso tal como el implicado?.

Si atendemos a los datos de composición química global de arcillas y filitas que presentan Wedepohl (1969) y Mehnert (1969) podemos presuponer que en la transformación arcillas-filitas hay una pérdida cuantitativa real del ión Mg^{+2} . El contenido medio en MgO de las arcillas marinas de plataforma se cifra en el 3.3%; (Wedepohl, 1969), en las arcillas continentales o arcillas marinas es, normalmente, aún menor. El de las filitas es del 2.35% (Mehnert, 1969).

Aún en las condiciones más favorables (solubilización total del Mg^{+2} "liberado", disponibilidad prácticamente ilimitada de agua que movilizará dicho ión, etc...) un simple cálculo estimativo nos demuestra que para una potencia inicial de materiales arcillosos compactados de 400 metros, y con una eficacia del procesos del 100%. sólo se dolomitizarían unos 20 metros como máximo de la columna caliza suprayacente. Las dolomías basales, por contra, superan los 200 metros de potencia en algunos puntos del área estudiada, con lo que se demuestra la ineficacia del citado proceso.

En el anterior razonamiento se ha eliminado intencionadamente una segunda posibilidad y es la de considerar que las arcillas originales eran muy magnesianas. Algunos minerales de la arcilla tales como la paligorskita, contienen hasta un 25% de MgO y de un 10 a un 12% de agua (Weaver y Pollard, 1975). Se conocen además, aunque no son muy frecuentes, depósitos arcillosos monomineralógicos, de potencia a veces nada - despreciable, constituidos por dichos minerales magnesianos. Dichos depósitos son característicos de ambientes lacustres y marinos someros de tipo "lagunar" y están estrechamente relacionados con depósitos evaporíticos (debemos hacer notar que las evaporitas no son, por otro lado, rocas extrañas en los materiales Alpujarrides, sino que están con frecuencia presentes en las filitas).

Estos minerales arcillosos magnesianos cuya presencia parece, al menos teóricamente, factible dentro de los constituyentes arcillosos originales de las filitas son, por otro lado, extremadamente inestables. Se descomponen fácilmente en la diagenésis, a temperaturas que raramente exceden los 100°C y se transforman en otros minerales arcillosos más estables. Al descomponerse liberan gran parte de su Mg^{+2} el cual se incorpora en las aguas intersticiales.

Los sedimentos arcillosos son además originalmente muy porosos, por lo que normalmente contienen una gran cantidad de agua intersticial. Este agua intersticial - llega a representar incluso más del 80% del volumen total del sedimento (Pettijohn, - 1957) y es expulsada en las primeras etapas de la diagenésis por compactación progresiva del sedimento que la contiene. Las aguas intersticiales ricas en Mg^{+2} pudieron dolomitizar, al escapar hacía arriba, a las calizas de la base de la formación carbonatada. Esta es una posibilidad que a la luz de los hechos observados, parece factible y que ha de ser tenida en cuenta como el mecanismo más probable de dolomitización en el caso de la dolomía basal I.

c) Porfiroblastos dolomíticos.

..... Están exclusivamente presentes en algunas muestras de laminitas calizas ligeramente metamorfizadas y que desarrollan una esquistosidad muy visible, paralela a la S_0 (a la superficie de estratificación), marcada por la disposición de los restos de las antiguas láminas ricas en materia orgánica no lixiviadas. La matriz de estas rocas aparece actualmente constituida por un mosaico policristalino de cristales de calcita aplastados cuya dimensión máxima no supera las 60 micras. Los rellenos calcíticos de algunos juegos de fracturas, anteriores a la deformación metamórfica, aparecen también afectados por la esquistosidad.

Algunos porfiroblastos son perfectamente romboédricos y muy oscuros, aunque a veces presentan recrecimientos más limpidos, de hábito también romboédrico, sobre un núcleo oscuro de forma irregular (fotografía 22). Sus dimensiones oscilan de 0.27 a 0.50 mm. Otros son de tamaño algo mayor y están constituidos por un mosaico policristalino de cristales xenotípicos de dolomita, no zonados, cuyo tamaño oscila de 0.15 a 0.40 mm. (fotografías 23 y 24). Se observa siempre como la esquistosidad bordea los porfiroblastos (fotografías, 22, 23 y 24) lo que indica que son anteriores. Se desconoce, no obstante, su origen.

Todo el conjunto está atravesado por fracturas horizontales con relleno calcítico sin deformar (fotografías, 22, 31 y 32), cuyas zonaciones, correspondientes a las diversas etapas de crecimiento de los cristales, aparecen muy marcadas en luminiscencia.

d) Dolomías ligadas a la etapa tectónica final de distensión (bandas claras de la "franciscana").

..... Los últimos rellenos dolomíticos corresponde a removilizaciones muy locales desarrolladas en los primeros estadios de la etapa tectónica final de distensión. Estas removilizaciones son de poca importancia si exceptuamos las de los rellenos de las bandas

claras de la "franciscana" o dolomía cebrada.

En función del número de bandas existentes se diferencian dos tipos de "franciscanas" (Tona, 1973; Delgado, 1978). Las más simples ("franciscanas" de dos bandas) (fotografías 25 y 26) están constituidas por una alternancia rítmica, a escala normalmente milimétrica, de lechos oscuros y claros, paralelos, a grosso modo, a la estratificación. Los lechos oscuros (de color gris) son de naturaleza variable (dolomítica, calcárenítica, etc), mientras que los claros están constituidos por una dolomía muy blanca, límpida y cristalina. En el otro tipo de "franciscana" existente el bandeado es triple y se desarrolla normalmente en este orden, de muro a techo: banda blanca, banda gris, y banda negra (fotografía 27). Esta polaridad que presentan se ha utilizado frecuentemente como criterio de reconocimiento de techo y muro en series con posibilidades de estar invertidas (Tona, 1973; Delgado, 1978). El espesor de las bandas gris y blanca suele ser equivalente (a veces hasta centimétrico), el de las negras, por contra, es algo más pequeño.

Una discusión interesante de las diversas teorías existentes sobre el origen de la "franciscana" y, sobre todo, sobre el problema de la adquisición de su estructura cebrada se encuentra en el trabajo de Delgado (1978). A las bandas claras de la "franciscana" se les han propuesto muchos orígenes. Para Jacquín (1966, 1970) los rellenos claros corresponden a rellenos de fracturas individualizadas en una etapa diagenética muy temprana, por causa de deslizamientos sinsedimentarios que afectaron a un sedimento de naturaleza ya dolomítica. Para Leroy (1967) la reducción de volumen que comporta al menos teóricamente, el proceso de dolomitización es la que origina los huecos que son posteriormente rellenos por la dolomita clara. Dicho autor admite también que la dolomitización es epigenética (tardía). Tona (1973), sin embargo, piensa que es el sedimento originalmente calizo, dolomitizado muy precozmente, el que adquiere la estructura cebrada de forma progresiva, en virtud de una redistribución de la dolomita hacia zonas de recristalización preferencial, localizadas precisamente a favor de las discontinuidades que significan las superficies de estratificación. Por último Delgado (1978) resalta como la estructura cebrada de las "franciscanas" viene influida, en gran manera, por la estructura laminar del sedimento original y como los dos tipos de "franciscana" encontrados provienen de tipos petrográficos distintos. Coincide con Jacquín (1966, 1970) y Tona (1973) en afirmar que la estructura cebrada fué adquirida por un sedimento dolomitizado penecontemporaneamente. Según Delgado (op. cit.) las "franciscanas" adquirieron su estructura cebrada en una etapa singenética o diagénética precoz, correspondiendo los rellenos dolomíticos de las bandas claras a rellenos de vacíos de tipo "fenestral", originados por desecación o escape de gases, al descomponerse la materia orgánica contenida en los sedimentos. Ambos procesos, dolomitización del sedimento original y relleno de poros, tuvieron lugar simultáneamente.

En mi opinión la "franciscana" de tres bandas se desarrollan siempre sobre los que fueron antiguos sedimentos laminados de algas (intramareales) dolomitizados en la fase final de evolución de los "lagoons", correspondiendo los lechos grises (de composición originalmente calcárenítica) a los depósitos de tormenta ("sand storm layers") y los negros, a su vez muy finamente laminados, a los niveles asociados a las mallas de algas propiamente dichas (fig. 30). La "franciscana" de dos bandas se desarrolla preferencialmente en las antiguas facies de "lagoon" (fotografía 25) y más raramente, en las facies de barra (fotografía 26).

Admitir un origen por desecación para los huecos rellenos por la dolomita clara es difícil, ya que, en muchos casos, se desarrollan en facies típicamente submareales, que no presentan ningún rasgo de exposición subárea. La descomposición de materia orgánica, y subsecuente escape de gases en cantidad suficiente como para generar

espacios con la continuidad que presentan las bandas claras de la "franciscana" sería factible (teóricamente) en las facies de mallas de algas, pero no en las otras facies. La estabilidad mecánica sería, por otro lado, bastante problemática en el caso de sedimentos incoherentes ahí que se descarte un posible origen "fenestral". ¿Por que no aparecen, por otro lado, estos "vacíos fenestrales" en las facies de mallas de algas que no están dolomitizadas tempranamente si su origen es independiente y anterior al de su posible dolomitización?.

Así pues, los rellenos de las bandas claras de la "franciscana" corresponden presumiblemente a rellenos de fracturas más tardías, de probable origen tectónico y se caracterizan por:

- a) Presentar un crecimiento centrípeto de los cristales con desarrollo de zonaciones, muy marcadas a veces en catodoluminiscencia, y que pueden correlacionarse a uno y otro lado de la fractura (fotografías 29 y 30).
- b) Por su gran continuidad lateral (excepcionalmente hasta varios metros).
- c) Por la existencia frecuente de un espacio vacío central (fotografías 26 y 27).
- d) Por estar constituidas por cristales dolomíticos de gran tamaño, (hasta centimétrico) con extinción ondulante y planos de exfoliación curvos - (por adaptación a la superficie sobre la que estaban creciendo).

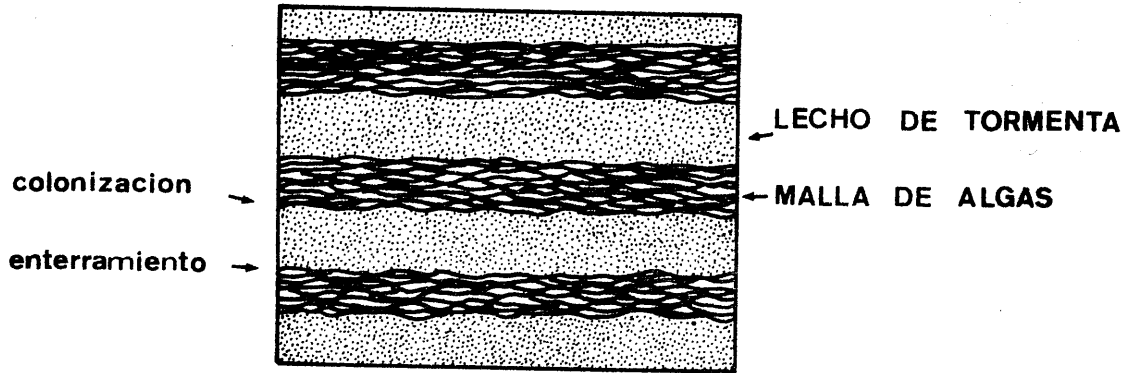
Estas fracturas son, en general, paralelas a la laminación aunque existen también abundantes fracturas transversales que presentan un relleno idéntico (sobre todo en las "franciscanas" de dos bandas). (fotografías 25, 26 y 27).

En detalle los bordes de las fracturas no suelen estar claramente definidas y se da casi siempre cierta penetración en la matriz, sobre todo en los lechos grises, (fotografía 28), llegándose, excepcionalmente, al extremo de aparecer restos muy difusos de la roca original sin recristalizar. En estos últimos casos la roca adquiere un aspecto superficial brechoide.

La polaridad frecuente que presenta en su bandeo las "franciscanas" de tres bandas se explica considerando que la superficie de más debilidad, y por tanto la más favorable a la ruptura, se localiza precisamente al techo de los lechos negros (antiguas mallas de algas) y por debajo de la banda gris (antiguo lecho de tormenta depositado muy rápidamente). El despegue se produce a favor de dicho contacto que es el que presenta menos agarre y no a la inversa: en el proceso de sedimentación normal, sobre los lechos de tormenta vuelven a instaurarse de nuevo las mallas de algas. El contacto es, en este caso, de colonización. Las mallas de algas se adhieren al techo del sedimento recién depositado consolidándolo e, incluso, cementándolo, de ahí, que el despegue a favor de este último contacto resulte finalmente más difícil. La rítmicidad en el bandeo viene condicionada por la ciclicidad original del proceso deposicional (fig. 30).

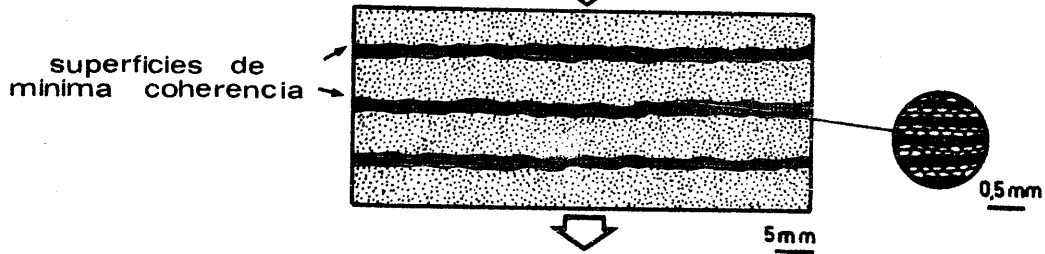
Los rellenos dolomíticos claros de la "franciscana" son perfectamente correlacionables, en catodoluminiscencia, a otros rellenos de fracturas que se desarrollan sobre facies fluoríticas y en laminitas calizas (fotografías 29, 30 y 32). En las primeras el aspecto final de la roca es muy similar al de la "franciscana" (piedra "indiana" o fluorita cebrada), y tiene un origen muy parecido, sólo que las removilizaciones son de fluorita. En las segundas éstas son de naturaleza calcítica, y representan también removilizaciones a pequeña escala que aparecen como rellenos de fracturas muy nítidas, paralelas a la laminación, y que cortan a través de todo lo anterior (matriz - y fracturas con deformación aplanada ("stress") muy marcada) (fotografías 31 y 32). - Esto permite situar todos estos rellenos con posterioridad al metamorfismo.

SEDIMENTACION



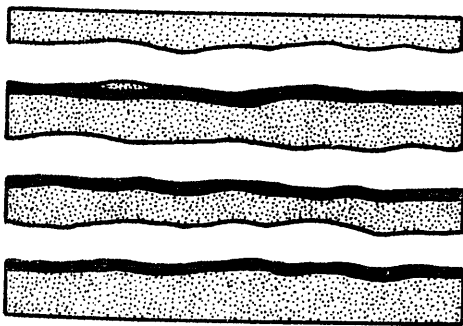
DOLOMITIZACION

COMPACTACION

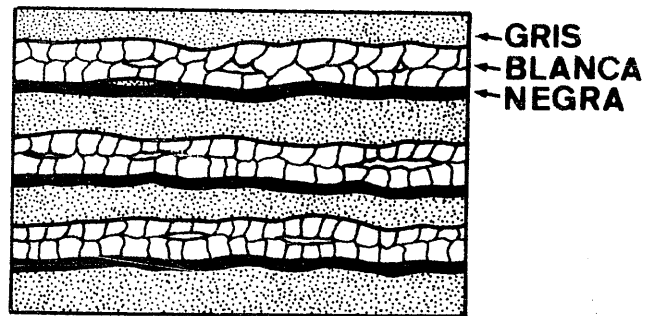


COMPRESION

RELAJACION DE ESFUERZOS



Separacion a favor de las superficies de minima coherencia

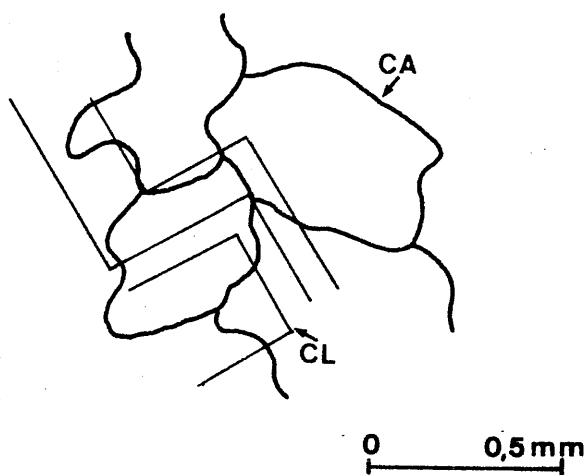


Relleno simultaneo de las grietas producidas

ORIGEN DE LA "FRANCISCANA" (DOLOMIA CEBRADA) DE TRES BANDAS

- Figura 30.- Explicación al origen de la estructura cíclica que desarrollan las franciscanas de tres bandas. La facies original corresponde a sedimentos laminados de algas dolomitizados, sobre los que se desarrollan fracturas paralelas a la laminación que son posteriormente rellenas por la dolomita clara. Dichas fracturas aparecen normalmente en el contacto más débil, localizado precisamente entre los lechos negros y los grises, que es lógicamente el más favorable a la ruptura. La ritmicidad en el bandeado viene condicionada por la ciclicidad original del proceso deposicional.

Ha habido recristalizaciones dolomíticas después de la formación de las bandas claras de la "franciscana". En algunas de estas bandas los cristales dolomíticos aparecen actualmente englobando parcialmente, o cortando a través de, las zonaciones - que se observan en cátodoluminiscencia y que pertenecieron, primitivamente a distintos cristales (fig. 31). En otras, ha habido un reajuste estructural completo de los cristales dolomíticos y las zonaciones han llegado incluso a desaparecer totalmente.

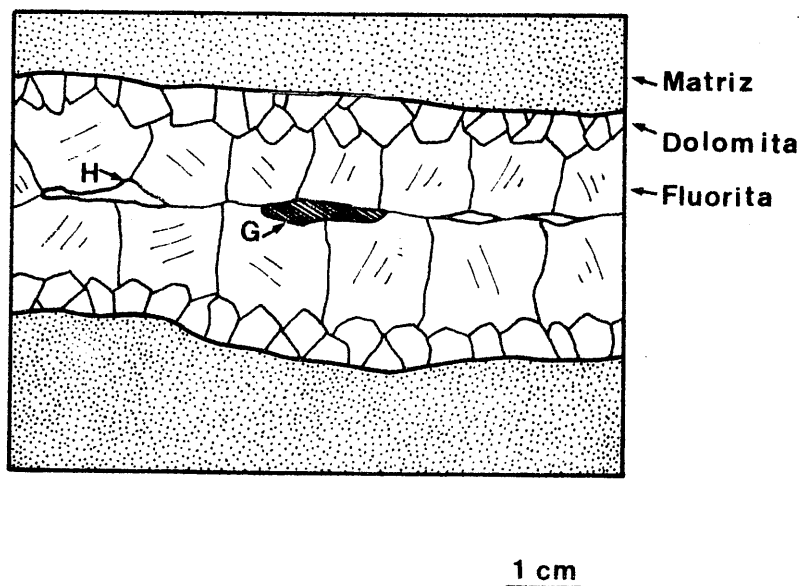


- Fig. 31.- Recristalización de los rellenos de las bandas claras de la "franciscana". Los contornos de los cristales actuales (CA) no coinciden con los marcados por las zonaciones que aparecen en cátodoluminiscencia (CL), lo que indica que ha habido recristalización posterior.

Coétáneamente a esta dolomitización por removilización, hay también movili zación de parte de las menas (esfalerita, galena, pirita, etc...) originariamente dispersas en la roca dolomítica. Allí donde existen mineralizaciones de zinc (caso de las mismas del Aguila) es frecuente observar la presencia en el interior de las bandas claras de la "franciscana", de nódulos de esfalerita, la cual tiende a cristalizar en el centro de las bandas claras.

En facies fluoríticas con estructura indiana ocurre algo similar. Allí la mena más frecuentemente asociada es la galena, la cual es también removilizada y redepositada en el centro de las bandas claras de la fluorita cebrada. Se han observado incluso en la Sierra de Lújar, asociaciones más complejas constituidas por dolomita cris talina clara en el borde de la fractura, fluorita algo más cristalina en medio y galena en el centro (Fig. 32). Esta es, por otro lado, la secuencia normal de cristalización que cabría esperar a partir de un fluido que contuviese en disolución dichos minerales, al ir descendiendo progresivamente la temperatura. La temperatura de precipitación de la esfalerita de removilización, determinada mediante decrepítometría en

unas muestras de Mina Eduardo, es de unos 130°C (Arana y Martín, 1975).



- Fig. 32.- Secuencia completa de cristalización en rellenos de fracturas paralelas a la laminación, desarrolladas sobre facies dolomíticas adyacentes a mineralizaciones de fluorita (Sierra de Lújar). De los bordes al centro; dolomita cristalina (D), fluorita (F) y galena (G). (Dibujado a partir de una muestra de mano).

III.3.1.4.2.- Estilolitización.

Existen varias generaciones de estilolitos. Una de ellas, al menos, es anterior a las bandas claras de la "franciscana". Los residuos más frecuentes concentrados a lo largo de su superficie son: materia orgánica, menas (pirita, esfalerita), minerales de la arcilla, óxidos de hierro, etc...

III.3.1.4.3.- Procesos diagenéticos tardíos.

Actúan dentro de la etapa tectónica final de distensión. Son posteriores a todos los procesos de dolomitización y recristalización dolomítica. Cuando se trata de removilizaciones, su distribución viene siempre controlada por fracturas. La sucesión de procesos fué la siguiente:

1) Etapa primera de oxidación.

Viene marcada por fracturas que presentan en los bordes un relleno hematítico, a veces bandeado, y en el centro, rellenos posteriores de naturaleza silíceo o calcítica.

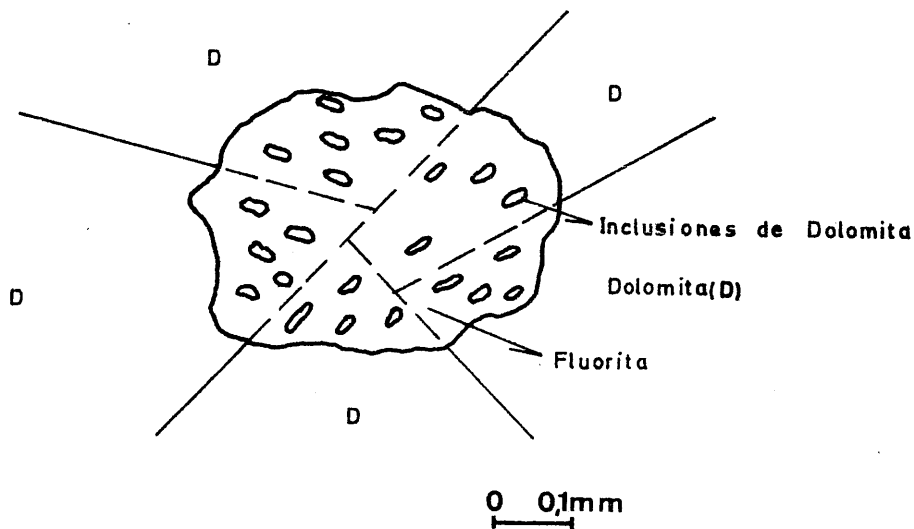
Donde había presente esfalerita hubo removilizaciones importantes de zinc,

que progresaron desde los niveles mineralizados hacia abajo (por percolación), y alteración frecuente de la esfalerita a smithsonita: muchos de los cristales de esfalerita - presentan actualmente un halo de alteración a smithsonita (Martín y Arana, 1976; Martín 1978). Hay también smithsonita formada en esta primera etapa de oxidación por incorporación de Zn^{+2} en la red de la dolomita. Al microscopio aparece con fuerte relieve y vivos colores de interferencia; es cortada por fracturas posteriores.

2) Removilizaciones de fluorita en las mineralizaciones del desvío a Diechar.

Son poco importantes. Presentan un fuerte control estructural. Su ley es más abundante allí donde las fracturas atraviesan pequeños lentejones dolomíticos intercalados en las laminas en las que arma la mineralización (Arana y Martín, 1975; Martín 1978). Representan removilizaciones, a pequeña escala, de una mineralización sedimentaria originalmente dispersa en la laminita.

Normalmente se dá cierta penetración de la fluorita en la matriz dolomítica encajante. En algunos cristales de dolomita se aprecia fluoritización incipiente a favor de planos de exfoliación, etc... En otros, el proceso está más avanzado y la fluorita ha corroído el antiguo cristal de dolomita a partir de esos planos. Un estado posterior del proceso es cuando se encuentran inclusiones de dolomita procedentes de uno a varios cristales (fig. 33) englobadas en un único cristal de fluorita, y que extinguen al tiempo del cristal de dolomita al cual pertenecen. La situación final es cuando sólo hay fluorita.

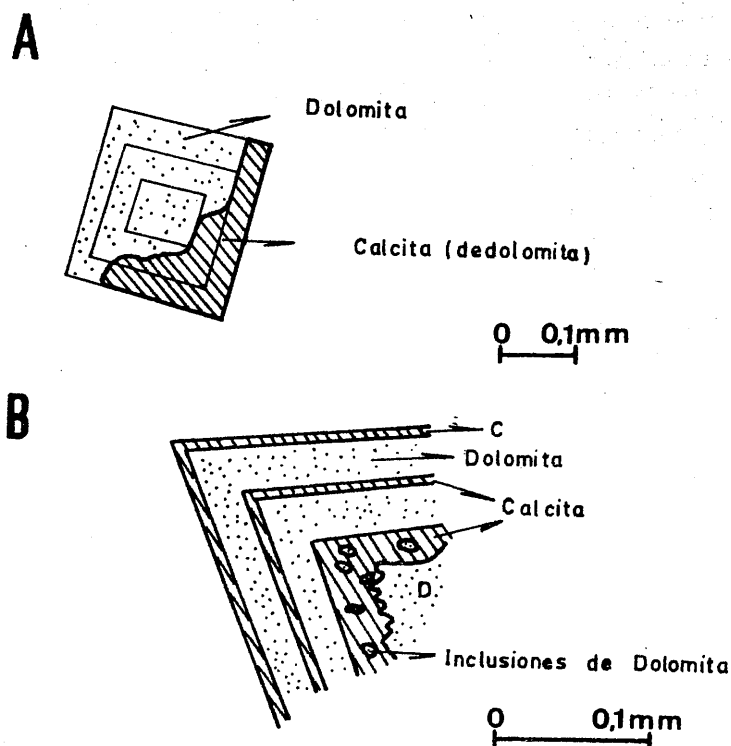


- Fig. 33.- Fluorita sustituyendo parcialmente a cristales de dolomita. Las inclusiones que aún permanecen dentro del cristal de fluorita extinguen al tiempo del cristal de dolomita al que pertenecen, conforme se gira la platina con los nicoles cruzados.

Removilizaciones de fluorita a mayor escala, posiblemente sincrónicas a esta etapa, se han observado en la proximidad de mineralizaciones importantes de fluorita sinsedimentaria de la Sierra de Lújar. La fluorita removilizada corta a la mayor parte de las estructuras observables (pliegues, etc...) tanto en las mineralizaciones fluoríticas originales como en las rocas encajantes próximas.

3) Silicificación.

La sílice aparece normalmente como relleno de fracturas. Los cristales pre-



- Fig. 34.- Texturas dedolomíticas típicas. Comparese con la fotografía 36. Aunque la dedolomita aparentemente se conforma solo a determinadas zonaciones, lo que - podría inducir a pensar que se trata de un relleno calcítico primario, se aprecia como en detalle atraviesa los límites de estas (A), e incluso incorpora inclusiones de la dolomita original aún sin transformar (B).

Conviene aquí referirse a un tipo especial de diaclasado que se desarrolla en dolomías, sobre todo en las compactas de textura homogénea, y que no aparece en facies calizas adyacentes. Es muy geométrico y penetrativo. Alguno de sus juegos suelen ser paralelo a la laminación. Resalta en el campo por erosión diferencial. Cuando esta muy extendido, la roca adquiere un aspecto brechoide en superficie y aparece muy triturada, de ahí que algunos autores (Gallegos, 1975) lo hayan relacionado a efectos de metamorfismo dinámico y hayan confundido ciertos tipos de dolomías con "kakiritas". Su génesis está ligada a la descarga que sufrieron estos materiales como consecuencia del levantamiento miocénico-actual de Sierra Nevada. Es posterior a la etapa de calcitización.

5) Etapa final de oxidación.

Toda la zona se encuentra actualmente por encima del nivel freático dentro de la zona de aireación y por lo tanto en dominios oxidantes.

Se dan rellenos tardíos de óxidos de hierro en fracturas abiertas, diaclasas, huecos, etc...

sentan inclusiones fluidas de una sola fase lo que indica una temperatura de formación baja (alrededor de los 55°C o menor). En algunas de las fracturas hay dos generaciones de cemento de naturaleza silícea.

Otras veces la sílice aprovecha antiguas fracturas dolomíticas sustituyendo, parcialmente, los rellenos dolomíticos originales. En fracturas con relleno fluorítico, puede haber cierta corrosión de la fluorita por la sílice.

Es frecuente que se dé penetración de la sílice en la roca encajante sobre todo si se trata de dolomías (fotografías 33 y 34). Cuando esto ocurre, la sílice adquiere una disposición más o menos nodular. Estos nódulos se presentan elongados en la dirección de la antigua fractura y es bastante frecuente encontrar en su interior restos de la roca original más o menos digeridos.

En zonas mineralizadas en zinc hubo removilizaciones importantes al tiempo de la silicificación como se demuestra por la presencia abundante de hemimorfita, normalmente controlada por fracturas, en estrecha asociación con la sílice.

Aunque se desconoce la fuente original de sílice no deja de ser significativo que los nódulos se desarrollen preferentemente donde originalmente había facies de barras. Como posibilidad se apunta que la sílice provenga de los granos de cuarzo contenidos en algunos niveles más terrígenos intercalados en dichas facies de barra, sin que de hecho, exista argumento alguno de peso que sea demostrativo.

4) Calcitización.

La etapa de calcitización es contemporánea o ligeramente posterior al emplazamiento gravitatorio final de mantos ligados al levantamiento reciente de Sierra Nevada en un gran pliegue de fondo de dirección N 80 E.

En la base del tramo carbonatado existen niveles brechoides cementados por calcita, que hacía arriba pierden su individualidad como tales niveles brechoides, al tiempo que sólo se diferencian pequeñas fracturas con relleno calcítico idéntico al cemento basal, que cortan a través de todo lo anterior: matriz, estilolitos, fracturas dolomíticas, fracturas silíceas, etc... Los rellenos calcíticos de estas fracturas presentan inclusiones fluidas de una sola fase.

Hay dedolomitización, a veces intensa, en las dolomías asociada a esta etapa de calcitización. Los cristales dedolomíticos suelen presentarse tanto en medio de la matriz dolomítica, como en fracturas con relleno dolomítico y adoptan la morfología romboédrica (fotografías 35 y 36) de los cristales de dolomita a los que sustituyen - (seudomorfización). En ellos hay frecuentes inclusiones de dolomita más o menos digeridas (fig. 34).

En cristales dolomíticos zonados la dedolomitización afecta preferentemente a determinadas zonaciones y no llega, normalmente, a cubrir todo el cristal sino que pasa lateralmente a dolomita. Esto permite identificar como tal dedolomita y no como un relleno calcítico primario (fig. 34).

III.3.2. UNIDAD DEL TREVENQUE.

III.3.2.1. Introducción.

Los materiales carbonatados de la Unidad Víboras, cuya historia diagenética ha sido ampliamente discutida en los apartados anteriores, abarcan en edad (según inferimos) desde el Anisiense a la base del Carniense (fig. 22), estando ausentes en la zona los materiales del Triás más superior, cuya naturaleza esencialmente dolomítica ha sido puesta de manifiesto por Delgado (1978) en la Sierra de Baza.

Con el fin de obtener una visión total de los procesos de dolomitización operantes en el Alpujárride, se plantea pues la necesidad del estudio de dichos materiales. Punto este también muy interesante dada la equivalencia temporal de dichas facies con las facies evaporíticas del Keuper.

En la zona de estudio seleccionada, los materiales que constituyen la formación carbonatada superior de la Unidad Trevenque son, como ya dijimos, de composición esencialmente dolomítica. Observaciones de detalle revelan como muchos de dichos materiales son de edad Triásico superior de ahí que se haya abordado también su estudio.

De todos los cortes seleccionados, el más completo y representativo por presentar mayor diversidad de facies y estar menos afectado por los procesos de recristalización, que en el resto de los cortes han destruido la mayor parte de las texturas originales haciendo en muchos de los casos imposible su identificación, es el del "Pico de la Carne". El estudio de las facies sedimentarias en el representadas ha sido objeto de un trabajo reciente (Martín y Delgado, 1980). En este capítulo se completa aquél estudio con nuevos datos, y se tratan también los aspectos diagenéticos, en especial los referentes a la dolomitización y a las recristalizaciones dolomíticas. Los resultados se comparan con los obtenidos anteriormente del estudio de los materiales de la Unidad de las Víboras, a fin de establecer unas conclusiones generales respecto a la historia y evolución diagenética de los materiales carbonatados del Complejo Alpujárride.

III.3.2.2. Corte del Pico de la Carne.

III.3.2.2.1. Introducción.

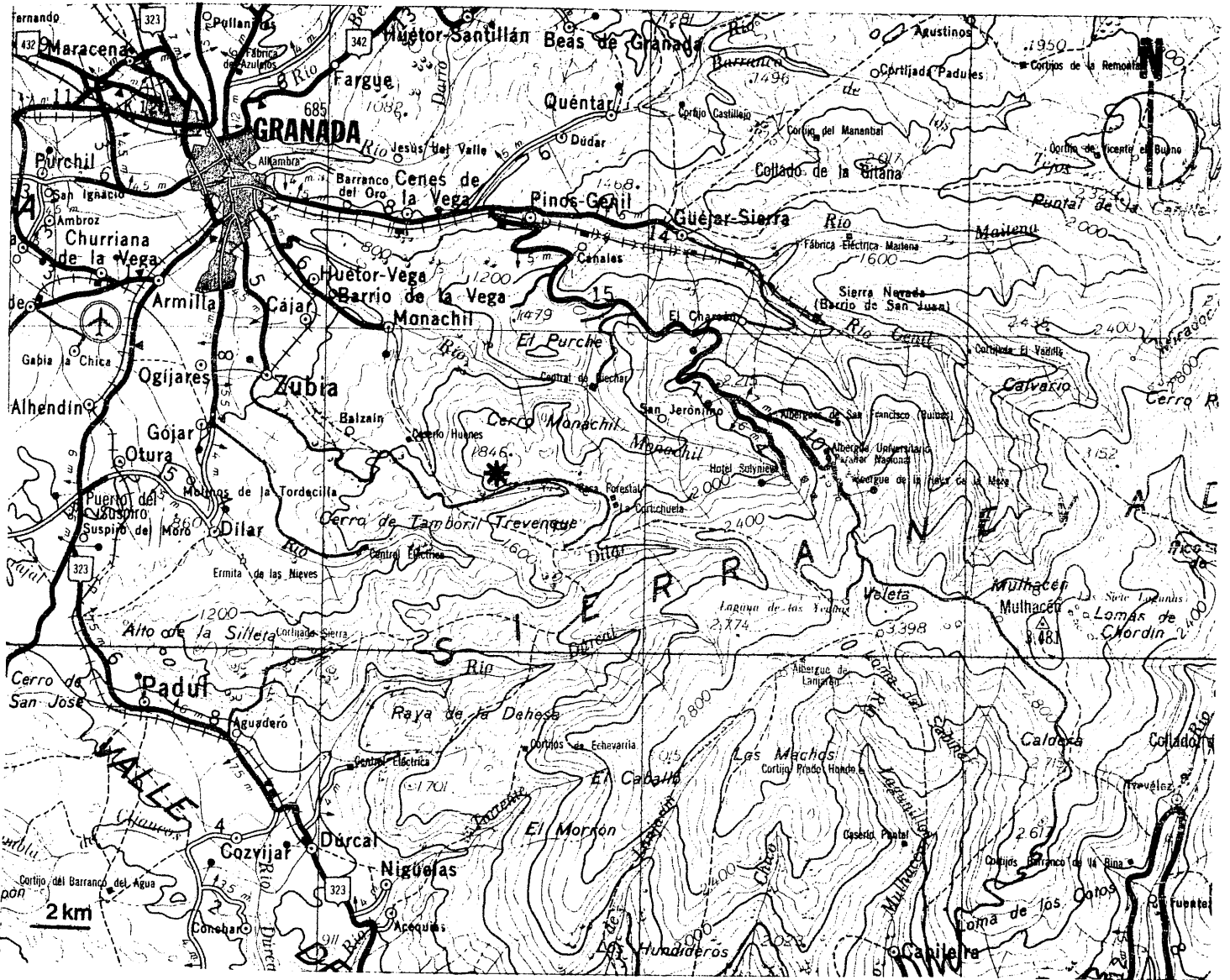
El corte se localiza en la ladera S-SW del Pico de la Carne (1809 m.), en el borde NW de Sierra Nevada, unos diez kilómetros al sur de Granada (fig.35).

La calidad del afloramiento en general no es muy buena. A la complejidad tectónica (frente de unidad cabalgante) hay que añadir la intensa brechificación y trituración mecánica de los materiales estudiados en algunos puntos, lo que dificulta enormemente la observación. El posible origen de esta brechificación será también objeto de discusión al final de este apartado.

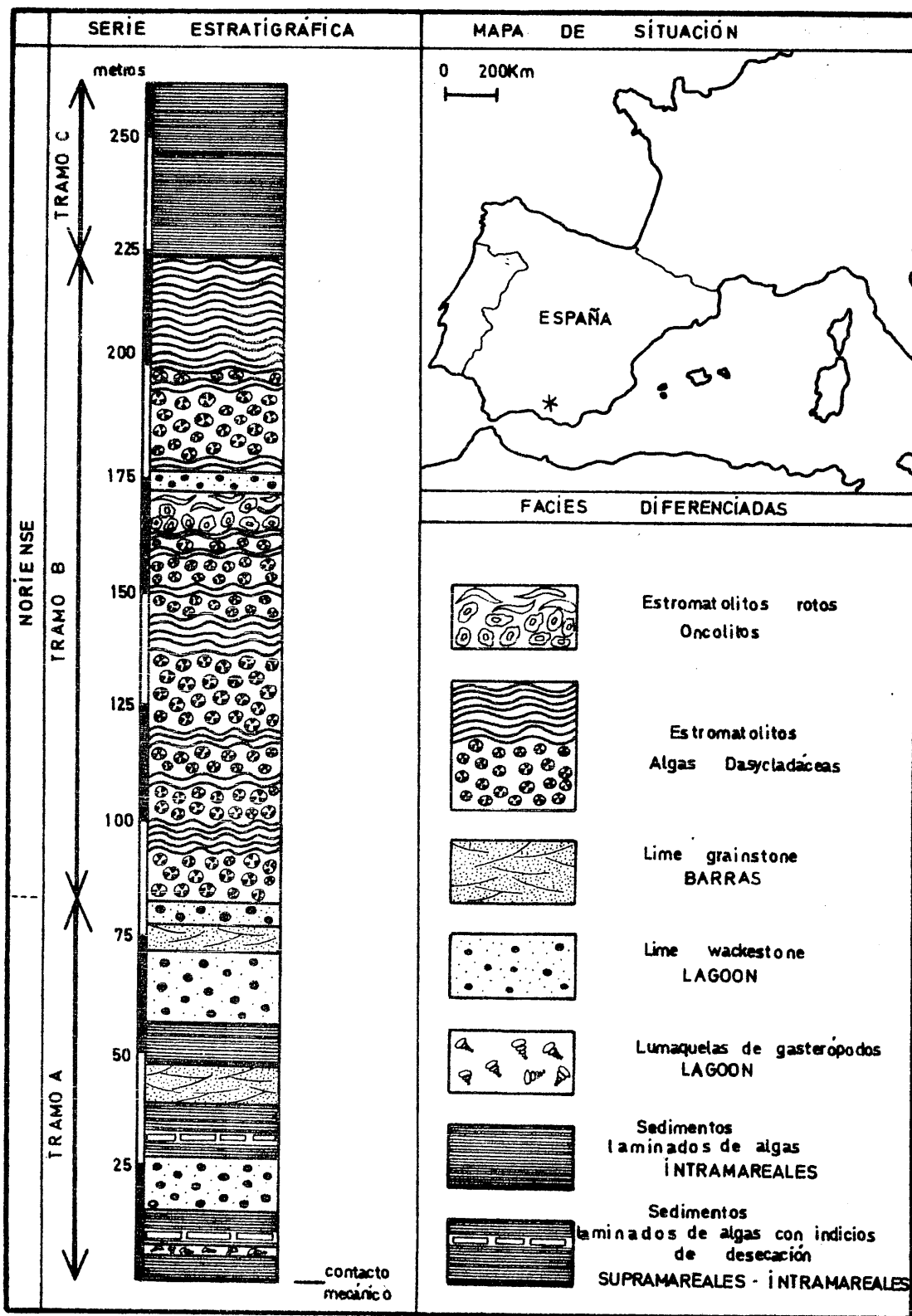
III.3.2.2.2. Estratigrafía.

En la fig. 36 se esquematizan gráficamente los distintos tipos de facies y su distribución temporal. En ella vemos como hacia la base abundan los sedimentos lami-





- Figura 35.- Localización geográfica del Pico de la Carne. La posición de este viene señalada por el asterisco del mapa.



- Figura 36.- Serie del Pico de la Carne.

nados de algas alternando con "lime wackestones" y con "lime grainstones" (Tramo A). La parte central de la serie aparece constituida, casi exclusivamente, por la alternancia facies de algas Dasycladáceas-estromatolitos (Tramo B), mientras que en el techo aparecen solamente sedimentos laminados de algas (Tramo C).

En la base del corte son frecuentes los indicios de desecación y los conglomerados de cantos planos ("flat-pebbles conglomerates") en los sedimentos laminados de algas.

En dicha parte basal otra facies representada es la formada por fragmentos fósiles que flotan en la matriz micrítica ("lime wackestone" si empleamos la terminología de Dunham, 1962). Las lumaquelas de gasterópodos representan una variación sobre estas facies y podrían ser incluidas en este grupo. Cabe señalar la presencia también, hacia la base, de calcarenitas con laminaciones y estratificaciones cruzadas, constituidas por bioclastos de pequeño tamaño (de 0.25 a 1 mm), muy bien redondeados y clasificados y que fueron cementadas por calcita espática.

La parte más importante de la sucesión (Tramo B), está constituida por alternancias de facies de Dasycladáceas y estromatolitos. Una variación sobre las facies de estromatolitos la constituyen los fragmentos de estos más o menos rotos y retrabajados por las corrientes, que a veces presentan cubiertas oncolíticas posteriores. El conjunto Dasycladáceas-estromatolitos cambia de facies hacia el E-SE (único punto donde se observan cambios de facies) a barras calcareníticas que intercalan sedimentos laminados de algas con Megalodóntidos atrapados (fotografía 37).

Las alternancias de facies de Dasycladáceas y estromatolitos no han sido descritas en la bibliografía con anterioridad al trabajo de Martín y Delgado (1980), de ahí que el estudio sedimentológico se concentre preferentemente en estas facies.

III.3.2.2.3. Alternancias Dasycladáceas-estromatolitos.

III.3.2.2.2.3.1. Descripción.

Las facies de algas Dasycladáceas constituyen grandes masas lenticulares - (de varios metros de potencia), aplastadas, paralelas a la estratificación, cuya extensión lateral supera normalmente los 100 metros. Las facies de estromatolitos tienen también una disposición estratiforme y sus dimensiones son del mismo orden. El contacto entre las dos facies es generalmente neto, brusco y planar lo que sugiere la idea de un cambio deposicional brusco (fotografía 38). Excepcionalmente puede presentarse un pequeño lecho micrítico en la zona de contacto (fotografía 39).

El armazón de la facies de Dasycladáceas aparece constituido por algas Dasycladáceas entre las que destaca Griphoporella curvata (fotografía 40), y que data estas facies como pertenecientes al Noriense. Junto a estas existen otros organismos, no identificados, presumiblemente pertenecientes al grupo de las algas calcáreas, (fotografía 41), pequeños foraminíferos (Involutinidos, Nodosaridae, etc...), fragmentos de moluscos y otros componentes esqueléticos, no identificables, muy fragmentados y de pequeño tamaño.

Todos estos elementos texturales aparecen, a veces, envueltos por una cubierta irregular, fina, oscura, muy densa que probablemente representa un organismo encostrante (fotografía 42). Todo el conjunto está a su vez englobado en una masa micrítica - (fotografías 43 y 44) (a veces pelotoidal o microesparítica) que fué litificada tempranamente, como la atestigua la existencia de gran cantidad de vacíos sinsedimentarios inter-

granulares rellenos en parte por cemento submarino precoz (fotografías 42,43 y 44). Existen todas las transiciones entre facies con gran cantidad de matriz y pocos vacíos sinsedimentarios intergranulares (fotografía 44) y facies en las que la matriz es minoritaria o nula (fotografía 42).

La mayoría de los tallos de las algas Dasycladáceas, cuyas dimensiones varían desde unos pocos milímetros a cuatro centímetros, aparecen orientados perpendicularmente a las superficies de estratificación (fotografías 42,43,44,45 y 52). Sólo algunos de ellos se presentan caídos pero con señales inequívocas de haber sido poco rodados, ya que están poco fragmentados. Podemos por lo tanto inferir que la mayoría de ellos están "in situ", es decir: en posición de vida o de crecimiento. Los otros componentes esqueléticos, exceptuando las algas calcáreas y algunos foraminíferos, se presentan bastante fragmentados, por lo que probablemente representen aportes externos transportados por el oleaje y las corrientes desde zonas vecinas y atrapados por un sedimento que estaba litificando prácticamente al tiempo de su formación.

La composición original del cemento responsable de la litificación fue quizá de calcita con alto contenido en magnesio. El hábito pudo ser variado: micrítico y/o microesparítico y/o peletoidal (Ginsburg et al., 1971). No se descarta la posibilidad de que la matriz micrítica-microesparítica y los elementos peletoidales representen, al menos en parte, a este cemento.

Los procesos de cementación en los vacíos sinsedimentarios presentes en este sedimento han sido también muy importantes. Los cementos representan, a veces, un alto porcentaje del total volumétrico de la roca. Estos rellenan vacíos sinsedimentarios de dos tipos: a) intergranulares, de forma irregular y dimensión variable (hasta varios centímetros) y b) intragranulares. De estos últimos cabe destacar los rellenos del interior de los tallos de algas Dasycladáceas, una vez que la materia orgánica se hubo descompuesto y sólo quedó la cubierta externa calcificada.

Tanto los rellenos del interior de los tallos de las algas Dasycladáceas como los de los espacios vacíos intergranulares presentan dos generaciones de cemento. El de la base, según se puede inferir del hábito de los cristales (que ha sido magníficamente preservado en la dolomitización) fue muy probablemente aragonítico y estuvo constituido por agujas muy delgadas de hasta cuatro milímetros de longitud que crecieron perpendicularmente a los bordes de las paredes (fotografía 46). Con el difusor se aprecia como este cemento fibroso estuvo finamente laminado (fot. 47). La laminación viene marcada por inclusiones incorporadas durante el crecimiento que atestiguan quizás, interrupciones periódicas en el proceso de cristalización. Este cemento aragonítico bien pudo ser submarino. En apoyo de esta afirmación véase la fotografía 42. En ella se aprecia fácilmente el importante papel que juega la cementación: la mayor parte de los tallos de las algas Dasycladáceas están interconectados entre sí sólo por cemento (fundamentalmente por el cemento de la primera generación que es el supuestamente aragonítico), de modo que si prescindiera de este último los tallos habrían fácilmente colapsado y no se habrían mantenido en posición de vida. De todo esto se deduce que este cemento de primera generación tuvo forzosamente que ser sinsedimentario y por lo tanto submarino.

El relleno central y final es de cemento espático. Su naturaleza original bien pudo ser de calcita con bajo contenido en magnesio. Posiblemente se trate de un cemento meteórico (¿vadoso? ¿freático?). Este cemento no llega a rellenar totalmente los grandes vacíos intergranulares quedando, en la mayoría de ellos, un hueco central que se conserva incluso después de haberse dolomitizado la roca. Este último cemento es el que aparece también rellenando las cámaras de los foraminíferos, el interior de las conchas de moluscos, etc...

Cabe por último señalar que los tallos de las algas Dasycladáceas pueden presentar en su base un relleno geopetal o aparecer rellenos totalmente por sedimento, aunque esto es más raro.

Las facies de estromatolitos están extensamente desarrolladas tanto vertical como lateralmente y presentan una distribución muy regular. Corresponden prácticamente todos al tipo LLH ("Lateral Linked Hemispheroids") de Logan et al. (1964). A la escala del afloramiento predominan las formas planares y domáticas. A pequeña escala la morfología de detalle varía de formas ondulatorias a pseudocolumnares (fotografía 48), con desarrollo de algunas formas parabólicas, (fotografía 49), a veces con microdiscordancias (Preiss, 1976).

A escala microscópica la laminación viene marcada por una alternancia, fina y muy regular, de láminas negras ("organic rich laminae") y grises ("sediment rich laminae"), cuyos espesores oscilan de 0.025 a 0.25 mm. Las bandas o lechos formados exclusivamente por sedimento (depósitos de tormenta. Park, 1976) son muy raras. Cuando existen, se corresponden con las zonas donde la recristalización ha actuado preferencialmente.

Estos estromatolitos debieron litificar "in situ", prácticamente al tiempo de su formación, como lo demuestra: a) la existencia de gran cantidad de vacíos fenestrales paralelos a la laminación, en algunas muestras rellenos por cemento espático calcítico actualmente dolomitizado y b) la presencia de brechas constituidas por fragmentos de estromatolitos rotos y retrabajados en la misma cuenca de sedimentación. Localmente estos últimos se hacen muy abundantes (fig.36). Algunos de estos intraclastos estromatolíticos fueron recolonizados, muy probablemente en zona submareal somera, por algas verde-azuladas y presentan escasas, aunque continuas, cubiertas oncolíticas. Las formas de estos oncolitos son muy irregulares. Dibujan las de los antiguos clastos estromatolíticos. Sus tamaños oscilan alrededor del centímetro. La fábrica que desarrollan es granomantida, habiéndose relleno los espacios vacíos intergranulares por calcita espática, hoy día dolomitizada.

III.3.2.2.3.2. Interpretación.

La asociación Dasycladáceas-estromatolitos no es, de hecho, muy frecuente. En el trabajo Playford y Cockbain (1976) se menciona que los domos estromatolíticos actuales de la Bahía Tiburón (Australia occidental) presentan, en su base, una "barba" de Acetabularia. Asociaciones de Dasycladáceas (Diplopora) con estromatolitos han sido también descritas en el Triás superior italiano (L. Passeri, comunicación personal, 1978), y en el Cretácico inferior-medio de Tejas y Méjico Central en donde se menciona la existencia de facies de algas Dasycladáceas junto a estromatolitos y rudistas en el "back-reef" (Wilson, 1975). No se tiene, no obstante, conocimiento de publicaciones anteriores al trabajo de Martín y Delgado (1980) en las que se haga referencia a alternancias repetitivas, cíclicas, de facies de Dasycladáceas y facies de estromatolitos.

Los diferentes géneros de algas Dasycladáceas ocuparon en el pasado una gran variedad de nichos ecológicos: "lagoon" interno ("Inner Lagoon") (Ott, 1967); "lagoon" externo (bién próximo al "back-reef", bién más hacia el interior del "lagoon". Ott, 1967; García-Hernández, 1978); zona de transición arrecife- "back-reef" (por ejemplo en el Capitan Reef; Babcock et al., 1977); plataforma abierta (M. Esteban, comunicación personal, 1978). También se han citado algas Dasycladáceas fragmentadas en barreras arenosas. El zenit de su desarrollo lo alcanzaron las algas Dasycladáceas durante el Triásico superior-Jurásico. Desde entonces parecen estar en franco declive (Jonhson, 1961). Es a partir del Cretáceo superior-Eoceno cuando se nota una importante reducción en la

variedad deposicional y sistemática de las Dasycladáceas retirándose, preferentemente, a ambientes de "lagoon". En la actualidad las algas Dasycladáceas viven sólo en ambientes marinos someros, a profundidades que normalmente no superan los 15-20 metros (Milliman, 1974), de circulación restringida y salinidad normal o ligeramente superior a la normal.

En el ejemplo estudiado, se piensa que las facies de Dasycladáceas constituyen realmente biostromas (en el sentido de Nelson et al., 1962, es decir, considerando a los biostromas como estructuras estratiformes constituidas y construidas exclusivamente por organismos sedentarios) en los que el papel de "framebuilders" (constructores del armazón) viene representado por los tallos de las propias algas Dasycladáceas, ya que:

a) Los tallos de las algas Dasycladáceas se presentan normalmente orientados (perpendicularmente a la superficie de estratificación) y en posición de vida.

b) Calcificaron "in situ". Constituían pues, estructuras más o menos resistentes.

c) Aparecen interconectados entre sí mediante cementos sinsedimentarios: orgánicos (organismo encostrante) e inorgánicos (el posible cemento calcítico con alto contenido en magnesio, responsable de la litificación temprana del sedimento, y el cemento fibroso aragonítico que aparece rellenando la base de la mayor parte de los vacíos sin sedimentarios inter e intragranulares). Estos cementos contribuyeron a dar rigidez al edificio bioconstruido.

Ejemplos actuales de cementación y litificación submarina han sido descritos, entre otros, por Ginsburg et al., 1968, en los arrecifes de las Bermudas, y por Land y Goreau (1970), en los de Jamaica. La naturaleza de los cementos ha sido puesta de manifiesto en estos y en otros trabajos entre los que cabe destacar el de Ginsburg et al., 1971.

Los estromatolitos son estructuras orgánico-sedimentarias de morfología irregular (ondulada, en domo, etc.), cuya estructura interna corresponde a una alternancia, generalmente a escala milimétrica o menor, de lechos claros y oscuros, como en las mallas de algas. Lo que diferencia a los estromatolitos de las mallas de algas, y sedimentos laminados de algas (Davies, 1970) a ellas asociados, es exclusivamente su geometría. Estas últimas son planas, paralelas y esencialmente horizontales.

Los estromatolitos se encuentran, actualmente, muy restringidos en su distribución a causa principalmente de la depredación y destrucción tan intensa a que se ven sometidos por parte de organismos bioturbadores y comedores de hierba: sólo donde no existen estos organismos alcanzan un desarrollo importante. Esto ocurre, normalmente, en ambientes muy restringidos (marinos, lacustres, fuentes termales, etc...) de salinidad anormalmente alta o — — — baja. En el pasado, sin embargo, y en ausencia de otros competidores ecológicos, llegaron a alcanzar un desarrollo importante sobre todo en el Precámbrico.

Gran parte de los estromatolitos marinos actuales se desarrollan, de hecho, en ambientes someros de muy poca profundidad: charcas en la zona supramareal (Bahamas, Florida: Monty y Hardie, 1976); zona intramareal (Bahamas, Florida, Bermudas: Gebelein, 1976; Australia: Playford y Cockbain, 1976); zona submareal somera (Bermudas: Gebelein, 1969, 1976; Australia: Playford y Cockbain, 1976), sin olvidar que existen también estromatolitos actuales de aguas profundas: caso de los nódulos de Mn de los fondos marinos abisales (Monty, 1973). Un ejemplo de estromatolitos de aguas profundas en el pasado ha sido descrito para el Devónico de Australia por Playford et al. (1976).

El hecho de que en el ejemplo estudiado los estromatolitos se presenten invariablemente intercalados entre las facies de Dasycladáceas indica que muy probablemente son marinos. La ausencia en, o entre, las facies de estromatolitos de estructuras tales como grietas de desecación, moldes de evaporitas (anhidrita, yeso, etc...), estructuras

"tepee" (Assereto y Kendall., 1977), etc., la asociación de las cuales nos puede hablar de emersión, al menos periódica, sugiere la posibilidad de que estos se desarrollaron en la zona submareal. La ausencia frecuente de lechos de tormenta en el bandeado apunta también en este sentido.

Una vez establecido el ambiente deposicional de cada una de la facies en concreto se plantea el problema de como explicar el paso brusco de una a otra, así como la ciclicidad de la alternancia Dasycladáceas-estromatolitos. Quizá, el que se establezca una u otra facies depende exclusivamente de la profundidad de sedimentación (Martín y Delgado, 1980). La facies de Dasycladáceas se desarrollarían a una profundidad óptima algo superior a la facies de estromatolitos. De este modo las facies de Dasycladáceas constituyeron biostromas en el fondo de un "lagoon" somero (su profundidad no sobrepasaría los 20 metros), marginal y protegido, los cuales fueron, a su vez, colonizados por estromatolitos, al disminuir la profundidad del "lagoon". Incrementos periódicos en la velocidad de subsidencia harían repetir nuevos ciclos Dasycladáceas-estromatolitos.- El "lagoon" estaría aislado del mar abierto por las barras a las que la alternancia cíclica Dasycladáceas-estromatolitos cambia lateralmente. Hacia tierra, por contra, proliferarían las mallas de algas, según se puede inferir del estudio de otros cortes de la misma edad de la Unidad Trevenque.

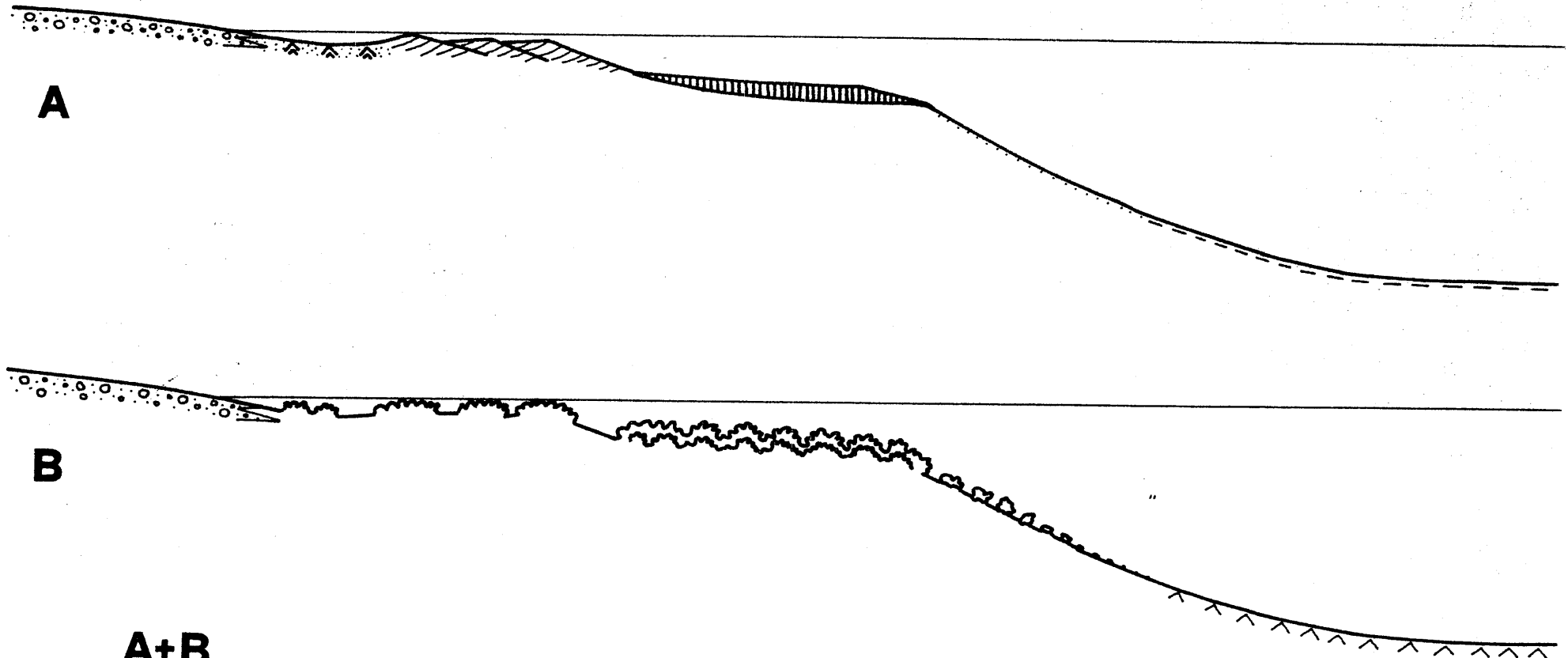
Una explicación alternativa al desarrollo cíclico de las facies de Dasycladáceas y los estromatolitos se plantea cuando se comparan los materiales estudiados con los del Messiniense superior (Complejo Carbonatado Terminal de Dabrio, Esteban y Martín, (1980) y facies relacionadas) que afloran en el SE de España, (para mayores detalles véase capítulo V).

El corte más característico de estos materiales del Messiniense superior es el de Santa Pola (Esteban y Giner, 1977), en donde se presentan constituidos por alternancias cíclicas de biostromas de Porites y estromatolitos que cambian a facies de barras oolíticas, que intercalan estromatolitos, hacia el continente. Las barras oolíticas están también muy bien representadas en algunos cortes de la región de Almería (Níjar, Cabo de Gata, Sorbas, etc. Dabrio y Martín, 1978; Dabrio et al., 1980). Todo el conjunto cambia hacia mar abierto a las evaporitas de cuenca de la Unidad Evaporítica Superior (Dabrio et al., 1980), representadas no sólo en el interior de las cuencas marginales, sino en todo el fondo del Mediterráneo (Hsü et al., 1978; Montadert et al., 1978). Las facies más costeras están, a su vez, constituidas por conglomerados depositados normalmente por abanicos aluviales, que a veces desembocan en medio marino (V gr. en Sorbas, Almería). Lateralmente todas estas facies descritas se interdigitan unas con otras (Dabrio et al., 1980).

La similitud Messiniense superior-Trías superior es aún mayor si consideramos a las facies en detalle. Así los biostromas de Porites corresponden realmente a "arrecifes" monoespecíficos de disposición estratiforme, constituidos por colonias de Porites en forma de largos tubos verticales (de uno a tres metros de altura), que fueron cementados tempranamente en el ambiente submarino donde crecían (un estudio detallado de la morfología de dichos cementos y su posible origen se encuentra en el trabajo de Dabrio et al., 1980), al igual que las facies de Dasycladáceas del Trías superior, que curiosamente presentan también una morfología parecida y dimensiones "aberrantes" (fotografías 51 y 52).

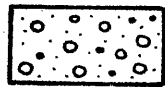
El modelo deposicional de conjunto para el Messiniense superior sería como se indica en la figura 37. Los estromatolitos parecen estar relacionados al momento de la deposición evaporítica (Esteban, 1978; Dabrio et al., 1980), mientras que los biostromas de Porites corresponden a intervalos de sedimentación marina normal o próxima a la normal (de salinidad normal o ligeramente superior a la normal), con depósito de

MESSINIENSE SUPERIOR



- 108 -

A+B



Co



Es
C



Es
BC



Es
BP



BEs
A



Ev
M

CONTINENTAL/COSTERO

PLATAFORMA

TALUD

CUENCA

- Figura 37.- Modelo deposicional propuesto para el Messiniense superior del SE de España. El estadio A corresponde a condiciones marinas normales (o, con más seguridad, ligeramente hipersalinas) y se caracteriza por el desarrollo de barras oolíticas en la plataforma (BC), de biostromas de Porites (BP) por delante de las barras, y de margas (M) en la cuenca. En el esquema B el medio evoluciona drásticamente a hipersalino lo que se traduce en el desarrollo de evaporitas (Ev) en la cuenca y de estromatolitos (Es) en los márgenes. Los estromatolitos se desarrollan tanto sobre los biostromas de Porites, como en las crestas de las barras e incluso, sobre las facies de arenas calcáreas costeras (C) situadas al abrigo de las antiguas barras.

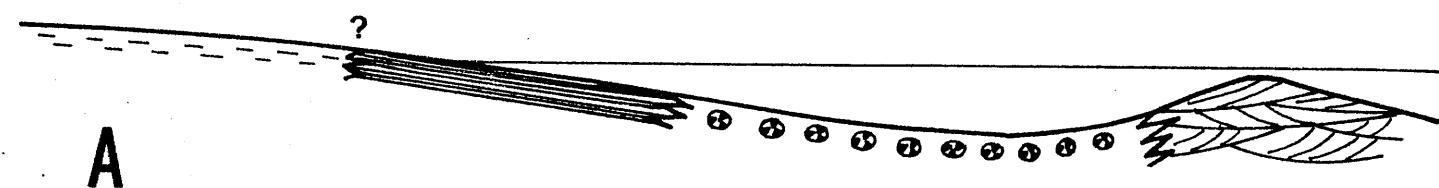
Explicación de los símbolos: Co: conglomerados ligados a abanicos aluviales que inciden en medio marino; Es: estromatolitos; C: calcarenitas con "wave-ripples" (parte protegida de las barras). BC: barras oolíticas con abundantes estructuras sedimentarias tales como laminación paralela, estratificación y laminación cruzada, etc...; BP: biostromas de Porites; BEs: brechas estromatolíticas; A: arenas del talud; Ev: evaporitas de cuenca; M: margas de cuenca.

TRIAS SUPERIOR

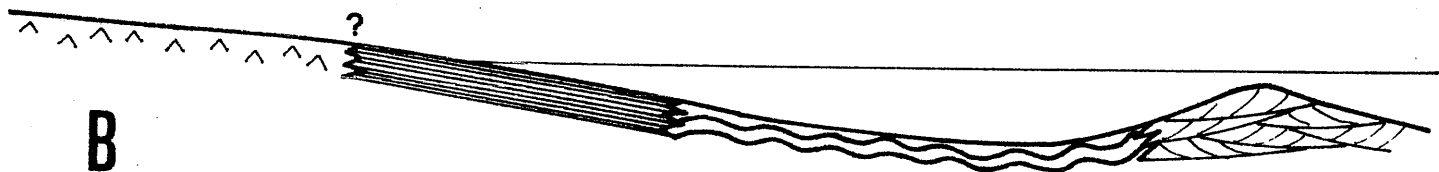
LLANURA SUPRAMAREAL

LAGOON

BARRAS



A



B



Ev
MyL



SLA



Es
D



C

A+B

- Figura 38.- Modelo deposicional inferido para el Trias superior. Los biostromas de Dasycladaceas (D) se desarrollaron en el "lagoon" en condiciones marinas normales (o más posiblemente, ligeramente hipersalinas). Los estromatolitos (Es), por contra, parece que se formaron en condiciones hipersalinas, al tiempo que en la llanura supramareal ("sabkha") depositaban las evaporitas (Ev). La transición a estas últimas facies es, no obstante, no observable en el campo.

Clave: Ev: evaporitas (tipo "sabkha"); M y L: margas y lutitas; SLA: sedimentos laminados de algas (llanura de algas); Es: estromatolitos; D: biostromas de Dasycladaceas; C: calcarenitas (facies de barras).

margas en el interior de la cuenca.

Una característica importante de los depósitos evaporíticos de la Unidad Evaporítica Superior messiniense es su ciclicidad (Dronkert, 1976; Dabrio et al., 1980).- Igualmente ocurre con las evaporitas del Keuper (y con los depósitos evaporíticos en general), por lo que podemos inferir unos condicionantes similares para la alternancia Dasycladáceas-estromatolitos. De acuerdo con esta interpretación en condiciones marinas normales o próximas a las normales (algo más salinas) se desarrollarían en el "lagoon" los biostromas de Dasycladáceas. Por contra, en los momentos en los que hubo deposición evaporítica marginal el desarrollo correspondería a las facies de estromatolitos. El modelo deposicional de conjunto, inferido para el Triás superior, se indica en la figura 38.

Las diferencias con el Messiniense estriban en que en el caso del Triás superior las evaporitas son marginales (de tipo "Sabkha") y no de cuencas y las facies de - barras aíslan las alternancias Dasycladáceas-estromatolitos desarrolladas en el "lagoon" de facies marinas más abiertas, mientras que en el Messiniense las alternancias biostromas de Porites-estromatolitos se sitúan en posiciones más externas que las facies de barras (compárense las figs. 37 y 38).

III.3.2.2.4. Diagénesis.

Los procesos diagenéticos más importantes que han afectado a los materiales del Triás superior de la Unidad del Trevenque estudiados son los de dolomitización y re cristalización dolomítica. Se desconoce el mecanismo responsable de la dolomitización de todas estas facies, y el momento en que esta aconteció. No obstante, por el tipo de facies implicadas (sobre todo lagunares), por la disposición de los cuerpos dolomíticos (estratiforme; no observable en la zona estudiada pero sí en la Sierra de Baza: Delgado 1978), etc..., se puede invocar un mecanismo de refluo similar al descrito en la Unidad de las Víboras para explicar la dolomitización de las facies lagunares. La mayor extensión de los afloramientos dolomíticos de la Unidad del Trevenque está probablemente con dicionada por una mayor operatividad de dicho mecanismo, cuya actuación debió coincidir con el final de la sedimentación evaporítica. Cabe resaltar el grado de perfección con que han sido preservadas las texturas calizas originales, rasgos deposicionales, cementos, huecos, etc...).

La recristalización dolomítica es más tardía y lleva asociada la destrucción, total o parcial, de las texturas originales. Entre las texturas diagenéticas asociadas a esta etapa de recristalización cabe señalar la diferenciación de formas fibroso-radiadas en los antiguos estromatolitos (fotografía 50) y, a menor escala, la tendencia hacia for mas romboédricas de porciones de estromatolitos y mallas de algas ricas en materia orgánica, y de los antiguos clastos calcareníticos. Esta recristalización es, muy probablemente, consecuencia de las removilizaciones que se produjeron en las últimas fases del metamorfismo (asociadas al incremento de temperatura que comporta el climax térmico) o en el comienzo de la fase final de distensión. El grado de metamorfismo de los materiales carbonatados de la Unidad Trevenque es algo mayor que el de los de las Víboras, de ahí que las removilizaciones sean más importantes.

Hay también procesos de silicificación y calcitización muy tardíos, en general poco importantes, asociados a removilizaciones producidas en una etapa tectónica - tardía de distensión, posterior a las de compresión de la orogenia Alpídica.

III.3.2.2.5. Brechificación.

Una característica peculiar de los materiales dolomíticos que constituyen la Unidad del Trevenque es la de presentarse intensamente fracturadas, lo que, por otro lado los hace muy vulnerables a la erosión. Los clastos que se liberan al meteorizarse dichas rocas, de tamaño grava, son los que nutren a los arenales y ramblas tan típicos de la zona. Dichas fracturas no presentan rellenos de ningún tipo y cortan, además, a fracturas anteriores con rellenos dolomíticos, silíceos y calcíticos.

Dichas superficies de fracturación se presentan siempre agrupadas en sistemas de orientaciones perpendiculares, con planos de tendencia hacia la verticalidad y de direcciones muy definidas: N20-N110, N40-55, - N130-155, N80-90 - N170-180. Existe, además, otro juego de tendencia horizontal. Estas direcciones coinciden sensiblemente con las direcciones generales del diaclasado señaladas por Rojas (1975) para todo el ámbito de las Cordilleras Béticas.

La causa de que dicho diaclasado sea tan penetrativo habría que buscarla en la propia naturaleza de las rocas dolomíticas. Son rocas muy frágiles que reaccionan fracturándose intensamente ante determinados esfuerzos tectónicos. En este sentido las rocas silíceas y ciertos tipos de margocalizas, que presentan una analogía de comportamiento mecánico, dan una partición similar.

Cabe resaltar como en las proximidades de zonas de falla, superficies de - corrimiento, etc..., la trituración mecánica es mucho mayor y la roca se halla generalmente reducida a partículas finas de tamaño limo, que incorporan algunos clastos de tamaño grava. Los posibles huecos resultantes de la fracturación aparecen, a su vez, rellenos por cemento calcítico.

Explicaciones alternativas al origen de esta partición tan penetrativa que presentan las rocas dolomíticas se encuentran en los trabajos de Gallegos (1975) y Delgado (1978). El primero las denomina con el término de "brechas en masa" y liga su origen a procesos de fracturación hidráulica; para el segundo son brechas tectónicas que abarcan desde brechas de trituramiento ("crush breccias") a ultraclasitas. Todos los autores están de acuerdo en desechar el término "kakirita" como el más apropiado para designar dichas rocas, ya que no parecen ajustarse a la definición que de éste último da el "Glossary of Geological Terms and Related Sciences" del "American Geological Institute".

Cabe por último señalar que esta partición es característica de la mayor parte de las rocas dolomíticas, independientemente de cual sea su contexto geológico. - Se desarrolla por igual en los materiales dolomíticos de la Unidad de las Víboras (incluso si se trata de lentejones dolomíticos intercalados entre calizas), como en las dolomías de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (tanto del Subbético como del Prebético) estando tan sólo ausentes, dentro de los ejemplos estudiados, en los materiales Messinienses, cuya dolomitización es, por otro lado, muy reciente y el grado de deformación que presentan mínimo. Las direcciones de fracturación en todas estas zonas coinciden con las señaladas para la Unidad del Trevenque.

III.4. DOLOMITIZACIONES EN ALPUJARRIDES. CONCLUSIONES.

Dentro de los materiales Alpujárrides estudiados se diferencian los siguientes tipos genéticos de dolomías:

- 1.- Dolomías formadas en el ambiente supramareal.
- 2.- Dolomías ligadas a la etapa de evolución final de los "lagoons".
- 3.- Dolomías ligadas a removilizaciones internas del ión Mg^{+2} contenido originalmente en

los sedimentos.

4.- Dolomías basales.

5.- Porfiroblastos dolomíticos.

6.- Dolomías ligadas a la etapa tectónica final de distensión.

Las primeras (1) se formaron dentro del mismo ambiente de sedimentación, en la zona supramareal, allí donde las aguas contenidas capilarmente en los sedimentos alcanzaron una relación Mg^{+2}/Ca^{+2} lo suficientemente elevada como para dolomitizar el sedimento calizo original y/o precipitar directamente dolomita.

Las segundas (2) están en relación con salmueras contenidas en "lagoons" - muy evolucionados que se fueron enriqueciendo progresivamente en Mg^{+2} y que, una vez fueron lo suficientemente densas como para desplazar el agua de poros contenida originalmente en los sedimentos del fondo, se filtraron a través de estos y los dolomitizaron.

La disposición en el afloramiento de estas dolomías es pseudoestratiforme, y en cada uno de estos pseudoestratos están implicados varios tipos petrológicos calizos (desde sedimentos laminados de algas del borde interno del "lagoon" a las facies de - barras marginales más externas). Las texturas calizas originales son reconocibles por la disposición de los residuos insolubles no lixiviados, y por diferencias de cristalinidad, hábito, etc... de la dolomita, que a veces reproducen con extrema fidelidad las texturas calizas originales (como en el Pico de la Carne).

Contemporáneamente a la formación de estas dolomías hubo precipitación, a veces importante, de esfalerita y otros sulfuros minoritarios.

El tiempo de formación de las terceras (3) se sitúa en una época imprecisa posterior a la sedimentación. Esta dolomitización afectó selectivamente a las facies de laminitas intramareales y dentro de ellas a las porciones más oscuras (antiguas mallas - de algas).

Dentro de este grupo de dolomitizaciones ligadas a removilizaciones locales del ión Mg^{+2} contenido originalmente en los sedimentos se encuadrarían también las que afectan selectivamente, dentro de las calizas, a "burrows" o a "pelets" fecales localizados en el interior de dichos "burrows".

La dolomitización basal (4), actuó en dos etapas. El ión Mg^{+2} , que supone estaba presente originalmente en las arcillas basales fué, presumiblemente, liberado en las transformaciones mineralógicas que acontecieron en las fases iniciales de la diagénesis y escapó hacia arriba durante la migración de fluidos asociada a los procesos de compactación, dolomitizando las rocas calizas suprayacentes. Las texturas calizas originales son, en este caso, irreconocibles.

La segunda etapa, acaecida durante la blastesis metamórfica, comporta removilizaciones y recristalización de las facies dolomíticas anteriormente formadas. Los fluidos de removilización tendieron a desplazarse hacia las zonas de menor presión, lo calizadas en la parte superior de los afloramientos dolomíticos, precipitando dolomita en fracturas, huecos y dolomitizando las rocas calizas adyacentes. Los rellenos de - esta dolomía basal II son parcialmente contemporáneos de la fase de deformación sinmetamórfica más importante (S_2) que afecta a todos estos materiales.

Los porfiroblastos dolomíticos (5) se presentan exclusivamente en facies de laminitas calizas algo metamorfizadas, y se desarrollaron con anterioridad a la fase de deformación S_2 ; su origen es desconocido.

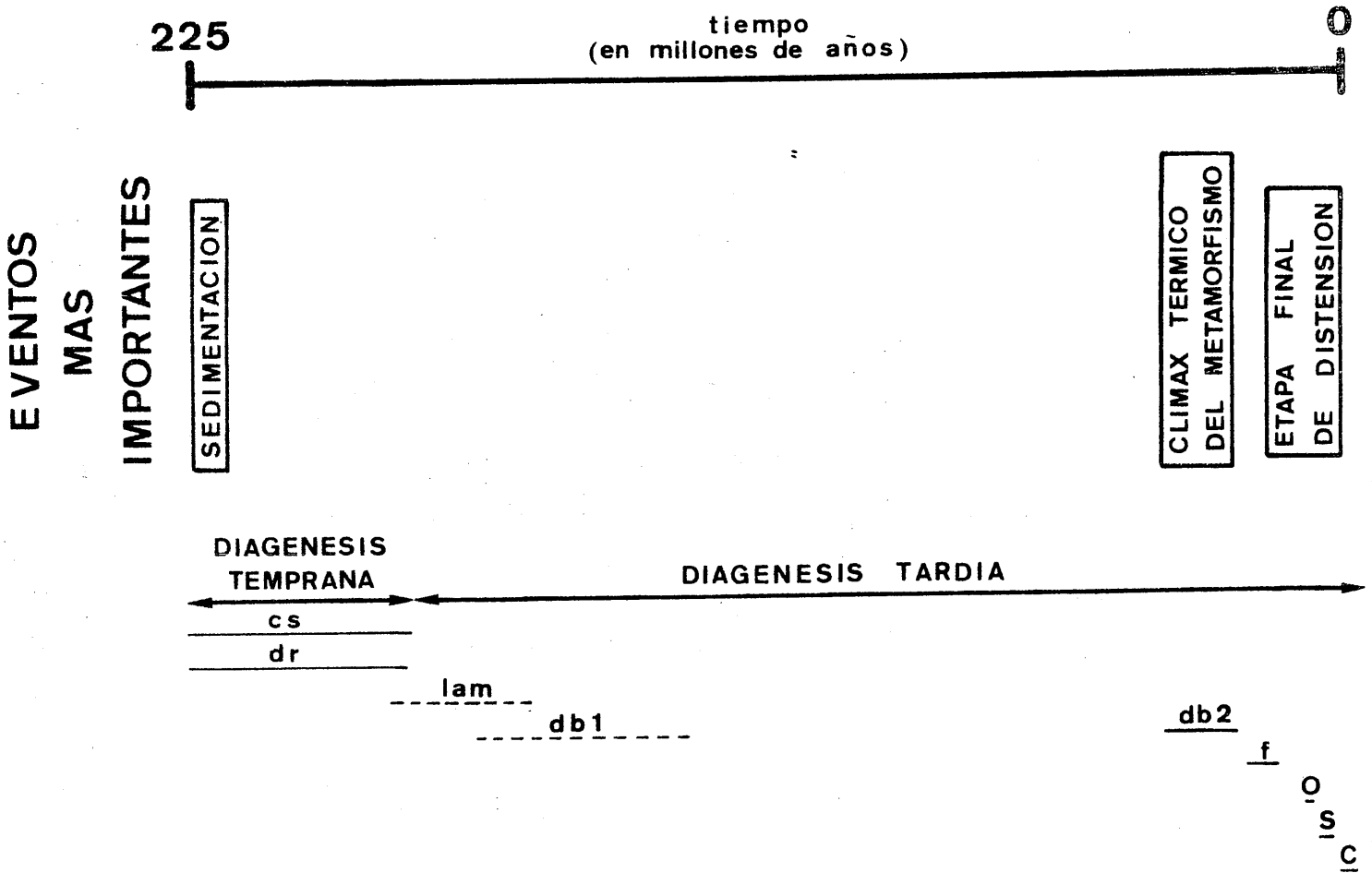
El último grupo genético de dolomía (6), corresponde a removilizaciones que actuaron en la etapa tectónica final de distensión, y que afectaron selectivamente a las facies dolomíticas preexistentes. Las precipitaciones dolomíticas más importantes asociadas a esta fase son las de los rellenos de las bandas claras de la franciscana (dolomía cebrada). Hay removilizaciones de menas en esta etapa que tienden a cristalizar

en el centro de las bandas claras.

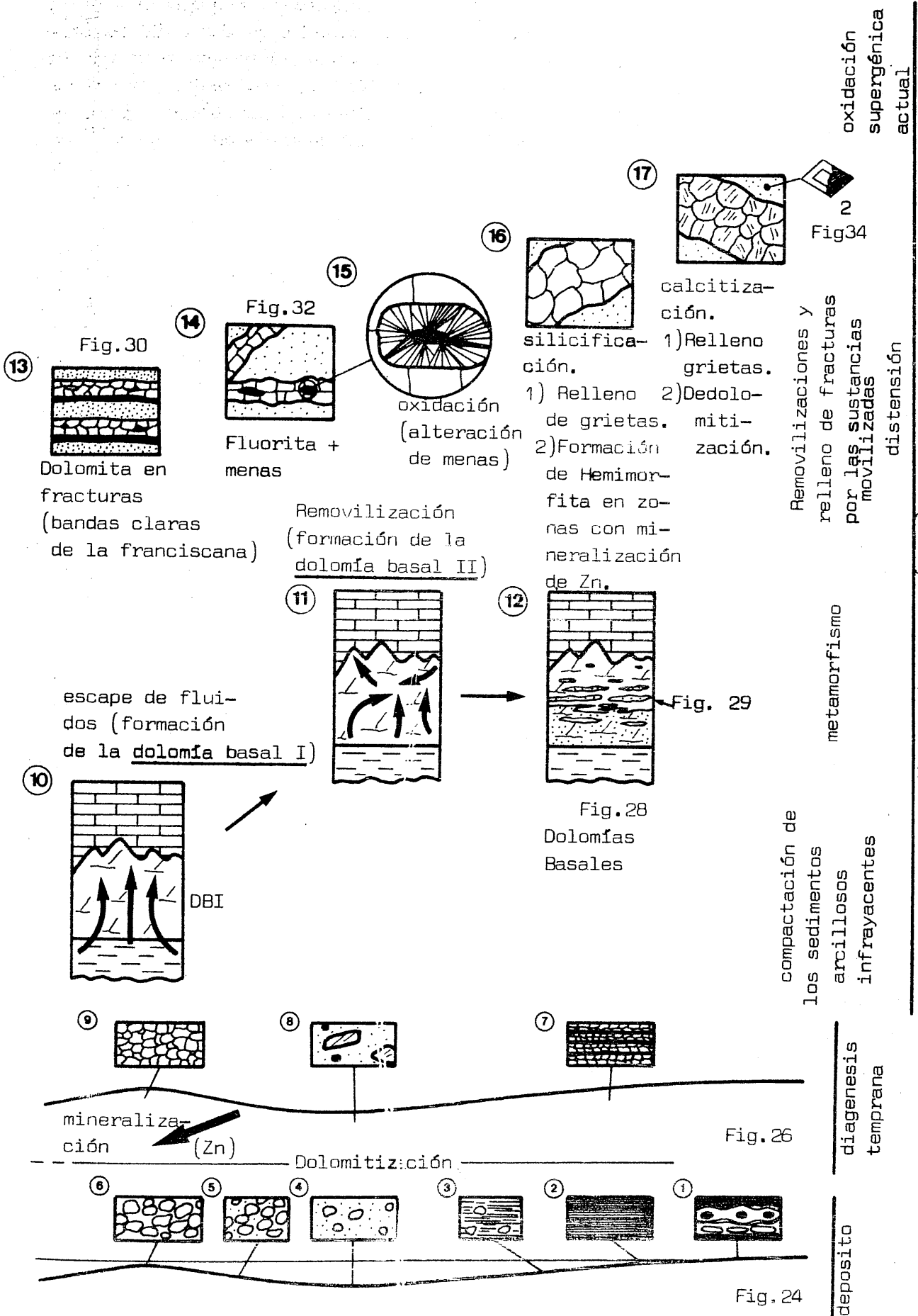
Los procesos diagenéticos finales más importantes actuaron también dentro de la etapa tectónica de distensión y por este orden:

- Oxidación.
- Silificación.
- Calcitización. Esta última es contemporánea a la tectónica final gravitatoria que llevó al emplazamiento actual a los mantos.

En las figuras 39 y 40 se esquematiza gráficamente la historia diagenética de todos estos materiales Alpujárrides.



- Figura 39.- Cuadro resumen en el que se esquematiza la historia diagenética de los materiales carbonatados Alpujárrides. cs: costras dolomíticas supramareales; dr: dolomitización por reflujo de las facies de "lagoon" y asociadas; lam: dolomías ligadas a los lechos oscuros de las laminitas; db1 y db2: dolomías basales; f: bandas claras de la "franciscana"; O: etapa de oxidación; S: etapa de silificación; C: etapa de calcitización. La longitud de las barras indica el tiempo de actuación de cada proceso. (En trazado discontinuo los de posición incierta).



- Figura 40.- Mantos Alpujárrides. Formación Carbonatada Superior. Esquema evolutivo.

En la parte inferior de la figura se representan las facies calizas originales y su distribución espacial. Estas son: 1: sedimentos laminados de algas desecados con moldes de evaporitas, etc..., (supramareales); 2: sedimentos laminados de algas (intramareales); 3: sedimentos laminados de algas con partículas esqueléticas englobadas (transición inframareal); 4: biomicritas (facies de "lagoon"); 5: calcarenitas pobremente clasificadas y con micrita incorporada ("lime packstones") (parte interna de las barras); 6: calcarenitas bien clasificadas, cementadas tempranamente por esparita ("lime grainstones") (facies de barras).

En la diagénesis temprana hay dolomitización de gran parte de las facies antes mencionadas con mineralización en Zn^{+2} asociada. La flecha de la figura indica la dirección principal de migración de las salmueras hipersalinas ricas en Mg^{+2} , S^{-2} y Zn^{+2} responsables de la dolomitización y mineralización de dichos sedimentos.

7: aspecto de los sedimentos laminados de algas dolomitizados, al microscopio; 8: idem de las facies de "lagoon"; 9: idem de las facies de barras.

En la diagenesis tardía el proceso diagenético más importante es el de la dolomitización de la base de la formación carbonatada, fenómeno que está muy probablemente en relación con la migración hacia arriba de fluidos ricos en Mg^{+2} contenidos originalmente en los sedimentos arcillosos infrayacentes y liberados durante la compactación de estos últimos (10).

Durante el climax térmico del metamorfismo hay removilización de gran parte de la dolomía basal anteriormente formada (11) con recristalización asociada (12). Por último, durante la etapa tectónica final de distensión hay removilizaciones locales con relleno de las fracturas individualizadas en dicha etapa por las sustancias movilizadas. La sucesión de acontecimientos es aquí la siguiente: 13: removilizaciones de dolomita (formación de las bandas claras de la franciscana); 14: removilizaciones de fluorita y menas (esfalerita y galena). Estas últimas tienden a cristalizar en el centro de las fracturas; 15: oxidación de las menas (en la figura se representa un cristal de esfalerita en gran parte alterado a smithsonita fibrosoradiada); 16: silicificación. La sílice rellena también fracturas y sustituye en parte a la matriz dolomítica (dedolomita).

IV. DOLOMIAS DEL SUBBETICO-PREBETICO (ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BETICAS).

IV.1. INTRODUCCION.

Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas están constituidas por materiales cuya edad abarca desde el Triás al Mioceno inferior, y que fueron depositados en el margen continental de la placa europea. Dichos materiales se encuentran actualmente plegados y despegados del zócalo paleozoico, que no llega a aflorar. El nivel principal de despegue lo constituye el Triás de facies Keuper (Azema et al., 1979).

Dentro de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas se diferencian dos dominios paleogeográficos principales: la Zona Prebética y la Zona Subbética (Blumenthal, 1927), cuyo límite es tectónico (cabalgamiento).

La Zona Prebética constituye el dominio más septentrional. Durante el Jurásico y el Cretácico la sedimentación en la Zona Prebética, la más cercana al continente, fué fundamentalmente marina somera, con episodios de "lagoon", de llanuras de mareas, costeros, e incluso continentales (Azema et al., 1979). Dentro de la Zona Prebética se diferencian dos dominios: Prebético Externo y Prebético Interno (Jerez, 1973). El Prebético Externo con una secuencia estratigráfica poco potente presenta lagunas estratigráficas en el Jurásico terminal y Cretácico inferior, y faltan en él los materiales del Paleógeno. El Prebético Interno, presenta series más potentes y completas, con episodios marinos frecuentes, estando en él representados los materiales del Paleógeno (Azema et al., 1979).

Entre la Zona Prebética y la Zona Subbética se diferencian las Unidades Intermedias (Foucault, 1971), que presentan características estratigráficas y tectónicas intermedias entre ambas, con niveles turbidíticos en el Jurásico superior, Cretácico inferior y Paleógeno (Azema et al., 1979).

La Zona Subbética se caracteriza, en conjunto, de acuerdo con Azema et al. (1979), por presentar facies pelágicas a partir del Liás medio. El depósito se efectuó en un margen continental subsidente en el que se diferenciaron durante el Jurásico, áreas de mayor subsidencia (surcos) y de escasa subsidencia (umbrales). Este hecho permite delimitar dominios paleogeográficos (Subbético externo, Subbético medio y Subbético interno).

El Subbético externo presenta un Jurásico en su mayor parte calizo, con el Malm bajo facies "ammonítico rosso". En el Subbético medio, a partir del Domerense, dominan las margocalizas, margas, radiolaritas y turbiditas calcáreas, con rocas volcánicas básicas intercaladas. El Subbético interno tiene un Jurásico totalmente calizo con importantes episodios de calizas nodulosas ("ammonítico rosso"). Se delimita, además, otra Unidad (Subbético meridional) de procedencia más meridional que corresponde al depósito en un surco durante parte del Jurásico. El Cretácico subbético es similar en todos los dominios y está formado, sobre todo, por calizas, margocalizas y margas marinas pelágicas. El Paleógeno es también de carácter pelágico con episodios turbidíticos.

Dentro del conjunto de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas los materiales dolomíticos se encuentran distribuidos del siguiente modo:

En el Subbético y Unidades Intermedias la base del Liás inferior está siempre dolomitizada (Azema et al., 1979; Martín, 1979), mientras que en el Prebético la dolomitización basal de la serie Jurásica alcanza a los materiales del Dogger inclusive (Rodríguez-Estrella, 1978). Dentro del Prebético se presentan también fuertemente dolomitizados los materiales carbonatados del Kimmeridgiense medio-superior y base del Portlandense (García-Hernández, 1978; García-Hernández y López-Garrido, 1979), y los del conjunto Vraconense-Turonense (Dabrio, 1972; Jerez, 1973; Rodríguez-Estrella, 1978, etc...).

El estudio detallado de dos ejemplos concretos seleccionados, el de las dolomías de la base del Lías inferior subbético, y el de las dolomías del Cretácico superior prebético, completado con observaciones realizadas en el resto de los afloramientos dolomíticos me ha permitido elaborar un modelo de dolomitización que parece aplicable - para explicar el origen de la mayor parte de los materiales dolomíticos existentes en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Dicho modelo será discutido más adelante, una vez presentados los datos de observación.

IV.2. EJEMPLOS SELECCIONADOS:

IV.2.1. DOLOMIAS DE LA BASE DEL LIAS INFERIOR SUBBÉTICO.

IV.2.1.1. Introducción.

Los materiales del Lías inferior están representados, en el conjunto de la Zona Subbética, por una unidad litoestratigráfica calcárea cuya base está dolomitizada.

Son muy numerosos los trabajos publicados sobre dichos materiales. Entre ellos merecen destacarse los de González-Donoso et al. (1971), Rivas (1973), González-Donoso et al. (1975), García-Hernández et al., (1976), Seyfried (1978), Busnardo (1979), - García-Hernández et al. (1979 a y b) y Martín (1979). El único que hace referencia específica al problema de su dolomitización basal es el de Martín (1979). Las conclusiones de dicho trabajo se exponen a continuación, apoyados en una mayor cantidad de datos respecto a los entonces señalados.

Con el fin de facilitar la localización exacta de los afloramientos mencionados en el texto, se adjunta a esta introducción, el esquema geográfico de la fig.41.

IV.2.1.2. Dolomitización.

IV.2.1.2.1. Datos que aporta el estudio estratigráfico.

El Lías inferior subbético está constituido por un conjunto calizo dolomitizado en su base, cuya edad abarca desde el Hettangiense al Carixiense (García-Hernández et al., 1979 a).

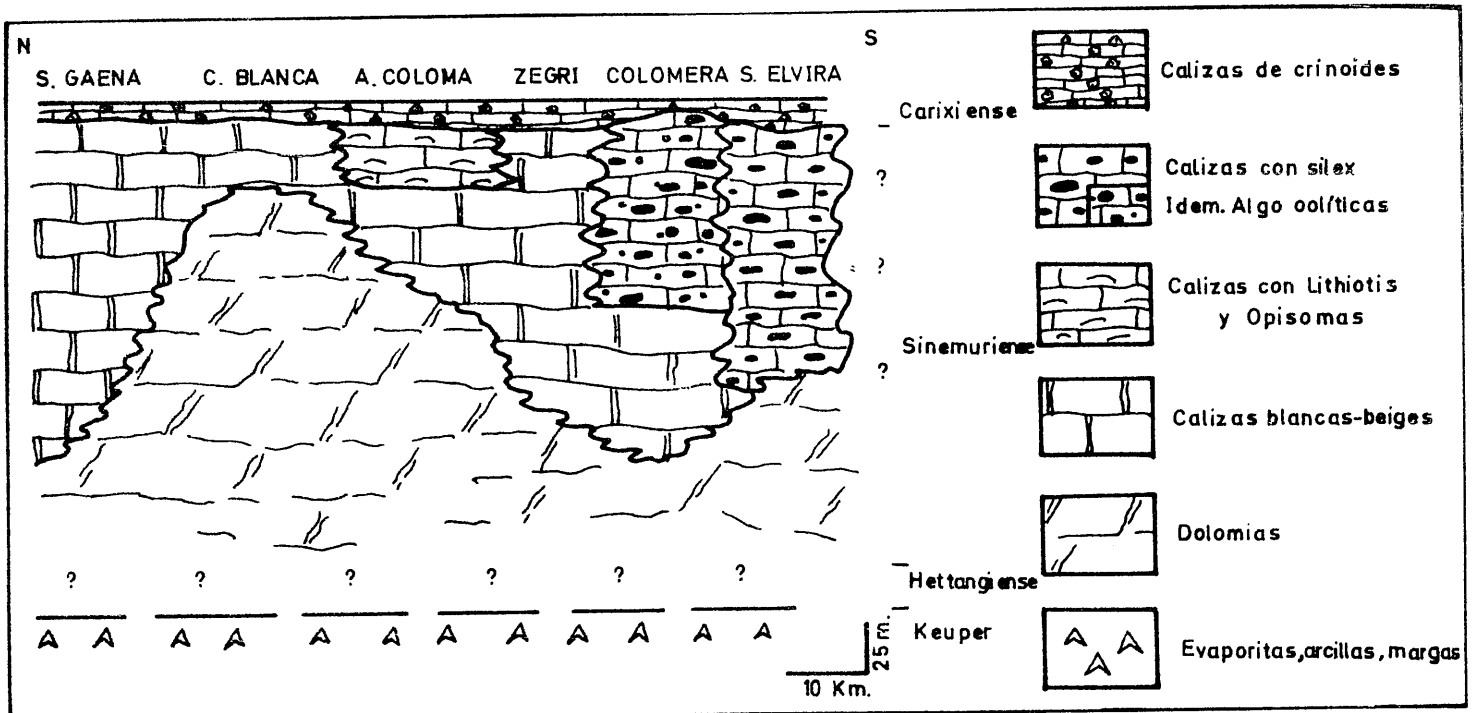
Este conjunto sobreyace a materiales del Triás de facies Keuper. Sobre él se sitúa, a su vez, otro conjunto litoestratigráfico constituido fundamentalmente por margas y margocalizas. El paso entre ambos suele estar jalonado por "hard-grounds" y a veces, por lagunas estratigráficas (García-Hernández et al., 1976).

Dentro del conjunto carbonatado, e inmediatamente por encima de los materiales del Triásico, se sitúa un paquete de carníolas, de extensión y potencia variables. El Hettangiense se considera representado dentro de las dolomías prácticamente en la totalidad de los cortes. El Sinemuriense, por contra, es predominantemente calizo. Dentro de este último se distinguen varias secuencias tipo que fueron definidas por García-Hernández et al. (1976) en la transversal Granada-Jaén. La fig.42 muestra la disposición espacial, y relaciones laterales, de las diferentes secuencias litológicas por ellos diferenciadas. En ella se observa como en la secuencia de Sierra Elvira, y -



- Figura 41.- Dolomías de la base del Lias inferior subbético. Localización geográfica de los afloramientos estudiados.

parte alta de la de Colomera, predominan las calizas con sílex, mientras que en el resto el predominio corresponde, dentro del Sinemuriense calizo, a calizas masivas de color blanco y crema. Se aprecia también como la superficie que limita la zona dolomitizada - es una superficie heterocrónica.



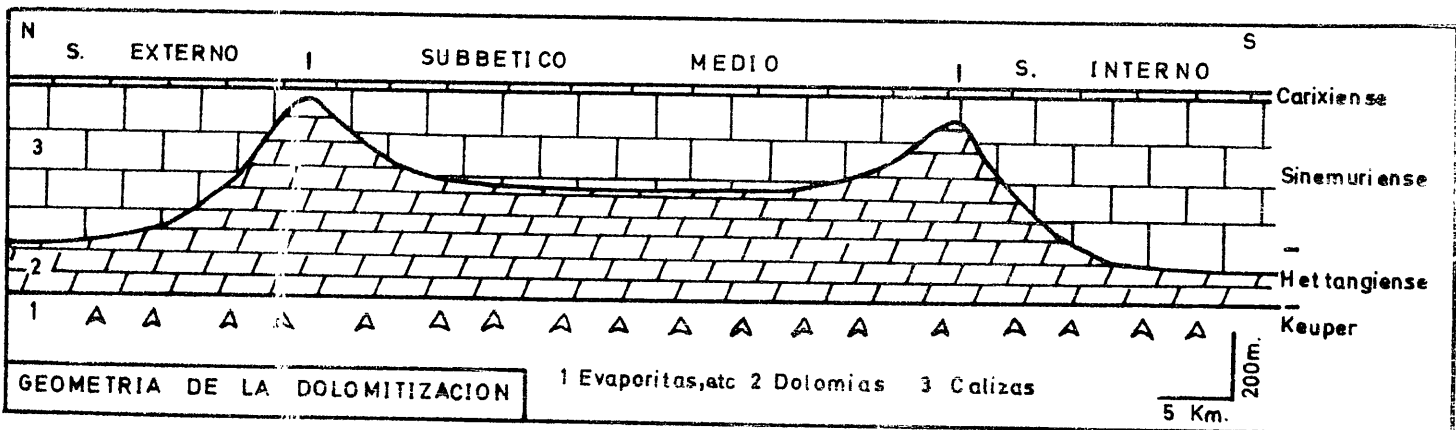
- Fig. 42.- Distribución de litofacies. Lías inferior subbético. Transversal Granada-Jaén (Según García-Hernández et al., 1976).

Un esquema litoestratigráfico más detallado del infracarixiense, del sector central de la Zona Subbética, se encuentra en el trabajo de García-Hernández et al. (1979, a). En él se aprecia como las litofacies de calizas con sílex no son exclusivas de las secuencias de Sierra Elvira y Colomera, sino que aparecen también representadas en el sector más septentrional (en la parte alta de la secuencia de Grajales). Otro hecho - que llama la atención es la enorme potencia (más de 1200 m.) de materiales infracarixienses representados en esta última secuencia, lo que contrasta con el resto de los cortes donde las potencias máximas nunca superan los 600 m. La potencia media de los materiales del Lías inferior representados en el resto del área estudiada es bastante uniforme, y se estima alrededor de los 500 m.

Conviene señalar que el tránsito Subbético medio-Subbético externo se marca, en todas las transversales, por una dolomitización muy fuerte (secuencias de Casa Blanca, Morenica, Sierra de Pollos, etc...) que reduce considerablemente las potencias de las calizas Sinemurienses, hasta el punto que estas últimas llegan incluso a desaparecer totalmente (García-Hernández et al., 1976; Azema et al., 1979; Martín, 1979). Este mismo fenómeno se observa en la transición Subbético medio-Subbético interno (secuencias de Hacho de Loja, Moclín, Parapanda, Sierra de Iznalloz, etc...) (Martín, 1979), y en la transición Subbético interno-Subbético meridional (secuencia de Ventas de Zafarraya).

La dolomitización alcanza, pues, un mayor desarrollo a lo largo de líneas o bandas definidas que coinciden, en el sector central de la Zona Subbética, con los límites de separación de dominios (surcos y umbrales) caracterizados por presentar una historia sedimentaria muy diferente, a partir del Lías medio. La cuenca sedimentaria Subbética mostró desde entonces una fuerte subsidencia diferencial (Vera, 1966; González-Donoso et al., 1971): en los surcos se depositaron materiales de facies profundas de tipo geosinclinal tales como radiolaritas y turbiditas; en los umbrales (zonas con sedimentación reducida) predominaron las calizas pelágicas con estructura nodulosa.

La geometría del cuerpo dolomítico, en dicho sector, responde al esquema que se muestra en la fig.43. En ella se aprecia como existe una serie de máximos, muy definidos, que coinciden con los límites de separación entre surcos y umbrales. La mínima extensión vertical se alcanza por debajo de las zonas de umbral (caso, por ejemplo, de Sierra Gorda).



- Fig. 43.- Geometría de las dolomías de la base del Lías inferior subbético en el sector central de la Zona Subbética. (Según Martín, 1979).

La parte más superior del conjunto carbonatado es de edad Carixiense, y prácticamente no está afectada por la dolomitización basal, excepción hecha de algunos cortes (V gr: el de la Sierra del Trigo, situada en el tránsito Subbético medio-Subbético externo). La secuencia más característica del Carixiense es la de Sierra Elvira (García-Hernández et al., 1976) constituida por más de 20 metros de calizas esparíticas (bioesparitas de crinoides) (fotografía 56), que se presentan en bancos potentes (hasta 5 m.), y con abundantes estructuras sedimentarias: laminación paralela, laminación y estratificación cruzada, etc... Otras secuencias de edad Carixiense aparecen descritas en los trabajos de García-Hernández et al., (1976), Seyfried (1978) y García-Hernández et al. - (1979 b).

IV.2.1.2.2. Datos petrológicos.

IV.2.1.2.2.1. Datos que aporta el estudio de las microfacies.

En las facies dolomíticas las texturas calizas originales son imposibles de reconocer, en la mayor parte de los casos, ya que ha habido lixiviación importante de los residuos insolubles durante el proceso de dolomitización. Las texturas reliquia,

presentes en algunos casos, permiten, no obstante, adivinar que las facies calizas originales, de presumible edad Hettangiense, fueron depositadas en ambientes marinos someros.

En el Sinemuriense, dada la abundancia de facies calizas sin dolomitizar, la situación es distinta. Las microfacies que predominan en las calizas blancas y crema - son biomicritas y biopelmicritas ("lime wackestones" y "lime packstones" si empleamos la clasificación de Dunham, 1962). Entre los abundantes restos orgánicos que contienen se encuentran: algas rodofíceas (Thaumatoporella parvovesiculífera, Raineri), codiáceas - (Cayeuxia sp.) dasycladáceas (Paleodasycladus mediterraneus, Pia); foraminíferos (Textuláridos, Lituólidos, Ataxophragmidae, Fisherinidae, Nodosariidae, etc...); fragmentos de lamelibranquios, gasterópodos, braquiópodos perforados, crinoides, etc...; radiolas y placas de equinídeos, etc... (González-Donoso et al., 1971; González-Donoso et al., 1975; - García-Hernández et al., 1979 a). Los fragmentos fósiles están más o menos micritizados confundiendo, a veces, con verdaderos intraclastos (Martín, 1979). Existen también facies de oncolitos (García-Hernández et al., 1979 a; Martín, 1979). En conjunto todas - estas facies se interpretan como de plataforma somera, posiblemente restringida (García-Hernández et al., 1976). La existencia de "birdseyes" esféricos y laminados, y de encostamientos irregulares de tipo pisolítico alrededor de fragmentos fósiles e intraclastos (fotografía 53) parecidos, por su aspecto, a los "pisolitos vadosos" de Dunham (1969) o a los "pisolitos Capitán" de Esteban (1976) (una reinterpretación sobre su origen se encuentra también en este último trabajo) y a los "coniatolitos" de Purser y Loreau (1973) habla de que zonas localizadas de dicha plataforma pudieron llegar a emerger periódicamente (Martín, 1979). La distribución en el espacio y el tiempo de estos "promotorios" emergidos sería variable (García-Hernández et al., 1979 a).

Las microfacies de las calizas con sílex son también biomicritas (fotografía 55) aunque los fragmentos fósiles son mucho menos abundantes ("lime wackestones") y de menor tamaño. Dentro de los bioclastos el predominio corresponde a las espículas de esponjas y equinodermos. Se encuentran también lamelibranquios, radiolarios, etc... Son, pues, facies claramente pelágicas, que corresponden a un ambiente de plataforma marina abierta y (o) talud de plataforma (García-Hernández et al., 1979 a; Martín, 1979).

La zona de transición entre las facies de plataforma abierta-talud y las de plataforma restringida se caracteriza por la abundancia de facies "intraclástico-peletoidales" ("lime packstones"), con desarrollo local de revestimientos oolíticos en los granos y, más raramente, de verdaderas barras oolíticas ("lime grainstones") (fotografía 54), que en algunos momentos de su historia llegaron incluso a emerger, como lo demuestra la existencia de niveles de pisolitos supramareales, y de mallas de algas desecadas y/o dolomitizadas intercalados en dichas facies (Martín, 1979).

Una reconstrucción hipotética de la posible distribución tridimensional de los ambientes y subambientes deposicionales más característicos del infracarixiense - subbético se encuentra en el trabajo de García-Hernández et al., (1979a). Información concerniente al punto de la interpretación sedimentaria de las secuencias del Carixiense se encuentra en los trabajos de Seyfried (1978) y García-Hernández et al. (1979 b).

Los estudios petrológicos detallados de muestras procedentes de la zona de contacto calizas-dolomías, y de muestras dolomíticas en las que las texturas calizas - originales son aún reconocibles, muestran que la dolomitización afecta indistintamente a todas las facies diferenciadas, (fotografías 57, 58, 59 y 62) por lo que se puede afirmar que no existe ningún tipo de control estratigráfico o deposicional. No es, pues, una dolomitización singenética (en el sentido de Friedman y Sanders, 1967, y de Freeman, 1972), es decir una dolomitización diagenética temprana, sino más bien, una dolomitización diagenética tardía.

IV.2.1.2.2.2. Otros datos petrológicos.

El estudio de muestras dolomíticas, al microscopio, confirma que la dolomitización aconteció cuando los sedimentos calizos originales habían sufrido ya diagénesis y compactación. En efecto se observa que las facies oolíticas (y calcarenitas en general) estaba ya cementadas cuando se produjo la dolomitización (fotografías 57 y 58). - Muchos oolitos muestran aún rasgos que indican que habían sufrido compactación y disolución a presión (fotografías 57 y 58), a pesar de haber sido bastante lixiviados sus contornos y estructura interna durante la dolomitización.

Allí donde han sido dolomitizadas facies de calizas con nódulos de sílex, este último (el sílex) suele estar completamente lixiviado. No obstante, en zonas próximas al contacto calizas-dolomías, suelen quedar nódulos parcialmente lixiviados o restos de nódulos sin lixiviar. Al microscopio se aprecia claramente como la dolomita crece sobre el nódulo de sílex y lo va reemplazando poco a poco (fotografías 59 y 60). Estos nódulos de sílex se formaron durante la diagénesis por removilización y concentración de la sílice contenida originalmente en las espículas de esponjas, radiolarios, etc. El que aparezcan reemplazados por dolomita indica que la dolomitización es un proceso diagenético más tardío (epigenético).

En afloramientos dolomíticos donde existen intercaladas rocas volcánicas básicas de posible edad Jurásica (Sierra Elvira, etc...) son frecuentes los fenómenos de silicificación y calcitización en la zona de contacto dolomía-roca subvolcánica, que afectan a la dolomía y transforma su composición mineralógica y textura (fotografía 61). La formación de la dolomía precede pues, claramente, a la intrusión de dichas rocas hipobisales.

IV.2.1.2.3. Datos estructurales.

IV.2.1.2.3.1. Datos que aporta el estudio de la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca.

El conjunto superior de margas y margocalizas, pertenecientes al Lías medio, fué depositado en un ambiente pelágico. El paso de facies someras, representadas por el conjuntocalizo inferior, a facies pelagicas, representadas por el conjunto margoso superior, es general en toda la Zona Subbética, y en la totalidad de las Cadenas Alpinas, y marca el comienzo de una sedimentación propiamente geosinclinal. Este fenómeno, acaecido hace - 180 millones de años, se considera el resultado de un proceso de fracturación ("rifting") y adelgazamiento de la corteza continental, y coincide con una de las etapas de expansión del Atlántico norte (García-Hernández et al., 1976). La fracturas resultantes del proceso de "rifting" son las que dieron lugar a la diferenciación en dominios, (surcos y umbrales), en la cuenca geosinclinal (fig. 44 A y B). El hecho de que la dolomitización basal alcance su mayor desarrollo vertical en las zonas límite entre dominios (fig.43), que es precisamente donde se localizaban dichas fracturas, sugiere que estas sirvieron probablemente de camino de escape a los fluidos dolomitizantes (fig. 44 C). Del estudio de la geometría del cuerpo dolomítico se deduce también que el contacto Trías-Lías actuó, a su vez, como nivel de base impermeable a favor del cual se expandieron lateralmente los fluidos dolomitizantes (fig. 44 C). De ahí que la dolomitización afecte a toda la base del Lías y no se limite sólo a las zonas de fractura. La progresión horizontal

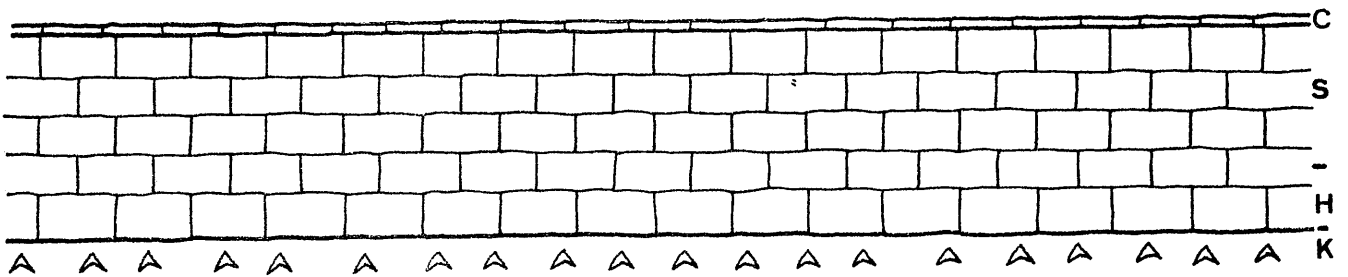
LIAS SUBBETICO

EVOLUCION TECTO-SEDIMENTARIA DE LA CUENCA EN EL DOMERENSE INFERIOR

CESE DE LA SEDIMENTACION EN PLATAFORMA

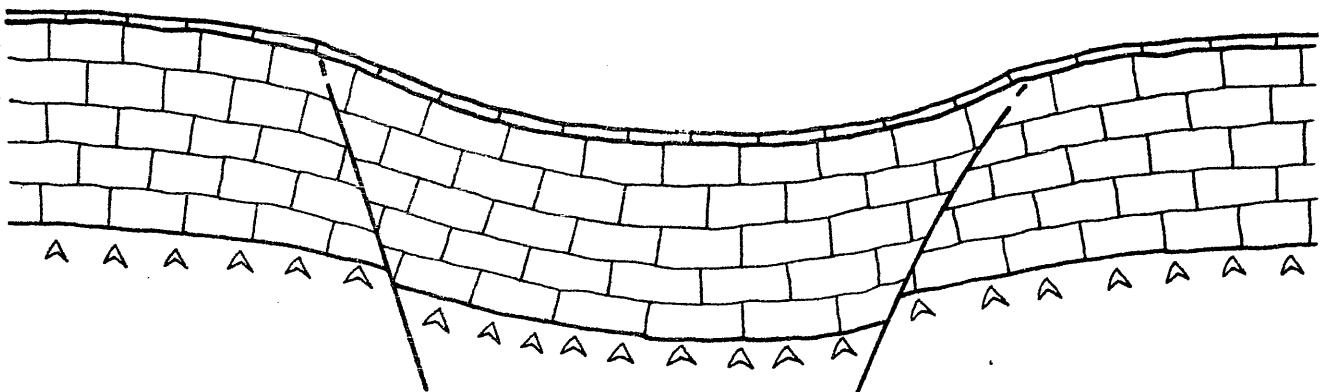
(A)

S. EXTERNO | SUBBETICO MEDIO | S. INTERNO



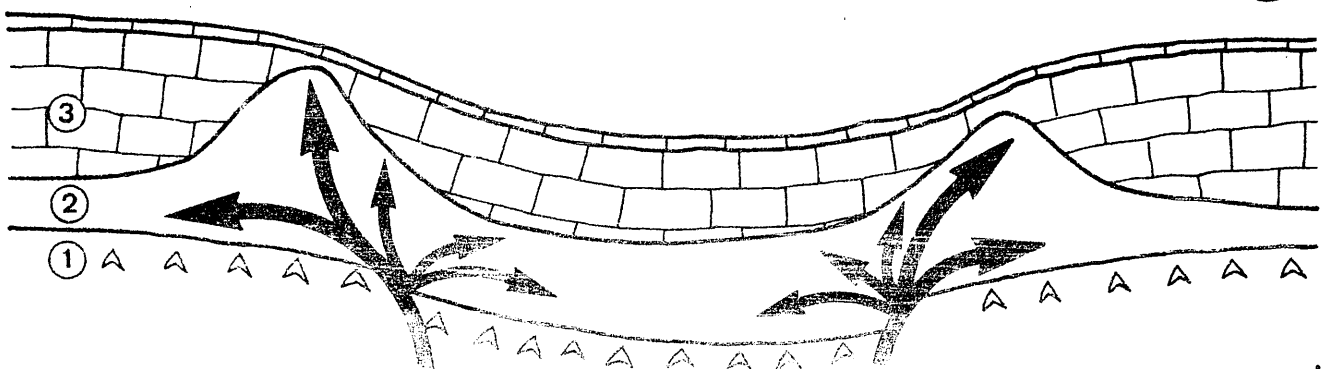
COMPARTIMENTACION DE LA CUENCA

(B)



DOLOMITIZACION

(C)



- Figura 44.- Modelo de dolomitización propuesto para el Lias inferior subbético. En él se aprecia como las fallas sinsedimentarias responsables de la compartimentación de la cuenca en el Domerense inferior fueron posteriormente utilizadas como camino de escape por los fluidos dolomitizantes. Estos últimos se expandieron también lateralmente a favor del nivel base impermeable representado por las evaporitas, arcillas y margas del Keuper.

Clave: C: Carixiense; S: Sinemuriense; H: Hettangiense; K: Keuper; 1: evaporitas, arcillas, margas, etc...; 2: dolomías; 3: calizas.

fué, de hecho, más importante aún que la vertical, como lo demuestra la gran extensión areal que alcanzan los afloramientos dolomíticos.

IV.2.1.2.3.2. Otros datos estructurales.

La distribución de las zonas de dolomitización no guarda relación alguna con las estructuras Alpídicas (pliegues o fallas). La fuerte tectonización (brechificación) de las dolomías en la proximidad de zonas de falla y de las superficies de corrimiento es un argumento más a favor de que su origen no está ligado a removilizaciones de fluidos a lo largo de dichas estructuras Alpídicas. Conviene señalar que para algunos autores los primeros corrimientos son de edad intracretácea (García-Dueñas, 1969).

IV.2.1.3. Procesos diagenéticos tardíos.

El proceso diagenético más tardío (actual o subactual), que ha operado en la zona, es de calcitización y está ligado a la percolación de aguas meteóricas ricas en calcio (este último procedente de la disolución de materiales calizos suprayacentes). Hay rellenos de calcita en fracturas y venas que atraviesan las rocas dolomíticas, así como procesos de dedolomitización que afectan de un modo irregular a la dolomía. Las carnioles basales corresponden a antiguas rocas dolomíticas que han sido parcialmente dedolomitizadas por acción de aguas ricas en sulfato cálcico procedente de la lixiviación de las evaporitas (yesos) del Keuper, y sobre las que la erosión ha actuado luego diferencialmente liberando las porciones dolomíticas más solubles y mecánicamente menos resistentes, y dando lugar al desarrollo de la típica estructura vacuolar.

IV.2.1.4. Modelo de dolomitización propuesto.

De los datos anteriormente expuestos se deduce que la dolomitización de los materiales carbonatados de la base del Lías subbético es diagenética tardía. No existe ningún control o selectividad de la dolomitización a favor de determinadas facies calizas o ambientes deposicionales, etc... Afecta, por otro lado, a calizas que habían sufrido ya compactación y diagénesis.

Al establecer la geometría del cuerpo dolomítico se ve como este alcanza mayor desarrollo vertical a lo largo de líneas o bandas definidas que coinciden con las áreas de separación de dominios (surcos y umbrales) del geosinclinal subbético. Es pues muy probable que el aporte inicial de Mg^{+2} se hiciera a través de las grandes fallas de zócalo que son las que en definitiva, al jugar, dieron lugar a la aparición de los dominios. El origen del Mg^{+2} , sin embargo, es desconocido. Como posibilidad se apunta un origen profundo, ligado quizás a una etapa de actividad volcánica atenuada o reducida, con manifestaciones sólo de tipo hidrotermal que movilizaron Mg^{+2} : recordemos que las intercalaciones de rocas volcánicas y subvolcánicas básicas son frecuentes a lo largo de toda la serie Jurásica (Vera, 1966; García-Yebra et al., 1972, etc...). Otra posibilidad es que el Mg^{+2} , contenido originalmente en los materiales del Keuper (arcillas, aguas intersticiales, etc...), fuese movilizado en la diagénesis y escapara hacia arriba al tiempo de la fracturación de la plataforma carbonatada, al comienzo del Lías medio, dolomitizando los materiales calizos suprayacentes.

El modelo propuesto de dolomitización parece también aplicable para explicar el origen de la dolomitización que afecta a la base de la serie Jurásica en la zona Prebética, y que alcanza allí hasta el Dogger. Conviene señalar que la primera etapa de fracturación y compartimentación de la plataforma carbonatada prebética fué en el Dogger superior (Rodríguez-Estrella, 1978), y no en el Domerense inferior como en el Subbético.

IV.2.2. DOLOMIAS DEL CRETACICO SUPERIOR PREBETICO.

IV.2.2.1. Introducción. Datos geológicos previos.

Los materiales del Cretácico superior aparecen bien representados en toda la Zona Prebética, especialmente en el Prebético interno. Las litofacies que los constituyen son, fundamentalmente, carbonatadas.

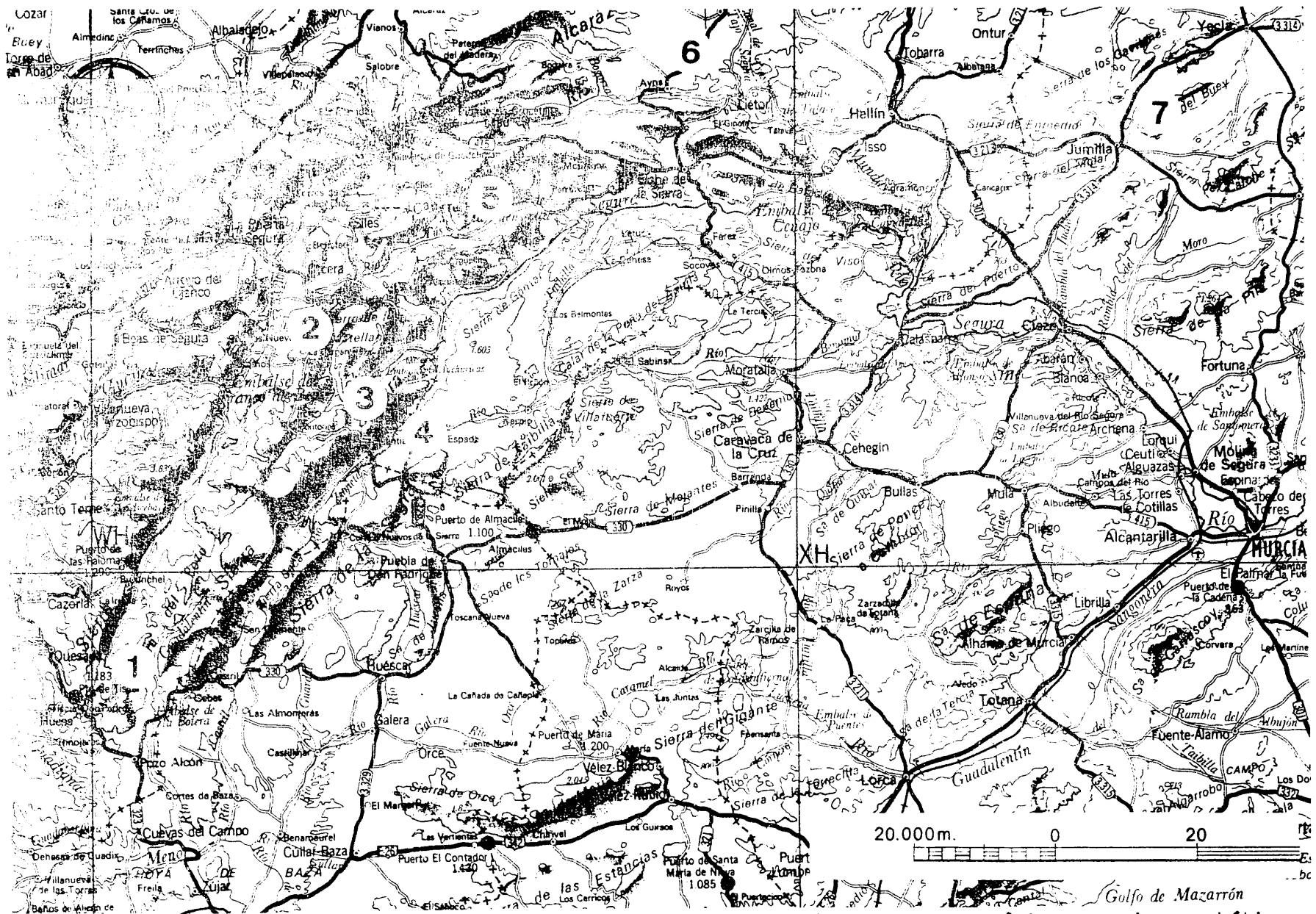
Los trabajos previos que abordan el estudio de los materiales del Cretácico superior prebético pueden ser encuadrados en tres grupos diferentes. Un primer grupo incluye a los de índole geológico-regional. A este primer grupo pertenecen gran parte de la tesis doctorales realizadas en el primer lustro de los sesenta, así como los trabajos del "Plan Magna" realizados en la Zona Prebética. Entre las tesis doctorales merecen destacarse las de: Fourcade (1970), Foucault (1971), López-Garrido (1971), Dabrio (1972) y Jerez (1973). En todas ellas se hace especial incapié en los aspectos estratigráficos, mientras que los aspectos sedimentológicos, diagenéticos, etc... se describen sólo de un modo muy somero en la mayor parte de los casos.

El segundo grupo incluye trabajos posteriores en los que se presenta ya un estudio más o menos completo, generalmente bien documentado (con mapas de distribución de facies, isopacas, gráficos de correlaciones estratigráficas, etc...) de parte de los materiales del Cretácico superior de la Zona Prebética. La mayor parte de ellos son estudios monográficos, entre los que destacan los de Azema (1975), Dabrio y García-Hernández (1975), Foucault (1975), Fourcade (1975), González-Donoso y López-Garrido (1975), Rodríguez-Estrella y Granados (1975) y Azema (1977).

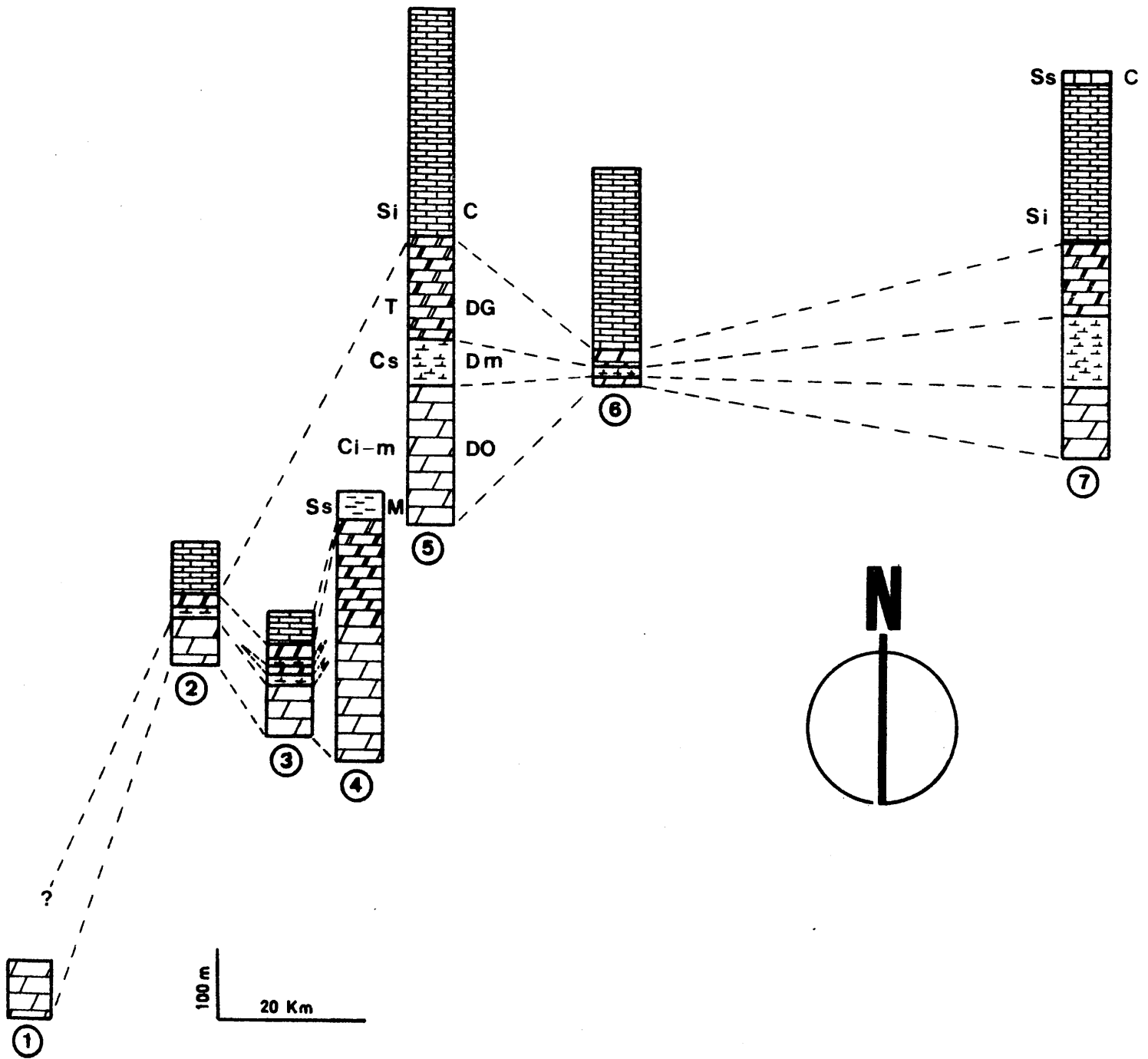
Existe finalmente un tercer grupo en los que se presenta una integración de datos y se intenta dar una visión general, más o menos completa, del Cretáceo superior prebético. Algunos se incluyen dentro de trabajos de síntesis más generales sobre el Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Azema et al., 1975), otros en síntesis del Prebético, como es el caso de la tesis doctoral de Rodríguez-Estrella (1978) que contiene además un estudio geológico-regional muy detallado de un área del Prebético donde afloran extensamente los materiales del Cretácico superior. Otros, finalmente, son de síntesis sobre las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Azema et al., 1979).

A partir de estos datos, y del estudio de los muestreos detallados que he realizado en los cortes más representativos, he podido establecer una estratigrafía y sedimentología muy precisa, en las que se insertan los datos propios y ajenos, y que permiten establecer un modelo deposicional general para el Cretácico superior prebético.

La historia diagenética ha sido también finalmente reconstruida y las conclusiones obtenidas comparadas con las anteriormente señaladas para el Lías inferior subbético.



- Figura 45.- Localización de las series estratigráficas más características del Cretácico superior prebético. Se indican también los autores que las han estudiado. 1: Cabañas (inédita); 2: Yelmo (Gonzalez-Donoso y López-Garrido, 1975); 3: Calar de Marchena (Gonzalez-Donoso y López-Garrido, 1975); 4: Sierra de Huebras (Dabrio, 1973); 5: La Raspilla (Calar del Mundo) (Rodriguez-Estrella, 1978); 6: Las Herrerías (Rodriguez-Estrella, 1978); 7: Jumilla (Azema et al., 1975).



- Figura 46.- Ensayo de correlación entre las secuencias señaladas en la figura anterior. Clave: Ci-m: Cenomanense inferior y medio; Cs: Cenomanense superior; T: Turonense; Si: Senonense inferior; Ss: Senonense superior; DO: Dolomías Ocres; Dm: Dolomicrítas; DG: Dolomías Grises; C: Calizas; M: Margas. (Vease la leyenda de la figura 45 para el significado de los números).

IV.2.2.2. Estratigrafía.

La localización de las secuencias estratigráficas más características levantadas por los distintos autores se indica en la Fig. 45. Las correlaciones entre éstas últimas se establecen en la fig.46.

En el conjunto Cretácico superior están claramente diferenciadas dos formaciones, de entidad regional, que Rodríguez-Estrella (1978) denomina: formación dolomítica inferior y formación caliza superior, cuyas edades aproximadas son Cenomanense-Turonense y Senonense respectivamente.

IV.2.2.2.1. Formación dolomítica inferior.

En el Prebético interno, que es donde se encuentran las series más representativas y completas, la formación dolomítica inferior aparecen subdividida en tres miembros que son, de muro a techo: miembro inferior de dolomías ocreas, miembro intermedio de dolomías arcillosas y miembro superior de dolomías grises (fig.46).

a) Miembro inferior de dolomías ocreas.

El miembro inferior (dolomías ocreas) reposa directamente encima de las arenas y margas Albenses de la facies "Utrillas", y está constituido, en su base, por un tramo de dolomías ocreas, arenosas (su contenido en detríticos oscila normalmente entre el 5 y 25%), cuya potencia no suele superar los 10-15 m, y en el que abundan los fantasmas de fósiles (Orbitolínidos fundamentalmente). Excepcionalmente está sin dolomitizar (caso del corte de Los Collados. Rodríguez-Estrella, 1978), o sólo parcialmente dolomitizado (V gr. Corte del Yelmo. López-Garrido, 1971; González-Donoso y López-Garrido, 1975). Su contenido faunístico: Orbitolina (Orbitolina) sp. ex. gr., O. concava (Lamarck) y Orbitolina (Mesorbitolina) aperta (Erman) ?, permite atribuirle una posible edad Vraconense, sin excluir la base del Cenomanense (González-Donoso y López-Garrido, 1975).

Este tramo de dolomías ocreas arenosas basales cambia lateralmente hacia el SE (hacia dominios más internos) a calizas arenosas con Orbitolinas (calcarenitas arenosas) y margocalizas, y, estas a su vez, a calizas arenosas de Orbitolinas con margas amarillentas en el techo (Dabrio, 1973; Dabrio y García-Hernández, 1975). La potencia total de las calizas arenosas y margas es muy variable, observándose un incremento notorio desde las series situadas al W y NW a las del SE, donde se alcanza el máximo espesor (unos 100 m). Las series situadas más al sur contienen, además, una fauna relativamente rica en Ammonítidos: Mortoniceras sp., Gaudriceras sp., Acantocerataceae e Hysteróceras, que permiten asignarlas al tránsito Cretácico inferior-Cretácico superior (Dabrio y García-Hernández, 1975).

El resto del miembro dolomítico inferior está constituido por un paquete de dolomías ocreas, cristalinas, muy homogéneas y de aspecto masivo, que suelen dar en el paisaje un relieve pronunciado y a las que se le puede asignar una potencia media de - 100 m. Sólo excepcionalmente (corte de Los Collados, Rodríguez-Estrella, 1978), están sin dolomitizar, y corresponden a calizas (calcarenitas y calcirruditas) bien estratificadas, en bancos de 30 cm a 1 m de potencia, con abundantes microfósiles (Orbitolínidos, etc...) y fragmentos de equínidos y lamelibranquios (rudistas). Algunos bancos presentan laminación y estratificación cruzada interna. Otras veces son ligeramente margosos y de aspecto arriñonado. Su contenido faunístico: Orbitolina concava (Lamarck), Neoiraquia convexa (Danilova), Dicyclina schlumbergeri (Munier-Chalmas), Pseudocyclamina sp.cf. P. rugosa D'Orbigny, Arabicodium sp., Neomeris sp., y Trocholina, sp. permite asignarles una edad Cenomanense inferior-medio (Rodríguez-Estrella, 1978).

En general se observa, para todo el miembro dolomítico inferior, un aumento gradual de su potencia hacia el SE (las máximas potencias, superiores a los 200 m, se alcanzan en el Prebético interno), de manera que, en las serie más externas (Prebético externo) son en las que se presenta dicho miembro más adelgazado (10 m de potencia). La intensa erosión que medió antes del depósito de estos materiales, unida al caracter transgresivo del Cenomanense a escala regional hacen que, en el Prebético externo, el miembro de dolomías ocres llegue, incluso, a reposar directamente sobre las dolomías del Lías inferior-medio, faltando el resto de los materiales Jurásicos y Cretácicos más inferiores (Foucault, 1971; Rodríguez-Estrella, 1978). Conviene señalar que, hacia dominios más internos (Prebético interno meridional), las potencias tienden otra vez a disminuir (150-100 m), y las dolomías ocres cambian lateralmente a calizas que contienen Orbitolinas, - Oovalveolinas, Hedbergellas, Preglobotruncanas, Ammonítidos (Calicoceras) y Equínidos - - (Toxaster). Estas calizas cambian, a su vez, de facies hacia el sur a margas y margocalizas con Ammonites.

b) Miembro intermedio de dolomicritas y dolomías arcillosas.

..... El miembro dolomítico intermedio está constituido por dolomías blancas arcillosas y margas dolomíticas blancas, que intercalan pequeños niveles dolomicríticos más compactos, finamente laminados. Su potencia media es de unos 40-50 m. Los restos orgánicos son escasísimos: Fischerinidae, Cuneolina, Dicyclina, espículas de esponjas, fragmentos de equinodermos, etc... La presencia entre ellos de Praealveolina simplex (Riechel) y Cuneolina pavonia (D'Orbigny), lo asignan al Cenomanense superior (Rodríguez-Estrella, 1978).

c) Miembro superior de dolomías grises.

..... El aspecto de campo de este miembro es masivo, sobre todo hacia el techo. Su potencia aumenta de norte a sur, de manera brusca (de 15-20 m en el Prebético Externo, a 140-200 m en algunas de las series del Prebético interno). Por su posición estratigráfica, y en base también a haber encontrado, en su techo, una Martiguesia (lo que marcaría el tránsito Turonense-Senonense inferior), Rodríguez-Estrella (1978) le asigna una edad Turonense.

El contacto entre el miembro intermedio, de las dolomías arcillosas, y el superior de las dolomías grises, es transicional. Las dolomías arcillosas se acucian y cambian de facies hacia el SE, dentro del Prebético interno a las dolomías grises. Este cambio es visible a la altura del embalse de Las Anchuricas-Cuesta de Despiernacaballo. Así pues, en las series más meridionales sólo existen ya dos miembros dentro de la formación dolomítica inferior: el de las dolomías ocres, y el de las dolomías grises. Más al sur aparece un único miembro dolomítico que para Dabrio (1973) incluye a las dolomías ocres y a las grises, mientras que Rodríguez-Estrella (1978) piensa que en él sólo está representado el miembro de las dolomías ocres, y que abarca por lo tanto sólo al Cenomanense, faltando los términos superiores (Turonense y Senonense inferior) por laguna - estratigráfica. Sin embargo, algo más al sur dicho autor reconoce la existencia, en el techo de las calizas de Orbitolinas, de un Turonense constituido por margas con Praeglobotruncanas y Rotalíferas. Las facies del Prebético más internas están constituidas - por margas y margocalizas con Ammonites y Rotalíferas, incluyen al Cenomanense y el Turonense, y presentan fenómenos de "slumping".

Conviene señalar, finalmente, que el Trías pudo ya, por aquel entonces, jugar una acción halocinética importante consiguiendo, en algunos casos, perforar las series del Cenomanense-Turonense y derramarse sobre el fondo de la cuenca, hecho que queda -

puesto de manifiesto por la presencia de olistolitos de Triás, en las series del Cretácico superior de la región de Alicante (Azema et al., 1975; Rodríguez-Estrella, 1977, 78). Este diapírismo actuó después del Turonense y antes del depósito del Senonense inferior (Rodríguez-Estrella, 1978).

IV.2.2.2.2. Formación caliza superior.

Abarca distintos materiales de edad Senonense. El Senonense inferiores predominantemente calizo (sólo en los sectores más surorientales del Prebético interno aparece ya bajo la forma de margas y margocalizas con Globotruncanas), y se presenta discordante sobre las dolomías grises superiores de la formación dolomítica inferior. A veces - lo está sobre materiales más inferiores del Cretáceo superior e incluso sobre la facies Weald-Utrillas (Rodríguez-Estrella, 1978). El contacto de detalle, sin embargo, es difícil de apreciar fundamentalmente por dos razones:

- a) La base del Senonense inferior está invariablemente dolomitizada en todos los cortes.
- b) La dedolomitización sufrida por la parte alta de la formación dolomítica, por efecto de aguas meteóricas (ricas en Ca^{+2}) que percolan hacia abajo desde los niveles calizos superiores en los que hay desarrollado un - carst activo actual, enmascara el contacto real entre calizas y dolomías.

La existencia de Discorbidae, Cuneolina, Barkerina? sp.cf. B. barkerensis. - Frizzell y Schwartz, Montcharmontia apenninica (De Castro), Spirillinidae y Favreina murciensis. Cuvillier, Bassoullet y Fourcade, permiten atribuir a este tramo calizo una edad Senonense inferior (González-Donoso y López-Garrido, 1975). El Santonense aparece en él representado con toda seguridad, pero se duda de la existencia del Coniaciense (Rodríguez-Estrella, 1978).

La potencia de los materiales del Senonense inferior llega a superar los - 200 m en el Prebético Externo, y alcanza los 350 m en el interno. En la parte centro-meridional del Prebético interno existe una amplia zona donde los materiales del Senonense inferior no están representados (Azema et al., 1975; Rodríguez-Estrella, 1978).

En cuanto al Senonense superior el Campanense sólo está bien representado en algunos sectores del Prebético interno mientras que en el Prebético externo, y zonas más externas del Prebético interno, no aparece. Litológicamente está constituido por - margocalizas grises que se presentan en bancos de 15-25 cm de espesor y que, hacia la - parte alta, intercalan algún nivel de margas grises. Su potencia media es de unos 25 m. La fauna que presenta está constituida por Globotruncanas: G. elobata (Brotzen), G. lapparenti (Brotzen), G. arca (Cushman); Pithonella sphaerica (Kaufman), Pithonella ovalis (Kaufman); Heterohelicidae (Pseudotextularia); y ostrácodos. Hay también oogonios de Caráceas rodados. Las margas superiores han suministrado una microfauna de foraminíferos arenáceos: Dorothia, Oxycona (Reuss), Spiroplectamina sp., Gaudryna sp.cf. G. cretácea (Beertenaken). Se asocian escasas Globotruncanas rodadas. Entre la macrofauna del Campanense se encuentran Equínidos (Echinocorys sp.), así como algunos Ammonites (Pachidiscus neubergicus. Von Haller) y pistas de anélidos (Dabrio y García-Hernández, 1975).

El Maestrichtense está constituido, en el Prebético interno, por calizas bioclásticas con niveles de areniscas. El conjunto tiene escasa potencia aunque, excepcionalmente (caso del corte de la Sierra del Cuquillo. Rodríguez-Estrella, 1978), se superan los 150 m. Desde el punto de vista bioestratigráfico los términos inferiores

suministran: Orbitoides sp., Nummofallotia sp. cf. N. cretácea (Schlumb), Hellenocyclina beótica (Riechel), Sulcoperculina y Rotaliidae. En los niveles más altos a los organismos anteriores se les añaden Simplorbites gensacicus (Leymerie), Omphalocyclus - macroporus (Lamarck) y Tremastegina sp. (González-Donoso y López-Garrido, 1975). Hacia dominios más externos (Prebético externo) aparecen facies de margas con carofitas y ostrácodos, que a veces intercalan niveles de calizas micríticas con carofitas (Rodríguez-Estrella, 1978). Hacia dominios más internos las areniscas y calcarenitas del Maestrichtense inferior cambian de facies a margocalizas y margas con Pithonellas, Globotruncanas, Foraminíferos arenáceos y Ammonites. En el superior predominan las calizas de Orbitoides, y las facies de margas quedan restringidas a los sectores más internos de la Zona Prebética (Dabrio y García-Hernández, 1975). Para una descripción detallada de la fauna veáse también Dabrio y García-Hernández (1975). En el Maestrichtense medio y superior las litofacies disminuyen de potencia a medida que se hacen más margosas (hacia el SE).

IV.2.2.3. Ambientes sedimentarios y Paleogeografía.

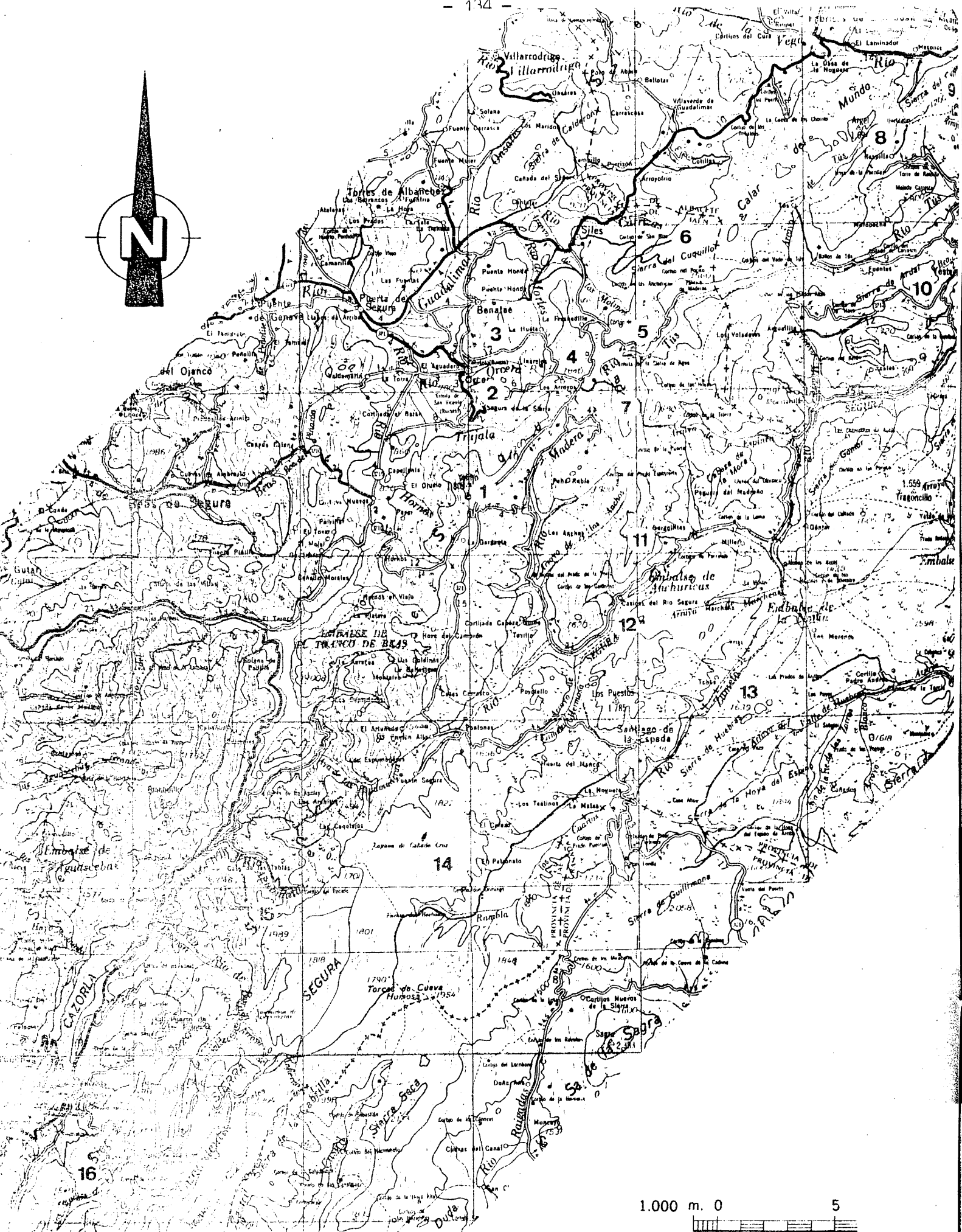
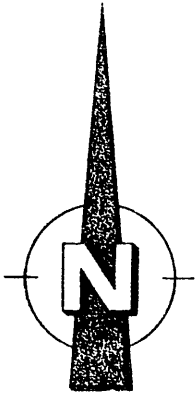
A partir del estudio de las texturas, estructuras, contenido fosilífero, etc... de las litofacies carbonatadas más características que aparecen representadas en el Cretácico superior de la zona Prebética, se han deducido los diferentes medios sedimentarios, y reconstruido la paleogeografía, para cada una de las edades. Las descripciones de facies se van a realizar desde las posiciones más marginales (Prebético externo), hacia el interior de la cuenca (Prebético interno), siguiendo una transversal hipotética de dirección NW-SE.

Para este estudio concreto se han seleccionado varios cortes, del Prebético central y el Prebético occidental, cuya estratigrafía, contenido faunístico, e interpretación sedimentológica en algunos casos, habían sido ya previamente establecidos por otros autores. La situación de dichos cortes se indica en el mapa de la fig. 47.

IV.2.2.3.1. Cenomanense inferior y medio.

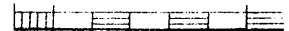
Donde no ha sido dolomitizado, está constituido por bancos (de 30 cm a 1 m de espesor) de calcirruditas y calcarenitas bioclásticas ("lime packstones" y "lime-grainstones") que contienen abundantes Orbitolínidos y otros foraminíferos, así como fragmentos de lamelibranchios, equinodermos, etc... más o menos micritizados (fotografías 63 y 69). La micritización frecuentemente se limita a desarrollar envolturas micríticas ("micrite envelopes". Bathurst, 1971) alrededor de los bioclastos. Otras veces, sin embargo, la micritización es total y los bioclastos aparecen completamente transformados a partículas de aspecto intraclástico. Los autores franceses los denominan "gravels". Esto no excluye la existencia de verdaderos intraclastos en algunas de estas facies, aunque la mayoría de estos "pseudointraclastos" corresponden, en realidad, a bioclastos muy micritizados. Se observa frecuentemente la transición desde bioclastos sin micritizar, a bioclastos con envolturas micríticas y, finalmente, a bioclastos totalmente micritizados.

El contenido en detríticos llega a veces a representar el 30-40% en la base del miembro, y se reduce progresivamente hacia arriba. Los tamaños normales de los granos detríticos (cuarzo, micas, etc...) oscilan dentro del intervalo arena. Estos suelen estar bien redondeados. Los granos de cuarzo incorporados por los foraminíferos



1.000 m. 0

5



- Figura 47.- Cretácico superior prebético. Localización geográfica de los cortes estudiados por el autor.

Clave : 1: Yelmo; 2: Segura de la Sierra;
3: Peñalta; 4: Navalperal; 5: Calarejos; 6: Sierra del Cuquillo; 7: Espino; 8: Argel (Calar del Mundo); 9: Los Collados (Sierra del Cujón); 10: Sierra de Ardal (Yeste); 11: Las Gorgollitas (Calar de Cobos); 12: La Toba (Calar de Marchena); 13: Sierra de Huebras; 14: Patronato; 15: Banderillas; 16: Navas de San Pedro; 17: Cabañas (N); 18: Cabañas (S).

arenáceos no son lixiviados durante la dolomitización.

Las facies de calcarenitas predominan ampliamente sobre las de calcirruditas, siendo dentro de aquellas más frecuentes los "lime packstones" que los "lime grainstones". En las facies "lime grainstone" los clastos suelen estar bien redondeados y presentan un tamaño medio que oscila de 0.15 a 1.5 mm. (fotografía 69). Normalmente están laminadas. Suelen también estar bien cementadas siendo frecuentes los cementos sintaxiales alrededor de los fragmentos de equinodermos.

En las facies "lime packstones" (fotografía 63) los huecos entre granos están, a veces, parcialmente rellenos por cemento, aunque lo normal es que están rellenos por una matriz micrítica, a veces algo arcillosa. Se presentan, en el afloramiento, en bancos que alternan con los de "lime grainstones", y que desarrollan (en el caso de los más margocalizas) una textura pseudonodulosa.

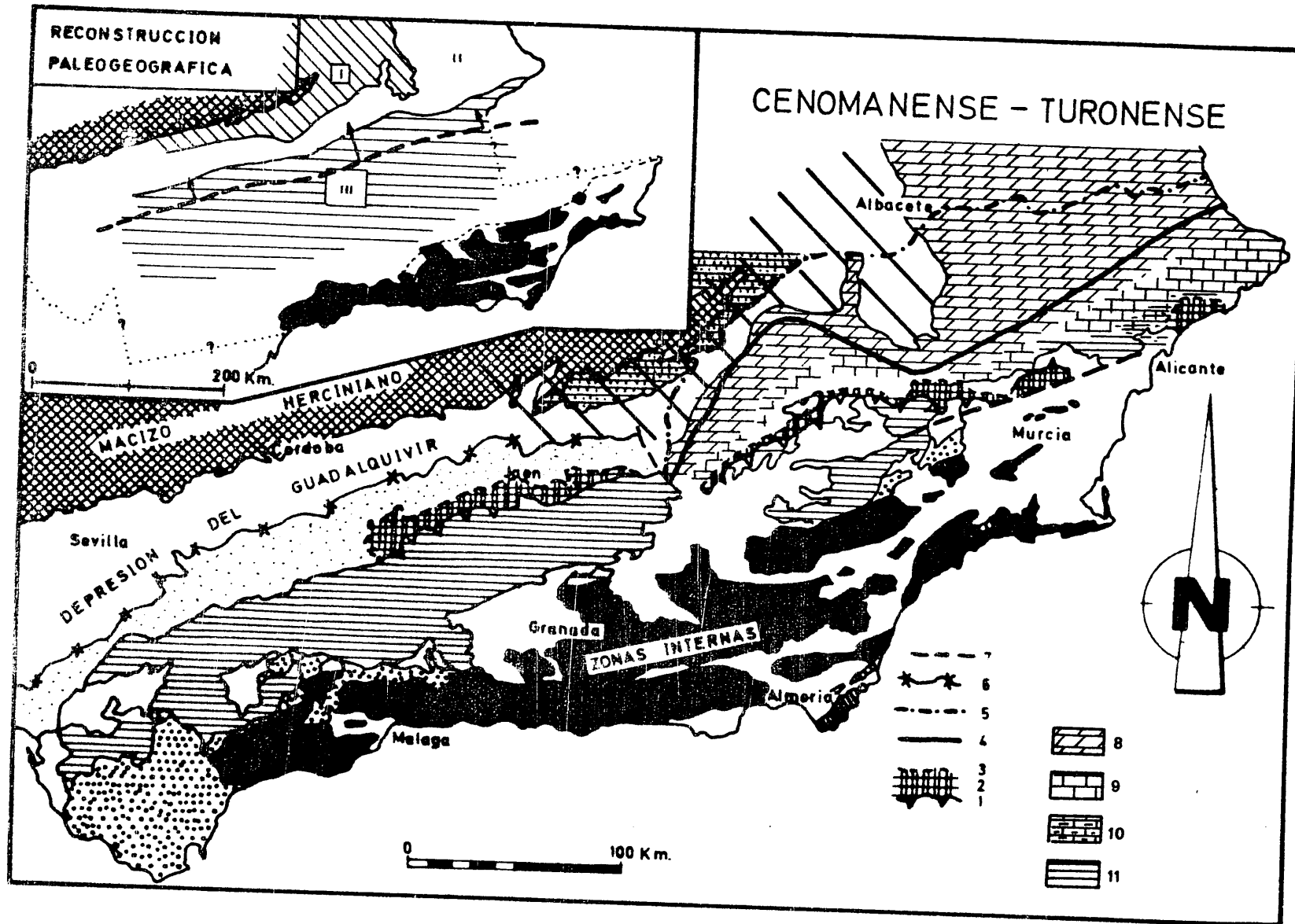
En las dolomías, las texturas reliquia permiten adivinar que las facies dolomitizadas eran de composición similar a la de las calizas descritas (véase apartado de diagénesis).

En el Cenomanense inferior y medio calizo del Prebético interno meridional la diferencia más importante estriba en la existencia de pequeños recubrimientos de tipo oolítico ("oolite coatings") alrededor de los granos y partículas esqueléticas rodadas en las facies "lime grainstones". Sin embargo, no hay desarrollo importante de verdaderas facies oolíticas. Hacia el sur estas calizas cambian a facies típicamente pelágicas, constituidas por margas y margocalizas con Ammonites, en las que son frecuentes los fenómenos de "slumping".

En general todas las facies citadas se interpretan como típicamente neríticas, propias de un ambiente de plataforma carbonatada abierta, que depositaron a una profundidad muy próxima o ligeramente por encima del nivel de base del oleaje. Las facies más limpias ("lime grainstones") corresponden a las épocas en que el oleaje retrabajó el fondo con mayor intensidad, movilizándolo por pequeñas barras. En el borde de la plataforma el retrabajado de los granos hubo de ser algo mayor, según parece deducirse de la existencia de granos revestidos ("coated grains"). El cambio de facies a las margas y margocalizas se localizaba inmediatamente por delante de este borde de plataforma. La existencia de "slumps", dentro de margas se liga a fenómenos de lento deslizamiento de materiales recientemente depositados a lo largo del margen continental, o talud del borde de la plataforma. La zona de máxima subsidencia (máxima sedimentación) durante el Cenomanense inferior-medio, se localizaba dentro de la plataforma y corresponde a las partes más externas del Prebético interno.

IV.2.2.3.2. Cenomanense superior.

El Cenomanense superior aparece representado bajo la forma de facies dolomíticas, de grano muy fino (10 micras o menor), a veces muy arcillosas, y finamente laminadas. Están algo bioturbadas. Entre los raros fósiles, también dolomitizados, que se encuentran destacan: espículas de esponjas (silíceas y calcáreas) (fotografía 71), pequeños fragmentos de equinodermos, y algunos foraminíferos. El tamaño de grano extremadamente fino, el tipo de restos orgánicos, y la existencia de sólo detríticos finos, apuntan hacia un medio claramente pelágico para la caliza original como se indicó anteriormente. Estas dolomías arcillosas transicionan tanto vertical como lateralmente a las dolomías grises.



- Figura 48.- Distribución de facies y reconstrucción paleogeográfica para el Cenomanense-Turonense de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Según Azema et al., 1979).

Clave: 1: frente del cabalgamiento; 2: Unidades intermedias; 3: límite norte de los afloramientos de las Unidades intermedias; 4: límite entre Prebético interno y Prebético externo; 5: límite septentrional del Prebético externo; 6: límite de afloramiento de las Unidades autóctonas del Guadalquivir; 7: posición hipotética del límite norte de la Zona Subbética antes del cabalgamiento; 8: dolomías; 9: calizas de Orbitolinas; 10: margas y margocalizas en la base, calizas de silex en el techo; 11: margas y margocalizas.

Leyenda de la reconstrucción paleogeográfica: I: zona emergida; II: plataforma; III: facies pelágicas.

IV.2.2.3.3. Turonense.

Las facies del Turonense son muy similares a las anteriormente descritas del Cenomanense superior. La diferencia principal, desde el punto de vista sedimentológico, estriba en la ausencia de terrígenos de grano fino (arcillas). En la parte superior las dolomías suelen estar, además, muy recristalizadas (véase capítulo de diagenésis), por lo que las texturas calizas originales están allí frecuentemente destruidas.

El Cenomanense superior-Turonense representa pues el momento de máxima transgresión en el ciclo Albense-Senonense inferior. La distribución de facies y la reconstrucción paleogeográfica para el Cenomanense-Turonense prebético se recoge en la fig. 48

IV.2.2.3.4. Senonense inferior.

En el Senonense inferior las facies más marginales representadas están constituidas por micritas ("lime mudstones"), biomicritas, biopelmicritas e intramicritas - ("lime wackestones") con Caráceas, Ostrácodos y/o Discorbidae, (fotografía 73) en las que son relativamente frecuentes las estructuras de desecación y los "birdseyes", tanto esféricos como laminados. Estos últimos, así como algunos moldes de fósiles, aparecen rellenos en su base por sedimento interno geopetal de tamaño limo ("geopetal silt"). El relleno del resto de la cavidad se completa con cementos carbonatados, de hábito fibroso en los bordes (cemento de primera generación, no siempre presente), y espático en el centro. Asociados a estas facies aparecen, a veces, pequeños niveles (su potencia no supera nunca el metro) de sedimentos laminados de algas (Davies, 1970), constituido por alternancias, a escala milimétrica, de lechos calcareníticos grises (pelíticos, intraclásticos y/o de fósiles) y lechos más oscuros, negros, a su vez finamente laminados. En estos últimos existen dos tipos de láminas: unas grises (de varias decimas de milímetro de espesor normalmente) ricas en sedimento ("lime wackestone"), y otras negras, muy finas (de espesor menor de la décima de milímetro normalmente) ricas en materia orgánica (antiguas mallas de algas). No se observan, en ningún caso, moldes o restos de filamentos de las algas cianofíceas aislados.

Los sedimentos laminados de algas están también, a veces, desecados, siendo en ellos frecuentes los "birdseyes" laminados. Más raramente estos sedimentos laminados están dolomitizados (¿dolomitización temprana supramareal?).

Esporádicamente se encuentran moldes de evaporitas (cristales de yeso pseudomorfizados por calcita) (Azema et al, 1979) y pequeñas encostraciones irregulares, fibrosas o microcristalinas, no muy bien desarrolladas, alrededor de granos (intraclastos, fósiles, etc...) o tapizando cavidades. (Parecidas a los "coniatoides" y "coniatolitos" descritos por Purser y Loreau (1973) en las llanuras supramareales y zonas intramareales altas de las costas del Golfo Pérsico). Otras veces lo que se encuentran son lechos de carbón, con poca potencia y continuidad.

Todas estas facies son claramente atribuibles en función de sus características texturales y estructurales a las partes más marginales, protegidas y costeras de un "lagoon" de muy poca profundidad en la que la desecación periódica dejaría aisladas pequeñas charcas donde prosperaron las Caráceas y las mallas de algas. El clima imperante fué templado con oscilaciones hacia épocas más húmedas (lechos de carbón), y épocas más áridas con crecimiento diagenético temprano del yeso en las zonas intramareales.

En las partes más centrales del "lagoon" predominaban las facies de biomi-

critas ("lime wackestones"). El contenido fosilífero de estas últimas facies es mayor, así como su diversidad. A los organismos anteriormente citados (Caráceas, Ostrácodos, Discorbidae, etc...), se les añaden Miliólidos, lamelibranchios, gasterópodos, y otros foraminíferos, (González-Donoso y López-Garrido, 1975) todos ellos más o menos fragmentados (fotografía 75) y, con frecuencia, muy micritizados (su aspecto es, a veces, el de verdaderos intraclastos y/o pelets, dependiendo del tamaño y forma). La bioturbación suele ser muy importante en las facies de "lagoon". Los "burrows" aparecen rellenos en la base (a veces) por acumulaciones de pequeñas conchas, pelets, etc... sobre las que se depositó un sedimento interno limoso, de tipo geopetal (las conchas hacen, a veces, - efecto protector aislando, bajo ellas, pequeños espacios que permanecen sin rellenar). El relleno del "burrow" se completa con un cemento de calcita espática, en mosaico, que es el que predomina ampliamente (fotografía 74). Estos rellenos esparíticos de forma irregular corresponderían a verdaderas "dismicritas" si empleamos la terminología de Folk (1959).

Conforme nos desplazamos hacia los bordes del "lagoon", el contenido en micrita va disminuyendo, y las facies se hacen progresivamente más calcareníticas. Se trata de "lime packstones" bioclásticos en las que los fragmentos esqueléticos (miliólidos fundamentalmente) están bastantes redondeados, muy micritizados, y son de tamaño relativamente uniforme (los tamaños oscilan entre 0.1-0.5 mm). Estas cambian hacia zonas más marinas a calcarenitas (fotografías 76 y 77) y calcirruditas bioclásticas ("lime grainstones" - "lime rudstones"), muy bien cementadas, que presentan una distribución de tamaños (en los aloquímicos) bimodal (fotografía 78). Los bioclastos más pequeños (cuyos tamaños oscilan de 0.1 a 0.5 mm) están muy micritizados y redondeados, y son de composición idéntica a los descritos anteriormente; los de mayor tamaño (de 1.5 a 5 mm; excepcionalmente incluso mayores) son, en su mayoría fragmentos de rudistas, en general bastante redondeados (es decir muy retrabajados). Más hacia afuera, (mar abierto), el predominio de estos últimos es total. Junto a los rudistas se encuentran algunos fragmentos de corales (a veces de gran tamaño) equínidos, etc... Los fragmentos esqueléticos presentan ocasionalmente revestimientos oolíticos.

Las facies de calcarenitas y calcirruditas están, con frecuencia, recristalizadas o dolomitizadas. Son facies típicas de barras (presentan estratificaciones - cruzadas y otras estructuras de ordenamiento interno). Dichas barras aislaban al "lagoon" de la plataforma situada más hacia el mar abierto.

Por delante de las barras, a una profundidad mayor del nivel de base del oleaje se depositaron las facies de plataforma abierta, representadas por calizas micriticas con *Pithonellas*. Por delante (hacia el mar) de ellas existía una zona de no-sedimentación o erosión (?), posiblemente en el borde de plataforma, que marcaba la transición al talud continental donde depositaban margas y margocalizas con *Globotruncanas*. Menos frecuentemente esta zona de no-sedimentación se situó entre la zona de barras y la de las calizas con *Pithonellas*.

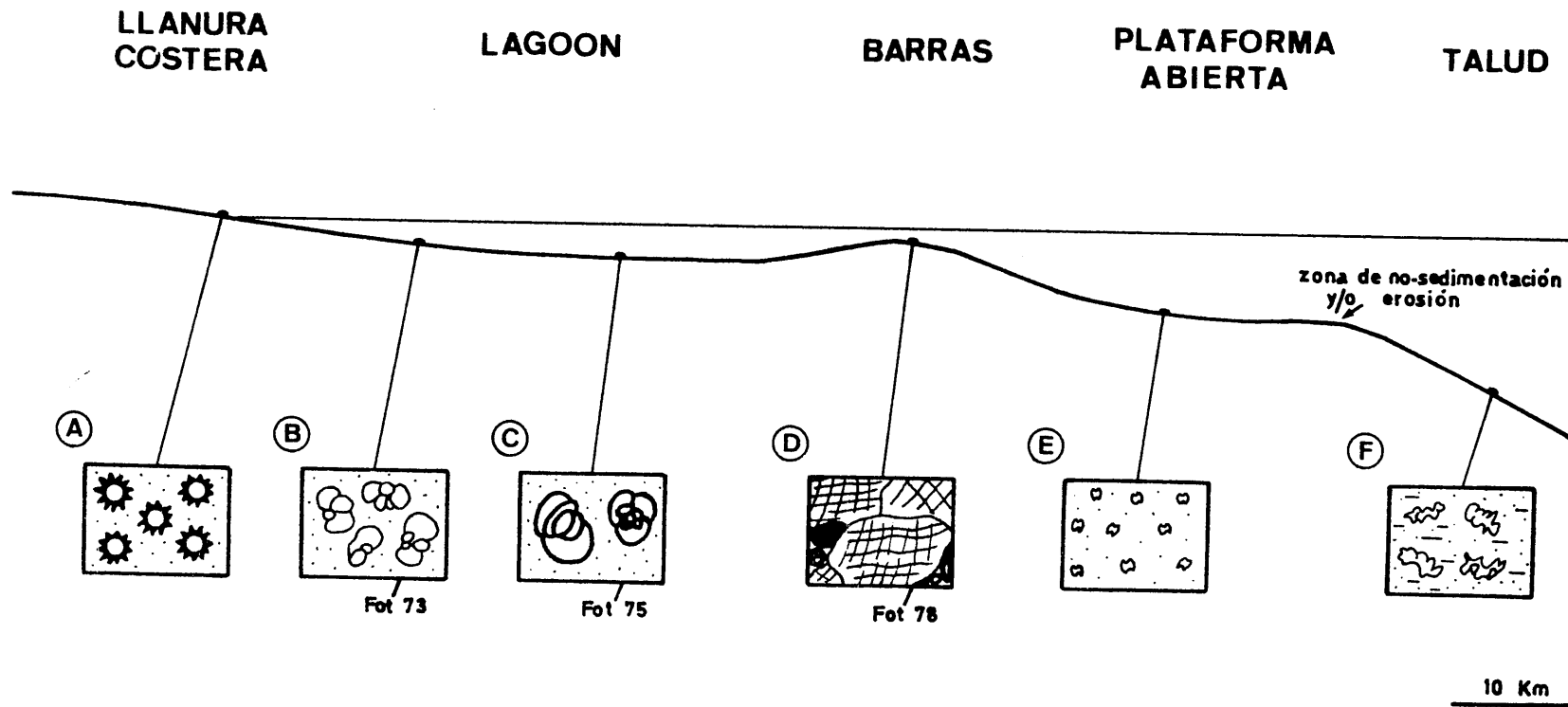
La distribución de las distintas facies representadas responderían al esquema de la fig. 49.

El mapa de distribución de facies y el de reconstrucción paleogeográfica del Senonense inferior que se adjuntan (fig. 50) provienen del trabajo de Azema et al - (1979).

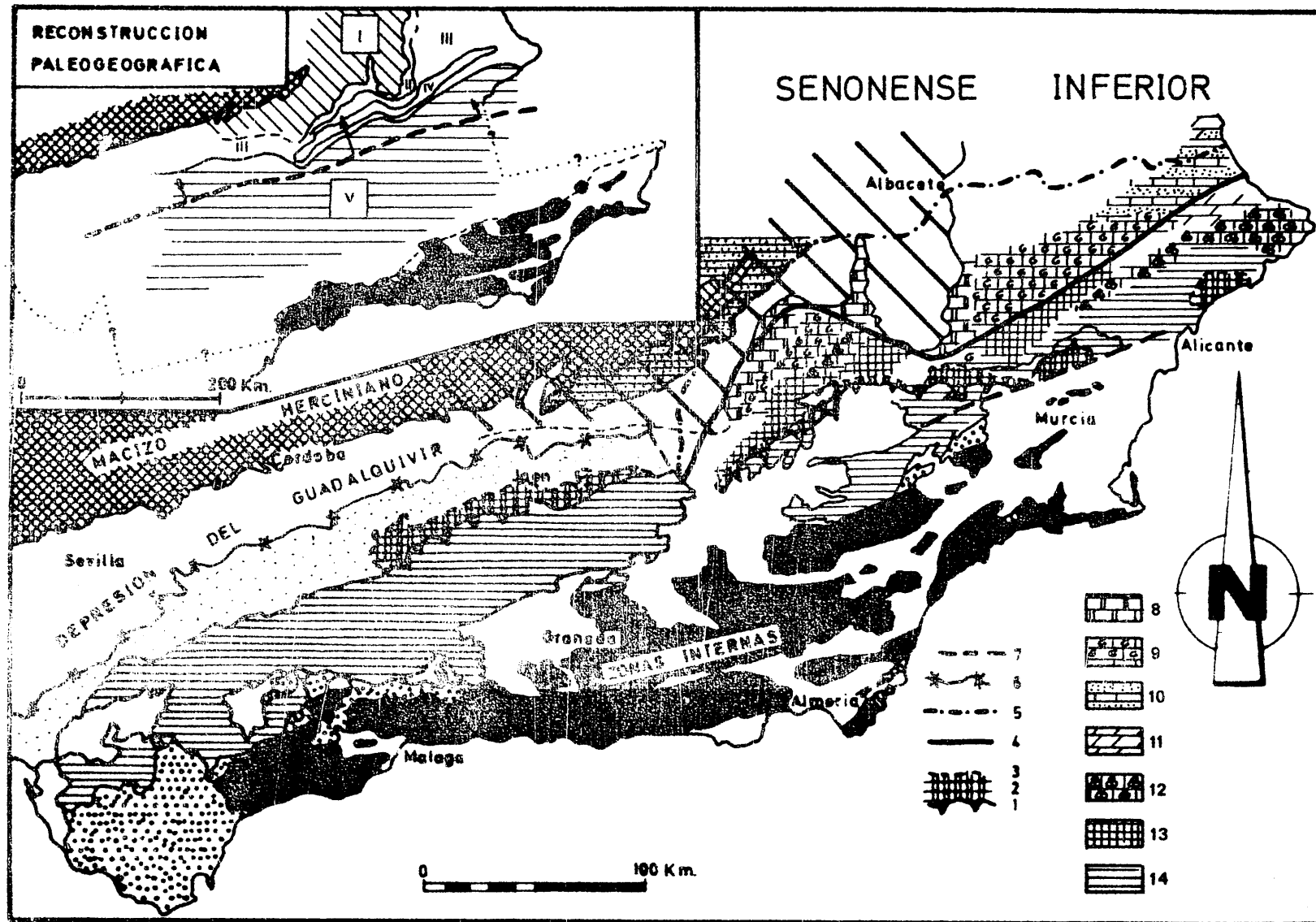
IV.2.2.3.5. Senonense superior.

Las únicas facies representadas en el Campaniense son margas y margocalizas

SENONENSE INFERIOR PREBETICO



-Figura 49.- Modelo sedimentario propuesto para el Senonense inferior prebético y aplicable a todo el Cretácico superior prebético. Se indican también las microfacies más características: A: biomicritas de Caráceas; B: biomicritas de Discorbidae; C: biomicritas de Miliólidos; D: calcarenita con distribución bimodal de tamaños. Los grandes corresponden a fragmentos de rudistas; los pequeños a otros bioclastos (fundamentalmente foraminíferos) muy micritizados; E: calizas de Pithonellas; F: margas y margocalizas con Globotruncanas.



- Figura 50.- Distribución de facies y reconstrucción paleogeográfica para el Senonense inferior de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. (Según Azema et al., 1979).

Clave: 1: frente del cabalgamiento; 2: Unidades intermedias; 3: límite norte de los afloramientos de las Unidades intermedias; 4: límite entre Prebético interno y Prebético externo; 5: límite septentrional del Prebético externo; 6: límite de afloramiento de las Unidades alóctonas del Guadalquivir; 7: posición hipotética del límite norte de la Zona Subbética antes del cabalgamiento; 8: calizas de Carofitas y Discorbidae; 9: Calizas de Rudistas; 10: areniscas con intercalaciones de calizas; 11: dolomías; 12: calizas de Pithonellas en la base y margas y margocalizas con Globotruncanas en el techo; 13: ¿Zona sin depósito?; 14: margas y margocalizas con Globotruncanas.

Leyenda de la reconstrucción paleogeográfica:
I: zona emergida; II: "lagoon" y llanura de mareas; III: plataforma; IV: umbral sin depósito; V: facies pelágicas.

de carácter pelágico. Sobre ellas se sitúan materiales de edad Maestrichtense en los que predominan las calcarenitas bioclásticas ("lime grainstones") algo arenosas y con niveles de areniscas intercalados. Entre los bioclastos que presentan aparecen como más abundantes foraminíferos (Orbitoides, etc...), algas coralináceas, lamelibranquios (rudistas), briozoos y corales. Las estructuras de ordenamiento interno tales como - estratificación cruzada, son muy frecuentes. Se trata de facies de barra. Dichas barras aislaban áreas más marginales, lagoonales, donde se depositaban margas con Carofitas y Ostrácodos, del mar abierto con sedimentación pelágica de margas y margocalizas con - Globotruncanas.

La distribución de facies y reconstrucción paleogeográfica del Senonense superior prebético, se esquematizan en la fig.51.

IV.2.2.4. Modelo sedimentario. Ejemplos comparables.

El esquema de distribución de facies para el Senonense inferior es el más completo de todos y es aplicable, con modificaciones que afectan a la extensión de las diferentes zonas, a la diversidad de facies en cada una de ellas, etc... al resto de los pisos del Cretáceo superior Prebético. La existencia de repeticiones cíclicas de episodios transgresivos-regresivos hace que el esquema sedimentario se repita también a lo largo del tiempo, y que se superpongan verticalmente las distintas facies diferenciadas.

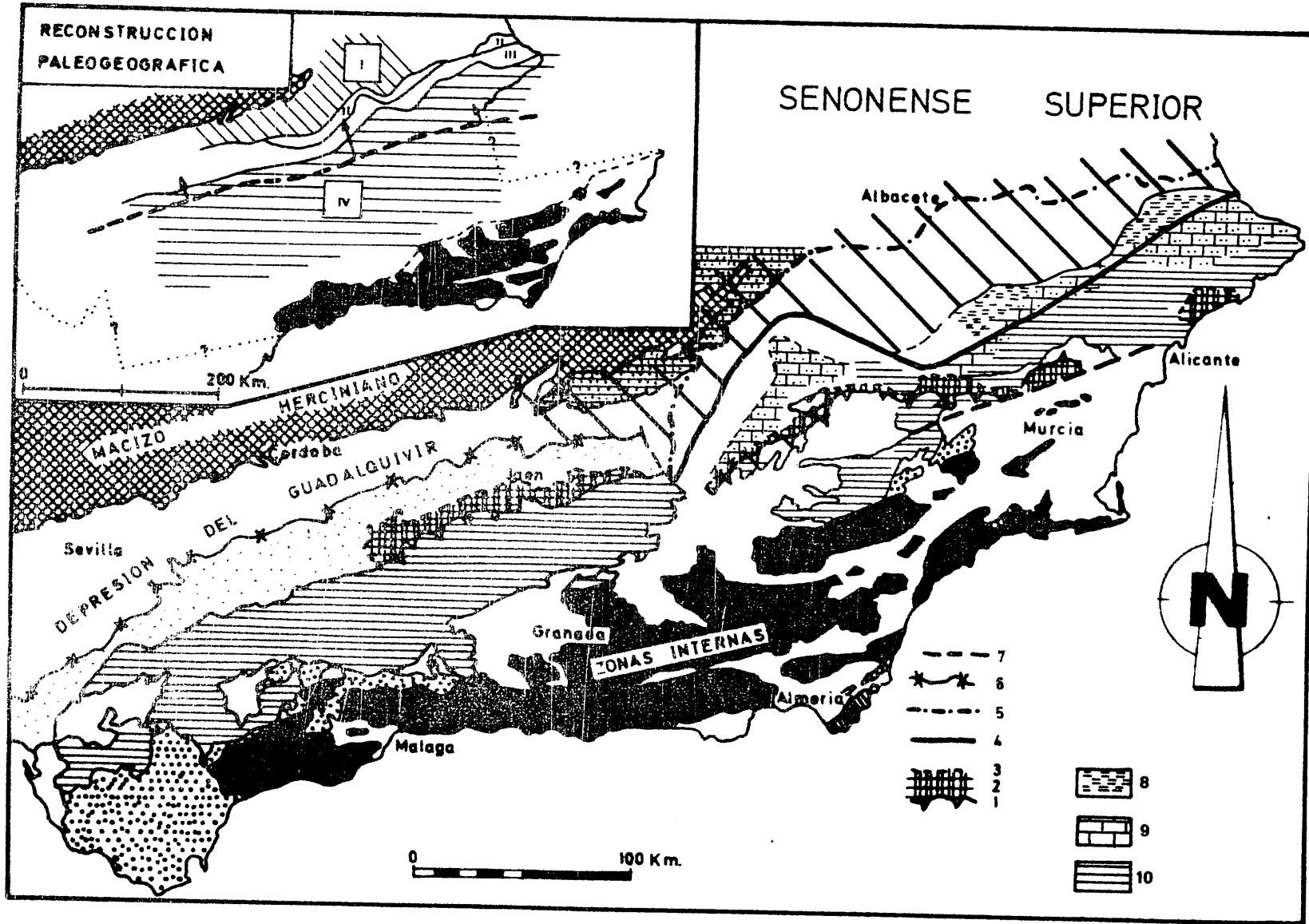
El modelo propuesto de desarrollo y evolución de las plataformas carbonatadas es comparable al modelo general de Irwing (1965). Las zonas X, Y y Z de dicho autor aparecen claramente representadas y se corresponden con las de predominio de facies pelágicas, la de predominio de las facies de barras, y las de predominio de las facies - lagoon-costeras respectivamente (fig. 49).

Un modelo semejante ha sido propuesto por García-Hernández (1978) para las facies carbonatadas del Cretáceo inferior de las Sierras de Cazorla y Segura (Zona Prebética). La diferencia más notable a resaltar es la existencia, en este último modelo, de una zona de parches arrecifales ("patch-reefs") alineados a lo largo de una banda más o menos paralela a la costa, que aislaba la zona de "lagoon" de la plataforma abierta, y que en el Cretáceo superior no está representada como tal, traduciendo en un mayor desarrollo de la zona de barras.

IV.2.2.5. Diagenésis.

Dentro del apartado de la diagénesis el capítulo más importante desde el punto de vista de este trabajo es sin duda el estudio de la dolomitización que afecta, como se ha expuesto, a gran parte del conjunto Cenomanense-Turonense y a la base del Senonense inferior. El Vraconense posiblemente esté también incluido en el conjunto dolomítico.

Al establecer la geometría del "cuerpo" dolomítico se observa que su límite inferior viene marcado generalmente por las arcillas, arenas y margas de las facies - Utrillas, muy bien representadas en el sector N de la Zona Prebética. Sin embargo, en el sector sur, las facies Utrillas están muy adelgazadas o ausentes (en general conformemente desplazamos hacia el sur, dentro de la Zona Prebética, la influencia detrítica en la sedimentación, a lo largo del Cretáceo inferior, fué mucho menor. García-Hernández



- Figura 51.- Distribución de facies y reconstrucción paleogeográfica para el Senonense superior de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. (Según Azema et al., 1979).

Clave: 1: frente del cabalgamiento; 2: Unidades intermedias; 3: límite norte de los afloramientos de las Unidades intermedias; 4: límite entre Prebético interno y Prebético externo; 5: límite septentrional del Prebético externo; 6: límite de afloramiento de las Unidades alóctonas del Guadalquivir; 7: posición hipotética del límite norte de la Zona Subbética antes del cabalgamiento; 8: margas con Carofitas; 9: calcarenitas con Orbitoides; 10: margas y margocalizas con Globotruncanas.

Leyenda de la reconstrucción paleogeográfica: I: zona emergida; II: "lagoon" y llanura de mareas; III: plataforma; IV: facies pelágicas.

1978), y se observa como la dolomitización progresa hacia abajo y afecta a las calizas del Albense, e incluso a las calizas y margas del Aptense superior (García-Hernández, 1978), como en la Sierra del Pozo. De ello se deduce que los niveles margoso-arenosos de las facies Utrillas actuaron como pantalla e impidieron que la dolomitización progresase hacia abajo.

La continuidad lateral de los afloramientos dolomíticos supera los 70-80 km en sentido transversal a las estructuras y los 300 km en dirección, lo que da una idea de la magnitud del proceso de dolomitización, si consideramos además una potencia media para el conjunto dolomítico de 300 m. En el Prebético externo, las únicas facies representadas en el conjunto Cenomanense-Turonense son dolomíticas y van disminuyendo progresivamente de potencia hacia el N-NW. En el interno sin embargo, aunque predominan las dolomíticas, se da también la transición lateral de estas últimas a facies calizas ya sin dolomitizar (véase apartado de Estratigrafía).

El límite superior del "cuerpo" dolomítico es también difícil de trazar, por causas ya anteriormente citadas:

- a) La dolomitización afecta invariablemente a la base del Senonense inferior,
- b) La existencia de un proceso tardío de calcitización, ligado a la percolación de aguas carsticas meteóricas, que altera la dolomía y la transforma de nuevo a caliza.

La dolomitización no se limita a un determinado nivel estratigráfico pues afecta al Aptense superior, Albense, Vraconense, Cenomanense, Turonense e incluso a la base del Senonense. Ni a una determinada facies ya que aparecen indistintamente dolomitizadas facies de plataforma restringida, facies de plataforma abierta, etc... Tampoco se limita a un tipo petrológico especial puesto que están dolomitizadas "lime-wackestones", "lime packstones", "lime grainstones", etc... e incluso margocalizas y margas. Por consiguiente, no parece ser una dolomitización penecontemporánea, sino más bien diagenética tardía (epigenética).

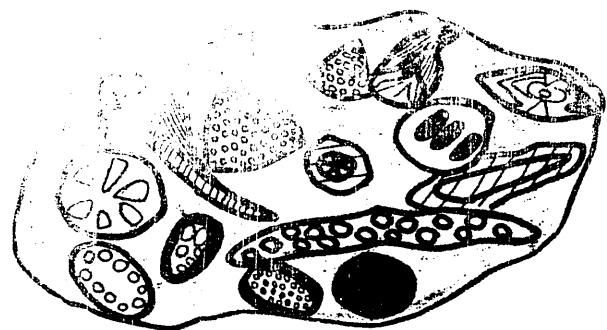
El estudio microscópico de las muestras dolomíticas permite, en muchos casos, determinar el tipo de facies caliza original y deducir su medio de depósito, al tiempo que aporta nuevos datos acerca del proceso de dolomitización.

En el Cenomanense inferior y medio predominan las facies "lime packstone" y "lime grainstone" en las calizas. Dentro de las dolomías se encuentran toda una serie de pasos intermedios que van desde muestras en las que las texturas calizas originales están preservadas en mayor o menor grado, a dolomías cristalinas groseras en las que la textura caliza original es completamente irreconocible (fig.52).

Así, en las facies "lime packstones" (fotografía 63) (que son las más abundantes), en un primer estadio la dolomitización afecta preferencialmente a ciertos tipos de fósiles, tales como foraminíferos, etc... Los romboedros dolomíticos, muy limpios, se localizan exclusivamente sobre algunos de los antiguos aloquímicos (fotografía 64). En el siguiente paso, la mayoría de los fragmentos fósiles aparecen totalmente lixiviados (fotografías 65,66,67 y 68). Los huecos resultantes de esta lixiviación se rellenan total o parcialmente por una dolomita clara, límpida y cristalina, de tendencia idiomorfa y con un tamaño de cristales grande: 150 micras o mayor (hasta 1'5 mm). Algunos fragmentos fósiles resisten preferencialmente. Tal es el caso de los fragmentos de equínidos, con sus cementos sintaxiales (si existen) incluidos, que conservan su extinción como cristales únicos individuales ("single crystals"), aún después de haber sido dolomitizados. También los fragmentos de rudistas suelen estar pseudomorfeizados por dolomita en este segundo estadio, preservándose, en muchos de ellos con pulcritud de detalles, su textura original. Los fragmentos de Orbitolinas son también fácilmente reconocibles ya que los granos de sílice aglutinados alrededor de su concha

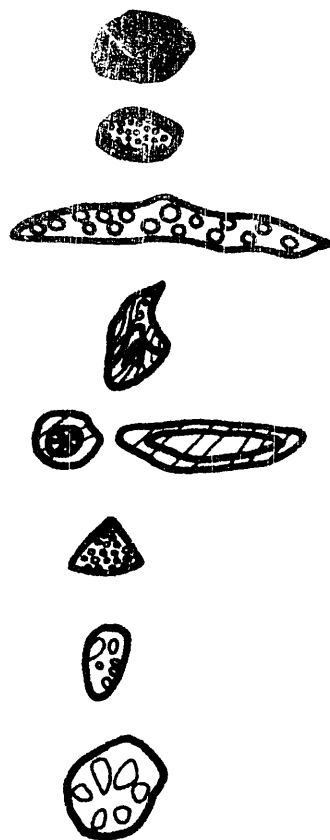
CENOMANENSE INFERIOR-MEDIO

CLAVE

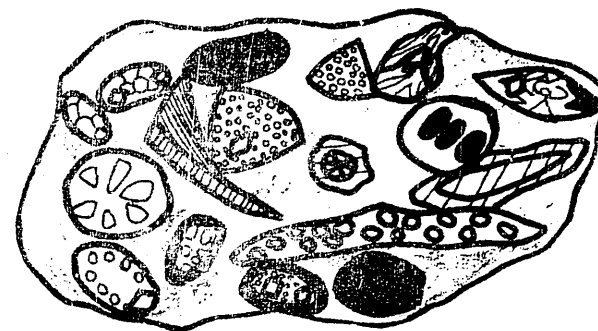


2 mm

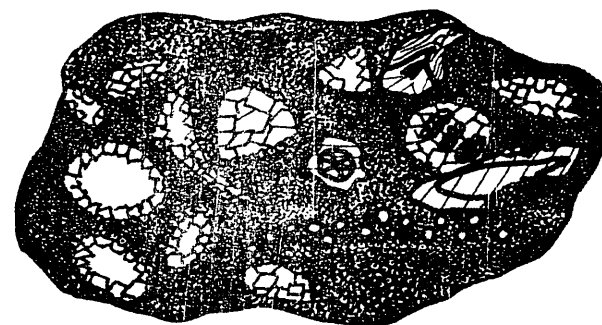
CALIZA ORIGINAL
LIME PACKSTONE



A
B
C
D
E
F
G
H



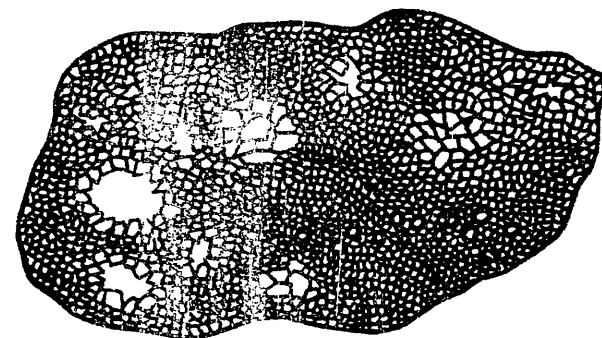
ESTADIO 1



ESTADIO 2

EVOLUCION DE LAS TEXTURAS

DURANTE LA DOLOMITIZATION



ESTADIO 3

- Figura 52.- Secuencia más común de recristalización seguida durante la dolomitización por las litofacies carbonatadas del Cenomanense inferior-medio prebético. Clave: A: Bioclasto micritizado y/o intraclasto; B: Bioclasto con envuelta micrítica; C: Orbitolina plana con granos de cuarzo adheridos a su superficie; D: Rudista; E: Radiolas y fragmentos de equinodermos con sus cementos syntaxiales incluidos; F: Orbitolina puntiaguda; G: otros foraminíferos; H: Coral.

El estadio 1 se caracteriza por la aparición de rombos aislados, dispersos, de dolomita que se implantan selectivamente sobre ciertos aloquímicos. En el estadio 2 toda la facies ha sido dolomitizada si bien el reemplazamiento es selectivo. Así la antigua matriz micrítica aparece reemplazada por dolomita oscura, pulverulenta, de tamaño de cristal fino, mientras que los aloquímicos son reemplazados normalmente por una dolomita más limpia y cristalina. En este estadio 2 hay ya lixiviación selectiva de ciertos bioclastos que producen huecos. Nótese como los bioclastos micritizados y las antiguas envueltas micríticas son también reemplazadas por dolomita oscura pulverulenta. En el estadio 3 todo el material pulverulento ("dusty") ha sido lixiviado y la dolomita que reemplaza la matriz ha sido también recristalizada.

no son lixiviados durante la dolomitización (fig. 52).

La matriz de estas facies (micrítica o margocaliza) aparece, por contra, reemplazada por una dolomita muy oscura, pulverulenta, (las porciones más pulverulentas aparecen normalmente moldeadas hacia formas romboédricas perfectas, que se sitúan en el núcleo de los cristales de dolomita), xenotípica, de tamaño medio de cristales fino (0'03-0'06 mm) (fotografías 66 y 68). Este mismo tipo de dolomita reemplaza intraclastos y fósiles micritizados. En fragmentos fósiles con envueltas micríticas - ("micrite envelopes"), es decir micritizados sólo en sus bordes, es frecuente que las envueltas micríticas persistan al ser reemplazadas por dolomita de grano fino, y que - aparezca lixiviado sólo el centro y relleno parcialmente por dolomita cristalina (fotografía 67). La existencia de huecos de disolución, formados por lixiviación preferencial de algunos tipos de fragmentos fósiles durante la dolomitización, confiere una elevada porosidad a la roca (de un 5 a un 20% del volumen total) y habla, por otro lado, de que el ión carbonato utilizado en el proceso de dolomitización era de procedencia local ("manantial local", de Murray, 1960) y no hubo aporte extra de ión carbonato.

El último estadio dentro del proceso de dolomitización (estadio 3) es cuando hay recristalización de las facies ya dolomitizadas. En este estadio todas las - muestras tienden a homogeneizarse, lixivándose el material residual (materia orgánica, minerales de la arcilla, etc...) responsable de la existencia de los núcleos y zonas - pulverulentas (fig. 52). (En un paso intermedio, y si hay abundancia de porciones micríticas, tienden a desarrollarse zonaciones que son comunes a varios romboedros dolomíticos).

El resultado final es una dolomía límpida, cristalina gruesa (con un tamaño medio de cristales de 0'2-0'5 mm, aunque existen cristales de hasta 1'5 mm), de textura xenomorfa, en la que está completamente destruida la textura caliza original. En dicha dolomía aparecen huecos de forma más o menos redondeadas, irregularmente espaciados, que corresponden a los moldes de los antiguos fósiles que fueron lixiviados en los primeros estadios de la dolomitización. En los bordes de los huecos se sitúan los cristales de mayor tamaño. La recristalización va, pues, ligada al proceso de dolomitización y no es un proceso independiente.

La distribución de las zonas más cristalinas en el conjunto dolomítico es muy irregular. Aparentemente no sigue una pauta definida ya que se pasa de dolomías con marcada distribución bimodal de tamaños de cristales y en las que se puede llegar adivinar la textura caliza original (estadio 2) a dolomías sacaroideas, muy cristalinas - en las que las texturas originales están completamente borradas (estadio 3).

En las rocas de facies "lime grainstone" (fotografía 69) los procesos de - dolomitización siguen una evolución similar (fotografía 70). Estas rocas estaban ya cementadas cuando la dolomitización aconteció. En el estadio 1 los rombos dolomíticos, muy límpidos, suelen reemplazar selectivamente al cemento. En general, el estadio 3 está más desarrollado que en el caso anterior, ya que son más fáciles de homogeneizar que aquellas otras en las que existe gran cantidad de micrita.

Las facies de dolomicritas y dolomías arcillosas del Cenomanense superior están fuertemente laminadas y presentan un tamaño de cristales extremadamente fino (de imperceptible a 10 micras), condicionado claramente por la textura caliza micritizada original, y por la existencia de niveles arcillosos intercalados que inhiben los procesos de recristalización. Los raros fósiles que en ellas existen suelen estar reemplazados por dolomita de tamaño de cristales algo más grueso (10-30 micras). En las dolomicritas, la distribución de las zonas de recristalización presenta una fuerte tendencia laminar, condicionada por la textura original de la roca (fig. 53). Es frecuente encontrar láminas en las que las láminas de dolomicrita (de tamaño de cristales

extremadamente fino: 10 micras o menor), de forma algo irregular (ondulada), alternan con láminas más cristalinas, doloesparíticas (con tamaños de cristales de 0'03 a 0'05 mm) (fotografía 72). En otras muestras las zonas de recristalización cortan a través de las láminas más dolomicríticas, dejando aisladas porciones más oscuras (de tamaño de cristales extremadamente fino) sin continuidad lateral y de aspecto peletoidal, frecuentemente moldeadas hacia formas romboédricas. La transición final es hacia dolomías límpidas, cristalinas con cristales de 0'1 a 0'5 mm (excepcionalmente 0'75 mm), de textura xenotípica, en las que apenas se perciben restos de las dolomías anteriores, más finas y laminadas.

En las dolomías grises, por contra, los procesos de recristalización son importantes y la distribución de tamaños de cristales es claramente bimodal (fig. 53). Sólomente en las zonas próximas al contacto con las dolomías del miembro dolomítico arcilloso la recristalización apenas ha progresado y dominan las dolomicritas.

En facies originalmente más masivas (no laminadas) la recristalización progresa de un modo más directo (fig. 53): sobre un fondo de dolomicrita fina masiva, aparecen rombos grandes, límpidos, idiomorfos, de dolomita (de 0'1 mm o mayores), distribuidos irregularmente, que poco a poco van aumentando en número hasta cerrar todo el espacio anteriormente ocupado por la dolomicrita. De todo esto se deduce que las texturas calizas originales pueden también llegar a reconocerse, al igual que ocurría con las dolomías ocres, allí donde los procesos de recristalización apenas han progresado.

Los criterios petrográficos de detalle apuntan también pues hacia una dolomitización diagenética tardía.

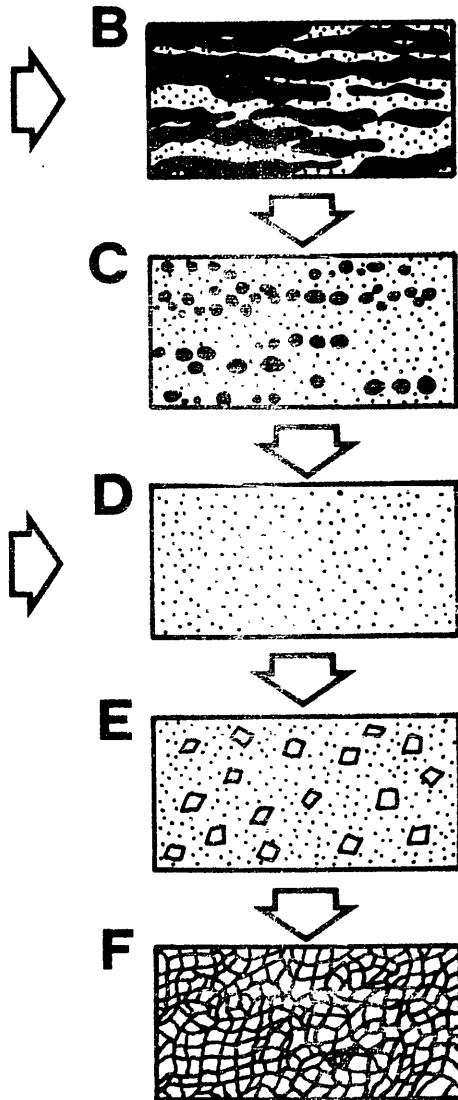
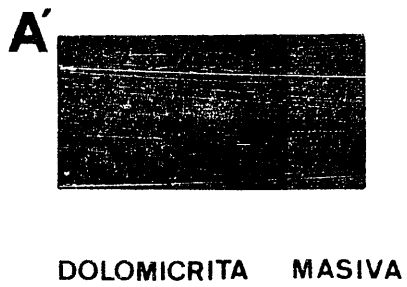
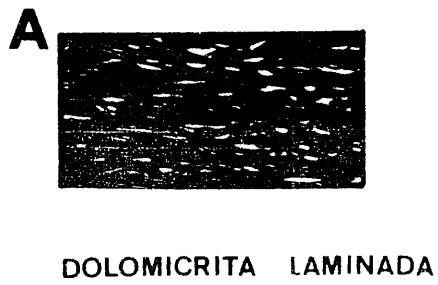
Conviene señalar que, dentro del Senonense calizo aparecen también intercaladas masas dolomíticas de forma irregular, generalmente no muy extendidas. A veces afectan preferencialmente a facies originalmente muy porosas (calcarenitas y/o calcirruditas de las antiguas barras, etc...). Otras veces, sin embargo, no existe este tipo de control. En apariencia, al menos, están desconectadas de la masa dolomítica principal (Formación dolomítica inferior), de lo que se infiere que su origen pudo ser diferente. Parecen estar ligadas a removilizaciones dolomíticas en la proximidad de zonas de fallas.

Los datos expuestos hablan de que la dolomitización no es singenética, sino que aconteció probablemente con anterioridad al depósito de los materiales calizos del Senonense inferior, ya que estos están sin dolomitizar. ¿Que proceso aconteció en el tránsito Turonense-Senonense o al comienzo del Senonense inferior, capaz de movilizar fluidos ricos en magnesio a través de rocas calizas anteriormente depositadas?

Si analizamos la evolución estructural de la Zona Prebética un hecho nos resulta significativo. Hacia el tránsito Turonense-Senonense se detecta una fuerte actividad tectónica en toda la Zona Prebética (Rodríguez-Estrella, 1978), e incluso a la escala de las Cordilleras Béticas (Foucault, 1965, etc...). Esta tectónica sinsedimentaria provocó movimientos ascensionales importantes (esta es la causa de que el Senonense inferior calizo sea discordante y regresivo a escala regional), y removilizaciones de materiales Triásicos, y bien pudo, en algún momento movilizar fluidos ricos en magnesio, de origen quizás profundo. La fuente de magnesio no tiene porqué ser necesariamente los materiales Triásicos, ya que, de hecho, los olitostromas de Triás yacen sobre margas y margocalizas del Turonense sin dolomitizar. Dichos fluidos ascendieron a favor de las zonas de debilidad existentes (fallas sinsedimentarias) y se extendieron luego lateralmente en las áreas más favorables (por ejemplo sobre el nivel impermeable que representaban las facies Utrillas). Algunas de estas fallas - sinsedimentarias, que volvieron a actuar durante el plegamiento como fallas de desgarre, etc... pudieron ofrecer esos caminos de ascenso y escape de los fluidos dolomiti-

CENOMANENSE SUPERIOR - TURONENSE

FACIES ORIGINALES



SECUENCIA DE RECRISTALIZACION

- Figura 53.- Secuencia más común de recristalización seguida durante la dolomitización por las litofacies carbonatadas del Cenomanense superior-Turonense prebético.

En facies originalmente laminadas (estadio A) se pasa progresivamente de un estadio B, en el que la recristalización apenas ha progresado y en el que se conserva aún la laminación, a un estadio C en el que sólo quedan restos "peletoidales" de la antigua dolomicrita envueltos en un mosaico de cristales pequeños (30-60 micras) de dolomita. Finalmente (estadio D) desaparecen también las partículas peletoidales.

En las dolomicritas masivas la recristalización opera de un modo más directo. La dolomía resultante de la recristalización, en una primera etapa, es equivalente a la del estadio D. Sobre ella se desarrollan rombos de dolomita de gran tamaño (100 micras o mayor) (estadio E), que van aumentando en número hasta cerrar todo el espacio disponible (estadio F).

zantes. De hecho, por ejemplo, en el río Mundo, cerca de la localidad de Fábricas de Riopar, las dolomías situadas en el lado sur de la falla de la línea eléctrica (Rodríguez-Estrella, 1978) atribuidas por dicho autor al conjunto Cenomanense-Turonense, - corresponden en su parte basal a todo el Cretácico inferior, que está allí dolomitizado. (Existen, por ejemplo facies de calizas con lignitos del Barremense-Aptense dolomitizadas). Lógicamente, las zonas adyacentes a los caminos de ascenso de estos fluidos serían también dolomitizadas. El límite superior de la zona de dolomitización lo marcaría el agua del mar, donde estos fluidos se diluirían lentamente perdiendo todo su efecto.

Hay además mineralizaciones de Pb-Zn, ligadas a zonas de falla, por ejemplo en el caso de la falla de la línea eléctrica, y que arman en las dolomías (aunque ello no implique necesariamente relaciones de singénesis, entre dolomías y mineralización), lo que es un argumento más a favor de que dichas fallas afectaron a zonas profundas del zócalo y que pudieron, en momentos determinados de su historia, servir de camino de escape a fluidos ricos en magnesio u otros elementos.

En general, en toda la Zona Prebética, existe un fuerte paralelismo entre las edades del techo de los materiales dolomíticos y las de las etapas de deformación sinsedimentaria. Pienso que este paralelismo no es casual, y que las dolomitizaciones van ligadas, en último extremo, a movilizaciones de fluidos ricos en magnesio, a través de dichas fallas sinsedimentarias, y en épocas definidas tales como: Dogger Superior, límite Malm-Cretácico, transición Turonense-Senonense inferior (o base del Senonense), y techo del Senonense superior.

Al proceso de dolomitización se superpone uno de calcitización, actual o subactual, ligado a la circulación de aguas cársticas meteóricas, que se traduce en la aparición de rellenos de calcita en huecos (por ejemplo moldes de fósiles lixiviados) reduciendo de este modo la porosidad de las dolomías ocreas a un valor medio del 5-10%. La circulación de estos fluidos, a partir de los cuales precipitó la calcita, se realizó a través de fracturas, diaclásas y otras discontinuidades. Su origen está claramente ligado a la carstificación de las series calizas suprayacentes. Hay dolomitización asociada a esta etapa de calcitización tanto a pequeña escala (en núcleos de cristales dolomíticos, en rombos aislados dispersos en la dolomía) como a gran escala (en el contacto con el Senonense calizo).

IV. 3. DOLOMIAS DE LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS.

CONCLUSIONES.

Los dos ejemplos estudiados, el de las dolomías de la base del Lías inferior subbético y el de las dolomías del Cenomanense-Turonense prebético, presentan una serie de características comunes que pueden hacerse extensibles a las dolomías del Jurásico inferior y medio prebético y a las del Kimmeridgiense medio-superior-base del Portlandés prebético. Estas son:

- Las dolomías reposan siempre directamente encima de un sustrato impermeable de naturaleza arcillosa, margosa o evaporítica.
- La dolomitización no es selectiva. Afecta, por otro lado, a calizas que habían sufrido ya cierto grado de compactación y diagénesis.
- La dolomitización afecta preferentemente a carbonatos de plataforma s.l.: las facies calizas implicadas abarcan desde las más marginales, propias de los ambientes someros y/o emergidos de dicha plataforma, a las pelágicas, típicas ya de plataformas planas.

- Las edades del techo de las formaciones dolomíticas coinciden siempre con las de algunas de las etapas de deformación sinsedimentaria más importantes que afectaron a los materiales de las Zonas Externas. Las fallas individualizadas en dichas etapas fueron utilizadas como camino de acceso o escape de los fluidos dolomitizantes. En el Lías medio estos movimientos, de naturaleza distensiva, estuvieron ligados a una tectónica general de "Rifting" que afectó a todo el Atlántico norte. En el Dogger superior límite Malm-Cretáceo fueron probablemente de naturaleza similar, si bien hubo, en ciertos casos, movimientos ascensionales importantes ligados, según Rodríguez-Estrella (1978), a la acción combinada de movimientos verticales diferenciales a favor de grandes fallas de zócalo, y de la halocinesis de los materiales Triásicos.

- Las texturas calizas originales han sido fuertemente lixiviadas, por removilización de los residuos insolubles durante la dolomitización. Se observan, no obstante, todos los pasos intermedios entre dolomías en las que las texturas calizas originales son aún reconocibles por la disposición de los residuos insolubles, por pseudomorfización de ciertos aloquímicos, etc..., a otras en las que las texturas calizas se han destruido por completo.. (Estas últimas son las más frecuentes). Durante la lixiviación hay también recristalización asociada al proceso de dolomitización, según se infiere de los estudios de detalle realizados sobre muestras del Cretácico superior prebético (figs. 52 y 53).

Durante la dolomitización hay remodelación de ciertas texturas calizas originales a texturas típicamente dolomíticas. El ejemplo más característico es el de las "dolomías de romboedros" del Dogger prebético. Dichas dolomías están constituidas por un entramado de grandes cristales dolomíticos (hasta centimétricos), perfectamente idiomórfos, que presentan frecuentemente "zonaciones" internas. En mi opinión corresponden a antiguos oolitos que al dolomitizarse fueron modelados a formas romboédricas (fig. 54), preservándose las zonaciones del antiguo oolito como si correspondieran aparentemente a distintas etapas de crecimiento de los cristales dolomíticos. Es muy significativo que las citadas "dolomías de romboédros" se limiten sólo a estas facies, lo que sugiere que su alta cristalinidad viene condicionada por la textura de la caliza original, y no es debida a procesos de recristalización.

-La porosidad que se desarrolla, por lixiviación preferencial de ciertos bioclastos (fig. 52) durante la dolomitización, es, a veces, muy alta (hasta un 10% del volumen total en algunas muestras de dolomías del Cenomanense inferior-medio). Esta porosidad hace que dichas facies dolomíticas tengan interés práctico, ya que constituyen acuíferos importantes en algunas zonas del Prebético, al tiempo que no se descarta su posible papel como rocas almacén de petróleo.

Las dolomitizaciones estudiadas son diagénéticas tardías, y, muy probablemente, están ligadas a movilizaciones de fluidos ricos en Mg^{+2} a favor de fallas sinsedimentarias en épocas definidas próximas a las de actuación de dichas fallas. Los fluidos dolomitizantes ascenderían verticalmente a lo largo de dichas fallas y, al alcanzar zonas favorables (contactos entre las formaciones carbonatadas y las formaciones arcillosas o evaporíticas) se extenderían también horizontalmente cubriendo extensiones de cientos de kilómetros cuadrados y dolomitizando millones de metros cúbicos de rocas originalmente calizas.

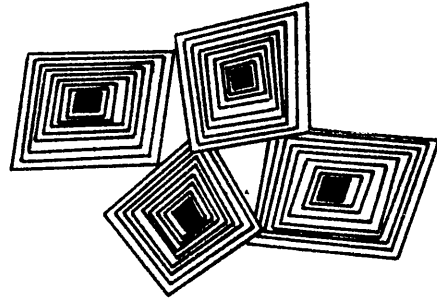
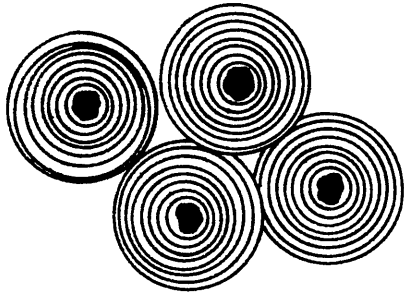
En cuanto al origen del Mg^{+2} se apunta una doble posibilidad:

a) Que el Mg^{+2} esté ligado a manifestaciones de tipo hidrotermal en relación con un vulcanismo básico profundo: las manifestaciones volcánicas y subvolcánicas básicas no son extrañas a lo largo de la serie Jurásica y Cretácica en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

b) Que proceda de los niveles arcillosos infrayacentes (Keuper, Kimmerid-

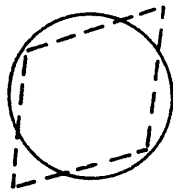
CALIZA OOLITICA

DOLOMIA DE ROMBOEDROS



5 mm

Esquema de transformacion
hipotetico



- Figura 54.- Hipótesis sobre el origen de las dolomías de romboedros del Dogger prebético. La facies original fué presumiblemente una caliza oolítica. Durante la dolomitización tanto los núcleos de los oolitos como sus zonaciones fueron "moldeados" hacia formas romboédricas tal como se muestra en el esquema inferior de la figura. La dolomía resultante está constituida por un entramado de cristales dolomíticos zonados, de gran tamaño y de núcleo idiomorfo pulverulento.

giense inferior, facies Utrillas, etc...).

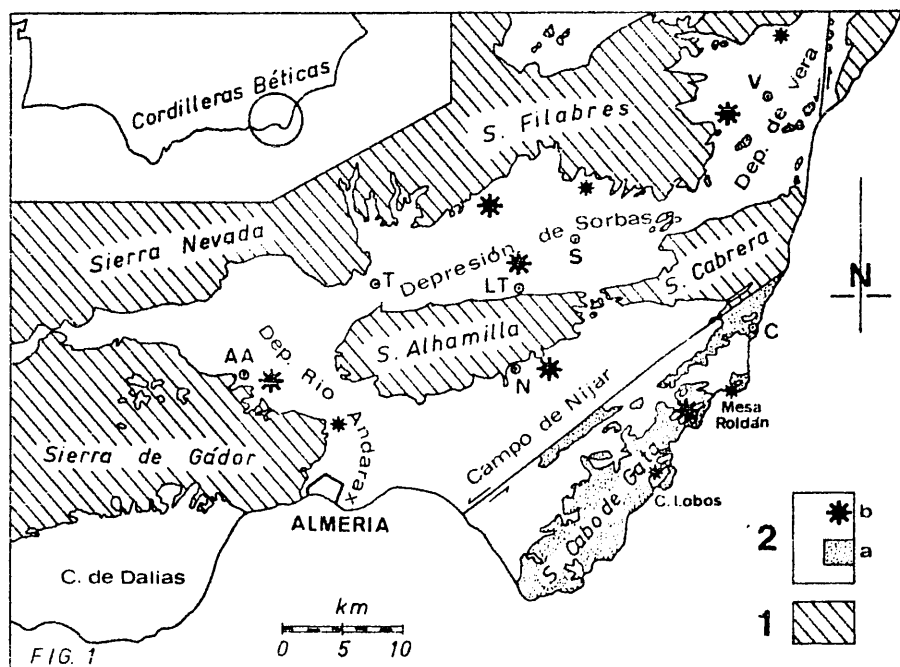
Los datos que se presentan en la discusión sobre el origen de las dolomías del Cretácico superior prebético apuntan más hacia la primera posibilidad. Quizá los estudios mineralógicos y diagenéticos que se lleven a cabo en el futuro sobre dichos niveles arcillosos permitan, o por lo menos contribuyan a, resolver el problema.

V. DOLOMITIZACION EN ARRECIFES. EL EJEMPLO MESSINIENSE.

V.1. INTRODUCCION.

Los materiales arrecifales, por sus especiales características: ser originalmente muy porosos, localizarse en los márgenes continentales y/o bordes de islas, etc..., son especialmente propensos a dolomitizarse. Los mecanismos más frecuentemente propuestos para explicar la dolomitización de dichas facies son los de reflujo y los de mezcla de agua marina normal con agua dulce, en los acuíferos costeros (para mayores detalles vease en el Capítulo II los apartados 5.1.1.3. y 5.1.2.).

Dentro del contexto de las Cordilleras Béticas han sido descritos arrecifes en las Zonas Externas (V gr. Cretácico inferior prebético. García-Hernández, 1978; Jurásico subbético. Seyfried, 1978), así como en los materiales terciarios de relleno de las depresiones postorogénicas, especialmente en el Mioceno superior, tanto en el Tortoniense (Montenat, 1973, 1975, 1977; Dabrio, 1974, 1975; Dabrio y Martín, 1978; Dabrio et al., 1978; Gallego Guarnido, 1978 y Dabrio et al. 1980), como en el Messiniense (Armstrong et al., 1977; Esteban y Giner, 1977; Pagnier, 1977; Dabrio y Martín, 1978; Esteban, 1978 y Dabrio et al., 1980). Los de edad Messiniense son, sin duda, los mejor desarrollados y se presentan además, muy frecuentemente, dolomitizados, de ahí - que se haya abordado su estudio.



Leyenda: 1. Sustrato Bético. 2. Materiales neógeno-cuaternarios: a) rocas volcánicas, b) arrecifes messinienses. Poblaciones: AA, Alhama de Almería; C, Carboneras; LT, Lucainena de las Torres; N, Níjar; S, Sorbas; T, Tabernas y V, Vera.

- Fig. 55. - Distribución de los principales afloramientos arrecifales messinienses en la región de Almería. (Según Dabrio y Martín, 1978).

La zona de estudio seleccionada corresponde al sector suroriental de la provincia de Almería. La distribución de los principales afloramientos arrecifales messinienses en dicho sector se indica en la fig. 55, procedente del trabajo de Dabrio y Martín (1978). En dicho trabajo discutimos también los rasgos estratigráficos regionales básicos de los materiales messinienses, los cuales se resumen a continuación.

Dentro de los materiales messinienses, y siguiendo a los autores holandeses, se distinguen dos formaciones: la formación Turre (Völk y Rondell, 1964) y la formación Caños (Ruegg, 1964).

En la formación Turre se distinguen, a su vez, tres miembros que son, de muro a techo:

Miembro Azagador (Völk, 1967): Constituido por sedimentos terrígenos y calcarenitas.

Miembro Abad (Völk, 1967): Término esencialmente margoso, rico en foraminíferos planctónicos.

Miembro Cantera (Völk, 1967). Constituido por calizas coralinas arrecifales.

El miembro Abad incluye las rocas formadas en las partes más profundas de las cuencas, mientras que los miembros Azagador y Cantera corresponden a las formadas en las áreas someras del borde de aquellas, existiendo transiciones laterales y verticales entre los tres (Dabrio y Martín, 1978).

La formación Caños, más moderna, incluye también tres miembros que son, de muro a techo:

Miembro Yesares (Ruegg, 1964): Que está confinado a las partes más profundas de las cuencas (Dronkert, 1976; Pagnier, 1976), y se presenta constituido por capas de yeso selenítico de morfología y potencia variable (dm-varios metros), que alternan o se incluyen en capas lutíticas y de caliza micrítica laminada.

Miembro Sorbas (Ruegg, 1964): Constituido por sedimentos carbonatados y terrígenos de grano fino (arenas y limos) depositados en zonas marinas costeras (Dronkert y Pagnier, 1977; Roep et al., 1979).

Miembro Zorreras (Ruegg, 1964): Constituido por sedimentos detríticos en su mayor parte continentales (Roep y Beets, 1977).

Los tres miembros de la Formación Caños se interdigitan también lateralmente (Dabrio et al., 1980).

La nomenclatura litoestratigráfica propuesta por los autores holandeses resulta, no obstante, de difícil aplicabilidad, y se presta a cierta confusión, cuando se estudian con detalle las secuencias costeras messinienses y las relaciones entre éstas últimas y las facies situadas más hacia el continente y hacia cuenca respectivamente, de ahí que, en un trabajo posterior (Dabrio et al., 1980), propogamos una redefinición de la terminología usada, al tiempo que se facilita una terminología provisional, que se adapta mejor al significado deposicional de las facies existentes y que va a ser la que aquí se utilice.

En el trabajo de Dabrio y Martín (1978) presentamos un estudio conciso de todos los afloramientos arrecifales messinienses que se sitúan en la región suroriental de Almería, con datos unas veces originales (caso de los arrecifes de Níjar, Sierra del Cabo de Gata y Lucainena), otras tomados de diversos autores (caso de los arrecifes de Sorbas, Vera y depresión del Río Andarax). En dicho trabajo señalamos al arrecife de Níjar como el más representativo y completo de todos ellos, hecho que tras los trabajos de Esteban (1978), Catalano y Esteban (1978) y Bossio et al. (1978), puede hacerse extensible a todo el Mediterráneo occidental. De ahí que el modelo deposicional que aquí se va a presentar sea el del arrecife de Níjar, desarrollado extensamente en el trabajo de Dabrio et al. (1980).

V.2. EL ARRECIFE DE NIJAR.

V.2.1. INTRODUCCION.

El Campo de Níjar se situa al NW de la Sierra del Cabo de Gata y está limitado al N y W por las Sierras de Cabrera, Alhamilla y Gador (fig. 55), constituidas por rocas sedimentarias y metamórficas pertenecientes a los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas que constituyen, a su vez, el basamento erosionado sobre el cual depositó la serie neógena.

La mayor parte de los sedimentos neógenos existentes en el Campo de Níjar son de edad Messiniense aunque, localmente, se encuentran afloramientos de conglomerados, areniscas, margocalizas y diatomitas cuya edad se presume es Tortoniense (Addicot et al., - 1978) y sobre las que se sitúan discordantemente las secuencias Messinienses (fig. 56). El arrecife de Níjar es un arrecife costero, de edad Messiniense, que se desarrolló en el borde SE de la Sierra de Alhamilla (fig. 56).

V.2.2. FACIES DEPOSICIONALES.

En los sedimentos costeros messinienses de Níjar se distinguen tres grandes unidades. Estas son, de muro a techo: Complejo Terrígeno Marginal, Complejo Arrecifal y Complejo Carbonatado Terminal (fig. 57). En el centro de la cuenca, por contra, sólo se diferencian dos: una unidad basal constituida por margas limosas, y otra superior - constituida fundamentalmente por yesos. A continuación se van a describir en detalle - cada una de estas unidades.

V.2.2.1. Complejo Terrígeno Marginal.

Esta unidad está constituida por areniscas y microconglomerados que, hacia el techo, incorporan abundantes restos orgánicos (briozoos, algas rojas, lamelibranquios, corales solitarios, etc...), y que cambian de facies hacia la cuenca (hacia el sur) a margas limosas, que intercalan niveles de areniscas y conglomerados fosilíferos de origen turbidítico (figs. 58 y 59) y que permiten datar estos materiales como Messinienses (Montenat, 1973; Addicot et al., 1978). La potencia máxima de esta unidad es de unos - 100 metros.

Los materiales del Complejo Terrígeno Marginal se depositaron en diversos ambientes marinos que van desde "delta fans", a taludes y a cuenca (esta última con - aportes turbidíticos esporádicos).

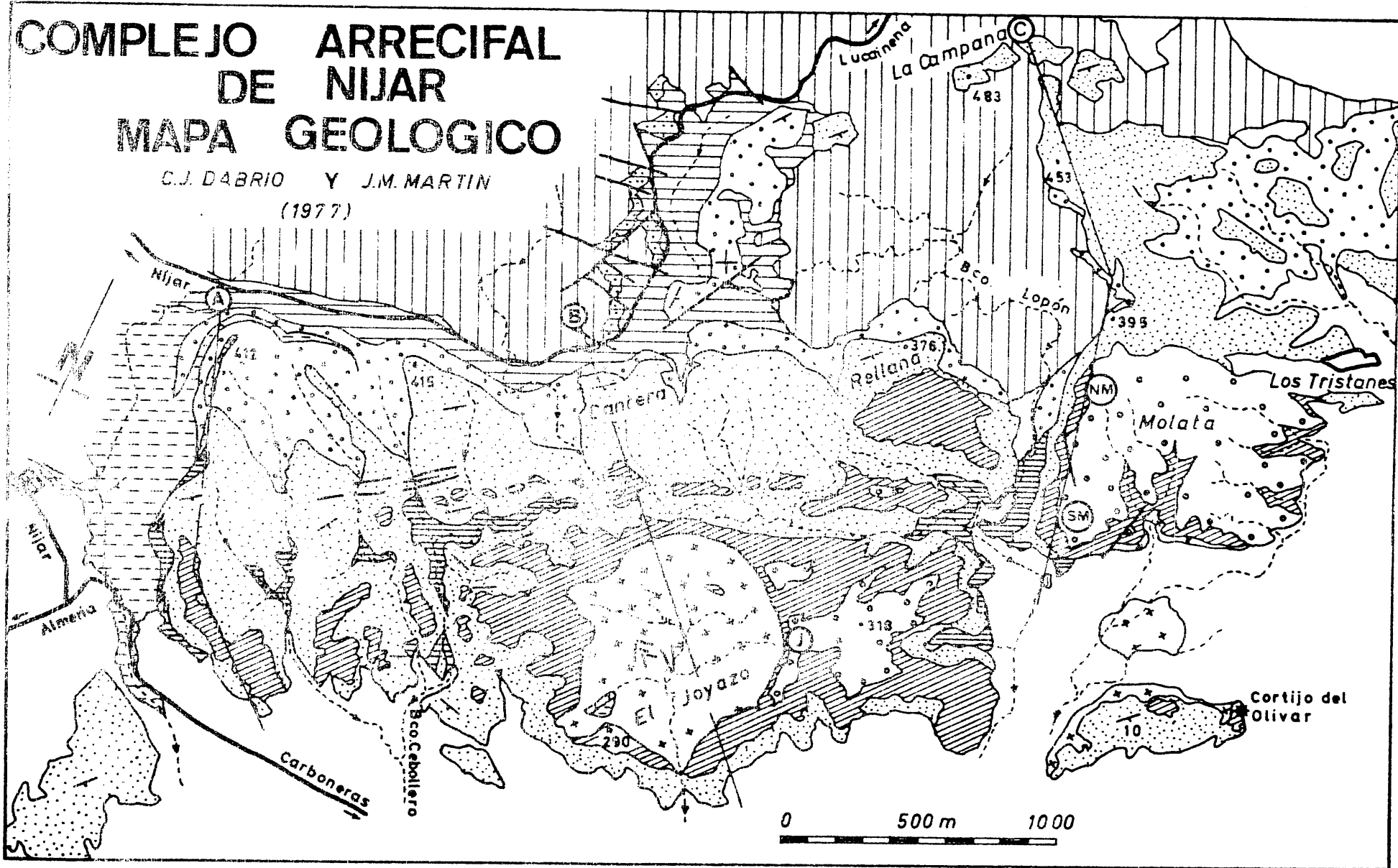
Las rocas volcánicas dacíticas del Joyazo y otros afloramientos cercanos más pequeños (Zeck, 1968) (fotografías 82 y 83) aparecen intercaladas entre las margas limosas del Complejo Terrígeno Marginal (figs. 58 y 59).

V.2.2.2. Complejo Arrecifal.

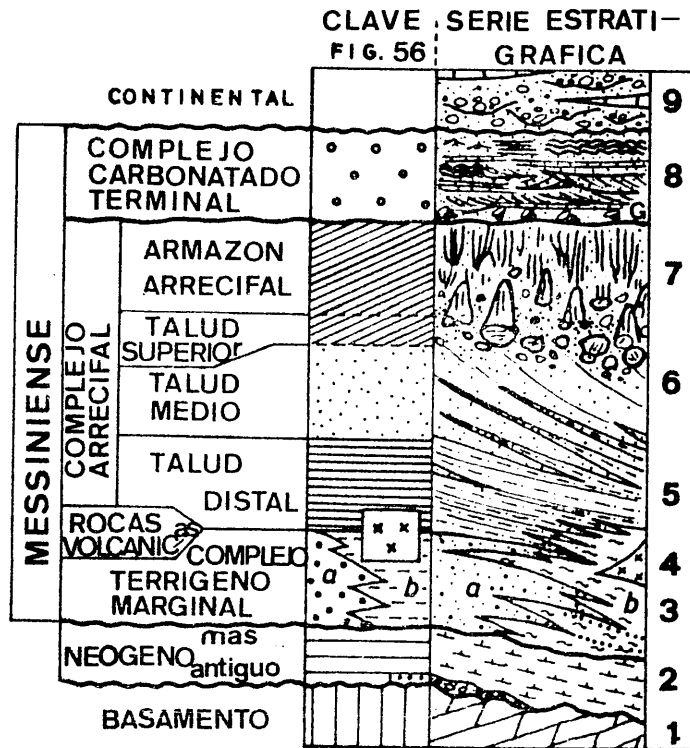
El contacto entre los materiales del Complejo Arrecifal y los del Complejo inferior (Complejo Terrígeno Marginal) es transicional, observándose, en la zona de contacto, una clara disminución del contenido en detríticos, al tiempo que aumentan gradual-

COMPLEJO ARRECIFAL DE NIJAR MAPA GEOLOGICO

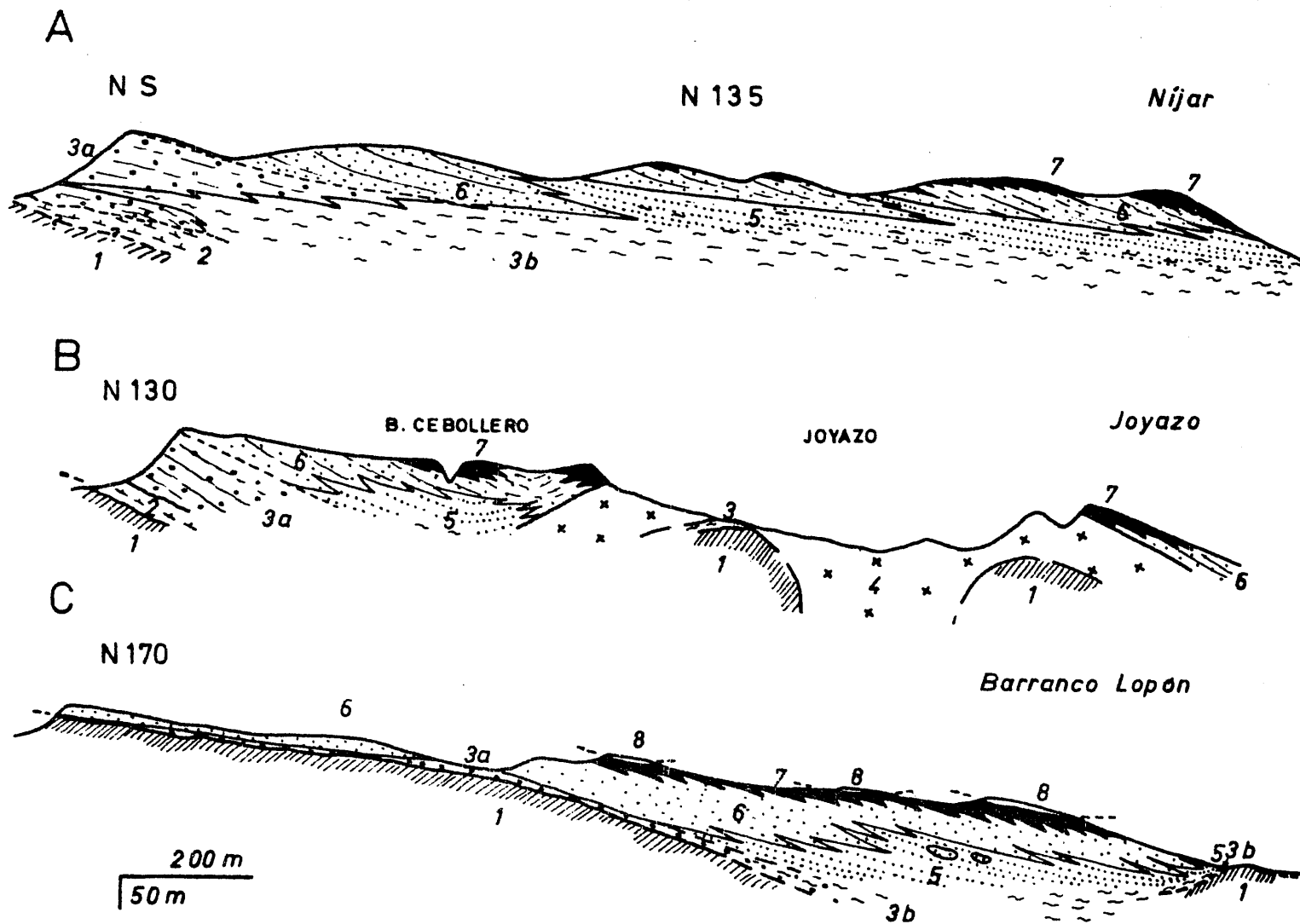
C.J. DABRIO Y J.M. MARTIN
(1977)



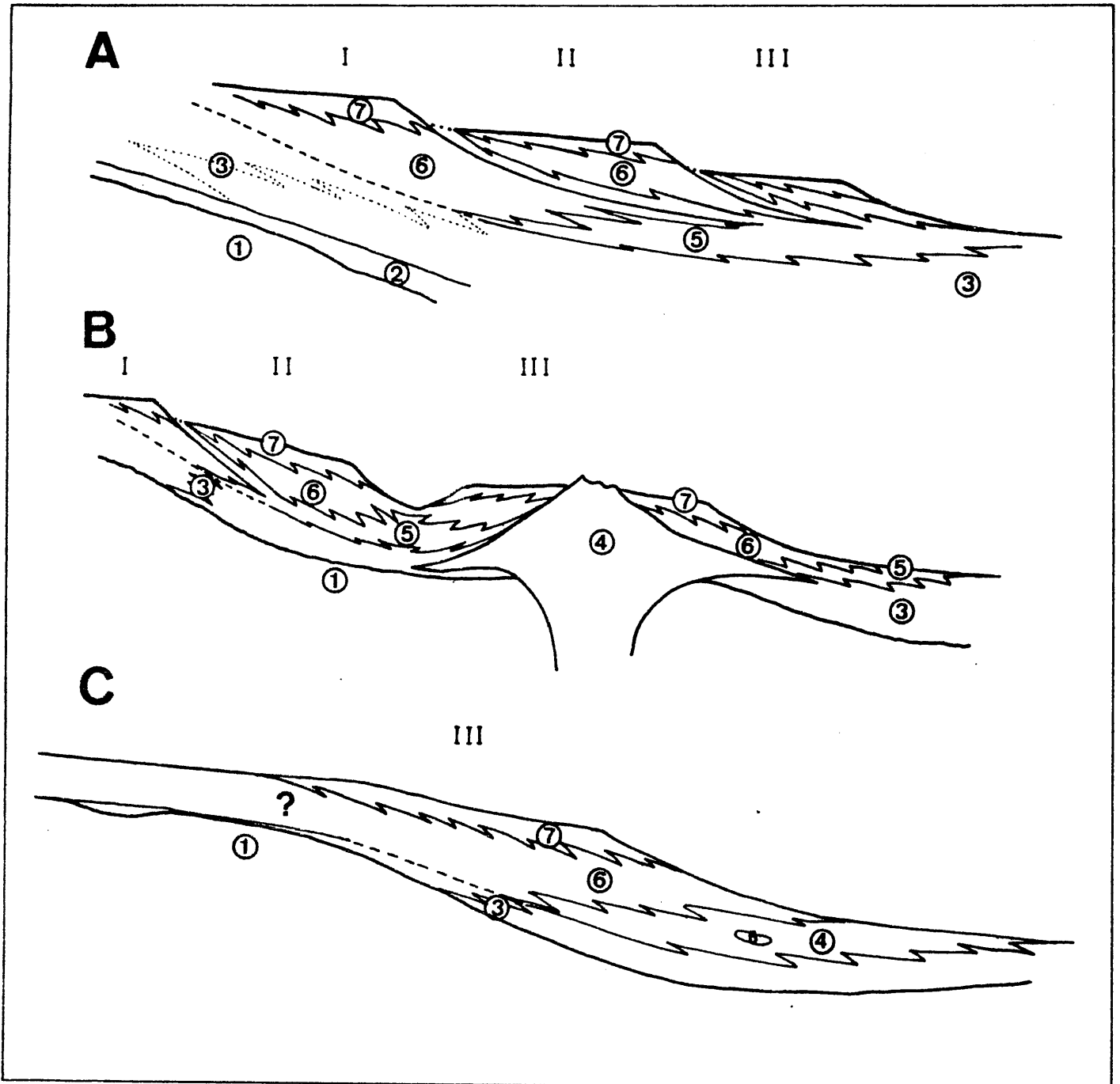
- Figura 56.- Mapa geológico de Níjar. (Vease la figura 57 para el significado de los símbolos).
(Según Dabrio, Esteban y Martín, 1980).



- Figura 57.- Níjar. Serie estratigráfica suscita. 1: micaesquistos, filitas, calizas y dolomías (Paleozoico y Triásico); 2: conglomerado basal, areniscas, margas y diatomitas (Tortonense); 3: (a) areniscas y microconglomerados. (b) margas y turbiditas (Messiniense); 4: rocas volcánicas dacíticas (Messiniense); 5: calcilutitas dolomitizadas (Messiniense); 6: calciruditas y calcarenitas dolomitizadas (Messiniense); 7: calizas de Porites dolomitizadas (Messiniense); 8: calizas oolíticas y estromatolíticas dolomitizadas (Messiniense); 9: conglomerados, areniscas y caliches (¿Plioceno?-actual). (Según Dabrio, Esteban y Martín, 1980).



- Figura 58.- Cortes geológicos del Complejo Arrecifal de Níjar. Veanse las figuras 54 y 55 para su situación y para el significado de los números empleados respectivamente. (Según Dabrio, Esteban y Martín, 1980).



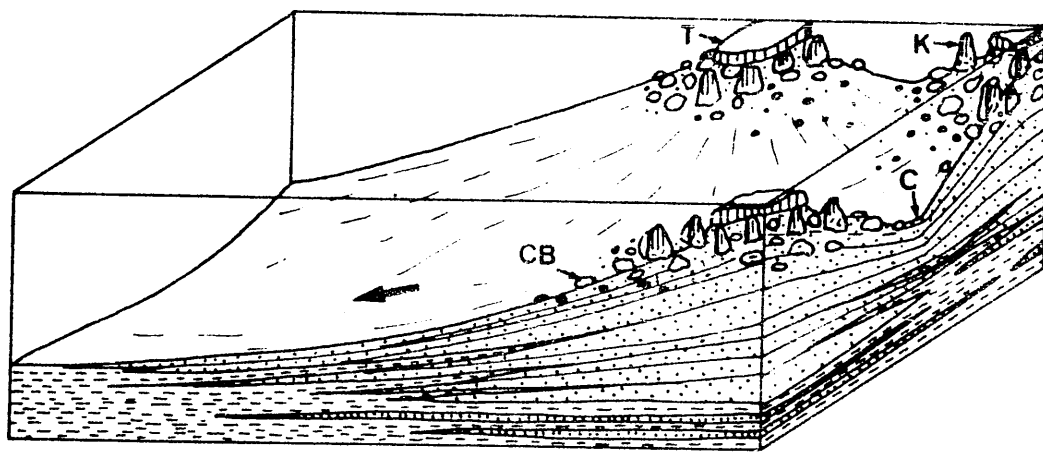
- Figura 59.- Modelos conceptuales mostrando las relaciones entre las facies diferenciadas. Deducidos de los cortes de la figura 58. Los numeros tienen el mismo significado que en la figura 56. I, II y III: episodios de progradación arrecifal. (Según Dabrio, Esteban y Martín, 1980).

mente los componentes esqueléticos carbonatados.

En los depósitos arrecifales se distinguen dos facies: las facies de armazón y las de talud (figs, 56,57,58 y 59; fotografías, 79 y 80).

El armazón arrecifal o núcleo del arrecife ("reef core framework") es de aspecto masivo, (fotografía 81), y está constituido, casi exclusivamente, por colonias de Porites (cf. P. lobatosepta. Chevalier, 1961), cuya morfología dominante es de largos tubos verticales de 1 a 3 metros de altura (fotografía 84). Existen también algunos crecimientos horizontales localizados en las partes más profundas de la pared arrecifal o a cobijo de las grandes colonias verticales (en la partes más oscuras y protegidas).

Un rasgo que llama la atención en estas facies es la existencia de envueltas de caliza micrítica laminada, de 8 a 15 cm. de grosor, alrededor de los tubos de Porites, a las que provisionalmente asignamos un origen "orgánico" debido a que se encuentran en ellas moldes de filamentos de algas grises-azuladas. No se descarta sin embargo, la posibilidad de que se trate simplemente de cemento micrítico submarino, de origen inorgánico (para mayores detalles véase la discusión sobre ellas desarrollada en el trabajo de Dabrio et al., 1980). En cualquier caso, e independientemente de cual sea su origen, constituyen volumétricamente una parte importante de las facies de armazón arrecifal. Localmente existen también encostramientos de algas rojas (generalmente de menos de 5 mm. de grosor) alrededor de los tubos de Porites, que no deben de ser confundidos con las citadas envueltas micríticas. El relleno de los huecos existentes entre los tubos de Porites se completa con el sedimento propio de la pared arrecifal (constituido generalmente por "packstones"- "grainstones" bioclásticos en los que abundan los fragmentos de Halimeda, moluscos, foraminíferos, equínidos, etc...). En general la acción de los organismos perforantes (moluscos, esponjas, gusanos, algas, es muy elevada, y con frecuencia se encuentran los restos de estos organismos en relación con las perforaciones.



- Fig. 60.- Bloque diagrama que muestra la disposición de los surcos (C) y contrafuertes de la plataforma arrecifal. Observese como el crecimiento de los pináculos (K) acontece preferentemente sobre las brechas y bloques de Porites desgajadas del frente arrecifal. En una posición aún más interna un recubrimiento biostromal de Porites (T) sobreyace a los contrafuertes. (Según Dabrio, Esteban y Martín, 1980).

Dentro de las facies de armazón arrecifal se reconocen muchos de los rasgos morfológicos del arrecife tales como pináculos, rodeados de lumaquelas y brechas. Los grupos de pináculos están separados entre sí por amplios surcos ("grooves") de 15 a 30 m. de anchura. En una posición aún más interna un recubrimiento biostromal continuo de Porites sobreyace a los pináculos de los contrafuertes (fig. 50).

Actualmente el techo de la pared arrecifal aparece truncado por una importante superficie de erosión que impide conocer con seguridad las dimensiones originales de la misma. No obstante, en base a lo que se observa en otros afloramientos arrecifales - messinienses, se le asigna un espesor máximo de 15-30 m.

Las facies de talud de arrecife ("reef slope facies") son volumétricamente las más importantes de todo el Complejo Arrecifal (figs. 56, 58 y 59). Las capas que constituyen las facies de talud muestran una megaestratificación cruzada ("giant cross bedding") hacia el sur-sureste que es la dirección de progradación del arrecife hacia la cuenca. Los valores del buzamiento original de dichas capas, una vez descontado el suave basculamiento regional, oscilan desde los 25°, cerca de la pared arrecifal, a los 3-8° en la zona de transición a las facies de cuenca (fig. 61), con las que se indentan. El espesor de cada capa disminuye, así mismo, hacia el centro de la cuenca.

Dentro del talud, y de acuerdo con el tamaño de grano predominante, se diferencian tres zonas: el talud superior (donde predominan los "clastos" carbonatados de tamaño rudita), el talud medio (con predominio de los "clastos" de tamaño arena), y el talud distal (en el que el predominio corresponde a la arena muy fina y al limo) (fig. 61).

En el talud superior, junto a las brechas de bloques de Porites, se encuentran abundantes lumaquelas de lamelibranquios y gasterópodos, calcirruditas de Halimeda, (fotografía 85) serpulidos, (fotografía 86) briozoos, etc...

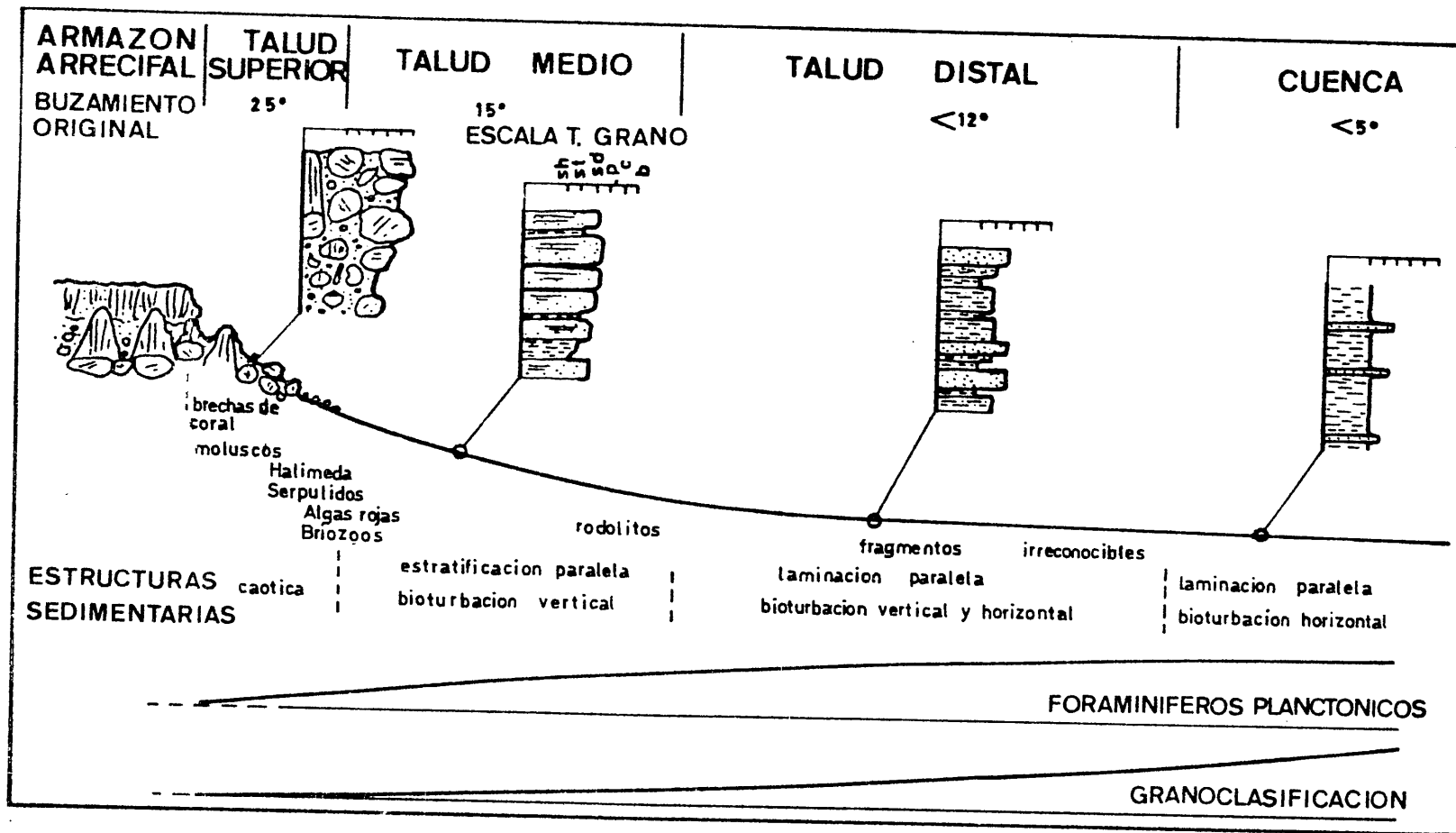
En el talud medio el predominio corresponde a calcarenitas (fotografías 87 y 88) en las que los organismos aparecen en proporciones variables y estado de conservación muy diferente. Junto a fragmentos de formas delicadas de hábito "branching" (ramoso) de briozoos y algas rojas (probablemente autóctonas) y rodolitos, aparecen concentraciones locales de placas de Halimeda, etc...

La estructura interna más evidente en las capas del talud medio es la laminación paralela, marcada por diferencias en el tamaño de grano según las láminas. Suelen haber también cierta orientación de las partículas. Esta laminación está destruida frecuentemente por efecto de la bioturbación, con predominio de "burrows" verticales. Las capas del talud medio están, con frecuencia, muy bien cementadas, y pueden seguirse en el campo en distancias que, a veces, superan los 400 metros.

En las facies de talud distal predominan los tamaños arena muy fina y limo. Los buzamientos originales de las capas del talud distal nunca superan los 12°. Estas últimas, de color blanco o gris claro, se presentan generalmente bien estratificadas y con un grado de cementación variable. Internamente muestran laminación de escala centí métrica, que se originó por depósito a partir de la suspensión. Las capas a veces están bioturbadas, con predominio de "burrows" horizontales. El sedimento es generalmente un "lime wackestone" bioclástico-peletoidal en el que raramente se identifican los componentes esqueléticos.

V.2.2.3. Complejo Carbonatado Terminal.

Los materiales que constituyen el Complejo Carbonatado Terminal se sitúan - orientadamente como los del Complejo Arrecifal. La potencia máxima de esta unidad es



- Figura 61.- Modelo de facies del talud arrecifal que muestra la distribución de organismos y estructuras sedimentarias primarias a lo largo de sus diferentes partes. El grado de clasificación del sedimento y el contenido en foraminíferos planctonicos se incrementa hacia la cuenca. (Según Dabrio, Esteban y Martín, 1980).

de unos 30 metros, y está constituida fundamentalmente por calizas oolíticas, (actualmente dolomitizadas) (fotografías 96 y 97), que presentan abundantes estructuras sedimentarias primarias tales como laminación paralela (fotografía 91), estratificación cruzada (fotografía 90) y "ripples" de oscilación (fotografía 89). Las asociaciones y secuencias de estructuras permiten atribuir estas calizas oolíticas a un depósito de barras en el "shoreface", dentro de una plataforma carbonatada localizada sobre los antiguos relieves arrecifales en parte erosionados (para mayor detalle vease Dabrio et al., 1980). En Níjar no existen evidencias suficientes que demuestren que dicha erosión fué subaérea, aunque se presume que pudo serlo. Inmediatamente encima de la superficie de erosión, se encuentran en algunos puntos, una lumaquela de gasterópodos (fotografía 94) de 10-20 cm. de espesor, que incluye cantos dispersos del basamento y de rocas neógenas más antiguas.

Estas barras oolíticas suelen intercalar uno o dos niveles de estromatolitos, en especial hacía las zonas más protegidas. La morfología del antiguo arrecife y de las barras oolíticas influyen en su distribución y, normalmente, los domos estromatolíticos (de hasta un metro de diámetro) (fotografía, 92) se sitúan en las partes topográficamente más elevadas: crestas de barras y contrafuertes erosionados ("buttresses") del antiguo arrecife. En los bordes de estos relieves pueden aparecer brechas estromatolíticas (fotografía 93) debidas a desplomes sinsedimentarios o a erosión. En las partes más protegidas de la plataforma se encuentran hasta tres niveles de estromatolitos, que muestran localmente estructuras tales como grietas de desecación y brechas de cantos planos, que indican emersión. Los domos estromatolíticos, por otro lado, presentan a veces una estructura interna esponjosa (fotografías 92 y 95) atribuible al desarrollo de estructuras de colapso por disolución de posibles cristales de evaporitas - incluidos originalmente en dichas facies.

V.2.2.4. Facies de cuenca.

Hacia el centro de la cuenca las facies de areniscas y microconglomerados del Complejo Terrígeno Marginal cambian, como ya señalamos, a margas limosas que intercalan niveles de arenas y conglomerados fosilíferos de origen turbidítico. Las facies de talud distal del Complejo Arrecifal se interdigitan también lateralmente con la parte superior de esta unidad de margas limosas. Los cambios de facies son muy sutiles y se traducen en un incremento gradual del contenido en arcillas, al tiempo que disminuye el tamaño de grano. Las margas limosas de cuenca incluyen, a veces, abundantes foraminíferos planctónicos, espículas de esponjas, radiolarios, etc...

En el techo de las margas limosas Montenat (1975) señala la presencia de niveles de diatomitas y diatomitas silicificadas que hacia su parte alta incluyen niveles de arenas turbidíticas y conglomerados con cantos de Porites (secuencia de Cerro Blanco, junto a la Serrata de Níjar). Los niveles diatomíticos muy probablemente se corresponden con el cese de la sedimentación arrecifal, mientras que los conglomerados y arenas turbidíticas pueden ser un reflejo del episodio erosivo que media en las secuencias costeras entre los materiales del Complejo Arrecifal y los del Complejo Carbonatado Terminal. Sobre los conglomerados y arenas turbidíticas Montenat (op. cit.) señala la presencia de 10-20 m. de yesos, posiblemente equivalentes laterales, por su posición estratigráfica, del Complejo Carbonatado Terminal. Los depósitos cíclicos de yeso pudieron quizá acontecer simultáneamente a los períodos erosivos que separan las capas oolíticas de las calizas oolíticas (Esteban, 1978; Dabrio et al., 1980) o incluso simultáneamente al desarrollo de los estromatolitos (Dabrio et al., 1980). Para mayores detalles vease, el --

apartado 3.2.2.3.2. del Capítulo III de esta memoria.

V.2.3. RELACIONES ENTRE LAS FACIES.

La figura 62 muestra una posible correlación entre las secuencias Messinienses costeras estudiadas y las series de cuenca, y las dos secuencias deposicionales que se pueden distinguir en los sedimentos Messinienses de Níjar. La inferior incluye al Complejo Terrígeno Marginal y al Complejo Arrecifal y fué depositada con el nivel del mar más bajo que el del Tortoniense en la misma zona. Durante el desarrollo del arrecife el nivel del mar fué también descendiendo lenta y progresivamente (figs, 58 y 59). La secuencia superior incluye el Complejo Carbonatado Terminal y la unidad evaporítica y representa un nuevo ascenso del nivel del mar. esta región.

No va a discutirse aquí la paleogeografía, ni la evolución dinámica del arrecife, ni otros aspectos que, aparentemente al menos, no guardan relación con la dolomitización, y que aparecen ampliamente descritos en los trabajos de Dabrio y Martín (1978) y Dabrio et al., (1980), a los que se remite al lector.

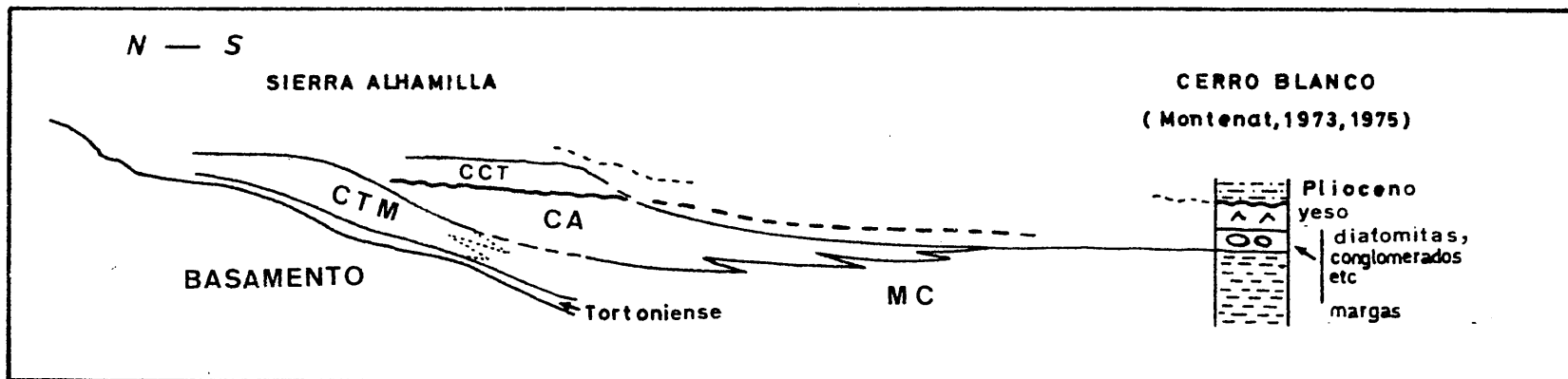
V.3. DIAGENESIS.

Dentro del capítulo de diagénesis se va a hacer especial hincapié en el estudio de la dolomitización que afecta a gran parte de los materiales costeros messinienses, aunque sin descuidar otros aspectos tales como cementación, porosidad, etc... El orden que se sigue en la descripción corresponde al de sucesión temporal de los acontecimientos diagenéticos más importantes.

V.3.1. CEMENTACIONES TEMPRANAS.

En una etapa diagenética muy temprana (muy probablemente sinsedimentaria) - tuvo ya lugar la cementación o, al menos consolidación parcial, de ciertas facies. Esto es especialmente notable, dentro de los materiales del Complejo Arrecifal, tanto en las facies del armazón arrecifal propiamente dicho (construcciones de Porites), como en las del talud superior (zona de brechas). Los tubos de Porites aparecen rodeados e interconectados entre sí por unas envueltas de caliza micrítica laminada (actualmente dolomitizadas), que muy probablemente corresponden a cementos submarinos de origen "orgánico", o, al menos, con influencia orgánica en su formación. Una prueba evidente de que estas envueltas micríticas son muy tempranas es que los fragmentos de Porites que se encuentran en las zonas de brechas del talud superior presentan ya dichas cubiertas parcialmente erosionadas. Estas envueltas micríticas alrededor de los tubos de Porites no son exclusivas del arrecife de Níjar, sino que aparecen en todos los arrecifes Messinienses del Mediterráneo occidental. Es frecuente también observar cómo las excavaciones de los organismos perforantes afectan por igual a las colonias de Porites y a su envueltas micríticas. El sedimento que engloba a las brechas de Porites de la parte alta del talud aparece, a su vez, muy bien litificado, y también perforado por los citados organismos, lo que indica que su litificación fué muy temprana.

Entre los sedimentos característicos de la pared arrecifal se encuentran calcarenitas muy limpias ("lime grainstones"), en las que los clastos carbonatados están rodeados por "anillos", de hasta 1 mm. de grosor, constituidos por un cemento de hábito fibroso de primera generación, que, muy probablemente, represente un primitivo - -



- Figura 62.- Correlación propuesta entre las secuencias costeras y las de cuenca. CTM: Complejo Terrígeno Marginal; CA: Complejo Arrecifal; MC: Margas de cuenca; CCT: Complejo Carbonatado Terminal. (Según Dabrio, Esteban y Martín, 1980).

cemento submarino de composición aragonítica. Los cementos aragoníticos submarinos no son extraños en arrecifes y han sido descritos entre otros por Ginsburg et al. (1968) en los arrecifes de las Bermudas y por Land y Goreau (1970) en los de Jamaica. La naturaleza mineralógica de los cementos micríticos submarinos asociados es siempre de calcita con alto contenido en magnesio, como han puesto de manifiesto entre otros Land y Goreau (1970), Ginsburg et al, (1971) y Macintyre (1977).

Los procesos de cementación temprana en las facies oolíticas del Complejo Carbonatado Terminal se traducen en la existencia de agregados de granos ("lumps") como puestos por varios oolitos unidos entre si por cemento micrítico submarino, y recubiertos frecuentemente, a su vez, por envueltas oolíticas más modernas. La cementación temprana es más significativa aún en las facies de estromatolitos: las brechas sinsedimentarias constituidas por fragmentos de estromatolitos indican que fueron litificados tempranamente, igual que ocurría con los estromatolitos estudiados en el Pico de la Carne (véase Capítulo III).

V.3.2. DOLOMITIZACION.

En Níjar, la dolomitización afecta por completo a todas las facies del Complejo Arrecifal (construcciones de Porites y facies de talud), así como a las barras - calcareníticas y estromatolitos suprayacentes del Complejo Carbonatado Terminal. La parte alta del Complejo Terrígeno Marginal está, a su vez, cementada por dolomita de grano muy fino (1-30 micras). Se observan, además, pequeños recrecimientos idiomorfos romboédricos de dolomita alrededor de granos de dolomía detrítica de tamaño arena.

En el área de estudio seleccionada (región suroriental de la provincia de Almería), la mayor parte de los arrecifes messinienses están dolomitizados, aunque, en la mayoría de ellos, la dolomitización no es tan intensa como en el arrecife de Níjar. Así, por ejemplo, en la Rellana de San Pedro (Sierra del Cabo de Gata) las facies de plataforma localizadas por detrás del arrecife están sin dolomitizar (fig.63). Estas facies son esencialmente más antiguas que el arrecife pero en parte también, muy posiblemente, equivalentes laterales. En el arrecife de Lucainena se preservan "parches" calizos aislados (fundamentalmente de las facies de armazón arrecifal y talud superior), de forma muy irregular, en medio de la masa dolomítica. El caso más sorprendente de todos es, sin duda, el del arrecife de Sorbas, que está sin dolomitizar. En dicho arrecife, hubo una notable influencia continental en la sedimentación durante el desarrollo del Complejo Arrecifal, pero sobre todo al tiempo de la formación del Complejo Carbonatado Terminal, ligada quizás a una mayor inestabilidad tectónica y consiguiente levantamiento diferencial de la zona. Ello se tradujo en el depósito de niveles de conglomerados que se intercalan entre las facies del arrecife y, sobre todo, entre las facies del Complejo Carbonatado Terminal (tanto oolitas como alternancias Porites-estromatolitos localizados por delante de las barras oolíticas, según se observa en el corte de la Rambla de Gochar), que abortaron, progresivamente, la sedimentación carbonatada hasta llegar a predominar totalmente. Este hecho, aparentemente desconectado del problema de la dolomitización, puede quizá explicar, como veremos más adelante, porqué se preservó el arrecife sin dolomitizar.

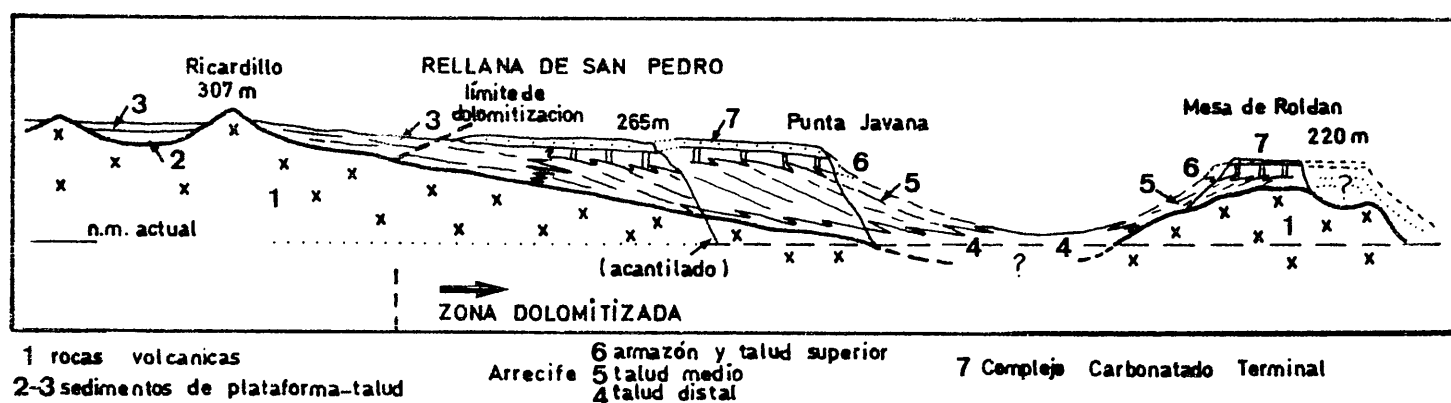
La dolomitización preserva, en gran parte, las texturas calizas originales, especialmente las de aquellas partículas esqueléticas cuya composición original era calcítica, o de calcita con alto contenido en magnesio (algas rojas, serpúlidos, etc...) lo que sugiere que el reemplazamiento de calcita por dolomita fué volumen a volumen. El tamaño de los cristales de la dolomita de reemplazamiento es, normalmente, extrema-

damente fino (de 1 a 30 micras).

Todos los componentes esqueléticos de composición originalmente aragonítica (esqueletos de Porites, placas de Halimeda, conchas de lamelibranquios, gasterópodos, etc...), fueron disueltos al tiempo de la dolomitización, por lo que sólo se preservan sus moldes. El hecho de que la disolución de los componentes esqueléticos aragoníticos aconteciera al tiempo de la dolomitización nos habla de que parte del ión carbonato utilizado en la reacción era de procedencia local. Actualmente sólo se conservan dichas partículas esqueléticas, en zonas no dolomitizadas, aunque no en aragonito sino transformadas a calcita.

Otros componentes texturales de composición originalmente aragonítica tales como cementos submarinos, oolitos, etc... no fueron disueltos, lo que induce a pensar que sufrieron un proceso de inversión aragonito-calcita con anterioridad a su dolomitización. En la mayoría de los oolitos se adivina aún su estructura original laminada-concéntrica, lo que indica claramente que la transformación aragonito-calcita se llevó a cabo mediante un proceso de inversión previo a su dolomitización y no por disolución-precipitación.

La geometría del cuerpo dolomítico es difícil de reconstruir en el caso de Níjar, ya que prácticamente todas las facies costeras están indistintamente dolomitizadas. La cementación por dolomita de la parte superior del Complejo Terrígeno Marginal, que se supone fué coetánea a la dolomitización general de las facies suprayacentes, induce a pensar que el proceso de dolomitización operó de arriba a abajo y no a la inversa. Esta suposición se ve confirmada al estudiar los arrecifes de la Sierra del Cabo de Gata, en los que a partir de las observaciones de campo se puede inferir la geometría del cuerpo dolomítico, que corresponde a la del modelo idealizado de la fig.63. La dolomitización afecta intensamente a las facies costeras más superiores, y se amortigua lateralmente tierra adentro. El nivel de base lo constituyen las margas limosas de cuenca, de naturaleza impermeable, que están sin dolomitizar.



- Fig. 63.- Corte geológico de los arrecifes messinienses de la Sierra del Cabo de Gata. (Según Dabrio y Martín, 1978). Se indica también la zona afectada por la dolomitización.

Hechos tales como que las texturas dolomíticas desarrolladas tiendan a pseudomorfizar a las calcíticas, que los componentes esqueléticos se comporten diferencialmente ante la dolomitización dependiendo de su composición mineralógica original (los componentes aragoníticos son lixiviados, mientras que los calcíticos y los de calcita

con alto contenido en magnesio, así como la matriz micrítica, son reemplazados por dolomita) etc..., son comparables a los que describe Land (1972, 1973 a y b) en sus estudios sobre dolomitización en los arrecifes pleistocenos del norte de Jamaica (para mayores detalles vease el apartado 6.2.9. del Capítulo II) de ahí que se postule un mecanismo similar, para explicar la dolomitización de los arrecifes messinienses. La geometría del cuerpo dolomítico es también parecida a la desarrollada en el modelo propuesto por Land (op. cit.).

De acuerdo con esta interpretación la dolomitización fué un proceso diagénético temprano que aconteció después del depósito del Complejo Carbonatado Terminal - (ya que los materiales pertenecientes a este último están también afectados), muy probablemente durante la etapa de emersión de los sedimentos costeros messinienses, y posiblemente con anterioridad al depósito de los materiales continentales del Plioceno.

Según el modelo de Land (op. cit.) la dolomitización se limita a una banda marcada por la posición de la "zona de mezcla" agua dulce-agua marina en los acuíferos subterráneos costeros (fig. 19). La dolomitización de grandes volúmenes de rocas calizas, como los aquí implicados requiere que esa banda se desplace lentamente con respecto a su posición original, lo cual pudo ocurrir, si el levantamiento de los materiales costeros aconteció de un modo gradual, tal como se implica en la fig. 64. Por el contrario, donde la emersión fué rápida o hubo una influencia continental notable con aportes fluviales importantes de agua dulce, como es el caso de los arrecifes de Sorbas, la dolomitización no aconteció.

V.3.3. CALCITIZACION.

El último proceso diagénético importante acaecido en la zona es de calcitización. Esta tuvo lugar con posterioridad a la dolomitización de la facies. Se producen rellenos tardíos de calcita espática en el interior de moldes de fósiles lixiviados, en fracturas distensivas, cavidades, etc... Las facies de oolitas del Complejo Carbonatado Terminal están también parcialmente cementadas por calcita espática. Localmente, estos cementos calcíticos desarrollan estructuras de tipo gravitacional (estalagmítico), lo que sugiere que fueron depositados en la zona de aireación.

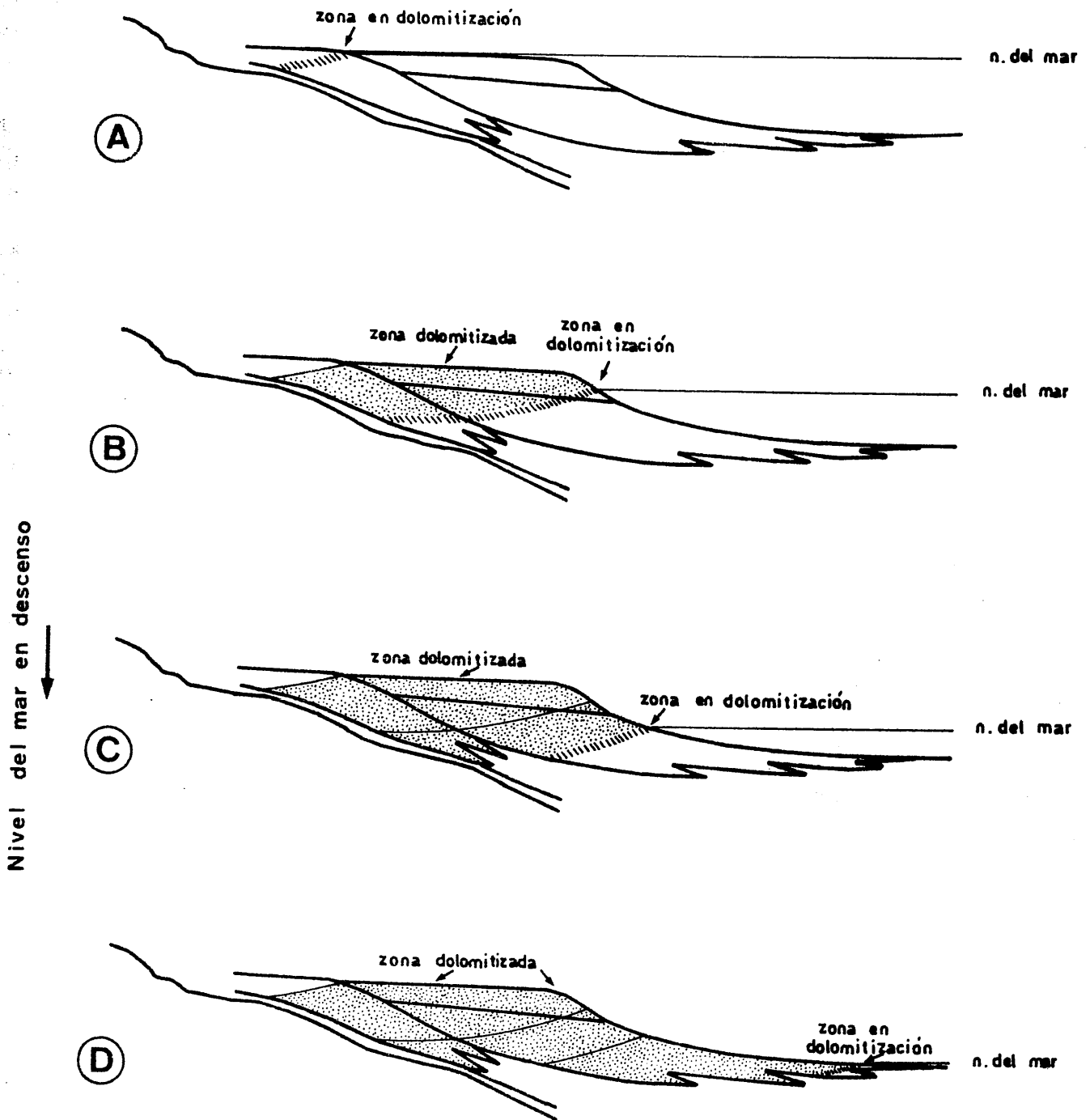
V.4. POROSIDAD.

Los materiales del Complejo Arrecifal (especialmente los del núcleo del arrecife y el talud superior) presentan una porosidad muy alta ya que, a la porosidad primaria intergranular existente entre los elementos esqueléticos y entre las brechas de corral, hay que añadir los huecos producidos por los organismos perforantes, y la porosidad de lixiviación que se crea en la dolomitización, por disolución selectiva de los componentes esqueléticos aragoníticos. Esta última es muy importante ya que representa normalmente, por sí sola, más del 20% del volumen total de la roca.

Los valores más altos de porosidad (hasta el 30% del volumen total) se alcanzan en las facies que constituyen el almacén del arrecife y el talud superior más proximal, de ahí el interés petrolífero de dichas facies ya que, al menos potencialmente, son buenas rocas almacén de petróleo.

MESSINIENSE DE NIJAR

MODELO DE DOLOMITIZACION PROPUESTO



GEOMETRIA RESULTANTE

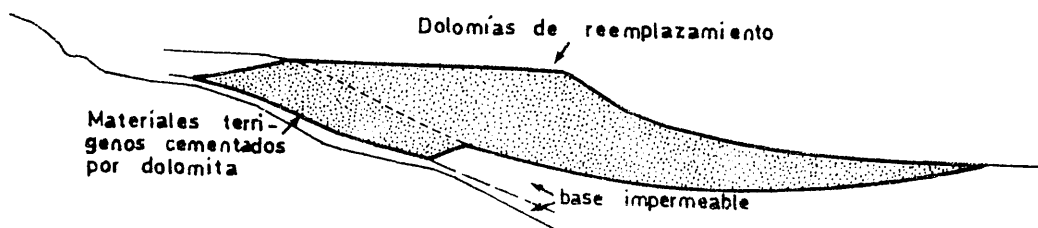


Fig 64

La porosidad de los materiales del Complejo Carbonatado Terminal es menor. Las facies de oolitas presentan una cierta porosidad intergranular donde los huecos - existentes entre oolitos no han sido ocluidos por cemento calcítico espático tardío, y cierta porosidad intragranular, por lixiviación selectiva de algunos oolitos de los que sólo se preservan los moldes. Algunas de las láminas de los estromatolitos han sido también lixiviadas, lo que les confiere una cierta porosidad.

V.5. CONCLUSIONES.

Para explicar la dolomitización de los materiales arrecifales messinienses y de las facies de oolitas y estromatolitos suprayacentes se postula un mecanismo similar al propuesto por Land (1972; 1973 a y b), por mezcla lenta de agua dulce y - agua marina en los acuíferos subterráneos costeros. Según Badiozamani (1973) para - ciertas proporciones de dicha mezcla el fluido resultante está subsaturado con respecto a la calcita y sobresaturado con respecto a la dolomita, de ahí que la dolomitización progrese casi espontáneamente. En los ejemplos estudiados la dolomitización - fué un procesos diagenético temprano que aconteció con posterioridad al depósito de las facies que constituyen el Complejo Carbonatado Terminal, probablemente durante la emersión definitiva de las secuencias costeras messinienses. La posición de la zona favorable a la dolomitización fué variando gradualmente conforme emergían los materiales, de ahí que en muchos de los ejemplos estudiados se dolomitizaran prácticamente - la totalidad de las facies carbonatadas costeras messinienses.

VI. CONCLUSIONES GENERALES.

Los ejemplos estudiados corresponden a dolomías de reemplazamiento con la excepción de algunas dolomías formadas por removilización de rocas dolomíticas previamente existentes y precipitadas directamente como rellenos primarios en fracturas y huecos. Dentro de las dolomías de reemplazamiento cabe distinguir entre dolomías cuya formación está ligada a procesos de reemplazamiento — — — diagenéticos tempranos y las ligadas a procesos de reemplazamiento diagenéticos tardíos.

Dolomías diagenéticas tempranas.

Los modelos de dolomitización implicados, (en los ejemplos estudiados) - dentro del grupo de las diagenéticas tempranas son: capilaridad y/o bombeado evaporítico?, en el caso de las costras dolomíticas supramareales de la Unidad Alpujárride Viboras; reflujo, en la dolomitización de las facies de lagoon Alpujárrides; y mezcla - de aguas dulces subterráneas y marinas en los acuíferos costeros, en el ejemplo Messiniense.

Las dolomías diagenéticas tempranas resultantes, aunque formadas por distintos mecanismos, presentan, no obstante, una serie de características comunes. Estas son:

a) Control deposicional muy fuerte.

En las facies formadas por capilaridad y/o bombeado evaporítico la dolomitización afecta, exclusivamente, a las facies carbonatadas supramareales. En las de reflujo la dolomitización afecta preferentemente a las facies de "lagoon" y en las de "mezcla" la dolomitización afecta a facies carbonatadas costeras.

b) Las texturas calizas originales son aún reconocibles en la mayor parte de los casos estudiados por la disposición de los residuos insolubles, por pseudomorfización, etc... Esto permite realizar en ellas estudios sedimentológicos precisos, como en el caso de los ejemplos expuestos.

c) El tamaño de cristales de la dolomita resultante viene condicionado por el tamaño de cristal de la fase carbonatada (calcita, calcita con alto contenido en magnesio o aragonito) original.

d) La cementación de las facies calizas originales raramente se completa con anterioridad a su dolomitización.

e) Los afloramientos dolomíticos resultantes son pequeños (de escala métrica, en el caso de las costras dolomíticas supramareales) o moderados (de escala kilométrica, en los otros dos tipos señalados).

La geometría del cuerpo dolomítico es estratiforme en las costras supramareales y dolomías de reflujo e irregular en las formadas por "mezcla" de aguas, en los acuíferos subterráneos costeros.

Dolomías diagenéticas tardías.

Las dolomitizaciones diagenéticas tardías están ligadas normalmente a procesos de movilización a gran escala, de fluidos ricos en Mg^{+2} (caso de las dolomías basales Alpujárrides y de las dolomías del Subbético-Prebético estudiadas). Dichas dolomitizaciones presentan las siguientes características:

a) No son selectivas, ya que afectan indistintamente a facies de llanuras de mareas, lagunas, de barras, de plataforma abierta e incluso de talud de plataforma.

b) En la mayor parte de los casos no respetan las texturas calizas originales. Hay lixiviación importante de los residuos insolubles y, como consecuencia de ello, destrucción total de las texturas previamente existentes. De ahí también que sea muy difícil realizar en ellas estudios sedimentológicos de detalle.

c) El tamaño de los cristales de dolomita resultantes no guarda, en muchos

casos, relación alguna con el tamaño de los cristales de la fase carbonatada original, ya que suele haber recristalización.

d) Las rocas calizas afectadas estaban muy cementadas y compactadas cuando la dolomitización aconteció.

e) Los afloramientos dolomíticos resultantes son, generalmente, de grandes dimensiones. Son procesos que actúan a escala regional dolomitizando millones de m³ - (metros cúbicos) de rocas originalmente calizas.

La geometría del cuerpo dolomítico ayuda a delimitar el camino de escape - utilizado por los fluidos dolomitizantes, y a deducir indirectamente el posible origen del Mg⁺², e, incluso, el tiempo en que aconteció la dolomitización.

Un grupo especial dentro de las dolomías diagenéticas tardías, que se aparta, en parte, de las características mencionadas, lo constituyen las dolomías cuyo origen está ligado a procesos de removilización que afectan a dolomías preexistentes, o a rocas calizas ricas en magnesio (este último contenido en minerales tales como calcita con alto contenido en magnesio, o fijado preferencialmente en la materia orgánica). Estas removilizaciones pueden ser volumétricamente muy importantes, como las producidas en los materiales Alpujárrides durante el climax térmico del metamorfismo y el comienzo de la fase tectónica distensiva (dolomía basal II y rellenos de las bandas claras de la "franciscana"), o muy locales y restringidas, como las dolomitizaciones que afectan selectivamente, en los materiales Alpujárrides, a las porciones calcíticas adyacentes a los lechos ricos en materia orgánica de los sedimentos laminados de algas, o a los rellenos de "burrows" y "pelets" fecales localizados en el interior de dichos "burrows".

La tabla 8 resume las características más importantes y distintivas de uno y otro tipo de dolomías:

DOLOMIAS

Diagenéticas tempranas	Diagenéticas tardías (excluyendo removilizaciones).
Afectan selectivamente a ciertas facies calizas preexistentes.	No son selectivas
Respetan en mayor o menor grado las texturas calizas originales (Texturas calizas originales - pseudomorfizadas en mayor o menor grado).	No las respetan generalmente. (Texturas dolomíticas típicas, formadas por rombos interpenetrados unos con otros, muy desarrolladas).
El tamaño de los cristales de la dolomita resultante está condicionado por el de los de calcita, calcita con alto contenido en Mg o aragonito originales.	El tamaño de los cristales de dolomita resultantes es independiente del de los de calcita, calcita con alto contenido en Mg o aragonito original si, como suele ocurrir, la recristalización está muy avanzada.
Las facies calizas originales estaban sin cementar, o sólo parcialmente cementadas, cuando aconteció la dolomitización.	Las facies calizas originales estaban litificadas y cementadas antes de su dolomitización.
Las masas dolomíticas resultantes son de dimensiones pequeñas o moderadas (son dolomitizaciones generalmente locales).	Las masas dolomíticas resultantes son generalmente de grandes dimensiones (superan normalmente el centenar de Km.) (son dolomitizaciones de escala regional).

BIBLIOGRAFIA

- ADAMS, J.E. and RHODES, M.L. (1960). Dolomitization by Seepage Refluction. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists., 44, 12: 1912-1920.
- ADDICOT, W.O., SNAVELY, P.D., Jr., BUKRY, D. and POORE, R.Z. (1978). Neogene stratigraphy and paleontology of southern Almería Province, Spain: an overview, in: Geol. Survey Prof. Papers. 1-49.
- AHARON, P., KOLODNY, Y. and SASS, E. (1977). Recent hot brine dolomitization in the "Solar Lake", Gulf of Elat. Isotopic, Chemical and mineralogical study. Journal of Geology, 85: 27-48.
- ALDAYA, F. (1969). Los mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. Tesis Univ. Granada. 527 p. (inédita).
- ALDERMAN, A.R. (1965). Dolomitic sediments and their environment in the South-East of South Australia. Geochim. Cosmochim. Acta, 29: 1355-1365.
- ALDERMAN, A.R. and VON DER BORCH, C.C. (1963). A dolomite reaction series. Nature, 198: 465-466.
- ALTHOFF, P.L. (1977). Structural refinements of dolomite and a Mg-Calcite and implications for dolomite formation in the marine environment. American Mineralogist., 62: 772-783.
- AMSBURY, D.L. (1962). Detrital dolomite in Central Texas. Jour. Sediment. Petrol., 32: 13-14.
- ARANA, R. y GALLEGOS, J.A. (1972). Petrología y mineralizaciones de la Unidad de las Víboras (Cordilleras Béticas). Cuad. Geol. Univ. Granada, 2: 49-88.
- ARANA, R. (1973). Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España). Tesis doct. Univ. Granada. Secr. Publ. Univ. Granada.
- ARANA, R. y MARTIN, J.M. (1975). Estudio geológico de las mineralizaciones de fluorita de la Unidad de las Víboras (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas). Cuad. Geol. Univ. Granada, 6: 75-88.
- ARANA, R. y MARTIN, J.M. (1976). Observaciones geológicas sobre las Minas del Cerrajón (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas). Acta Geol. Hispánica, t. XI, 5: 1129-1321.
- ARMSTRONG, A.K. (1970). Mississippian dolomites from Lisburne Group. Killik River, Mount Bupto Region, Brooks Range, Alaska. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull, 54, 2: 251-264.

- ARMSTRONG, A.K., SNAVELY, P.D., Jr., and ADDICOT, W.O., (1977). Porosity in late Miocene reef, southern Spain: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 61: 761-762.
- ASQUITH, G.B. (1967). The marine dolomitization of the Mifflin member, Platteville limestone in southwest Wisconsin. *Jour. Sediment. Petrol.*, 37, 2: 311-326.
- ASSERETO, R.L.A.M. and KENDALL, CH.G.St.C. (1977). Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, 24, 2: 153-210.
- ATWOOD, D.K. and BUBB, J.N. (1970). Distribution of dolomite in a tidal flat environment, Sugarloaf Key, Florida. *Jour. Geol.*, 78:499-506.
- AVIDAD, J. (1976). Los mantos Alpujárrides al SW de Sierra Nevada. Tesis Univ. Bilbao. (Inédita).
- AZEMA, J. (1975). Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. II. Le Prebétique et le Sub-Bétique de Cieza a Alicante. Primer coloquio de estratigrafía y paleogeografía del Cretácico de España. Bellaterra-Tremp, Noviembre 1973. Publicado en Enadinsa, 7, 1: 219-231.
- AZEMA, J. (1977). Etude géologique des Zones Externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). Tesis Univ. Paris, 395 p.
- AZEMA, J., CHAMPETIER, Y., FOUCAULT, A. et FOURCADE, E. (1975). Le crétacé dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques. I Essai de coordination. Primer coloquio de estratigrafía y paleogeografía del Cretácico de España. Bellaterra-Tremp, Noviembre, 1973. Publicado en Enadinsa, 7, 1: 159-217.
- AZEMA, J., FOURCADE, E., GARCIA HERNANDEZ, M., GONZALEZ DONOSO, J.M., LINARES, A., LOPEZ GARRIDO, A.C., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979). Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Secr. Publ. Univ. Granada*, 83 p.
- BABCOCK, J., PRAY, L.L. and YUREWICZ, D. (1977). Upper Capitan-Massive. Mouth of Walnut Canyon. Locality Guide C, Stop I. In: L.L. Pray and M. Esteban. (Editors). Upper Guadalupian Facies. Permian reef complex, Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas. Field conference Guide-book. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Permian basin section. Publ., 77-16.
- BADIOZAMANI, K. (1973). The Dorag Dolomitization model. Application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *Jour. Sediment. Petrol.*, 43, 4: 965-984.
- BARNES, I. and O'NEIL, J.R. (1971). Calcium-Magnesium Carbonate solid solution from Holocene conglomerate cements and travertines in the Coast Ranges of California. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35: 699-711.

- BARON, G. (1960). Sur la synthèse de la dolomite; application au phénomène de dolomitisation. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 15, 1: 3-68.
- BATHURST, R.G.C. (1971). Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in sedimentology* 12. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 658 p.
- BEALES, F.W. (1953). Dolomitic mottling in Palliser (Devonian) limestone, Banff and Jasper National Parks, Alberta. *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists*, 37, 10: 2281-2293.
- BEHRENS, E.W. and LAND, L.S. (1972). Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas. *Jour. Sediment. Petrol.*, 42: 155-161.
- BERNER, R.A. (1965). Dolomitization of mid-Pacific Atolls. *Science*, 147: 1297-1299.
- BISSELL, H.J. and CHILINGAR, G.V. (1962). Evaporite type dolomite in Salt Flats of Western Utah. *Sedimentology*, 1: 200-210.
- BISSELL, H.J. and CHILINGAR, G.V. (1967). Classification of Sedimentary Carbonate Rocks. In: *Carbonate Rocks. Origin, Occurrence and Classification*. (G.V. Chilingar, H.J. Bissell and R.W. Fairbridge, Editors). *Developments in Sedimentology*, 9 A. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 87-169.
- BLATT, H., MIDDLETON, G. and MURRAY, R. (1972). *Origin of Sedimentary Rocks*. Pentice-Hall, Inc., Englewood Cliff, New Jersey, 609p.
- BLUMENTHAL, M.M. (1929). Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central und Südwest (Andalusien). *Eclog. Geol. Helv.*, 20: 487-532.
- BØGGILD, O.B. (1912). The deposits of the sea bottom. *Danish. Oceanog. Exped., 1908-1910*, Rept. 1: 255-269.
- BONATTI, E. (1966). Deep-sea authigenic calcite and dolomite. *Science*, 153:534-537.
- BOSCARDIN, M. et de MICHELE, V. (1968). Brucite, idromagnesite ed artinite della val d'Artico (Vicenza). *Atti. Soc. It. Sc. Nat. Mus. Civ. St. Nat. Milano*, 107, 2: 133-144.
- BOSSIO, A., ESTEBAN, M., GIANNELLI, A., LONGINELLI, R., MAZZANTI, R., MAZZEI, R., RICHI-LUCCHI, F. and SALVATORINI, G. (1978). Some aspects of the upper Miocene of Tuscany: Messinian Seminar n.4, Roma, Italia, 9-14 Octubre, 1978.
- BOULIN, J. (1968). *Estudes geologiques dans les Zones Internes des Cordillères Betiques de Málaga a Motril (Espagne meridionale)*. Tesis Univ. Paris. (Publicada 1970) *Ann. Habert et Hang*. Vol. X, 1-235.

- BOURROUILH- LE JAN, F. (1972). Diagenèse récifale: calcitisation et dolomitisation. Leur répartition dans un atoll soulevé. Ile Lifou, archipel des Loyauté, territoire de la Nouvelle - Calédonie. *Cash. Orstom, Geol.*, 4, 2, 20 p.
- BOURROUILH - LE JAN, F. (1973 a). Les dolomies et leurs genèses. *Bull. Centre Rech. Pau.- S.N.P.A.*, 7, 1: 111-135.
- BOURROUILH - LE JAN, F. (1973 b). Dolomitisation actuelle dans le monde. Une revue. *Sciences de la Terre. Vol. XVIII*, 279-298.
- BRAMLETTE, M.N. (1961). Pelagic Sediments. In: M. Sears (Editor). *Oceanography, Publ. 67. Am. Assoc. Adv. Sci.*, 345-366.
- BRAUN, M. and FRIEDMAN, G.M. (1969). Carbonate lithofacies and environments of the Tribes Hill Formation (Lower Ordovician) of the Mohawk Valley, New York. *Jour. Sediment. Petrol.*, 39: 113-135.
- BRICKER, O.P. (1971). *Carbonate Cements. The Johns Hopkins Press, Baltimore, Md.*, 376 p.
- BUDZINSKI, H. (1961). The problem of the aqueous formation of dolomite. *Fortsch. Mineral.*, 39: 27-33.
- BUSH, P. (1973). Some aspect of the diagenetic history of the Sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf. In: *The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea. B.H. Purser (Editor). Springer-Verlag*, 395-407.
- BUSNARDO, R. (1979). Prebetique et Subbetique de Jaén a Lucena (Andalousie). *Le Lias. Docum. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon*, 74, 140 p.
- BUTLER, G.P., KENDALL, C.G. St.C., KINSMAN, D.J.J., SHEARMAN, D.J. and SKIPWITH, P.A.D'E. (1964). Recent anhydrite from the Trucial Coast of the Arabian Gulf. *Geol. Soc. London, Circ.*, 120: 3.
- CALVERT, W.L. (1964). Pre-trenton sedimentation and dolomitization, Cincinnati Arch Province: theoretical considerations. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 48, 2: 166-190.
- CAROZZI, A. (1959). *Petrographie des roches sedimentaires. Ed. du Griffon. Neuchâtel-Dunod*, Paris.
- CARPENTER, A.B. and OGLESBY, T.W. (1976). Hydrologic significance of manganese, iron, and magnesium in calcite and dolomite cements of the Smackover Formation, eastern Mississippi. *Nuclide Spectra*, XIX, 3: 1643-1776.
- CASTELLON, L. (1970). Sobre la sedimentación en la laguna salada de Fuente Piedra (Málaga). *Memoria de licenciatura, Univ. Granada*. 82 p. (inérita).

- CASTELLON, L., RODRIGUEZ-GALLEGO, M. y VERA, J.A. (1972). La sedimentación actual en la laguna salada de Fuente Piedra (Málaga). Resumen de comunicación VI Reunión del Grupo Español de Sedimentología. Granada 1972.
- CATALANO, R. y ESTEBAN, M. (1978). Messinian reefs of western and central Sicily (Abstract) Messinian Seminar n.4, Roma, Italia, 9-14 Octubre, 1978.
- CAYEUX, L. (1935). Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées, calcaires et dolomies. Masson ed., Paris.
- CHAVE, K.E. (1954). Aspects of the biogeochemistry of Magnesium. 1: Calcareous Marine organisms.- 2: Calcareous sediments and rocks. Jour. Geol., 62: 266-283, 587-599.
- CHAZEN, P.O. and EHRLICH, T., (1973). Low-temperature synthesis of dolomite from aragonite. Bull. Geol. Soc., 84: 3627-3634.
- CHEVALIER, J.P. (1961). Recherches sur les Madréporaires et les formations récifales miocènes de la Méditerranée occidentale. Mem. Soc. Geol. France., 40-93, 562 p.
- CHILINGAR, G.V. (1956 a). Relationship between Ca/Mg ratio and geologic age. Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull, 40, 9: 2256-2266.
- CHILINGAR, G.V. (1956 b). Use of Ca/Mg ratio in porosity studies. Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull, 40, 10: 2489-2493.
- CHILINGAR, G.V., BISSELL, H.J. and WOLF, K.H. (1966). Diagenesis of carbonate rocks. In: Diagenesis of sediments. Development in sedimentology, 8. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 179-322.
- CHILINGAR, G.V., ZENGER, D.H., BISSELL, H.J. and WOLF, K.H. (1979). Dolomites and dolomitization. In: Developments in Sedimentology. 25 A. G. Larsen and G.V. Chilingar (Editors), Elsevier, 423-536.
- CLAYTON, R.N. and EPSTEIN, S. (1958). The relationship between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting quartz, carbonate and iron oxides from various geological deposits. Jour. Geol., 66, 352.
- CLAYTON, R.N., JONES, B.F. and BERNER, R.A. (1968). Isotope Studies of Dolomite Formation Under Sedimentary Conditions, Geochim. Cosmochim. Acta, 32: 415-432.
- CORRENS, C.W. (1939). Pelagic sediments of the North Atlantic Ocean. In: P.D. Trask (Editor). Recent Marine Sediments. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull, 373-395.
- CUNNINGHAM, W.A. (1935). Dolomite in Permian Limestones of West Texas. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull, 19, 11: 1678-1692.
- CURTIS, R., EVANS, G., KINSMAN, D.J.J. and SHEARMAN, D.J. (1963). Association of dolomite and anhydrite in Recent Sediments of the Persian Gulf. Nature, 197: 679-680.

- DABRIO, C.J. (1972). Geología del sector del Alto Segura (Zona Prebética). Tesis Univ. Granada. Secr. Publ. Univ. Granada, n.28, 388p. (1973).
- DABRIO, C.J. (1974). Los niveles arrecifales del Neógeno de Purchena (SE Cordilleras Béticas). Cuad. Geol., n.15: 79-88.
- DABRIO, C.J. (1975). La sedimentación arrecifal Neógena en la región del río Almanzora. Est. Geol., 31: 285-290.
- DABRIO, C.J. y GARCIA-HERNANDEZ, M. (1975). Facies y paleogeografía del Cretácico Superior en el sector de Pontones-Nerpio (Zona Prebética). Primer coloquio de estratigrafía y paleogeografía del Cretácico de España. Bellaterra-Tremp. Noviembre 1973. Publicado en Enadinsa, 7, 1: 21-33.
- DABRIO, C.J. y MARTIN, J.M. (1978). Los arrecifes Messinienses de Almería. (SE de España). Cuad. Geol., n.8-9: 85-100.
- DABRIO, C.J., FERNANDEZ, J., PEÑA, J.A., RUIZ BUSTOS, A. et SANZ DE GALDEANO, C. (1978). Interpretation sédimentaire des matériaux Néogènes du bord nord-est du bassin de Grenade (Espagne). C.R.Som.Soc. Géol. Fr., 3: 121-123.
- DABRIO, C.J., ESTEBAN, M. and MARTIN, J.M. (1980). The coral reef - - of Níjar, Messinian (Uppermost Miocene), Almería Province, SE Spain. Jour. Sediment. Petrol. (in press).
- DAVIES, G.R. (1970). Algal-laminated sediments Gladstone Embayments. Shark Bay Western Australia. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem., 13: 169-205.
- DAVIES, G.R. (1979). Dolomite reservoir rocks: processes, controls, porosity development. A.A.P.G. Short course on carbonate porosity. C.1 - C. 17.
- DAVIES, P.J. and FERGUSON, J. (1975). Dolomite and organic material. Nature, 255: 472-473.
- DAVIES, T.A. and SUPKO, P.R. (1978). Oceanic sediments and their diagenesis: Some examples from deep-sea drilling. Jour. Sediment. Petrol., 43: 381-390.
- DEELMAN, J.C. (1975). Dolomite synthesis and crystal growth. Geology, 3: 471-472.
- DEFREYES, K.S. and MARTIN, E.L. (1962). Absence of Carbon-14 activity of dolomite from Florida. Bay. Science., 136, 782.
- DEFREYES, K.S., LUCIA, F. and WEYL, P.K. (1965). Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles. In: Dolomitization and limestone diagenesis. A Symposium. L.L.C. Pray and R.C. Murray (Editors). Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. n.13: 71-88.

- CASTELLON, L., RODRIGUEZ-GALLEGO, M. y VERA, J.A. (1972). La sedimentación actual en la laguna salada de Fuente Piedra (Málaga). Resumen de comunicación VI Reunión del Grupo Español de Sedimentología. Granada 1972.
- CATALANO, R. y ESTEBAN, M. (1978). Messinian reefs of western and central Sicily (Abstract) Messinian Seminar n.4, Roma, Italia, 9-14 Octubre, 1978.
- CAYEUX, L. (1935). Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées, calcaires et dolomies. Masson ed., Paris.
- CHAVE, K.E. (1954). Aspects of the biogeochemistry of Magnesium. 1: Calcareous Marine organisms.- 2: Calcareous sediments and rocks. Jour. Geol., 62: 266-283, 587-599.
- CHAZEN, P.O. and EHRLICH, T., (1973). Low-temperature synthesis of dolomite from aragonite. Bull. Geol. Soc., 84: 3627-3634.
- CHEVALIER, J.P. (1961). Recherches sur les Madréporaires et les formations récifales miocènes de la Méditerranée occidentale. Mem. Soc. Geol. France., 40-93, 562 p.
- CHILINGAR, G.V. (1956 a). Relationship between Ca/Mg ratio and geologic age. Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull, 40, 9: 2256-2266.
- CHILINGAR, G.V. (1956 b). Use of Ca/Mg ratio in porosity studies. Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull, 40, 10: 2489-2493.
- CHILINGAR, G.V., BISSELL, H.J. and WOLF, K.H. (1966). Diagenesis of carbonate rocks. In: Diagenesis of sediments. Development in sedimentology, 8. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 179-322.
- CHILINGAR, G.V., ZENGER, D.H., BISSELL, H.J. and WOLF, K.H. (1979). Dolomites and dolomitization. In: Developments in Sedimentology. 25 A. G. Larsen and G.V. Chilingar (Editors), Elsevier, 423-536.
- CLAYTON, R.N. and EPSTEIN, S. (1958). The relationship between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting quartz, carbonate and iron oxides from various geological deposits. Jour. Geol., 66, 352.
- CLAYTON, R.N., JONES, B.F. and BERNER, R.A. (1968). Isotope Studies of Dolomite Formation Under Sedimentary Conditions, Geochim. Cosmochim. Acta, 32: 415-432.
- CORRENS, C.W. (1939). Pelagic sediments of the North Atlantic Ocean. In: P.D. Trask (Editor). Recent Marine Sediments. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull, 373-396.
- CUNNINGHAM, W.A. (1935). Dolomite in Permian Umestones of West Texas. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull, 19, 11: 1678-1692.
- CURTIS, R., EVANS, G., KINSMAN, D.J.J. and SHEARMAN, D.J. (1963). Association of dolomite and anhydrite in Recent Sediments of the Persian Gulf. Nature, 197: 679-680.

- DABRIO, C.J. (1972). Geología del sector del Alto Segura (Zona Prebética). Tesis Univ. Granada. Secr. Publ. Univ. Granada, n.28, 388p. (1973).
- DABRIO, C.J. (1974). Los niveles arrecifales del Neógeno de Purchena (SE Cordilleras Béticas). Cuad. Geol., n.15: 79-88.
- DABRIO, C.J. (1975). La sedimentación arrecifal Neógena en la región del río Almanzora. Est. Geol., 31: 285-290.
- DABRIO, C.J. y GARCIA-HERNANDEZ, M. (1975). Facies y paleogeografía del Cretácico Superior en el sector de Pontones-Nerpio (Zona Prebética). Primer coloquio de estratigrafía y paleogeografía del Cretácico de España. Bellaterra-Tremp. Noviembre 1973. Publicado en Enadinsa, 7, 1: 21-33.
- DABRIO, C.J. y MARTIN, J.M. (1978). Los arrecifes Messinienses de Almería. (SE de España). Cuad. Geol., n.8-9: 85-100.
- DABRIO, C.J., FERNANDEZ, J., PEÑA, J.A., RUIZ BUSTOS, A. et SANZ DE GALDEANO, C. (1978). Interpretation sédimentaire des matériaux Néogènes du bord nord-est du bassin de Grenade (Espagne). C.R.Som.Soc. Géol. Fr., 3: 121-123.
- DABRIO, C.J., ESTEBAN, M. and MARTIN, J.M. (1980). The coral reef - - of Níjar, Messinian (Uppermost Miocene), Almería Province, SE Spain. Jour. Sediment. Petrol. (in press).
- DAVIES, G.R. (1970). Algal-laminated sediments Gladstone Embayments. Shark Bay Western Australia. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem., 13: 169-205.
- DAVIES, G.R. (1979). Dolomite reservoir rocks: processes, controls, porosity development. A.A.P.G. Short course on carbonate porosity. C.1 - C. 17.
- DAVIES, P.J. and FERGUSON, J. (1975). Dolomite and organic material. Nature, 255: 472-473.
- DAVIES, T.A. and SUPKO, P.R. (1978). Oceanic sediments and their diagenesis: Some examples from deep-sea drilling. Jour. Sediment. Petrol., 43: 381-390.
- DEELMAN, J.C. (1975). Dolomite synthesis and crystal growth. Geology, 3: 471-472.
- DEFFEYES, K.S. and MARTIN, E.L. (1962). Absence of Carbon-14 activity of dolomite from Florida. Bay. Science., 136, 782.
- DEFFEYES, K.S., LUCIA, F. and WEYL, P.K. (1965). Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles. In: Dolomitization and limestone diagenesis. A Symposium. LL.C. Pray and R.C. Murray (Editors). Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. n.13: 71-88.

- DEGENS, E.T. and EPSTEIN, S. (1964). Oxigen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28: 23-44.
- DE GROOT, K. (1967). Experimental dedolomitization. *Jour. Sediment. Petrol.*, 37: 1216-1220.
- DE GROOT, K. (1973). Geochemistry of Tidal Flats Brines at Umm Said, SE Quatar, Persian Gulf. In: *The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a shallow epicontinental Sea*. B.H. Purser (Editor). Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 377-394.
- DE LA PEÑA, J.A. y YEBENES, A. (1977). Procesos diagenéticos en las rocas carbonatadas del Muchelkalk de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos Geol. Ibérica*, 4: 437-446.
- DELGADO, F. (1977). Primary textures in dolostones and recrystallized limestones. A technique for their microscopic study. *Jour. Sediment. Petrol.*, 47: 1339-1341.
- DELGADO, F. (1978). Los Alpujárrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). Tesis Univ. Granada, 483 p. (Inédita).
- DELGADO, F., OVEJERO, G. y JACQUIN, J.P. (1971). Localización estratigráfica y medio paleogeográfico de las mineralizaciones (galena y fluorita) de la Sierra de Baza (Granada, España). I Cong. Hisp. Luso Amer. Geol. Min., E 4-13, 119-125. Madrid- Lisboa.
- DOLOMIEU, D. de (1791). Sur un genre de pierres calcaires très peu effervescentes avec les acides et phosphorescentes par le collision. *J. Phisique*, 79: 3-20.
- DRONKERT, H. (1976). Late Miocene evaporites in the Sorbas basin and adjoining areas. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 16: 341-362.
- DRONKERT, H. and PAGNIER, H. (1977). Introduction to Mio/Pliocene of the Sorbas Basin. *Messinian Sem. 3, Field trip 2: 1-21*.
- DUMBAR, C.O. and RODGERS, J. (1957). *Principles of stratigraphy*. Wiley. New York, N.Y., 356 p.
- DUNHAM, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Ham (Editor), *Classification of Carbonate Rocks, A Symposium Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.*, 1: 108-121.
- DUNHAM, R.J. (1969). Vadose pisolite in the Capitan reef (Permian), New Mexico and Texas. In: *Depositional environments in carbonate rocks. A Symposium, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ.*, 14: 139-181.
- ELLENBERGER, F. (1958) *Etude géologique du Pays de Vanoire*. Mem. expl. Carte Géol. del. Fr., 560 p.

- EPSTEIN, S., GRAF, D.L. and DEGENS, E.T. (1964). Oxygen isotope studies on the origin of dolomites. In: *Isotopic and Cosmic Chemistry*. N. Holland Publ. Co. Amsterdam, 169-180.
- ESTEBAN, M. (1973). Caliches Textures and "Microcodium". *Boll. Soc. Geol. It.*, 92: 105-125.
- ESTEBAN, M. (1976). Vadose pisolite and caliche. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 60: 2048-2057.
- ESTEBAN, M. (1978). Significance of the upper Miocene reef in the western Mediterranean (Abstract): Messinian Seminar n.4, Roma, Italy. October 9 - 14, 1978. (Paper in press in *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology*).
- ESTEBAN, M. y GINER, J. (1977). El arrecife de Santa Pola. In: R. Salas ed., *Primer Seminario práctico de asociaciones arrecifales y evaporíticas*. Univ. Barcelona. Depto. de Petrología, 11-54 (4).
- EVAMY, B.D. (1967). Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones. *Jour. Sediment. Petrol.*, 37: 1204-1215.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1967). The dolomite question. In: R.J. Leblanc and J.G. Breeding (Editors). *Regional Aspects of Carbonate Deposition*. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., 5: 125-178.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1966). Phases of diagenesis and authigenesis. In: *Diagenesis in Sediments*. (G. Larsen and G.V. Chilingar, Editors). *Developments in Sedimentology*, 8. Elsevier Publishing Company. Amsterdam, 19-90.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1968). Syndiagenesis-anadiagenesis-epidiagenesis. *Revival and Feedback*, 7 th. Intern. Sed. Congr. Edimburgh (Abstract).
- FAIRBRIDGE, R. W. and BOURGEOIS, J. (1978). *The Encyclopaedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc, Stroudsburg, Pennsylvania, 901 p.
- FELFOLDY, L., MUSZKALAY, L., RAKOCZI, L. and STEDZTAY, K. (1969). Origin and movement of sediment in Lake Balaton. *Mitt. int. Verein. Linnol.*, 17: 282-291.
- FISHER, W.L. and RODDA, P.U. (1969). Edwards Formation (Lower Cretaceous), Texas: Dolomitization in a Carbonate Platform System. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 53, 1: 55-72.
- FOLK, R.L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists.*, 43: 1-38.
- FOLK, R.L. and SIEDLECKA, A. (1974). The "Schizo-haline" environment: its sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by Late Paleozoic rocks of Bear Island Swalbard. *Sediment. Geol.*, 11: 1-15.

- FOLK, R.L. and LAND, L.S. (1975). Mg/Ca Ratio and Salinity: Two Controls over Crystallization of Dolomite. *Am. Assoc. Petrol. Geologists. Bull.*, 59, 1: 60-68.
- FOLKMAN, Y. (1969). Diagenetic dedolomitization in The Albian-Cenomanian Yagur Dolomite on Mount Carmel (northern Israel). *Jour. Sediment. Petrol.*, 29: 380-385.
- FOUCAULT, A. (1966). Mouvements tectoniques d'âge paléocretacé dans la région du haut Guadalquivir (Province de Jaén, Espagne). *Bull. Soc. Géol. de France* (7), VII, 567-570.
- FOUCAULT, A. (1971). Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Province de Jaén et de Grenade, Espagne). Thèse Sciences. Paris. 2 Vol: 633 p.
- FOUCAULT, A. (1975). Le Crétacé dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques. IV. Le Prebétique et le Subbétique de Cazorla a Huescar. Primer Coloquio de estratigrafía y paleogeografía del Cretácico de España. Bellaterra-Tremp. Noviembre, 1973. Publicado en Enadimsa, 7, 1: 245-256.
- FOURCADE, E. (1970). Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne). Tesis Univ. Paris, 468 p.
- FOURCADE, E. (1975). Le Crétacé dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques III. Le confins du Prebétique et des chaînes Iberiques entre le Rio Mundo et le Rio Júcar (stratigraphie et paleogeographie). Primer Coloquio de estratigrafía y paleogeografía del Cretácico de España. Bellaterra-Tremp. Noviembre, 1973. Publicado en Enadimsa, 7, 1: 233-244.
- FREEMAN, T. (1972). Sedimentology and dolomitization of Muschelkalk Carbonates (Triassic), Iberian Range, Spain. *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 56, 3: 434-453.
- FRIEDMAN, G.M. (1959). Identification of carbonate minerals by staining methods. *Jour. Sediment. Petrol.*, 29: 87-97.
- FRIEDMAN, G.M. (1964). Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Jour. Sediment. Petrol.*, 34: 777-813.
- FRIEDMAN, G.M. (1965). Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Jour. Sediment. Petrol.*, 35: 643-655.
- FRIEDMAN, G.M. (1966). Occurrence and origin of Quaternary dolomite of Salt Flat, West Texas. *Jour. Sediment. Petrol.*, 36: 263-267.
- FRIEDMAN, G.M. (1967). Origin and occurrence of dolostones. In: G.V. Chilingar, H.J. Bissell and R.W. Fairbridge (editors). *Carbonate Rocks. Origin, Occurrence and classification. Development in Sedimentology 9B.* Elsevier Publishing Company. Amsterdam, 267-349.

- FRITZ, P. and SMITH, D.G.W. (1970). The isotopic concentration of secondary dolomites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 34: 1161-1173.
- FROLOVA, E.K. (1959). On classification of carbonate rocks of limestone-dolomite-magnesian series. *Novati Neft. Tekhn., Geol.*, 3: 34-35.
- FUCHTBAUER, H. and GOLDSCHMIDT, H. (1965). Beziehungen zwischen Calcium gehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. *Geol. Rundsch.*, 55:29-40.
- GAINES, A.M. and HEFFSER, J.D. (1973). Dolomitization: a new experimental approach. *Abst. Prog. Geol. Soc. Am. Annu. Meet.*, 5: 628.
- GALLEGO GUARNIDO, J. (1978). Estudio de la transgresión Tortonense en el borde SE de la depresión de Granada. Memoria de licenciatura, Univ. Granada. (Inédita).
- GALLEGOS, J.A. (1971). Los Alpujárrides al NW de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Nota preliminar. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 2: 3- 14.
- GALLEGOS, J.A. (1972). Etapas de plegamiento en los Alpujárrides al NW de Sierra Nevada, Cordilleras Béticas. *Bol. Geol. y Min.*, T. LXXXIII: 595-610.
- GALLEGOS, J.A. (1975). Los Alpujárrides al W de Sierra Nevada. Tesis Univ. Granada, 494 p.
- GARCIA DUEÑAS, V., (1969). Les unités allochtones de la Zone Subbétique dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne). *Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn.*, XI: 211-222.
- GARCIA HERNANDEZ, M. (1978). El Jurásico terminal y Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y Segura (Zona Prebética). Tesis doctoral, Univ. Granada, n.190, 352 p.
- GARCIA HERNANDEZ, M., GONZALEZ DONOSO, J.M. LINARES, A., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1976). Características ambientales del Lias inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la cordillera. *Reun. Geol. Interna Cord. Bét. y Mar de Alboran* (Granada, 12-14 Mayo, 1976). *Secr. Publ. Univ. Granada*, 127-157.
- GARCIA HERNANDEZ, M. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1979). El tránsito Jurásico-Cretácico en la Zona Prebética. En: *El Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*, 197-208. II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico en España. Granada, Octubre 1979.
- GARCIA HERNANDEZ, M., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979 a). El Lias infracarixiense. En: *El Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*, 15-23. II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico en España. Granada, Octubre 1979.

- GARCIA HERNANDEZ, M., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979 b). El Carixiense. En: El Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, 25-35. II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico en España. Granada, Octubre 1979.
- GARCIA YEBRA, R., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1972). Precisiones sobre la edad de las coladas volcánicas Jurásicas en la región de Algarinejo-Lojilla (Zona Subbética). Acta Geol. Hisp., VII, 5: 133-137.
- GARLICK, G.F.J. (1964). Luminiscence in solids. Sci. Progress., 52: 3-25.
- GARREAU, B., DE CHARPAL, O.L., MONTARDERT, L., GUEBLER, Y.G., ROUGE, P.E., BARON, G.A. et FEVRE, J.H. (1959). Contribution française à l'étude de la dolomitisation. World Petrol Congr., Proc., 5 th, N.Y., 1959, 1: 53-80.
- GEBELEIN, C.D. (1969). Distribution, morphology and accretion rate of Recent Subtidal Algal Stromatolites. Bermuda. Jour. Sediment. Petrol., 39: 49-69.
- GEBELEIN, C.D. (1976). Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, The Bahamas and Bermuda). In: M.R. Walter (Editor). Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20. Elsevier, Amsterdam, 380-388.
- GEBELEIN, D.D. and HOFFMAN, P. (1973). Algal origin of dolomite laminations in stromatolitic limestone. Jour. Sediment. Petrol., 43, 3: 603-613.
- GINSBURG, R.N., SHINN, E.A. and SCHROEDER, J.H. (1968). Submarine cementation and internal sedimentation within Bermuda reef. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 115: 78-79.
- GINSBURG, R.N., MARSZALEK, D.S. and SCHNEIDERMAN, N. (1971). Ultrastructure of carbonate cements in a Holocene algal reef of Bermuda. Jour. Sediment. Petrol., 41: 472-482.
- GLOVER, E.D. and SIPPEL, R.F. (1967). Synthesis of magnesium calcites. Geochim. Cosmochim. Acta, 31: 603-613.
- GOLDSMITH, J.R. (1960). Exsolution of dolomite from calcite. Jour. Geol., 68: 103-109.
- GOLDSMITH, J.R., GRAF, D.L. and JOENSUM, O.I. (1955). The occurrence of magnesian calcites in nature. Geochim. Cosmochim. Acta, 7: 212-230.
- GOLDSMITH, J.R. and GRAF, D.L. (1958). Structural and compositional variations in some natural dolomites. Jour. Geol., 66: 678-693.
- GONZALEZ DONOSO, J.M., RIVAS, P. y VERA, J.A. (1971). La serie liásica de Sierra Pelada (Zona Subbética, N de Granada). Cuad. Geol. Iberica, 2: 205-226.

- GONZALEZ DONOSO, J.M. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1975). Características bioestratigráficas y paleogeográficas del Cretácico superior de la Sierra del Segura (NE de la provincia de Jaén, Zona Prebética). Primer Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. Bellaterra-Tremp, Noviembre 1973. Publicado en Enadimsa, 7, 1: 45-62.
- GONZALEZ DONOSO, J.M., LINARES, A. y RIVAS, P. (1975). El Lias inferior y medio de Poloria (Serie del Zegrí. Zona Subbética. Norte de Granada). Estud. Geol., XXX: 639-654.
- GOODELL, H.G. and GARMAN, R.K. (1969). Carbonate Geochemistry of Superior deep test well, Andros Island, Bahamas. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., 53: 513-536.
- GRAF, D.L. and GOLDSMITH, J.R. (1956). Some hydrothermal synthesis of dolomite and protodolomite. Jour. Geol., 64: 173-186.
- GUBLER, Y., BERTRAND, J.P., MATTAVELLI, L. RIZZINI, A. and PASSEGA, R. (1967). Petrology and petrography of Carbonate Rocks. In G.V. Chilingar, H.J. Bisell and R.W. Fairbridge (Editors). Carbonate Rocks. Origin. Occurrence and classification. Develop. in Sedimentology 9A. Elsevier. Amsterdam, 51-86.
- HANSHAW, B.B., B.B., BACK, W. and DEIKE, R.G. (1971). A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water. Econ. Geology., 66: 710-724.
- HATAWAY, J.C. and SACHS, P.L. (1965). Sepiolite and Clinoptilolite from the Mid-Atlantic Ridge. Am. Mineralogist., 50: 852-867.
- HOBBS, C.R.B. (1957). Petrography and origin of dolomite-bearing carbonate rocks of Ordovician age in Virginia. Virginia Polytech. Inst., Bull., 50 (5), 128 p.
- HOGBERG, E. (1962). Calcite and dolomite relations in Svecofennian carbonate rocks. Geol. Fören. Förhandl., Stockholm, 72: 348-356.
- HSU, K.J. (1967). Chemistry of Dolomite Formation. In: Carbonate Rocks. Physical and Chemical Aspects. G.V. Chilingar, H.J. Bissell and R.W. Fairbridge (Editors). Developments in Sedimentology 9B, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 170-191.
- HSU, K.J. and SIEGENTHALER, C. (1969). Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. Sedimentology, 12: 11-25.
- HSU, K.J. and SCHNEIDER, J. (1973). Progress report on dolomitization. Hydrology of Abu Dhabi Sabkhas, Arabian Gulf. In: The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. B.H. Purser (Editor). Springer-Verlag. New York. Heidelberg. Berlin, 409-423.

- HSU, K.J., MONTADERT, L., BERNOUILLI, D., CITA, M.B., ERICKSON, A., GARRISON, R.E., KIDD, R.B., MELIERES, F., MULLER, C. and WRIGHT, R. (1978). History of the Mediterranean Salinity Crisis. In: K.J. Hsü, L. Montadert et al., ed., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, V. XLII, Part. I, Washington (U.S. Government Printing Office), 1053-1078.
- ILICH, M. (1974). Hydrothermal sedimentary dolomite: the missing link?. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., 58: 1331-1347.
- ILLING, L.V. (1963). Discussion of Recent anhydrite, gypsum, dolomite and halite from the coastal flats of the Arabian Shore of the Persian Gulf. Geol. Soc. London. Proc., 1963 (1607): 64-65.
- ILLING, L.V. and WELLS, A.J. (1964). Penecontemporaneous dolomite in the Persian Gulf. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., 48: 532 (Abstract).
- ILLING, L.V., WELLS, A.J. and TAYLOR, J.C.M. (1965). Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. In: L.C. Pray and R.C. Murray (Editors). Dolomitization and Limestone Diagenesis: a Symposium. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., 13: 89-111.
- INGERSON, E. (1962). Problems of the geochemistry of sedimentary carbonate rocks. Geochim. Cosmochim. Acta., 26: 815-847.
- INSTITUT FRANÇAIS DU PETROLE (1959). Le problème des dolomies: I Relations entre mode de gisement et propriétés physico-chimiques des dolomies.- II Répartition des dolomies dans le Dinantien des Ardennes. Rev. Inst. Fr. Pétr., 14: 475-534.
- IRION, G. and MULLER, G. (1968). Huntite, dolomite, magnesite and polyhalite of recent age from Tuz Golü, Turkey. Nature, 220, 5174: 1309-1310.
- IRWING, M.L. (1965). General theory of epeiric clear water sedimentation. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., 49: 445-459.
- JACQUIN, J.P. (1966). La "franciscaine", un problème de petrogénèse dans les dolomies du Trias Alpujarride de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne). Ann. Centre Enseign. Sup. Brazzaville, t. II: 79-90.
- JACQUIN, J.P. (1970). Contribution a l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne). Tesis Univ. Nantes, 501 p.
- JFREZ, L. (1973). Geología de la Zona Prebética en la Transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes. (Provincias de Albacete y Murcia). Tesis Univ. Granada, 750 p. (Inédita).
- JODRY, R.L. (1969). Growth and dolomitization of Silurian Reef, St Clair Country, Michigan. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., 53: 957-981.

- JONES, B.F. (1961). Zoning of saline minerals at Deep Spring Lake California. U.S., Geol.Surv.Profess.Paper., 424 B: 199-209.
- JONHSON, Y.H. (1961). Limestone - Building Algae and Algal Limestones. Colo.School. Mines, Boulder, Colo., 297p.
- KAHLE, C.F. (1965). Possible roles of clay minerals in the formation of dolomite. Jour. Sediment. Petrol., 35, 2:448-453.
- KAZAKOV, A.V., TIXHOMIZOVA, M.M. et PLOTNIKOVA, V.I. (1957). Système d'équilibre des carbonates dolomite-giogertite. Tr. Inst. Geol.Nauk. S.S.S.R., 152, 64: - 13-58. Trad. Bur. Rech. Géol.Min., Paris, n.2320.
- KING, R.H. (1947). Sedimentation in Permian Castile Sea. Am. Assoc. Petrol. Geologists. Bull., 31:470-77.
- KINSMAN, D.J.J. (1966). Gypsum and anhydrite of recent age.Trucial Coast. Persian Gulf. In: J.L. Rau (Editor). Second Symposium on Salt,V.1,cleveland,Ohio,Northern Ohio Geol. Soc., 302-326.
- KINSMAN, D.J.J. (1967). Huntite from a carbonate-evaporite environment. Am.Mineralogist., 52: 1332-1340.
- KINSMAN, D.J.J. (1969). Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites.Am.Assoc.Petrol.Geologist. Bull, 53:830-840.
- KINSMAN, D.J.J., PARK,R.K. and PATTERSON, R.J. (1971). Sabkhas studies in Recent carbonate sedimentation and diagenesis, Persian Gulf.Geol.Soc.Am.Abstracts, 1971, Annual Meetings, 772-774.
- KRINDSLEY, D. (1960). Magnesium, strontium, and aragonite in the shells of certain littoral gastropods. J. Paleont, 34, 4:744-755.
- LAND, L.S. (1967). Diagenesis of skeletal carbonates. Jour.Sediment.Petrol., 37:914-930.
- LAND, L.S. (1970). Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones; evidence from a fossil water-table. Sedimentology, 14:175-185.
- LAND, L.S. (1972). Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica. AAPG-SEPM. Annual Meeting, (Abstract), Denver.Am. Assoc.Petrol,Geologists, Bull., 56:635.
- LAND, L.S. (1973 a). Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica. Sedimentology, 20:411-424.
- LAND, L.S. (1973 b). Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica. Coral Reef Project. Bull. Mar.Sc.Paper in memory of Dr. T.F. Goreau, 4, V. 23, n.1: 64-92.

- LAND, L.S. and EPSTEIN, S. (1970). Late Pleistocene diagenesis and dolomitization. North Jamaica, *Sedimentology*, 14:187-200.
- LAND, L.S. and GOREAU, T.F. (1970). Submarine lithification of a Jamaican reef. *Jour. Sediment. Petrol.*, 40:457-462.
- LALOU, C. (1957 a). Etude experimentale de la production de carbonates par les bactéries des vases de la baie de Villefranche - *Sur Mer. Ann. Inst. Océanog. (Paris)*, 33:201-266.
- LALOU, C. (1957 b). Studies on bacterial precipitation of carbonates in sea water. *Jour. Sediment. Petrol.*, 27:190-195.
- LEINE, L. (1966). On the tectonic on the Menas de Seron region, western Sierra de los Filabres, SE Spain, *Proc. Kon. Ned. Akad. V. Wet. Ser. B*, 69:403-414.
- LEROY, M. (1967). Le gisement de plomb de la Sierra de Lújar (Espagne). Thèse, Limoges.
- LIEBERMANN, O. (1967). Synthesis of dolomite. *Nature*, 213:241-245.
- LINDHOLM, R.C. (1969). Detrital dolomite in Onondaga Limestone (Middle Devonian) of New York. Its implications to the dolomite question. *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*, 53, 5:1035-1042.
- LIPPMANN, F. (1968). Synthesis of $Ba Mg (CO_3)_2$ (norsethite) at 20 °C and the formation of dolomite in sediments. In: G. Müller and G.M. Friedman (Editors). *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*, Springer, Heidelberg, 33-37.
- LIPPMANN, F. (1973). *Sedimentary Carbonate Minerals*. Springer, Berlin, 228 p.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. and GINSBURG, R.N. (1964). Classification and environmental - significance of algal stromatolites. *J. Geol.*, 72:68-83.
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. (1971). Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de - Jaén. Tesis Doctoral. Univ. Granada, 317 p.
- LUCAS, G. (1952). Premiers résultats d'une étude sur les produits odorants des calcaires fétides. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 234:121-123.
- LUCIA, F. J. (1962). Diagenesis of a crinoidal sediment. *Jour. Sediment. Petrol.*, 32: 848-865.
- LUCIA, F.J. (1968). Recent sediments and diagenesis of south Bonaire, Netherlands - Antilles. *Jour. Sediment. Petrol.*, 38:845-858.
- MACINTYRE, I.G. (1977). Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Galeta Point. Panama: *Jour. Sed. Petrol.*, 47:503-516.

- MARTIN, J.M. (1978). Evolución diagenética de un sector de los materiales carbonatados de la Unidad Víboras (Mantos Alpujárrides, NW Sierra Nevada). Bol. Geol. y Min. TLXXXIX, 4:303-319.
- MARTIN, J.M. (1979). La dolomitización basal del Lías inferior subbético. En: El Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, 257-263. II. Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Granada, Octubre, 1979.
- MARTIN, J.M. y ARANA, R. (1976). Estudio geológico de las Minas del Aguila (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas). Est. Geol., 32, 4:385-390.
- MARTIN, J.M. and DELGADO, F. (1980). Biostromes of Dasycladaceae algae and stromatolites: a peculiar interbedding. Sediment. Geol., 25:117-126.
- McDONALD, G. (1953). Anhydrite and Gypsum Relation. Amer. Jour. Sci., 252:884.
- MEHNERT, K.R. (1969). Composition and abundance of common metamorphic rock types. In: K.H. Wedepohl (Editor). Handbook of Geochemistry, Springer-Verlag, New York, 272-296.
- MICHARD, A. (1967). Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Centre. Nat. Rech. Sc., Paris, 448 p.
- MICHARD, A. (1969). Les dolomies. Une revue. Bull. Serv. Carte Geol-Als. Low., 22, 1: 1-92.
- MILLIMAN, J.D. (1974). Marine Carbonates. Springer - Verlag. New York, Heidelberg, - Berlin, 375 p.
- MILLIMAN, J.D. and MÜLLER, J. (1973). Precipitation and lithification of magnesian calcite in the deep-sea sediments of the eastern Mediterranean Sea. Sedimentology, 20:29-46.
- MONTADERT, L., LETONZEY, J. and MAUFFRET, A. (1978). Messinian events : seismic evidence, in K.J. Hsü, Montadert, L., et al., eds., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. XLII, Washington (U.S. Government Printing Office).
- MONTENAT, C. (1973). Les formations Néogènes et quaternaires du Levant espagnol. Thèse Univ. Orléans, 1170 p.
- MONTENAT, C. (1975). Le Néogène des Cordillères Bétiques. Essai de synthèse stratigraphique: C.N.R.S. (Informe confidencial). Paris. 187 p.
- MONTENAT, C. (1977). Les bassins néogènes de Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères Bétiques orientales - Espagne). Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique: Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 69, 345 p.

- MONTY, L.C.V. (1973). Les nodules de manganèse sont des stromatolithes océaniques. C.R. Acad. Sci., Ser. D, 276:3285-2388.
- MONTY, L.C.V. and HARDIE, L.A. (1976). The geological significance of freshwater blue-green algal calcareous marsh. In: M.R. Water (Editor), Stromatolites. Developments in sedimentology, 20. Elsevier, Amsterdam, 447-477.
- MÜLLER, G. (1969). Sedimentbildung im Plattensee/Ungarn. Naturwissenschaften, 56:606-615.
- MÜLLER, G. (1970). High-magnesian calcite and protodolomite in Lake Balaton (Hungary) Sediments. Nature, 226: 749-750.
- MÜLLER, G. and TIETZ, G. (1966). Recent dolomitization of Quaternary biocalcarenites from Fuerteventura (Canary Islands). Contrib. Mineral. Petrol., 13:89-96.
- MÜLLER, G., IRION, G. and FÜRSTNER, U. (1972). Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg-Carbonates in the lacustrine environment. Naturwissenschaften, 59: 158-164.
- MÜLLER, G. and FISCHBECK, R. (1973). Possible natural mechanism for protodolomite formation. Nat. Phys. Sci., 242: 139-141.
- MÜLLER, G. and WAGNER, F. (1978). Holocene carbonate evolution in Lake Balaton (Hungary): a response to climate and impact of man. Spec. Publs. Int. Asso. Sediment, 2:57-81.
- MURATA, K.J. and ERD, R.C. (1964). Compositions of sediments from the experimental - Mohole project (Guadalupe Site). Jour. Sediment. Petrol., 34:633-635.
- MURATA, K.J., FRIEDMAN, I. and CREMER, M. (1972). Geochemistry of diagenetic dolomites in Miocene marine formations of California and Oregon. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 724-C: 12 p.
- MURRAY, R.C. (1960). Origin of Porosity in Carbonate Rocks. Jour. Sediment. Petrol., 30: 59-84.
- MURRAY, R.C. (1964). Preservation of Primary structures and Fabrics in Dolomite. In: Approaches to Paleocology. New York: John Wiley and Sons, Inc, 388-403.
- MURRAY, R.C. (1969). Hydrology of south Bonaire. N.A.A. rock selective dolomitization model. Jour. Sediment. Petrol., 39:1007-1013.
- MURRAY, R.C. and LUCIA, F.J. (1967). Cause and control of dolomite distribution by rock selectivity Geol. Soc. Am. Bull., 78:21-36.
- NAVARRO VILA, F. (1977). Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al N de Sierra Nevada. - Tesis. Univ. Bilbao. (Inédita).

- NELSON, H.F., BROWN, C.W. and BRINEMAN, J.H. (1962). Skeletal Limestone classification. In: W.E. Ham (Editor). Classification of Carbonate Rocks. Am. Assoc. Petrol. Geol., 224-252.
- NEHRER, J. und ROHRER, E. (1958). Dolomitbildung unter Mitwirkung von Bakterien. *Eclogae Geol. Helv.*, 51:213-215.
- NEHRER, J. and ROHRER, E. (1959). Bakterien in tieferbiegenden gesteinslagen. *Eclogae Geol. Helv.*, 52:619-625.
- NEWELL, N.D., RIGBY, S.K., FISCHER, A.G., WHITERMAN, A.J., HICKOX, J.E. and BRADLEY, J.S. (1953). The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas - and New Mexico: A study in Paleocology. Freeman. San Francisco, Calif. 236 p.
- OBRADOR, A. and FREEMAN, T. (1975). Erosional features and multiple generations of dolomite in the Miocene of Cala St. Esteve (Menorca, Balears). IX^e Congrès International de Sedimentologie. Nice - 1975, 7: 159-162.
- OGLESBY, T.W. (1976). A model for the distribution of manganese, iron and magnesium in - anthenitic, calcite and dolomite cements in eastern Mississippi. (Unpub, Master Thesis), Columbia, Univ.
- OHLE, G.R., E.L. (1951). The influence of permeability on ore distribution in limestone and dolomite. *Econ. Geol.*, 46: 667-706; 871-908.
- O'NEIL, J.R. and EPSTEIN, S. (1966). Oxygen isotope fractionation in the system dolomite-calcite-carbon dioxide. *Science*, 152:198-201.
- OPPENHEIMER, C.H. and MASTER, I.M. (1964). Transition of silicate and carbonate crystal structure by photosynthesis and metabolism. *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*, 76:125.
- OROZCO, M. (1972). Los Alpujárrides en Sierra de Gádor occidental (Prov. de Almería). Tesis. Univ. Granada, 399 p. (Publ. Secr. Publ. Univ. Granada).
- OSMOND, G.C. (1954). Dolomites in Silurian and Devonian of East - Central Nevada. *Am. Assoc. Petrol. Geologists. Bull.* 38,9:1911-1956.
- OTT, E., (1967). Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der Alpinen Mittel-Trias und ihre Bedeutung als Riffbilder im Wettersteinkalk. *Bayer. Akad. Wiss. Abhandl. N.F.*, 131: 96 p.
- PAGNIER, H. (1976). Depth of deposition of Messinian selenitic gypsum in the basin of Sorbas (SE Spain). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 16:363-367.
- PAGNIER, H. (1977). Excursion to Messinian reef deposits in the northern part of the Sorbas basin: an introduction, in: Messinian Seminar, n.3. Field Trip, n.2, 44-54.
- PARK, R. (1976). A note on the significance of lamination in Stromatolites. *Sedimentology*, 22 (3): 379-393.

- PETERSON, M.N.A. and BIEN, G.S. (1963). Radiocarbon age determinations of Recent dolomite from Deep Spring Lake, California, Trans. Am. Geophys. Union., 44:108. (Abstract).
- PETERSON, M.N.A., BIEN, G.S. and BERNER, R.A. (1963). Radiocarbon studies of Recent dolomite from Deep Spring Lake, California, J. Geophys. Res., 68:6493-6505.
- PETERSON, M.N.A. and VON DER BORCH, C.C. (1965). Chert; modern inorganic deposition in a Carbonate-precipitating locality. Science, 149:1501-1503.
- PETERSON, M.N.A., VON DER BORCH, C.C. and BIEN, G. S. (1966). Growth of Dolomite Crystals. Amer. Jour. Sci., 264:257-272.
- PETTIJOHN, F.J. (1949). Sedimentary rocks (1^a edition). Harpers.Pub.New York.
- PETTIJOHN, F.J. (1957). Sedimentary rocks (2^a edition). Harpers.Pub.New York.
- PLAYFORD, P.E. and COCKBAIN, A.E. (1976). Modern Algal Stromatolites at Hamelin pool. A hypersaline barred basin in Shark Bay, western Australia. In: M.R. Walter - (Editor). Stromatolites Developments in Sedimentology, 20. Elsevier, Amsterdam, 389-411.
- PLAYFORD, P.E., COCKBAIN, E.C., DRUCE, E.C. and WRAY, J.L. (1976). Devonian Stromatolites from the canning basin, western Australia. In: M.R. Walter (Editor). Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20. Elsevier, Amsterdam, 543-563.
- PREISS, W.V. (1976). Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites. Developments in Sedimentology, 20. Elsevier, Amsterdam, 5-14 p.
- PURSER, B.M. and LOREAU, J.P. (1973). Aragonitic Supratidal encrustations in the Trucial coast, Persian Gulf. In: B.H. Purser (Editor). The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. Springer-Verlag, 343-376.
- REULING, H.T. (1934). Der Sitz der Dolomitisierung: Versuche einer neuen Auswertung der Bohrerghenisse von Funafuti. Senckenbergiana, 13:271-293.
- RICOUR, J. (1962). Contribution á une révision du Trias français. Mém.expl.Carte.dét.Fr., 471 p.
- RIEDEL, W.R., LADD, H.S., TRACEY, J.I. Jr., BRAMLETTE, M.A. (1961). Preliminary drilling phase of Mohole Projects. II. Summary of coring operations. Am.Assoc.Petrol. Geologists. Bull, 45: 1793-1798.
- RIVAS, P. (1973). Estudio paleontológico-estratigráfico del Lías. (Sector Central de las Cordilleras Béticas). Tesis. Doct. Univ. de Granada. (publicada en resumen, Secr. Publ. Univ., n.29, 77 p.)
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977). Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante, I). Estratigrafía. Bol. Geol. y Min. T.LXXXVIII, 3: 1-32.

- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1978). Geología e hidrogeología del sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (prov. de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética. Tesis Doct. Univ. Granada., 758 p.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. y GRANADOS, L.F. (1975). El Cretácico superior de las hojas de Alcaraz, Lietor y Yeste, Zona Prebética (Trabajo realizado para el Plan de Aguas del I.G.M.E.). Primer coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. Bellaterra - Tremp, Noviembre, 1973. Publicado en Enadimsa, 7, 1:129-140.
- ROEP, Th.B. and BEETS, D.J. (1977). An excursion to coastal and fluvial sediments of Messinian-Pliocene age (Sorbas Member) in the Sorbas basin, SE Spain, in: Messinian Seminar, 3. Field Trip, n.2: 22-36.
- ROEP, Th. B., BEETS, D.J., DRONKERT, H. and PAGNIER, H. (1979). A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age, Sorbas, Almería, Spain. Sediment. Geol., 22:135-163.
- ROJAS, E. (1975). Métodos de estudio geométrico-cuantitativo de pliegues. Bases para una sistematización del plegamiento en el ámbito de las Cordilleras Béticas (España). Memoria de Licenciatura. Univ. Granada. Mem. ined. 126 p.
- ROSENBERG, P.E., BURT, D.M. and HOLLAND, H.D. (1967). Calcite-dolomite-magnesite stability relations in solutions: the effect of ionic strength. Geochim. Cosmochim. Acta, 31:391-396.
- ROSSI, D. (1967). Dolomitizzazione della formazioni Anisiche e Ladino-Carniche delle Dolomiti. Mém. Museo Tridentino. Sc.Nat., 16:3, 120 p.
- ROUTHIER, P. (1963). Les gisements métallifères. Masson éd., Paris, 2 Vol, 1282 p.
- RUEGG, G.J.H. (1964). Geologische onderzoekingen in het bekken van Sorbas, SE Spanje. Geol. Inst. Univ. Amsterdam (inédito). 64 p.
- SABINS, Jr.F.F. (1962). Grains of detrital, secondary and primary dolomite from Cretaceous strata of the Western Interior. Geol.Soc.Am. Bull., 73: 1183-1196.
- SANDERS, B. (1936). Beiträge zur Kenntnis der Aulagesummsfüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). Mineral. Petrog. Mitt., 48:27-209.
- SANDERS, B. (1951). Contribution to the study of Depositional Fabrics (Rhythmically Deposited Triassic Limestones and Dolomites). Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Okla., 207 p.
- SANDER, N.J. (1967). Classification of carbonate rocks of marine origin. Am. Assoc. Petrol. Geologists. Bull., 51, 3:325-336.
- SAPOJNIKOV. (1951). Etude sur le lac Balkash. Troudi. Ak. Nauk. S.S.S.R. 132 p.

- SASS, E. (1965). Dolomite-calcite relationships in sea-water: Theoretical considerations and preliminary experimental results. *Jour. Sediment. Petrol.*, 35:339-347.
- SCHLANGER, S.O. (1963). Subsurface geology of Eniwetok Atoll. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 260-BB, 991-1038.
- SCHLANGER, S.O. (1965). Dolomite-evaporite relations on Pacific islands. *Sci. Rep. Tôhoku Univ. Ser.*, 2, Jap., 37, 1:15-29.
- SCHMIDT, V. (1965). Facies diagenesis and related reservoir properties in the Gigas beds (Upper Jurassic) Northwestern Germany. *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists. Spec. Publ.*, 13:124-168.
- SCHROEDER, J.H., DWORNIK, E.J. and PAPIKE, J.J. (1969). Primary protodolomite in echinoid skeletons. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 80:1613-1616.
- SEYFRIED, H. (1978). Der Subbetiche Jura von Murcia (Südost-Spanien). *Geol. Jahrb.*, 29, 204 p.
- SHEARMAN, D.J. (1963). Recent anhydrite, gypsum, dolomite and halite from the coastal flats of the Arabian Shore of the Persian Gulf. *Proc. Geol. Soc. London*, 1607: 63-65.
- SHEARMAN, D.J., KHOURI, J. and TEHA, S. (1961). On the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from the French Jura. *Geol. Assoc. London. Proc.*, 72: 1-12.
- SHINN, E.A. (1968 a). Practical significance of birdseyes structures in carbonate rocks. *Jour. Sediment. Petrol.*, 38: 215-223.
- SHINN, E.A. (1968 b). Selective dolomitization of recent sedimentary structures. *Jour. - Sediment. Petrol.*, 38:612-616.
- SHINN, E.A. and GINSBURG, R.N. (1964). Formation of Recent dolomite in Florida and the Bahamas. *Am. Assoc. Petrol. Geologists. Bull.*, 48:547 (Abstract).
- SHINN, E.A., GINSBURG, R.N. and LLOYD, R.M. (1965 a). Recent supratidal dolomitization in Florida and the Bahamas. *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*, 82:183-184. (Abstract).
- SHINN, E.A., GINSBURG, R.N. and LLOYD, R.M. (1965 b). Recent supratidal dolomite from Andros Island-Bahamas. In: *dolomitization and Limestone Diagenesis: a Symposium*. L.C. Pray and R.C. Murray (Editors). *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.*, 13:112-123.
- SHINN, E.A., LLOYD, M. and GINSEURG, R.N. (1969). Anatomy of a modern tidal flat, Andros Island. Bahamas. *Jour. Sediment. Petrol.*, 39:1202-1228.
- SIEGEL, F.R. (1961). Factors influencing the precipitation of dolomitic carbonates. *State. Geol. Surv. Kansas. Bull.*, 152 (5): 127-158.

- SIEGEL, F.R. (1967). Properties and uses of the carbonates. In: Carbonate Rocks. Physical and Chemical Aspects. (g.v. Chilingar, H.J. Bissell and R.W. Fairbridge. Editors). Developments in Sedimentology, 9B. Elsevier Publishing Company, - Amsterdam., 343-394.
- SIMON, C.J. (1963). Geological investigations in the Sierra de Almagro, South-Eastern Spain. Tesis.Univ. Amsterdam, 146 p.
- SKINNER, H.C.W. (1963). Precipitation of calcium dolomites and magnesian calcites in the southeast of South Australia. Am. J. Sci., 261:449-472.
- SKINNER, H.C.W., SKINNER, B.J. and RUBIN, M. (1963). Age and accumulation rate of dolomite-bearing carbonate sediments in South Australia. Science, 139:335-336.
- SOMMER, S.E. (1972). Cathodoluminescence of carbonates (1) Characterization of cathodoluminescence from carbonate solid solutions (2). Geologic applications. Chemical Geology., 9:257-284.
- SONNENFELD, P. (1964). Dolomites and dolomitization - A review. Bull. Can. Petrol. Geology, 12, 101 p.
- STEIDTMANN, E. (1917). Origin of dolomite as disclosed by stains and other methods. Geol. Soc. Am. Bull., 28:431-450.
- STEIDTMANN, E. (1926). The origin of dolomites. In: W.H. Twenhofel (Editor). Treatise on Sedimentation. Willians and Wilkins, Baltimore, Md., 256-265.
- STRAKHOV, N.M. (1958). Facts and hypotheses in the problem of the formation of dolomite rocks. Izv. Akad. Nauk. S.S.S.R., Sev. Geol., 6:3-22.
- TAFT, W.H. (1961). Authigenic dolomite in modern carbonate sediments along the southern coasts of Florida. Science., 134:561-562.
- TEODOROVICH, G.I. (1946). On the genesis of the dolomite of sedimentary deposits. Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R., 53:817-820.
- TEODOROVICH, G.I. (1958). Sur la genèse de la dolomite sédimentaire. Eclogae. Geol. Helv. 51, 3:767-773.
- TEODOROVICH, G.I. (1959). A contribution on the origin of limestone and dolomite. Intern. Geol. Rev., 1 (3): 50-73. Translation from Tr. Petrol. Inst. Anad. Nauk. S.S.S.R. 1955 (5): 75-107.
- THARAIKILL, J. (1968). Dolomite cave deposits from Carsbald Caverns. Jour. Sediment. Petro., 38: 141-145.
- THOMPSON, G., BOWEN, V.T., NELSON, W.G. and CIFELLI, R. (1968). Lithified carbonates from the deep-sea of the equatorial Atlantic. J.S.F., 38:1305-1312. [Jour. Sedimentary. Petro.]

- TONA, F. (1973). Positions des horizons dolomitiques minéralisés en fluorine et galène au sein des sédiments Triassiques de la Sierra de Lújar (Grenade). Evolution et géochimie. Thèse du 3^e cycle. Paris VI.
- TORRES ROLDAN, R.L. (1979). The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine Belt. Amer. Jour. Science., Vol. XLXXIX: 19-51.
- TOWSE, D.F. (1957). Petrology of Beaver Lodge Limestone reservoir. North. Dakota. Am. Assoc. Petrol. Geologists. Bull., 41: 2493-2507.
- USDOWSKY, H.E. (1967). Die genese von Dolomit in Sedimenten Mineral. Petrogr. Eingel. darstell., Springer-Verlag, 4, 95 p.
- VAN TUYL, F.M. (1916). The origin of dolomite. Iowa, Geol. Surv. Ann. Rept., 25: 251-422.
- VAN TUYL, F.M. and STEIDTMANN, E. (1926). Dolomites (dolomite limestones). In: W.H. Twenhofel (Editor). Treatise on Sedimentation. Willians and Wilkins, Baltimore, Md., 250-256.
- VARLAKOV, A.S. (1961). The problem of dolomitization and formation of magnesites. Dolk. Akad. Nauk. S.S.S.R., 134, 2: 425-428.
- VERA, J.A. (1966). Estudio geológico de la Zona Subbética en la Transversal de Loja y sectores adyacentes. Tesis doctoral. Univ. Granada. (Publicada en Mem. I.G.M.E. TXXII, 192 p., 1969).
- VON DER BORCH, C.C. (1965 a). The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area South Australia. Geochim. Cosmochim. Acta, 29: 781-799.
- VON DER BORCH, C.C. (1965 b). Source of ions for Coorong dolomite formation. Am. J. Sci., 263: 684-688.
- VOLK, H.R. (1967). Zur geologie und stratigraphie des Neogenbecken von Vera, Südost-Spanien. Tesis Doct. Univ. Amsterdam, 160 p.
- VOLK, H.R. y RONDEEL, H.E. (1964). Zur gliederung des jungtertiärsim becken von Vera, Südost-Spanien. Geol. Mijnb, 43: 310-315.
- WANLESS, H.R. (1979). Limestone response to stress: Pressure solution and dolomitization. Jour. Sediment. Petrol., 4, 2: 437-462.
- WEAVER, C.E. (1975). Contruction of limpide dolomite. Geology., 3: 425-428.
- WEAVER, C.E. and POLLARD, L.D. (1975). The Chemistry of Clay Minerals. In: Developments in Sedimentology 15. Elsevier, Amsterdam, 213 p.
- WEDEPOHL, K.H. (1969). Composition and abundance of common sedimentary rocks. In: K.H. Wedepohl (Editor). Handbook of Geochemistry. Springer-Verlag. New York, Heidelberg, Berlin, 250-271.

- WELLS, A.J. (1962). Recent dolomite in the Persian Gulf. *Nature*, 194: 274-275.
- WEYL, P.K. (1960). Porosity through Dolomitization. Conservation of Mass Requirements *Jour.Sediment.Petrol.*, 30:85-90.
- WILSON, J.L. (1975). Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 471 p.
- WINKLER, H.G.F. (1965). Petrogenesis of Metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 220 p.
- YANAT'EVA, O.K. (1949). Solubility in system Ca, Mg//CO₃, SO₄-H₂O. *Dokl Akad.Nauk.S.S.S.R.*, 67, 3:479-481.
- YANAT'EVA, O.K. (1955). Effect of aqueous solutions of gypsum on dolomite in the presence of carbon dioxide. *Dokl. Akad.Nauk.S.S.S.R.*, 101,5:911-912.
- YANAT'EVA, O.K. (1957). About polyterm of solubility of $(Ca (CO_3 + MgSO_4 \rightleftharpoons CaSO_4 + MgCO_3) - H_2O$ system *Dokl Akad.Nauk. S.S.S.R.*, 112,6.
- YEBANES, A. (1975). Estudio petrológico y geoquímico de las "Carniolas del Cretácico Superior" de la Serranía de Cuenca. 1^{er} Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Ed.Caja Provincial de Ahorros de Cuenca, 103-111.
- ZECK, H.P. (1968). Anatectic origin and further petrogenesis of almandine-bearing biotite-cordierite - labradorite - dacite with many inclusion of restite and basaltoid material, Cerro del Hoyazo, SE Spain. *Tesis.Univ.Amsterdam*, 161 p.
- ZELLER, E.J., SAUNDERS, D.F. and SIEGEL, F.R. (1959). Laboratory precipitation of dolomitic carbonate (Abstract). *Bull. Geol.Soc.Amer.*, 70, 12, 2, 1704.
- ZENGER, D.H. (1972). Dolomitization and uniformitarianism. *J. Geol. Ed.*, 29: 107-204.
- ZENGER, D.H. (1973). Syntaxial calcite borders on dolomite crystals, Little Falls Formation (Upper Cambrian), New York, *Jour.Sediment.Petrol.*, 43:118-124.
- ZENGER, D.H. (1979). Discussion. Primary Textures in dolostones and recrystallized limestones. A technique for their microscopic study. *Jour. Sediment. Petrol*, 49, 2: 677-678.





Biblioteca Universitaria de Granada



01080065

FE DE ERRATAS

Texto

- La página 98 es la 99 y la 99 la 98.
- Página 116 :17: Calcitización. La calcita bien rellena fracturas (1) , bien sustituye parcialmente a la matriz dolomítica como dedolomita (2).

Láminas

- Foto 13 - Comparese con la figura 28 (no con la 27).
- Fot. 18 - Comparese con la figura 29 (no con la 28).
- Fot. 19 - Idem anterior
- Fot. 27 - Comparese con la figura 30 (no con la 29).
- Fot. 29 y 30 - Comparese con fot. 32 (no con la fig.32).
- Fot. 36 - Comparese con fig. 34 (no con la 33).
- Fot. 67 - Comparese con la fig. 52 (no con la 50).
- Fot. 72 - Comparese con la figura 53 (no con la 51).
- Fot. 79 - Comparese con la fig. 58 A (no con la 56A). Para el significado de los números veáse de la fig. 57 (no la 55).
- Fot. 80 - Los números tienen el mismo significado que en la fig. 57 (no que en la 55).
- Fot. 83 - Los números se usan igual que en la fig. 57 (no que en la 55).