



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

El Keuper del Levante español

Litostratigrafía, petrología y paleogeografía de la cuenca

Federico Ortí Cabo



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution 4.0. Spain License.**

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA Y GEOQUIMICA
FACULTAD DE CIENCIAS - UNIVERSIDAD DE BARCELONA



R-13634
x

EL KEUPER DEL LEVANTE ESPAÑOL

LITOSTRATIGRAFIA, PETROLOGIA Y
PALEOGEOGRAFIA DE LA CUENCA

POR

FEDERICO ORTI CABO

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA

Demaneu el material acompanyant
al taulell de préstec.

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



0700051587

FEBRERO 1973

CAPITULO 5

Materiales Silíceos y Procesos de Silicificación

La presencia de cuarzos idiomorfos en los materiales evaporíticos del Keuper español es conocida desde antiguo y tenida como único accidente silíceo de los mismos. No obstante, el estudio detallado de las series levantinas me ha permitido distinguir otros tipos importantes de accidentes macroscópicos como chert, nódulos e incluso estratos parcial o totalmente silicificados. Todo ello puede resumirse en el siguiente esquema:

Materiales silíceos	Cuarzos autígenos	<p>Cristales de diversas coloraciones, incluidos en yesos o arcillas yesíferas.</p> <p>Cristales implantados en calizas y dolomias de tonalidad oscura, reemplazándolas más o menos parcialmente</p> <p>Cristales transparentes o blancos, de pequeños tamaños en general asociados a niveles arcillosos, llegando a dar verdaderas costas cuarcíticas.</p> <p>Cristales de diversos tamaños, y tonos blancos en general, recubriendo concreciones y formaciones nodulares de diversas litologías, o implantados en ellas.</p>
	Nódulos	Total o parcialmente silíceos, y en este último caso, acompañados de otros cristales (yeso, anhidrita, calcita, dolomita, aragonito).
	Accidentes Estratiformes	<p>Chert estratiforme (de facies calcedonia)</p> <p>Lechos silíceos bandeados con estructuras sedimentarias y diagenéticas</p> <p>Estratos silicificados, de tránsito lateral a arcillas y areniscas.</p>

A la escala microscópica estos tres tipos generales distinguidos, resultan insuficientes y se combinan ofreciendo una amplia gama de silicificaciones.

CUARZOS AUTIGENOS: TIPOS Y FORMAS DE YACIMIENTO

Voy a insistir en este apartado preferentemente en las variedades de cuarzos encontrados y sus modos de aparición. Datos geoquímicos sobre estos cristales del Keuper puede encontrarse en el trabajo de R. Marfil (1970).

En Levante son muy abundantes los grandes cuarzos idiomorfos, entre los que destacan los de tonalidad roja, conocidos en la literatura por "jacintos de Compostela". Su color rojo hace frecuentes tránsitos, dentro de un mismo cristal, a otras tonalidades: negra, violácea, blanca, o a la transparencia, según las inclusiones. Típicamente los jacintos aparecen implantados en los yesos rojos de la Formación K₄ y en sus arcillas yesíferas. Es posible que crezcan también en los niveles arcillosos rojos de la Formación K₃, pero tal cosa no he podido nunca comprobarla en las observaciones. Tampoco me ha sido posible distinguir en Levante la asociación jacinto-aragonito en grandes cristales, como han citado algunos autores. El caso general es además, que la implantación y orientación del jacinto sea totalmente al azar, y no esté relacionada con fracturas o algún otro accidente relacionado con la permeabilidad de la roca encajante.

Los jacintos del Keuper de Levante están típicamente formados por la combinación del prisma hexagonal y los rombeados (+) y (-), no habiendo podido reconocer otros hábitos. El prisma, no obstante alcanza desarrollos muy desiguales de unos cristales a otros, e incluso para un solo cristal, sus caras muestran también crecimientos muy diferentes, pudiendo llegar a desaparecer alguna de ellas. El tamaño de estos jacintos varía ampliamente, aunque son frecuentes las longitudes superiores a los dos centímetros, y llegando más excepcionalmente a los 4 cm. (Cofrentes, {foto 76'}). Las anchuras son variables pero puede afirmarse en general que en los cristales mayores la relación longitud/anchura tiende a estar comprendida entre 1,5 y 2, pudiendo encontrarse con frecuencia, en los cristales de tamaños medianos y pequeños, la citada relación comprendida además entre 2 y 2,5. Es frecuente encontrar agregados no orientados, incluso interpenetrados con crecimientos muy desiguales de los individuos.

Ciertos tipos de jacintos presentan, excepcionalmente, tonos granates, aunque su tamaño es en general pequeño, y se presenta fácilmente en la Formaciones K₁ y K₂.

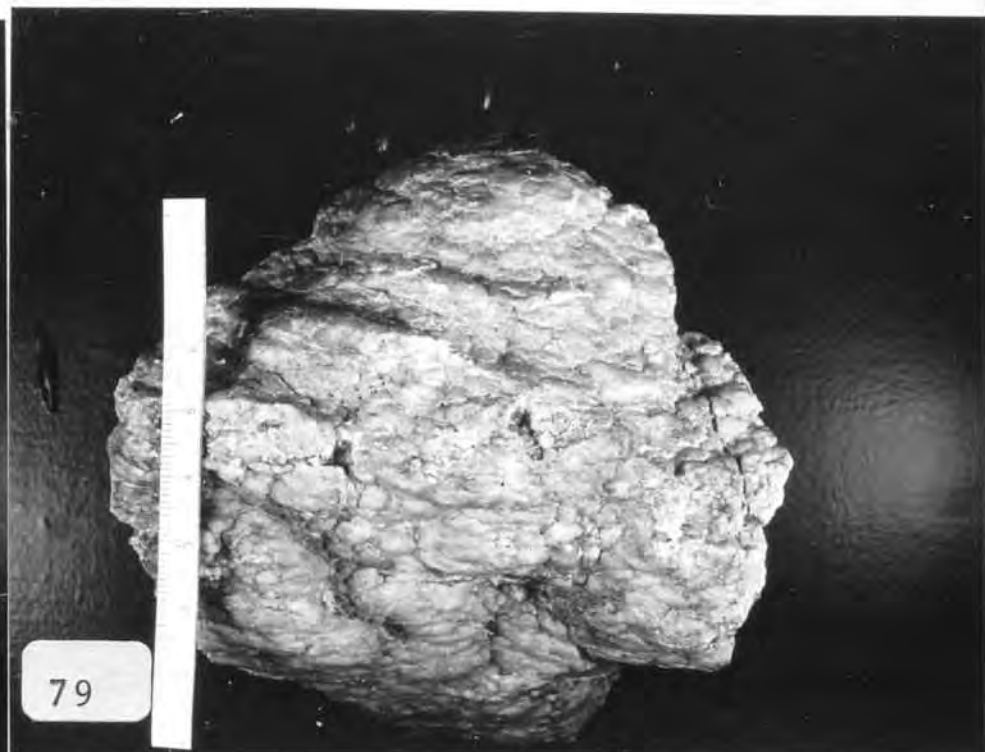
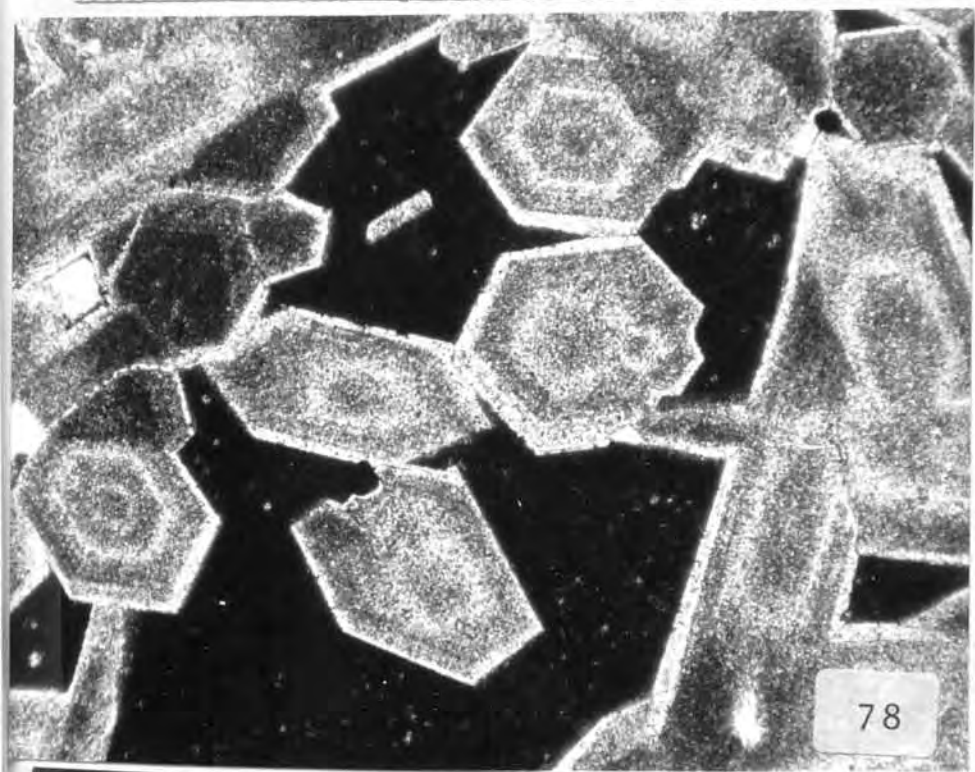
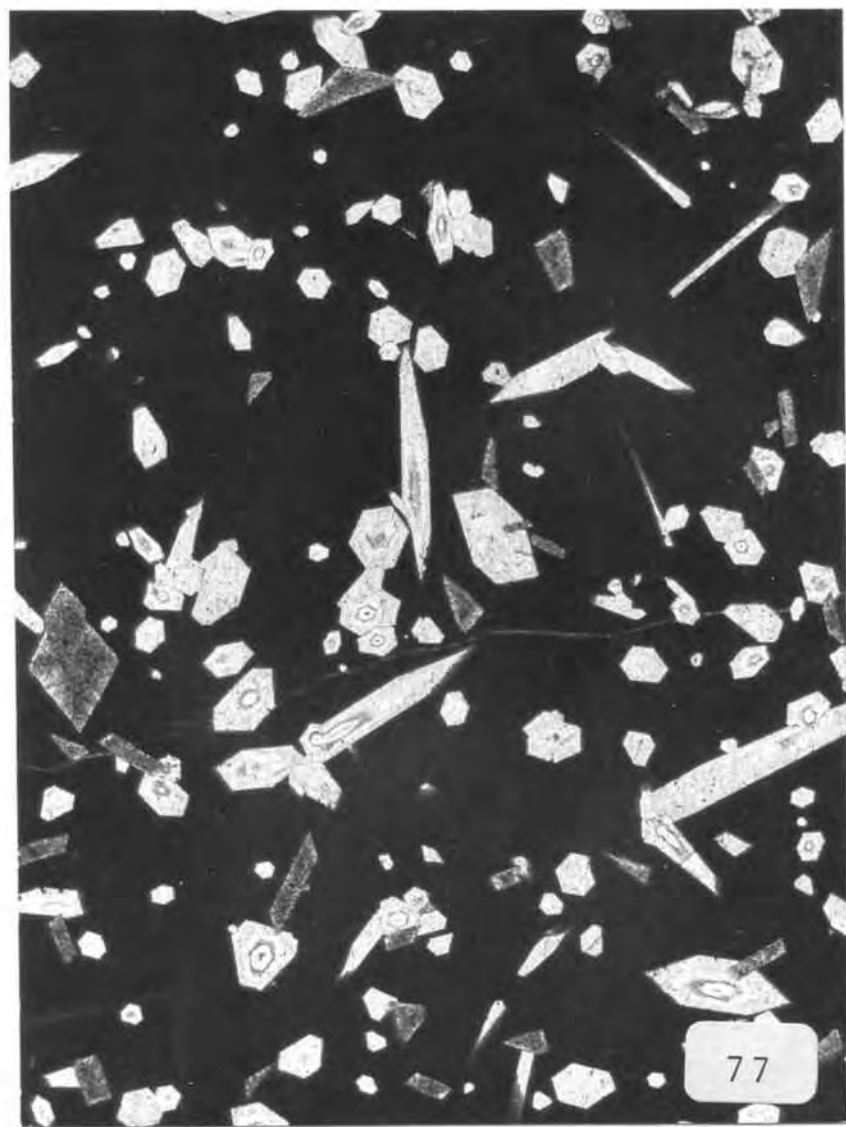
En lámina delgada los jacintos muestran corrientemente abundantes inclusiones de yeso y anhidrita, distribuida generalmente en el corazón del cristal. Se trata de pequeños relictos de distribución irregular. Aunque no he distinguido zonaciones, sí es corriente ver la parte externa del cristal limpia de inclusiones y más coloreada, o distintamente coloreada que el centro, así como cristales más pequeños de cuarzo, a modo de inclusión (en realidad crecimiento absorbido) dentro de otro mayor. Más raras son las inclusiones de calcita y dolomita. Los contornos de los cristales aparecen en ocasiones parcialmente corroídos cuando están incluidos en yesos. El color rojo coincide, en general, con el propio de los yesos arcillosos que los contienen.

A los jacintos siguen en importancia los cuarzos idiomorfos transparentes. Aunque es frecuente ver tránsitos entre estos y jacintos, en realidad, constituyen un tipo morfológico bien definido y más abundante que aquellos. Tienden a tener, en general, relaciones longitud/an-

LAMINA XV

MATERIALES SILICEOS

- Foto 76' - Jacintos rojos bipiramidados. Formación Arcillas yesíferas de Quesa.
- Foto 77 - Crecimientos zonados de cuarzos idiomorfos en micrita (fondo oscuro), de hábito prismático muy alargado. Formación K₁, Altura (Castellón). N.P.X 12.
- Foto 78 - Crecimientos zonados de cuarzos idiomorfos sobre micrita. Puede observarse hasta 3 fases de crecimiento. Formación K₁. Manzanera (Teruel). N.P.X 10.
- Foto 80 - Concreciones silíceas entre arcillas rojas. Formación K₂, Narboneta (Cuenca).
- Foto 79 - Nódulo totalmente silíceo de alta porosidad interna. Formación K₂, Manzanera (Teruel). Escala en cms.



chura algo mayores que los jacintos. Frecuentemente presentan tono opaco blanco en los centros, y se les encuentra en todas las formaciones, con el mismo hábito que el jacinto.

Estos cristales ofrecen un tipo de aparición en el Keuper de Levante que no ha sido citado en la bibliografía según la información de que dispongo. Se trata de verdaderas acumulaciones de pequeños cristales transparentes, blancos, o transparentes con núcleos opacos blancos, de tamaño que oscilan del microscópico hasta los pocos mm, formando capas irregulares de matriz arcillosa, arcillo-limonítica, de aspecto brechoide, de tonos rojizos y violáceos frecuentes, de escasos centímetros de potencia, que podríamos asimilar a "costras de cuarzos". Observados al binocular presentan caras brillantes y en ocasiones mates, como picadas y con las aristas desgastadas. Cuando el tamaño del cristal supera los pocos mm., los cristales aparecen como individuos, pero cuando el tamaño es inferior al mm. la disposición tiende a ser masiva, recubriendo con aspecto brechoide las masas yesíferas o arcillo-limoníticas. Estas costras se presentan típicamente en la Formación K₂ como puede verse en las correlaciones del Gráfico II, y llegan a tener interés como niveles guía.

Localmente puede encontrarse estas costras en la Formación K₄ (Manzanera, Altura), y en el tránsito entre las Formaciones K₂ y K₃ allí donde la individualización de ambas no llega a ser clara.

El origen de tales acumulaciones en determinados niveles podría interpretarse, por las características del conjunto, como de transporte. No obstante ello implicaría procesos de epigénesis que denudaran ciertas capas de alguna Formación que sólo contuviera este tipo de cuarzos. Ello, y la extensión geográfica considerable de la aparición de estas costras me lleva más bien a pensar en procesos diagenéticos facilitados, entre otros motivos, por una fijación selectiva de la sílice en ciertos niveles. Por otro lado las observaciones en lámina delgada indican un crecimiento in situ, dentro de un cemento dolomítico-arcilloso, en general. Estos cuarzos presentan en los centros numerosas inclusiones de anhidrita y dolomita que pueden estar disueltas irregularmente (foto 57). Estas inclusiones parecen ser la causa del color blanco turbio central. El crecimiento masivo de estos cristales puede formar verdaderos nódulos, como veremos en el apartado siguiente.

Otra aparición muy frecuente de estos cuarzos, donde predominan los blancos sobre los transparentes existe como recubrimiento de ciertos yesos nodulares, especialmente abundantes en la Formación K₄. Muchos de estos grupos de cristales son de pequeños individuos (1-3 mm) muy poco alargados, de aspecto esferoidal. Se encuentran principalmente concentrados en la periferia, así como tapizando el nódulo, y también en su interior.

Cristales de este mismo tipo (blancos y de pequeña talla) fueron señalados ya por A. Bonte (1951) en la zona III del Keuper Superior del Jura.

Un tercer tipo de cuarzo idiomorfo muy bien diferenciado es el ahumado. Aunque de aparición más limitada, presenta una relación longitud/anchura y un hábito idéntico al del tipo transparente.

Finalmente cabe citar los cuarzos asociados a niveles calcáreos.

El hábito es prismático hexagonal, alargado, con secciones muy perfectas. La relación longitud/anchura es muy superior a 3. Ciertos niveles calcáreos (Altura, Manzanera) los presentan de color negro y longitudinal superior a los 4 mm, y en tal cantidad que llega a haber localmente un casi total reemplazamiento. Estos cristales presenta dos y hasta tres fases bien diferenciadas de crecimiento (fotos 77 y 78). Tales cristales con relaciones longitud/anchura elevadas no corresponden a condiciones salinas, según W.D. Grimm (1962). En los niveles calcáreos fosilíferos se han producido algunos reemplazamientos de conchas.

CONDICIONES DE FORMACION

Una interesante síntesis sobre las ideas existentes sobre precipitación de sílice ha sido hecha por R. Marfil (1970), a propósito de los jacintos del Keuper del Sector Central de la Cordillera Ibérica, por lo que omito repetir esta tarea.

No parece necesario pensar que ha existido una única fase generalizada de desarrollo para todos los cuarzos idiomorfos, dada la variedad morfológica y de yacimientos que se presentan, y los ejemplos de etapas de crecimiento indicados.

Por otro lado los frecuentes recubrimiento que estos cristales hacen a lechos nodulares de yeso (originalmente anhidrita) indican que fueron posteriores a la aparición de estas texturas. Ello es válido especialmente para los tipos pequeños y blancos. Si bien es cierto que también se presentan estos mismos cristales en el interior de los nódulos, en general son mucho más abundantes y están mejor desarrolladas en la superficie. Posiblemente el contacto nódulo-sedimento encajante actuó como discontinuidad apropiada para la precipitación de la sílice existente en los fluidos de diagénesis.

La presencia generalizada de anhidrita como inclusión en los jacintos, en ocasiones abundantísima, nos indica que son posteriores a la aparición de la misma. En el capítulo anterior se ha admitido una edad muy temprana para la génesis de la anhidrita nodular, pero en los restantes casos no hay evidencias cronológicas.

NODULOS

En la Formación K₂ aparecen con bastante frecuencia (ver Gráfico II) nódulos parcial o totalmente integrados por material silíceo (foto 79). Tales accidentes pueden presentarse aislados y diseminados entre lechos arcillosos, alcanzando tamaños superiores a los 15 cm (Manzanera), o bien enlazarse unos con otros dando lugar a capas concrecionadas (foto 80). La superficie exterior de estos nódulos y las secciones pulidas de los mismos suelen mostrar que el nódulo presenta a su vez una textura interna nodular, es decir es un agregado de pequeños nódulos más o menos deprimidos. Esta morfología interna es propia de los nódulos diagenéticos de anhidrita y hace sospechar el origen por reemplazamiento.

Las observaciones microscópicas indican que en casi todos los casos hay evidencias de que el material silíceo ha crecido por este mecanismo a partir de otros originales; calcita, dolomita, anhidrita, ha

biéndose alcanzado diferentes estadios de silicificación.

La sílice se presenta en ellos principalmente como grandes cuarzos idiomorfos que suelen contener las clásicas inclusiones de anhídrita y dolomita, aunque en ocasiones puedan estar casi totalmente exentas de ellas. Estos cuarzos son también con frecuencia grandes cristales anhedrales que pueden disponerse en claros bandeados. Puede ocurrir que la sílice se presente en pequeños cristales de cuarzo de tendencia plumosa sobre los que destacan otros idiomorfos mayores. Son muy frecuentes los bandeados de tamaños pequeños, aunque variables, de granos de cuarzo.

Todos estos tipos de cuarzo se presentan en los nódulos asociados en general con otros minerales. La asociación más frecuente se hace con dolomitas y existe evidencias del reemplazamiento de estas. En ocasiones se aprecia bien que la silicificación actúa tanto en los bandeados como siguiendo la textura nodular interna, la cual ha sido más comunmente conservada en dolomita.

El estudio detenido de estos nódulos lleva a admitir dos fases generales en el proceso diagenético de los mismos:

- 1) La dolomitización del nódulo de anhídrita (de origen, a su vez, diagenético)
- 2) La silicificación del nódulo dolomitizado.

La primera fase puede observarse en muy contados casos en los nódulos recogidos en superficie. La foto 28 mostraba un claro ejemplo de ellos. Lo corriente es que las dos fases estén presentes, habiendo alcanzando la segunda diferentes estadios según los casos. La foto 81 nos muestra el típico reemplazamiento de la dolomita por grandes cuarzos autígenos que contienen inclusiones de aquella y de anhídrita. En ocasiones la silicificación ha pseudomorfoseado los romboedros de dolomita (foto 82). La calcedonia es raramente reconocible y aparece en globada por los mismos cuarzos (foto 83). En ocasiones los pequeños cuarzos de apariencia plumosa pueden disponerse tapizando cavidades dentro de la dolomita, o haciendo contacto con bandeados de la misma.

Algunos de estos nódulos son porosos interiormente y presentan las cavidades tapizadas con pequeños cuarzos transparentes, a modo de geodas, pero mantienen compacta y uniforme toda la superficie exterior (foto 79). Otros tipos son totalmente macizos y microcristalinos. En ocasiones la silicificación ha sido total y en lámina delgada no puede reconocerse siquiera inclusiones en la textura granoblástica de los cuarzos.

Todos estos procesos, aunque complejos, conducen al concepto final de chert silíceo.

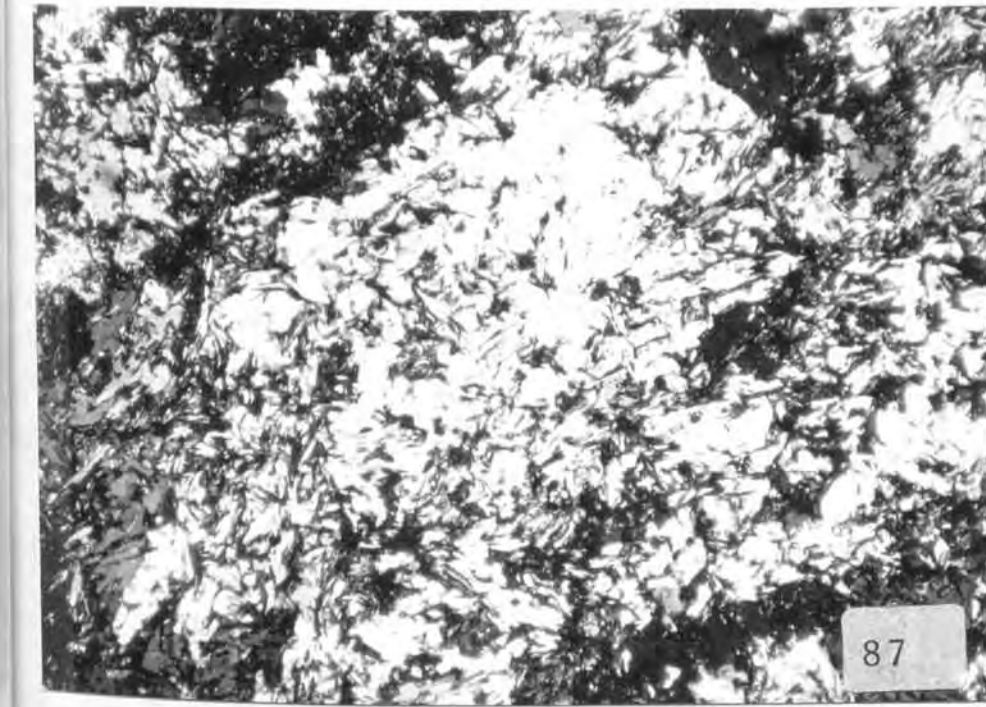
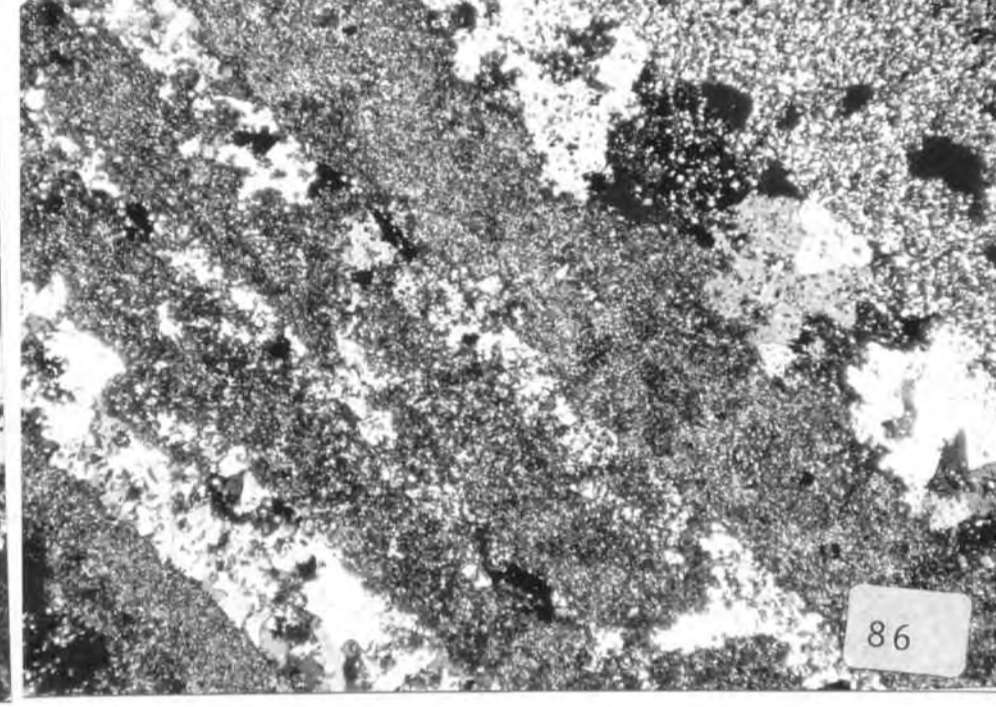
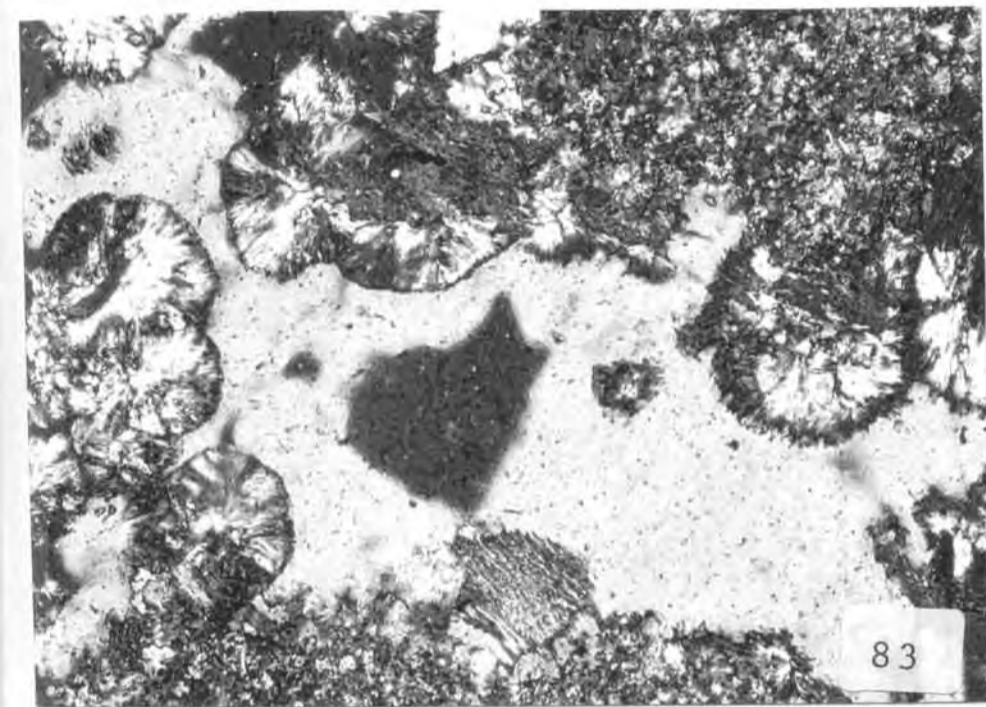
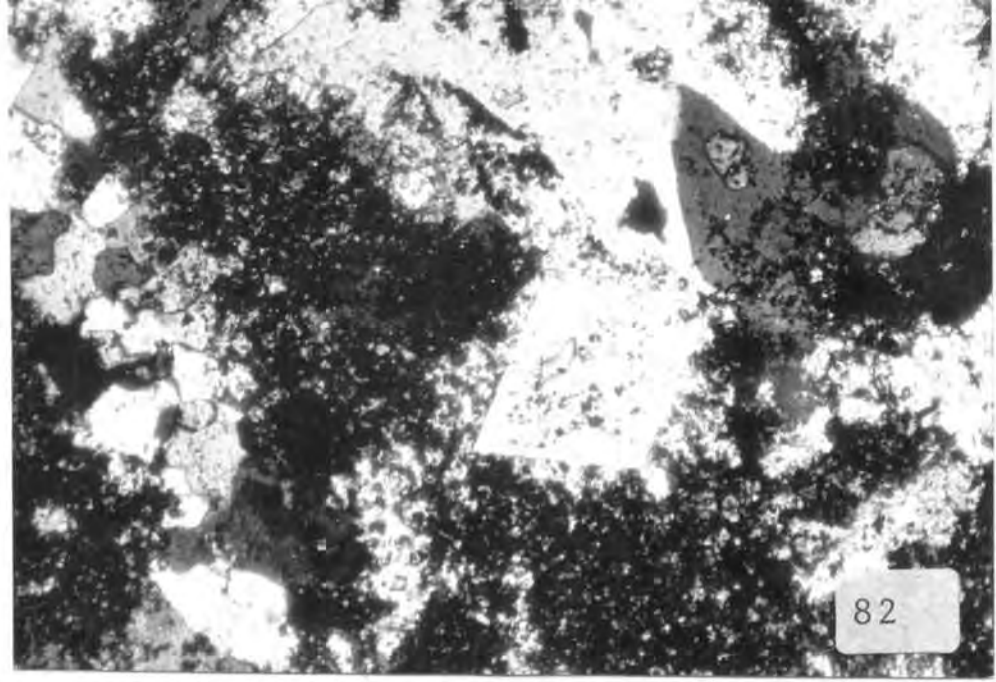
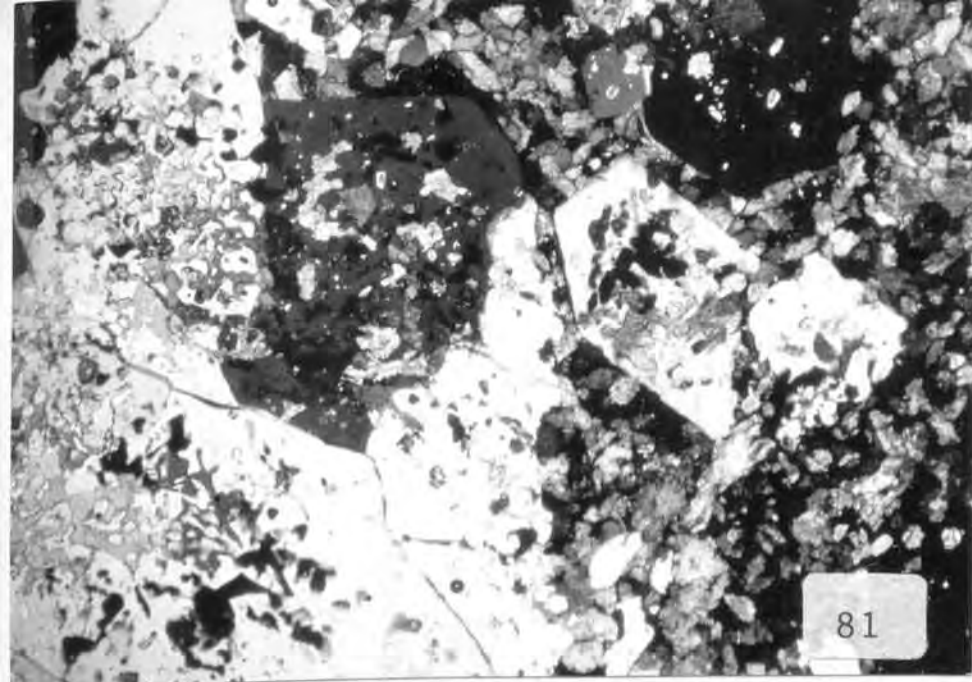
La silificación es también importante en ciertas costras dolomítico-aragoníticas, como ya mostraré en el capítulo siguiente.

Respecto a la fase de dolomitización-calcitización de los nódulos de anhídrita cabe citar que este proceso es conocido, y por ejemplo, D.J. Shearman - J.G. Fuller (1969) han mostrado una amplia calcitización de las formaciones de laminillas del Devónico de Saskatchewan (Canadá).

LAMINA XVI

MATERIALES SILICEOS

- Foto 81 - Cuarzos idiomorfos creciendo sobre granos de dolomita, con abundantes inclusiones de ellos y de anhidrita. N.C.X 10.
- Foto 82 - En el centro pseudomorfo de dolomita por cuarzo. Este proceso se repite frecuentemente en esta preparación. N.C.X10.
- Foto 83 - Crecimientos esferulíticos de calcedonia en cristal de cuarzo. N.C.X 33.
- Foto 86 - Bandeados de cuarzos anhedrales sobre fondo de cuarzo microcristalino rico en impurezas de arcilla. N.C.X 13.
- Foto 84 - Banco de chert, mostrando laminación sinsedimentaria y de formación de la misma por deslizamientos de clastos calcáreos sobre el sedimento inconsolidado. Formación K_1 , proximidades a Monóvar (Alicante).
- Foto 85 - Estructuras sedimentarias en un banco laminado de sílice. Formación K_1 , Torás (Castellón).
- Foto 87 - Crecimiento poiquilítico de cuarzo (cristal central iluminado) sobre minerales arcillosos aciculares. N.C.X 33.
- Foto 88 - Banco silicificado que pasa lateralmente a arenisca de grano fino. Formación K_2 . Torás (Castellón).



Este proceso ha permitido el estudio morfológico, y también petrológico de la aparición de los primitivos nódulos y texturas entorolíticas de la anhidrita diagenética.

ACCIDENTES ESTRATIFORMES

La sección pulida de la foto 84 muestra parte de un lecho silíceo de unos 4-6 cm de espesor, que se intercala en el centro de un banco de calizas tableadas de 1 m de potencia, perteneciente a la parte alta de la Formación K₁, en las proximidades a Monóvar (Alicante). El lecho silíceo tiene un continuidad lateral mínima de 20 m. Se presenta como material microcristalino, compacto, de fractura concoide y brillo céreo, y con bandeamientos claros y oscuros. Localmente presenta aparentes estructuras de deslizamiento intraformacional. En lámina delgada se observa un bandeamiento de granos anhedrales de cuarzo de micro a criptocristalinos, aunque algún bandeado de microdolomia puede contener grandes cristales de cuarzo.

Este accidente puede ser considerado como chert, según la nomenclatura generalizada anglosajona, y como sílex de facies calcedonia, según la francesa, más específica. El origen de reemplazamiento diagenético, es claro. Sin embargo éste se ha producido en un estadio muy temprano, prácticamente singenético, ya que las deformaciones intraformaciones han ocurrido forzosamente en estado no consolidado de la sílice. En el núcleo de tales deformaciones existen en realidad clastos calcáreos cuyo deslizamiento sobre el bandeado silíceo debió producir aquellas.

Otros niveles silíceos de gran interés he encontrado en la Formación K₁ de Torás (Castellón), en la proximidad al contacto con ofitas. La foto 85 muestra un nivel de 7 cm, que presenta una laminación bien definida en diversas tonalidades, oscilando los espesores de las mismas entre 1 y 8 mm. Se presentan estructuras sedimentarias tipo convoluted muy disimétrico, estratificación cruzada, etc. que parecen haber actuado sobre la propia laminación silíceo.

La foto 86 muestra la sección microscópica de un nivel análogo, algo más potente (15 cm) y con las mismas estructuras. Se observa una heterometría de los cuarzos según el bandeado y restos arcillosos irregularmente distribuidos. Otros muchos lechos próximos a las ofitas muestran reemplazamiento silíceos de las arcillas, alcanzando espesores superiores a los 10 cm. En ellos la expulsión de las arcillas no siempre ha sido posible, así como su confinamiento a hiladas, como nos muestra la foto 87.

En todas estas rocas suele observarse cierta porosidad asociada al bandeamiento, la cual ha sido aprovechada para el crecimiento de los grandes cristales anhedrales de cuarzos, los cuales muy frecuentemente han sido posteriormente disueltos.

De mayor envergadura son los estratos silíceos que pasan lateralmente a areniscas o arcillas. La Formación K₂ presenta en Torás (Castellón) el ejemplo de la foto 88. Se trata de una capa arcillo-arenosa de unos 10 cm de potencia, entre arcilla rojas, que pasa a lo largo de unos 25 m a un banco silíceo cuya base dibuja suavemente un típico paleocanal de potencia máxima 25 cm. En lámina delgada se obser--

va una matriz arcillosa con cierto bandeamiento que engloba abundantes granos de cuarzo pequeños, homométricos, y recristalizados. Progresivamente la matriz arcillosa va desapareciendo hasta dar lugar a una cuarcita con cierta porosidad.

Este tipo de silicificación parece corresponder a precipitación química de sílice a partir de soluciones descendentes retenidas en los contactos material permeable-impermeable, pudiendo ser facilitado el proceso por cambios en el nivel freático regional. Tal tipo de accidentes son bien conocidos en las costras silíceas de ciertas cuencas y desiertas africanas, y los procesos que las originan son recogidos por Millet (1964) bajo la denominación de "silicificaciones climáticas".

En otras ocasiones algunos bancos de areniscas de la misma Formación K₂ presentan tenues enriquecimientos silíceos en la matriz de las primeras cms de la base del banco, habiendo facilitado la conservación de estructuras dejadas por gusanos tubícolas en el techo de la capa arcillosa infrayacente. Estas películas silíceas tienen así interés como criterio de polaridad, y además llega a tener validez local como nivel guía. El origen de estos enriquecimientos debe ser análogo al caso del párrafo anterior, y para ambos puede aceptarse un momento de aparición muy temprano, ligado a cambios sinsedimentarios o inmediatamente postsedimentarios del nivel piezométrico.

FUENTES DE LA SILICE Y MECANISMOS DE PRECIPITACION

Al no haberse observado ningún vestigio de precipitación bioquímica debe admitirse que la sílice empleada en la formación de los diferentes accidentes ha sido precipitada por procesos químicos, particularmente electrolíticos. La bibliografía existente sobre este particular ha sido recogida por R. Marfil (1970). La sílice debió presentarse en las soluciones originales en disoluciones verdaderas en forma monomérica, más que en estado coloidal.

La precipitación singenética de la sílice para formar los jacintos, es totalmentne contraria a las numerosas observaciones de reemplazamientos diagenéticos que muestran aquellas.

A pesar de la variedad de accidentes silíceos. estos no forman volúmenes importantes y no considero necesario el recurrir a suponer aportaciones localizadas de sílice, en general. Más bien hay que pensar en la existencia de mecanismos apropiados para la fijación de la misma, la cual, como es bien conocido, encuentra condiciones muy favorables en el ambiente salino. La idea de que la precipitación del Mg⁺⁺ puede facilitar la fijación química de la sílice en solución ha sido emitida para el caso del Keuper por R. Marfil (1970). El autor de este trabajo no ha estudiado geoquímicamente el problema, pero puede asegurarse que numerosas evidencias petrográficas muestran que la silicificación parece implantarse con gran facilidad en aquellos materiales que han sufrido previamente una fase de dolomitización, como hemos visto en el caso de los nódulos, y veremos posteriormente en el capítulo de procesos de ferruginización.

Como excepción a lo dicho en el párrafo anterior, cabe citar casos concretos de evidencias de fuente localizadas de aporte silíceo:

emanaciones volcánicas asociadas a las ofitas. Los niveles arcillosos próximos al contacto con las mismas han sido frecuentemente silicificados, y esto es bien visible en Torás y Altura (Castellón), Manzanaera (Teruel) y Pantano de Elche (Alicante). Estas silicificaciones son importantes y muy tempranas, anteriores a la compactación de las arcillas en contacto con las ofitas, ya que las estructuras sedimentarias están presentes en los mismos bandeados silíceos. El autor ha insistido ya en otra ocasión en la importancia de los materiales volcánicos para la aportación de sílice en las series calcáreas jurásicas (F.Ortí - T. Sanfeliu, 1972).

Considero también de diagénesis temprana la formación de los ja-cintos y de los nódulos silíceos, a pesar de ser posterior a las formaciones nodulares anhidríticas y a las fases de dolomitización. Como veremos en el capítulo siguiente las exposiciones subaéreas que han producido la ferruginización y limonitización de algunos niveles fue hecha estando éstos ya dolomitizados y silicificados. Estas condiciones tan tempranas de neogénesis recuerdan las evidencias actuales de ciertos lagoons de Australia sobre las que aparecen formaciones nodulares silíceas.

CAPITULO 6

Procesos de Ferruginización

Son muy frecuentes en el Keuper de Levante los procesos de ferruginización implantados sobre los sedimentos, estando estos a su vez afectados por diversos estadios diagenéticos o metasomáticos. Dichos procesos han alcanzado intensidades variables y producido distintos tipos petrográficos de accidentes, que han afectado a un tipo particular de cristales, o a ciertos estratos de un modo parcial o total, e incluso han originado costras del tipo laterítico. A lo largo de este capítulo hablaré de procesos lateríticos en un término amplio, para indicar aquellos mecanismos de origen secundario por los que una roca se enriquece en minerales de hierro. También se utilizará el término "limonítico" en un sentido amplio para indicar la presencia de masas minerales de micro a criptocristalinas de hierro, de colores pardos o amarillentos, y en cuya composición entrará probablemente hematites, goetita, magnetita, ilmenita, etc. Sólo en determinados casos podrá hablarse con certeza de la observación de cristales de pirita, magnetita y oligisto.

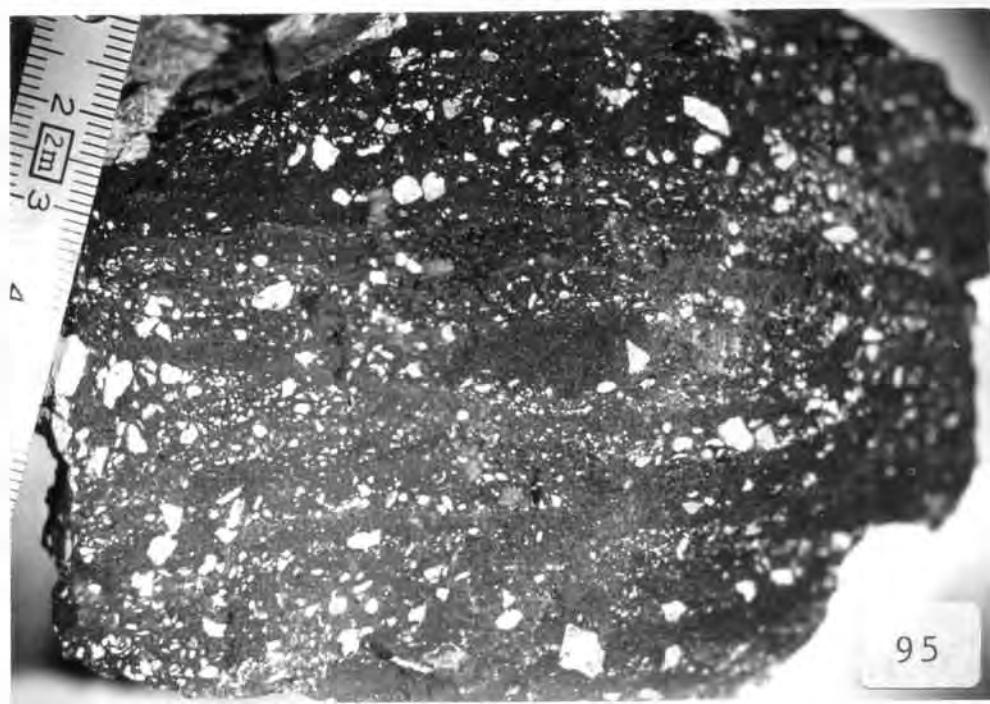
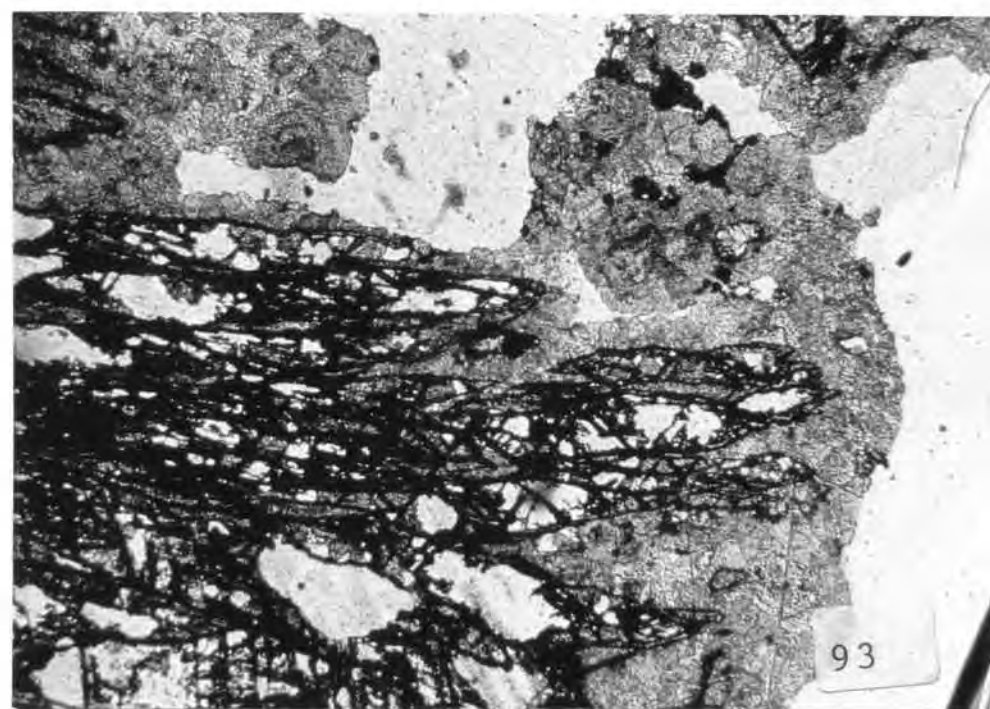
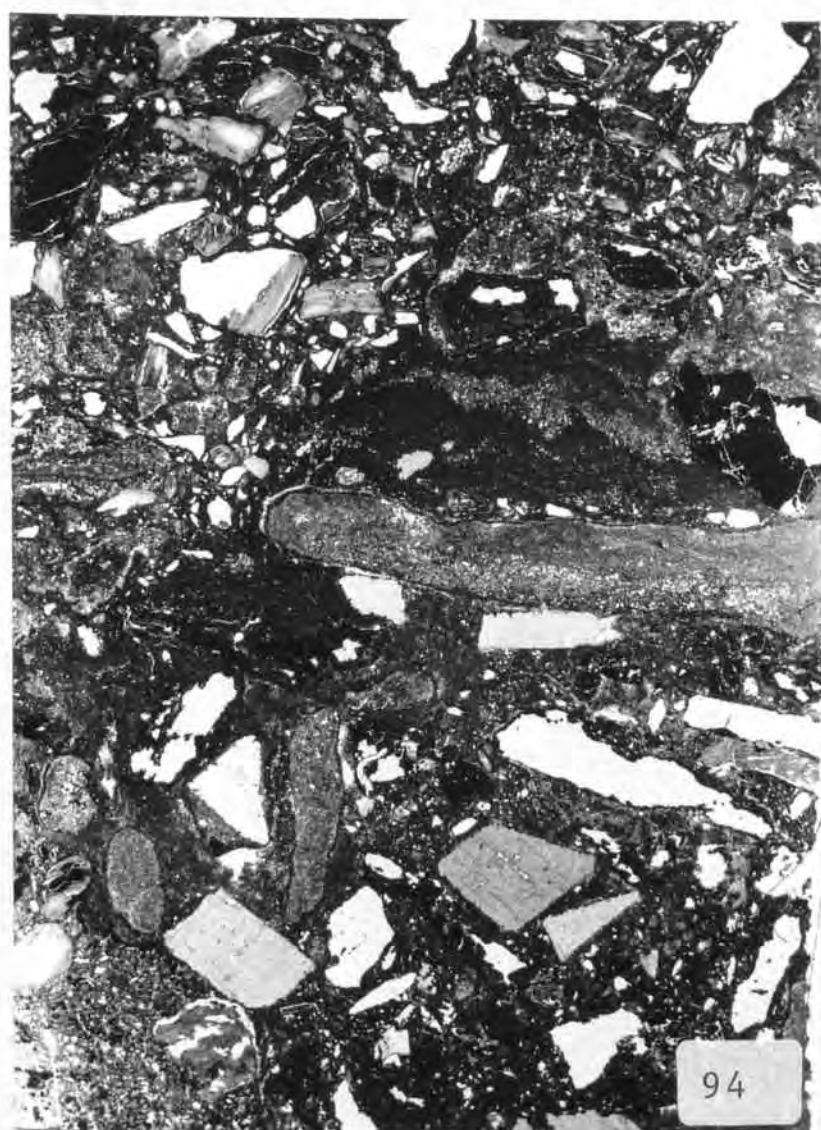
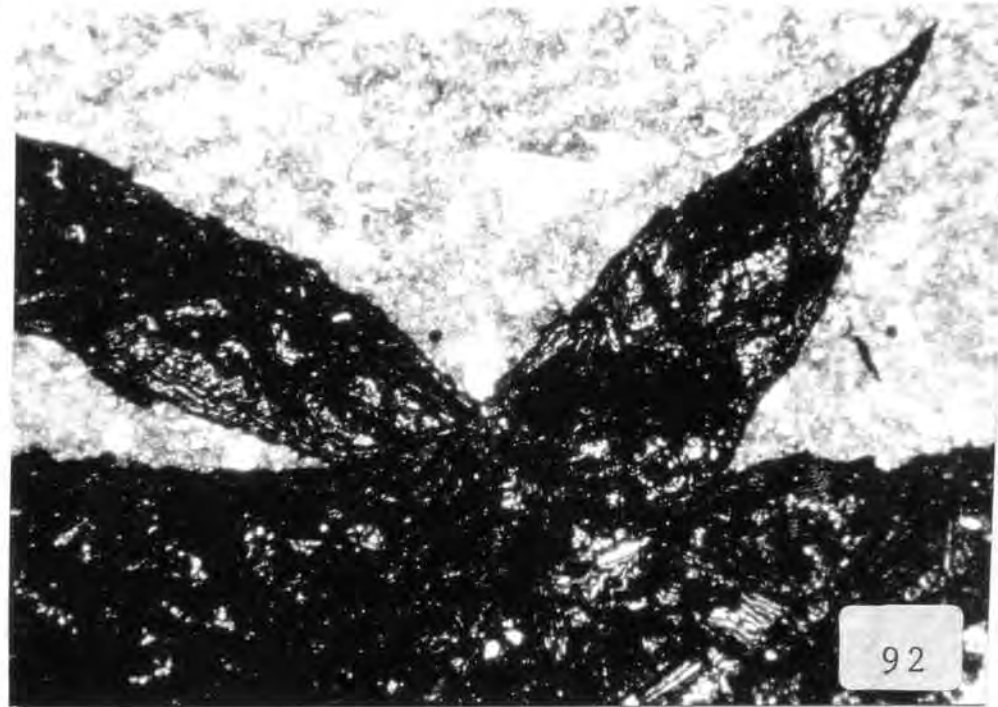
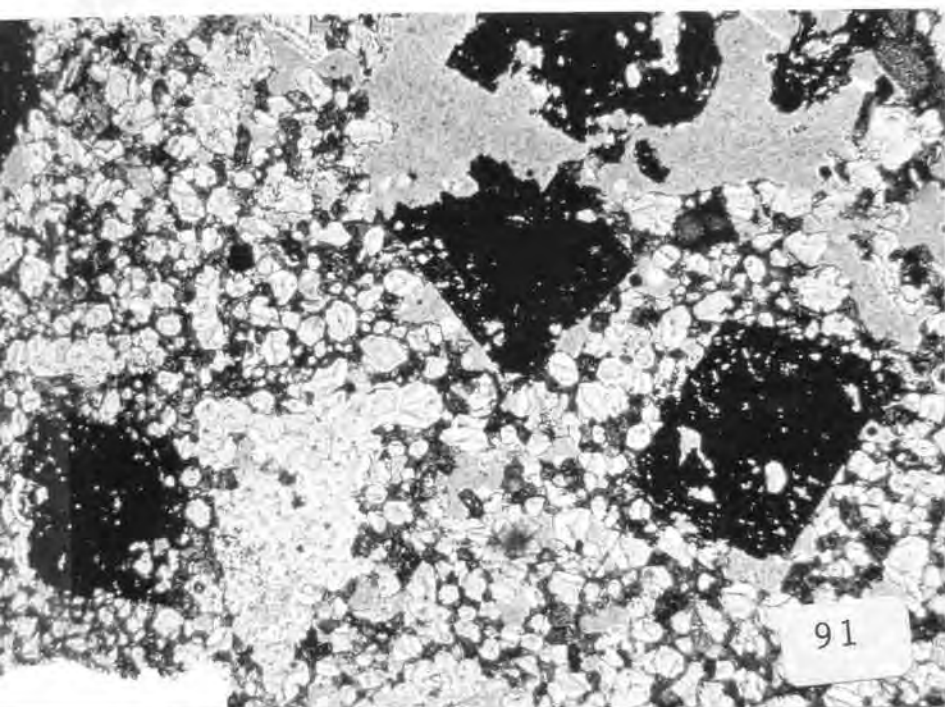
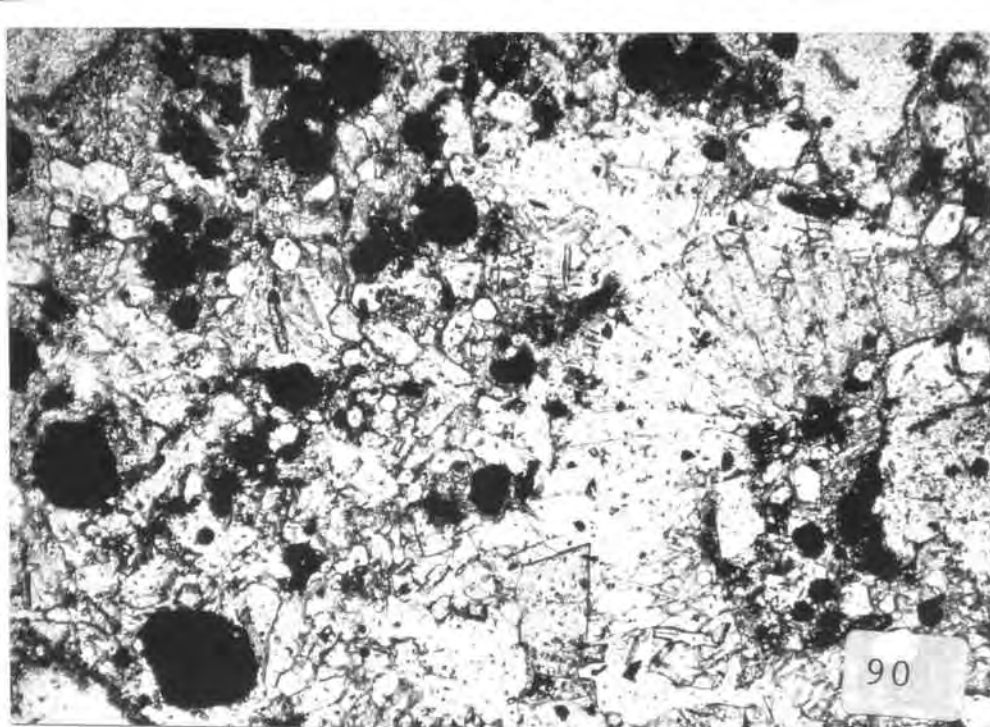
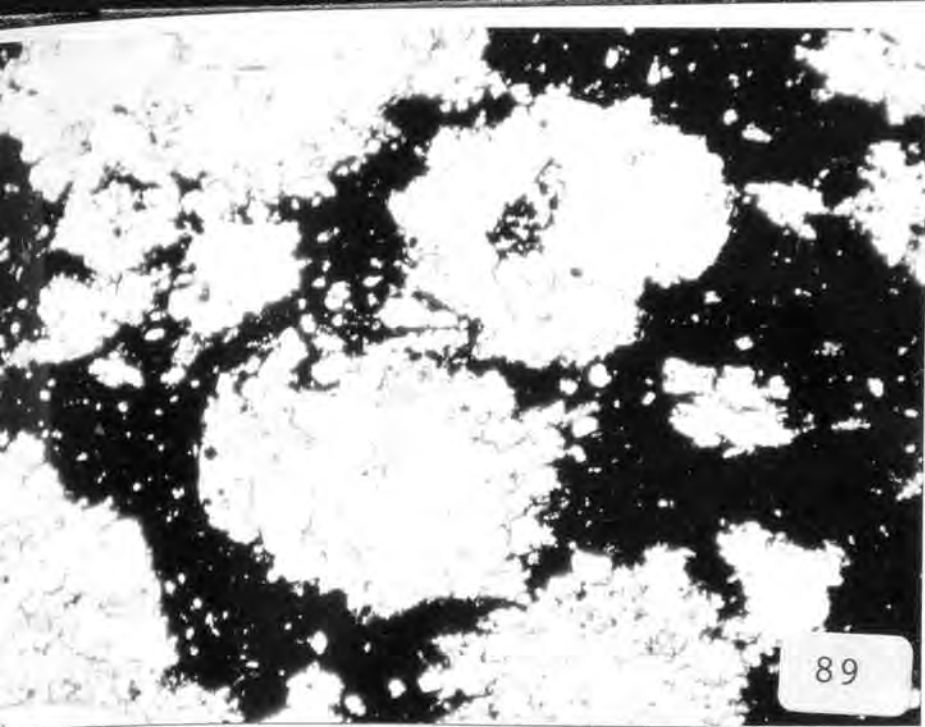
El tipo más corriente de accidente ferruginizado lo constituyen los niveles limoníticos. Aparecen estos en las Formaciones K_1 y K_2 preferentemente, bien estratificados, con espesores de algunos cm (Gráfico II), y con tonalidades ocres, pardas y amarillentas. Al microscopio se observa un fondo amarillento criptocristalino que localmente puede presentar una clara estructura fibrosa-radiada que podría atribuirse a goetita. Este fondo puede presentarse en bandeados de tonalidades más o menos oscuras, ya sea paralelas a la estratificación, o bien seccionándola con trazados curvados e irregulares. Sobre este fondo pueden destacarse cristales negros opacos de magnetita, y reconocerse bandeados de la roca original paralelos a la estratificación, por ejemplo yesos granoblásticos, frecuentemente disueltos.

Otras veces se trata de bancos dolomíticos con hiladas más o menos importantes. En estos casos se observa en lámina delgada que la invasión de minerales de hierro ha actuado sobre un fondo microdolomítico en el que existían importantes recristalizaciones diagenéticas, principalmente cuarzos autígenos y grandes cristales de dolomita (o teruelita). Ambos minerales pueden presentarse asociados en forma de núcleos respetados más o menos por la limonitización (foto 89) o bien en bandeados. En estos los cuarzos pueden ser tan abundantes que hacen desaparecer el cemento microdolomítico. También aparece la limonitización en los bandeados de grandes cristales de dolomitas, pudiendo incluir además piritas (foto 90) de hasta 1 cm. y masas de individuos pequeños de magnetita.

LAMINA XVII

PROCESOS DE FERRUGINIZACION

- Foto 89 - Nivel limonitizado, mostrando núcleos respetados por la ferruginización. En ellos se observan cuarzos idiomorfos implantados sobre grandes placas de dolomita. N.P.X 33.
- Foto 90 - Piritas sobre dolomita, con algunos cuarzos idiomorfos. N.P.X 33.
- Foto 91 - Dolomitas ferruginizadas y cuarzos idiomorfos sobre micrita parcialmente dolomitizada. N.P.X 13.
- Foto 92 - Ferruginización de cristales de teruelita de hábito romboédrico muy agudo. Obsérvese la alteración siguiendo los dos sistemas principales de exfoliación, y la disposición ocasional en zigzag de la misma. N.P.X 13.
- Foto 93 - Detalle de ferruginización sobre dolomia. Contrariamente al caso anterior, aquélla no ha actuado sobre un tipo determinado de cristales, a pesar de la textura peculiar. N.P.X 13.
- Foto 94 - Brecha limonítica. Obsérvese los clastos de arcillitas (flat pebbles), las teruelitas de bordes corroídos, y en el ángulo inferior derecho cantos de anhidrita parcialmente disueltos. N.C.X 4.
- Foto 95 - Brecha ferrífera con estructura laminada aún reconocible. Incluye clastos blanco margosos. Escala en cms. Alteración subaérea de la Formación K₅, Cofrentes (Valencia).



Así pues en estas capas limonitizadas resultan muy frecuentes los cuarzos antígenos y las dolomitizaciones claramente diagenéticas, encontrándose evidencias de que la limonitización ha sido posterior en general a ambas fases y ha actuado primeramente en planos paralelos a la estratificación, y posteriormente en toda la masa, creando bandeados oblicuos a aquella. También actúan en ocasiones, independientemente de estas disposiciones, sobre los cristales de dolomita (foto 91), cuarzo, etc, a las que rodea o disuelve.

Muy frecuentemente la ferruginización de los grandes cristales dolomíticos (o teruelíticos) de hábitos rombédricos muy agudos y alargados ocurre en forma de crecimiento esquelético (ilmenita?) que aprovechan con frecuencia los sistemas de exfoliación (fotos 92 y 93).

Un tipo más complicado de evolución petrogenética los presentan algunos niveles asimilables a costras calcáreo ferruginosas de tonos rojos, muy ricas en teruelitas de tamaños próximos a 0,5 cm. El estudio de láminas delgadas de los mismos me lleva a aceptar como frecuente el siguiente proceso: sobre una anhidrita original inconsolidada crecen abundantes inclusiones de yesos con orientación paralela y que forman bandeados de verdaderos porfiroblastos, debido posiblemente a una fase de hidratación temprana. Grandes teruelitas crecen a su vez en esta masa deformando la disposición citada y engloban abundantes inclusiones de anhidrita, en ocasiones zonadas alrededor del contorno del cristal. Abundantísimos cuarzos idiomorfos, también dispuestos preferentemente en ciertas bandas se desarrollan quizá algo anteriormente a las teruelitas por entrar a formar parte de sus inclusiones. Sobreviene una transformación carbonatada que reemplaza pseudomórficamente los yesos y corroe los cuarzos, precipitándose microsparrita a su alrededor, alcanzando formas esféricas y elípticas, en cuyo centro se reconoce aún en muchos casos restos corroídos de cuarzos. Los bordes de las teruelitas son atacados en esta fase. Finalmente ocurre la ferruginización en bandeados algo irregulares, implantándose especialmente sobre el fondo microsparrítico, y bordeando las teruelitas y los pequeños agregados pseudomórficos.

Otro caso frecuente lo constituyen las brechas limonitizadas. Se trata de niveles de pocos cm de espesor, bien estratificados, de tonos rojos y ocres. Suelen contener clastos de arcillitas angulosos; de anhidrita y yeso. Aparacen también muy frecuentemente grandes teruelitas con bordes dentados y cuarzos antígenos. Puede haber matriz arcillosa o cemento microsparrítico, al que la ferruginización ha atacado en diferentes formas (foto 94).

Un estudio más avanzado del proceso de ferruginización lo constituyen las costas ferríferas negras de elevada densidad, siendo este hecho poco frecuente. El mejor ejemplo lo he encontrado en Cofrentes (Valencia). Una capa de unos 6 cm. evoluciona lateralmente desde una brecha que incluye clastos angulosos de arcillita blanca (foto 95) de tamaños de hasta 2 cm y con matriz ferrífera bandeadada oscura, hasta una masa de microcristales negros (posiblemente magnetita), entre la que de tanto en tanto se parecían restos de la roca encajante: yeso y anhidrita. En efecto, esta capa está emplazada entre los yesos, negros en este caso, de la Formación K₅.

Otro ejemplo de yesos negros ferríferos, de muchas más envergadu-

ra, se encuentra en la Formación K₄ de la región Villena-Sax (Alicante). En las proximidades a esta última incluso se ha intentado una Explotación. Los bandeados de yeso oscuros, muy ricos en Fe alcanzan allí varios metros de potencia.

Las areniscas son también afectadas por limonitizaciones, en ocasiones de cierta importancia. La invasión se produce a partir de las juntas de estrato y crece en formas nodulares claramente zonadas. El ejemplo más característico lo he encontrado en las areniscas de la Formación K₂ de Agost (Alicante). Otras veces una ténues pátina ferruginosa en las juntas ha permitido la conservación de estructuras sedimentarias.

Así pues podemos concluir diciendo que la ferruginización ha actuado sobre diversos tipos de rocas: sulfatos, carbonatos, areniscas, etc, así como sobre determinados minerales. Su acción parece posterior a los principales crecimiento autógenos (cuarzos, dolomitas, teruelitas) y se ha producido tanto en bandeados paralelos a la estratificación, como en disposiciones oblicuas a aquella, o en formas nodulares más o menos relacionadas con los procesos diagenéticos previos. No puede reconocerse perfiles típicos de lateritas, corazas ferríferas, etc. y más sencillamente puede atribuirse su origen a formaciones pedológicas correspondientes a suelos ferralíticos en diferentes estadios de desarrollo. Para ello debe pensarse en ocasionales exposiciones subaéreas de los sedimentos bajo clima cálida y húmedo, no llegando a producirse en general lavados completos de sílice.

CAPITULO 7

Rocas Carbonatadas

ROCAS CARBONATADAS

Los niveles carbonatados del Keuper de Levante se presentan en general como capas poco potentes, en ocasiones sólo de algunos centímetros, que se sitúan principalmente en las Formaciones K₁, K₅ y K₂. En las dos primeras predomina el carácter dolomítico, siendo los bancos micro y criptocristalinos, de tonos crises claros y juntas de estrato muy rectas en general (ya vimos un ejemplo en la fot. 3). Estos lechos suelen intercalarse con los yesos del techo de la Formación K₅ o bien dar verdaderas alternancias con los bancos de yesos de la Formación K₁. Se dan en ocasiones el caso de laminaciones finas dolomita-yeso, como vimos en las fotos 42 y 43).

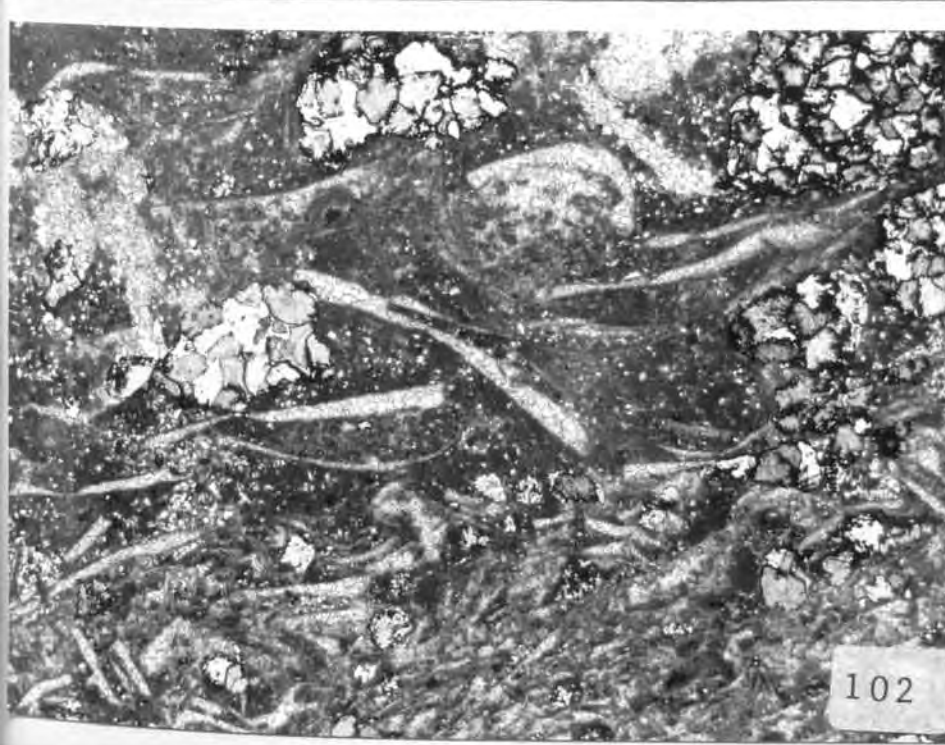
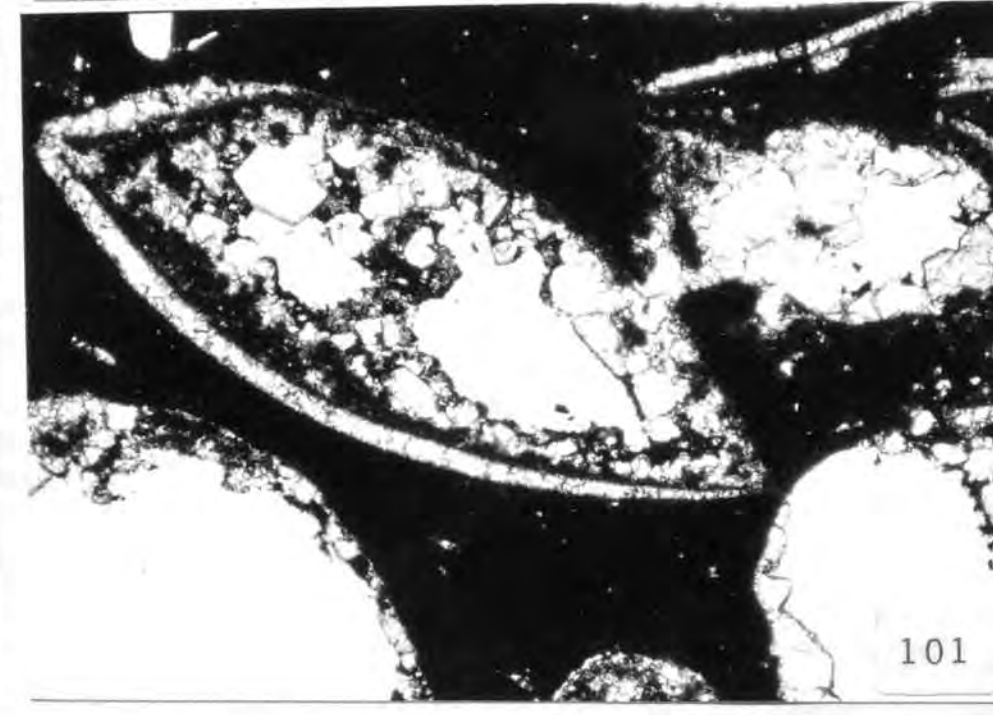
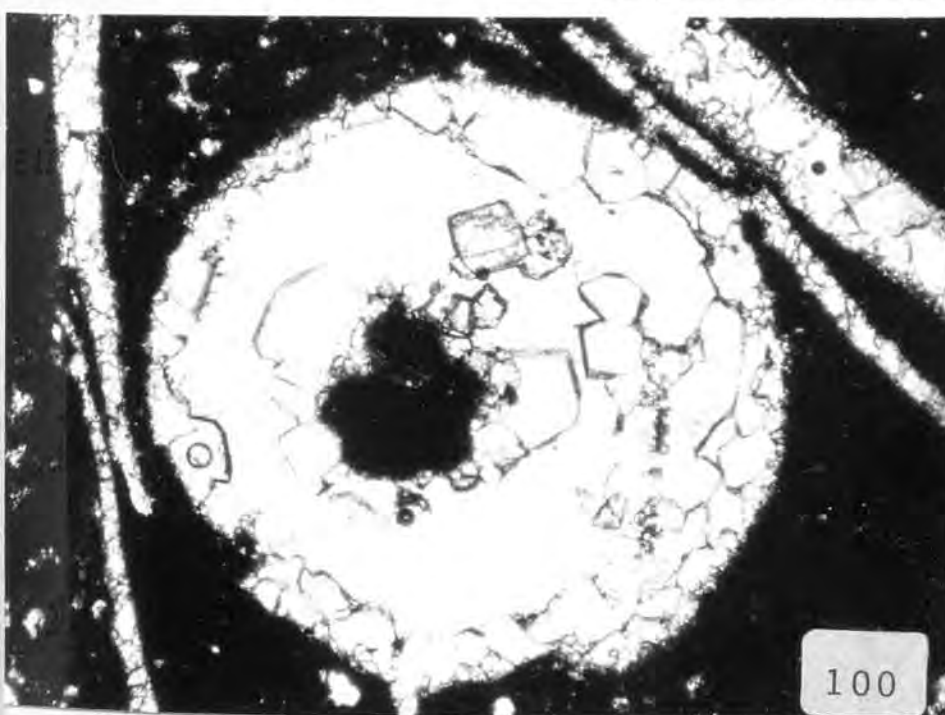
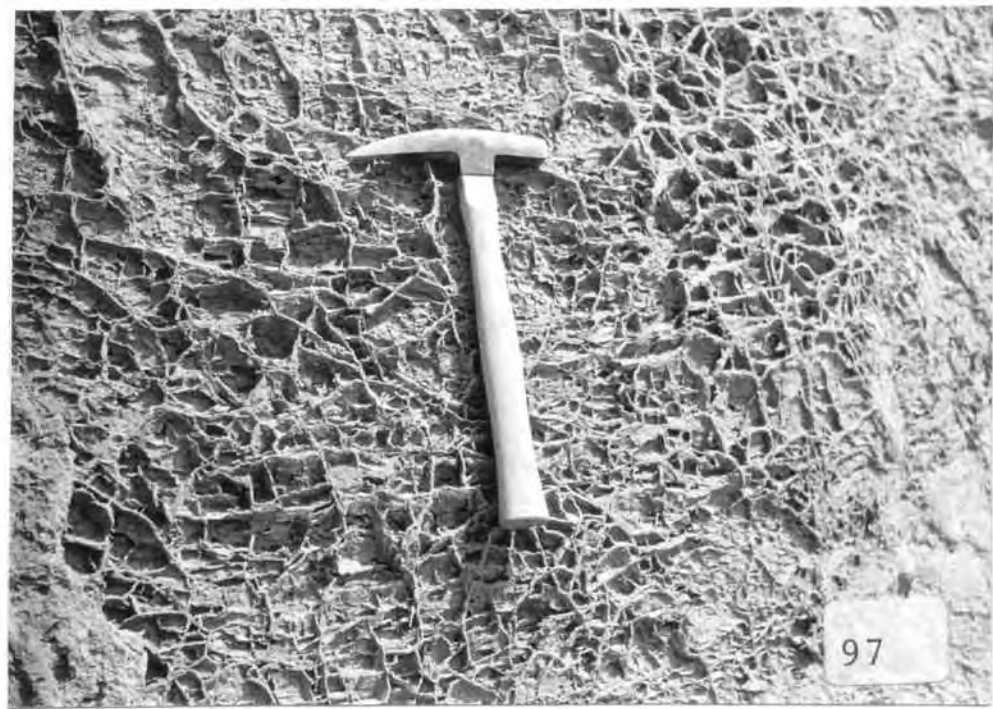
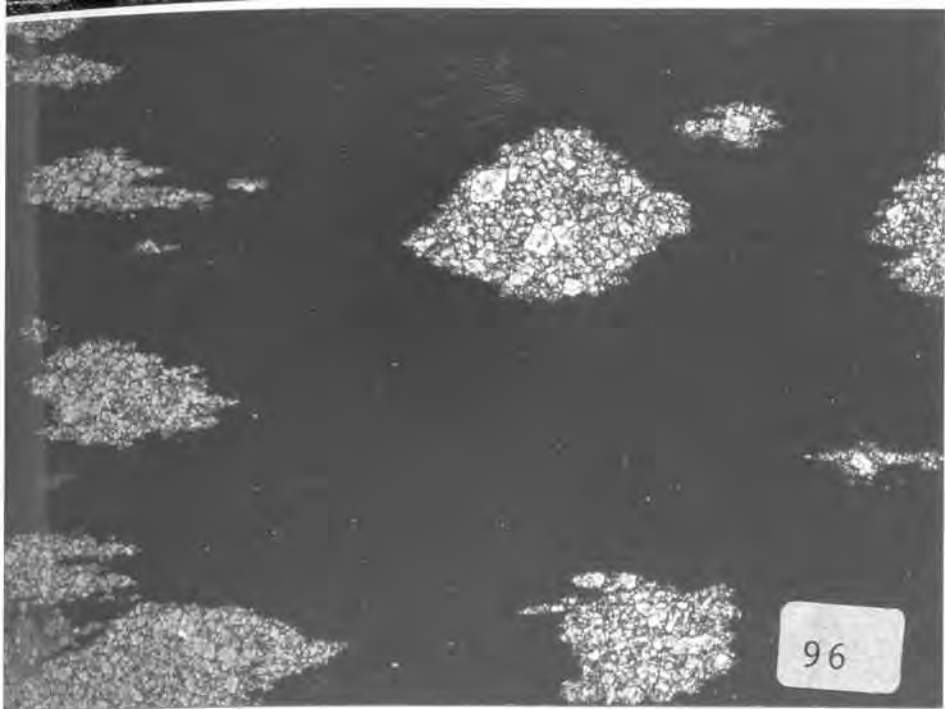
En lámina delgada se observa un fondo criptocristalino, en ocasiones bandeado, sin indicio algunos de restos orgánicos. Son frecuentes en estas dolomitas los poros de disolución, bien huecos, bien rellenos por yeso (fotos 74 y 75). En ocasiones son observables crecimientos porfiroblásticos, Folk (1965), de cristales de dolomita dentro del fondo criptocristalino y el origen no parece entonces atribuible a la existencia previa de huecos, sino a procesos de reemplazamiento (foto 96). Estas dolomias dan por disolución superficial las típicas carniolas del Keuper (foto 97), especialmente cuando se trata de margas dolomíticas.

Si bien son frecuentemente citadas en todas las cuencas Keuper europeas los bancos dolomíticos, no existen prácticamente citas de niveles calizos. En Levante, sin embargo son éstos relativamente abundantes, presentándose especialmente en la Formación Areniscas de Manuel. Suelen ser fangos micríticos en los que puede observarse finas laminaciones. Menos frecuentemente se presentan bancos de hasta 1 m. o más con puestos de niveles tableados o de estratificación fina (5-15 cm), intercalando lechos más o menos importantes de arcilla. (foto 98). La base de los mismos puede mostrar amplias ondulaciones tipo "load coast" (foto 99) o bien trazas de burrows horizontales, con signos claros de retrabajado por organismos. Es en estos niveles calcáreos y calcáreo margosos de la Formación K₂ donde suelen presentarse con más frecuencia los fósiles ya citados en el capítulo 3. Se trata de conchas delicadas de bivalvos, y de pequeños gasterópodos. Estas conchas no suelen presentar señal alguna de perforación por organismos (algal-barings). En ocasiones las conchas están claramente deformadas por una fuerte compactación. Estos bancos fosilíferos tienen típicamente espesores no superiores a los 15 cm, y pueden mostrar un aspecto lumaquéllico. Las conchas presentan fácilmente efecto escudo

LAMINA XVIII

ROCAS CARBONATADAS

- Foto 96 - Crecimientos porfiroblásticos de cristales de dolomia sobre fondo micrítico, en bando dolomítico de la Formación K_1 . Altura (Castellón). N.P.X 4.
- Foto 97 - Textura travecular de origen secundario en marga dolomítica. Formación K_2 , Villagordo del Cabriel (Valencia).
- Foto 98 - Alternancia de niveles calcáreos con lechos arcillosos. Obsérvese el cambio textural del nivel oscuro superior, correspondiente a la foto 105. Formación K_1 , Montserrat (Valencia).
- Foto 99 - Load cast en la base de un banco calcáreo de 1 m de potencia, en disposición vertical. Tránsito entre las Formaciones K_2 y K_3 , en Alborache (Valencia).
- Foto 100 - Pelmicrita compactada con sección de gasterópodo. En ella limpios cristales subhedrales de esparita tapizan la cavidad producida por la casi completa disolución de la concha original y del sedimento interno. Formación K_1 . N.P.X 15.
- Foto 101 - Idem foto 100, con sección de bivalvo que incluye en su cemento interior cuarzos idiomorfos. N.P.X 10.
- Foto 102 - Biopelmicrita con poros de disolución ocupados por esparita subhedral, atacada en sus bordes por ferriginización. Formación K_1 . N.P.X 10.
- Foto 103 - Lecho calcáreo con flat pebbles, que corresponden a la foto 104. Formación K_2 , Manzanera (Teruel).



(Dunham, 1962) que puede utilizarse como criterio de polaridad. Tanto las cavidades de tipo escudo, como las del vaciado de las paredes de las conchas y en general las cavidades intragranulares, presentan frecuentes casos de cementación incompleta (foto 100) y a veces rellenos parciales de sedimento interno (fot. 101).

Algunos niveles fosilíferos pueden también presentarse en la Formación K₁, aunque son ya más dolomíticos por lo general.

En lámina delgada estas calizas se muestran como micritas, pelmicritas y biopelmicritas. La estructura en pellets es bastante apreciable, a pesar de la compactación general de los niveles. En ciertos casos ésta ha llevado a la formación de contornos poligonales en aquellos (foto 29). Es probable que algunos de estos pellets sean productos fecales de gasterópodos. Como en el caso de las dolomias, es frecuente la existencia de poros de disolución tapizados por dolomitas subhedrales, atacadas en ocasiones por la feruginización (foto 102).

La presencia de cuarzos, tanto detríticos autígenos está muy generalizada, y asociada a bandeamiento (fotos 77 y 78). Ocasionalmente están disueltos. También se presentan pequeños nódulos silíceos, tipo chert, de hasta 2 cm, en estas calizas (a parte del chert estratiforme, foto 84).

Este predominio micrítico queda ocasionalmente interrumpido en ciertos bancos por la aparición de hiladas de escasos centímetros, formadas por placas esparíticas de varios mm.

El conjunto se muestra pues propio de una sedimentación efímera y tranquila. Sin embargo el examen detallado de los niveles muestra ejemplos de medios agitados. Las fotos 103 y 104 muestran platt pebbles, ocasionados muy posiblemente en un medio supralitoral por la acción de tormentas. En estos niveles son frecuentes los fragmentos biogénicos arrastrados y micritizados. Son también relativamente frecuentes los oolitos y las envueltas oolíticas. Estos oolitos han crecido ocasionalmente en formas elípticas perfectas, y ello es de gran interés por no existir en la bibliografía apenas citas de este hecho. Los núcleos de estos oolitos están frecuentemente disueltos. También existen crecimientos excéntricos de las envueltas micríticas.

En otras ocasiones se muestran claros ejemplos de estructuras colapsadas (fotos 105 y 98) y brechificadas. Por otro lado ciertas estructuras, como la de la foto 106 puede considerarse claramente como un "alga mat".

En todos estos tipos morfológicos juega un importante papel el cemento esparítico que tapiza y ocupa las frecuentes cavidades. Por el contrario el fondo grumoso micrítico, muchos núcleos oolíticos micríticos, etc. están disueltos y vacíos.

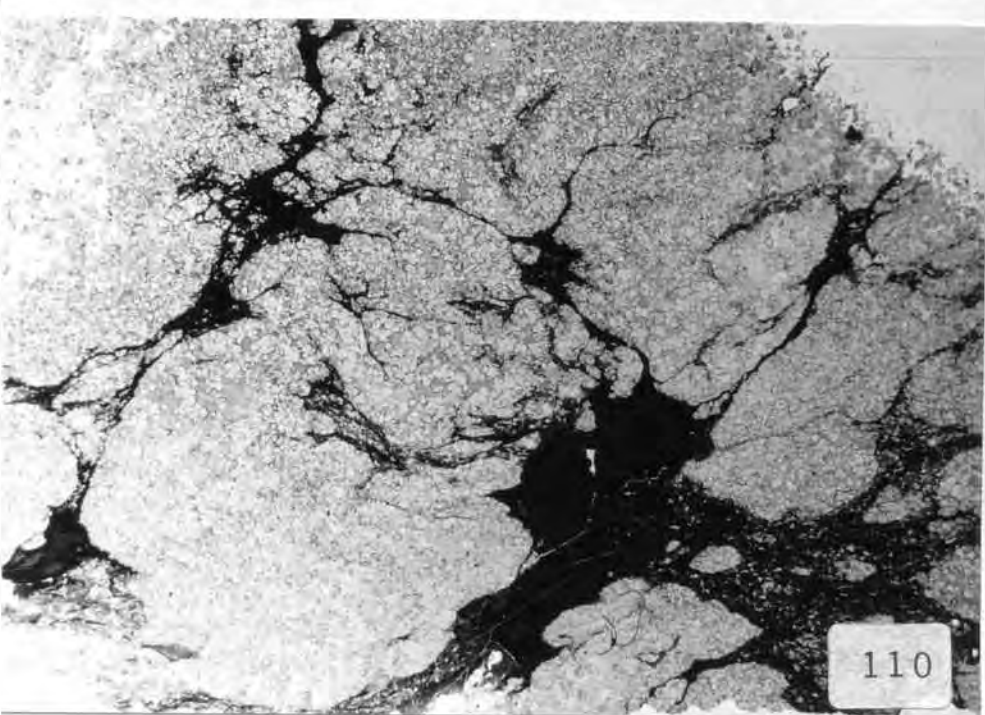
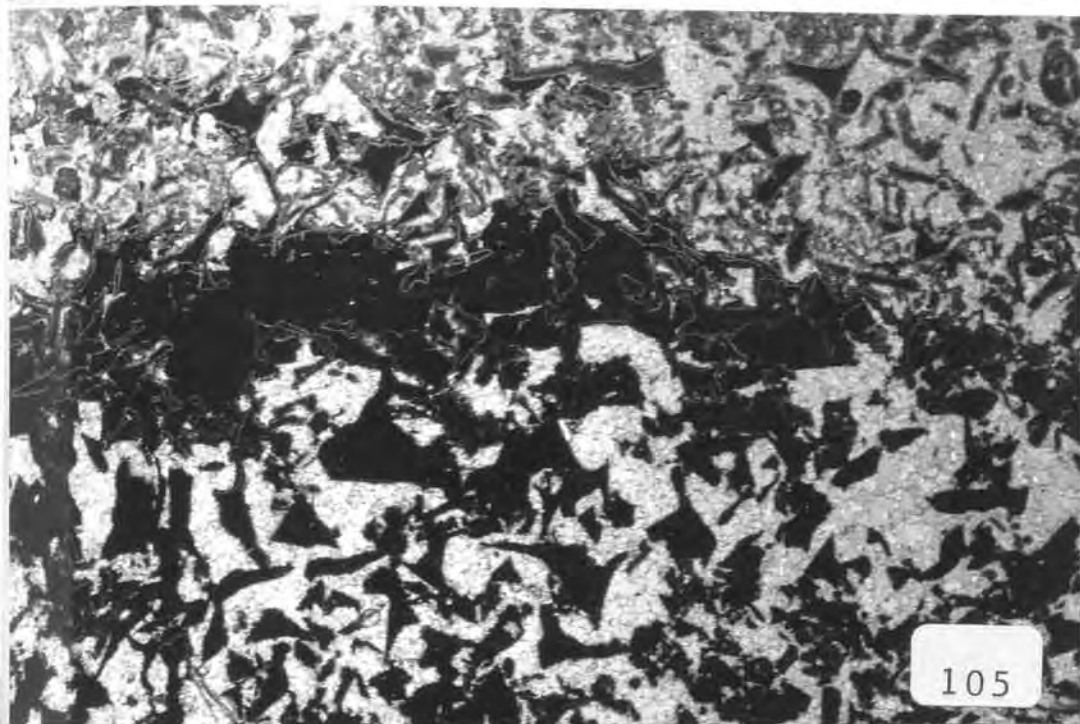
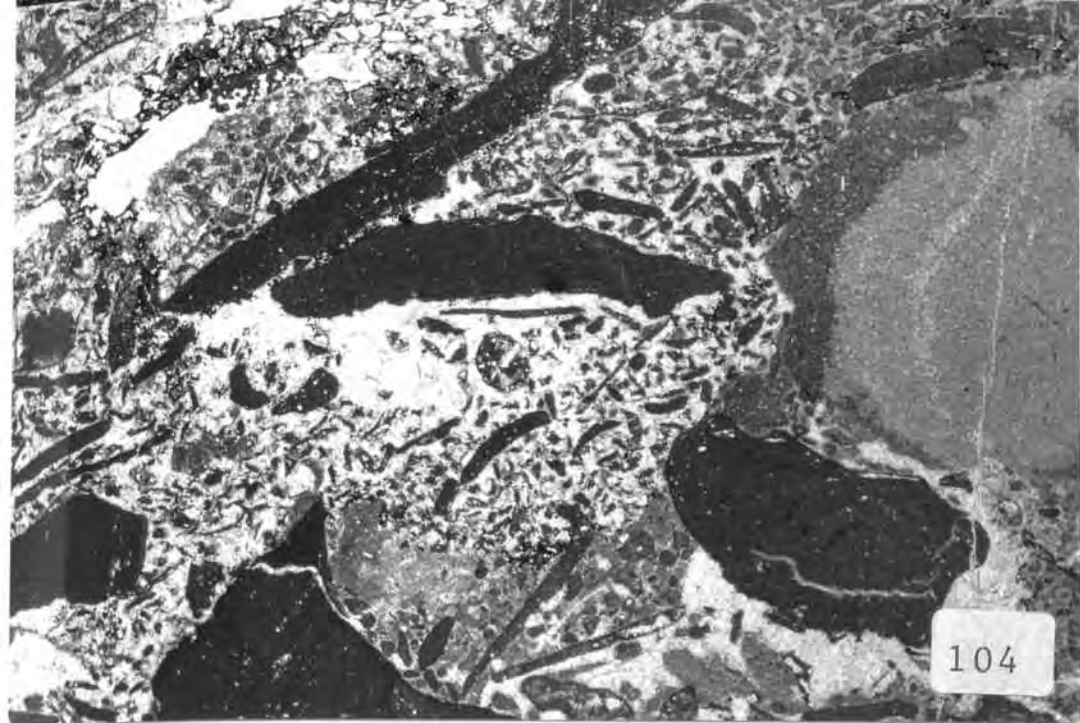
No obstante todo lo dicho, son todavía más frecuentes las margas calcáreas, en ocasiones hojosas (fig 107) y las margas dolomíticas y carniolares. En algunas margas calcáreas ha sido posible la conservación de "mud cracks" (foto 109). En ocasiones puede encontrarse concreciones micríticas muy claras (foto 108) entre las Arcillas de Cofrentes.

Un ejemplo del proceso de dolomitización de nódulos de anhidrita citado en el capítulo de sulfatos, se muestra en la foto 110.

LAMINA XIX

ROCAS CARBONATADAS

- Foto 104 - Lámina delgada del nivel calcáreo de la foto 103. Brecha sinsedimentaria originada en un medio ocasionalmente agitado. Flat pebbles y fragmentos micríticos "flotan" sobre un abundante cemento esparítico. N.P.X 3.
- Foto 105 - Colapsobrecha en el nivel calcáreo superior de la foto 98. Obsérvese las texturas irregulares conservadas en micrita (oscura), embebidas en un cemento esparítico (claro). N.P.5
- Foto 106 - Textura atribuible a algal mat. Obsérvese la disposición irregular del sedimento micrítico "atrapado". El cemento esparítico (claro) ha ocupado los huecos dejados por la descomposición de la materia orgánica y por la elevada porosidad inicial. N.C.X 5.
- Foto 107 - Margocalizas hojosas de la Formación K₂, en el Pantano de Elche (Alicante).
- Foto 108 - Nódulo calcáreo (micrítico, de elevada densidad) en las Arcillas de Cofrentes, en la proximidad a Gestalgar (Valencia).
- Foto 109 - Mud-cracks en los niveles calcareomargosos de la base de la formación K₂. Villagordo del Gabriel (Valencia).
- Foto 110 - Dolomitización de nódulos anhidríticos contorsionados. N.P.X 6.



En conclusión, puede decirse que los sedimentos carbonatados del Keuper de Levante se muestran como hechos sedimentarios efímeros, aunque puedan tener extensiones geográficas considerables que les permitan ser usados como niveles guía. La presencia de fósiles o de ciertas mineralizaciones diagenéticas, como veremos en el próximo apartado, facilita este hecho. La tranquilidad del medio ambiental es en ocasiones sólo aparente, aunque sí parece generalizada la hipersalinidad del mismo. Estos hechos parecen pues propios de llanuras supralitorales, suprasaladas, ocasionalmente alcanzadas por tormentas, y con formaciones de algal mats.

MINERALES AUTÍGENOS

Además de los cuarzos, ya citados en otro capítulo, puede considerarse como minerales autógenos de estas capas calcáreas los cristales cúbicos de halita. Naturalmente no son exclusivos de ellas, aunque sí han sido sus únicos moldes fósiles. En la foto 19 vimos ya un ejemplo, y ahora la foto 111 nos muestra otro no menos perfecto. En ciertos casos la conservación se ha producido al ser pseudomorfoseadas los cristales de halita por carbonato de cobre (foto 112).

Los cristales de calcita bien formados no son frecuentes en el Keuper. Únicamente en dos localidades (Villagordo y Domeño) los he encontrado implantados en el yeso o formando tenues costras entre las arcillas rojas. Los colores son rojos o transparentes y el hábito romboédrico muy agudo (foto 113). Los vértices más opuestos están cortados por una pirámide muy poco desarrollada, que ha sido en general desgastada por la erosión, dando la apariencia de truncamiento.

Pero los minerales autógenos carbonatados más propios del Keuper de Levante son las teruelitas y los aragonitos.

Teruelitas.-

La presencia de este mineral en toda el área de estudio es mucho más frecuente de lo que se deduce de las aseveraciones encontradas en la bibliografía (fot. 114). Sobre su modo de aparición, además del ya conocido directamente relacionado con los yesos, cabe citar las asociaciones con costras limoníticas y con lechos de carbonatos. Fundamentalmente la primera de estas asociaciones se manifiesta como la más propicia para la aparición de este mineral. La fot. 116 es uno de los muchos ejemplos encontrados sobre este particular. Estas costras son muy posiblemente suelos de evolución laterítica, ricos en limonita y carbonatos. Localmente todo el nivel puede pasar a agregado de cristales de teruelita de tamaños variables, aunque homogéneos. Un ejemplo de la inclusión en yesos lo presenta la fot. 115. Como puede verse, se trata siempre de típicos romboedros de dolomita. La fot. 119 muestra un caso concreto en lámina delgada.

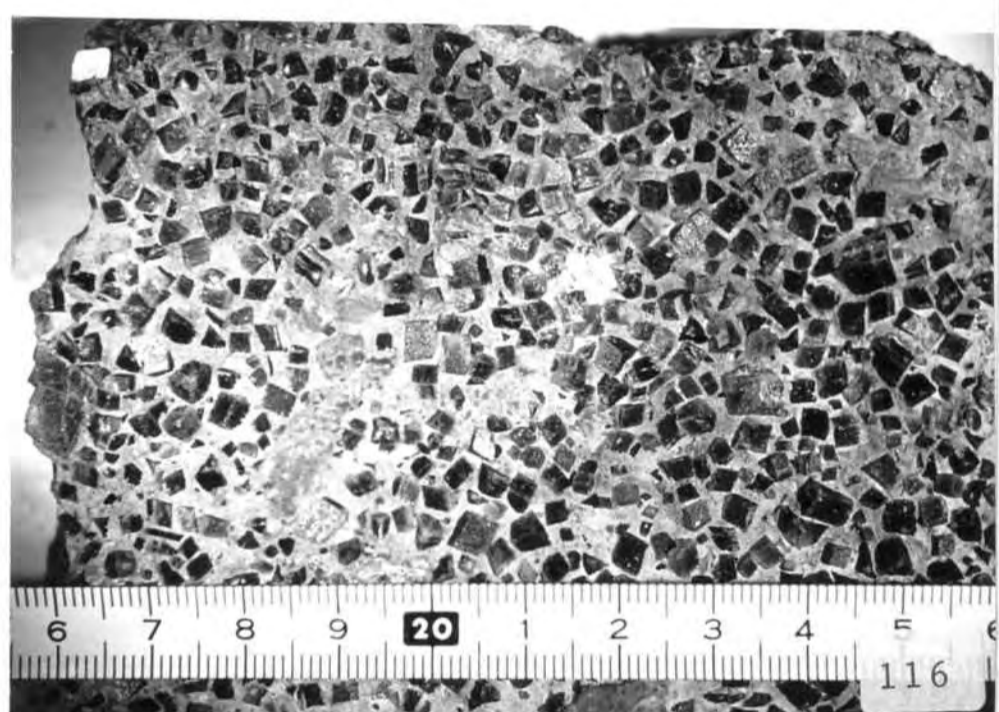
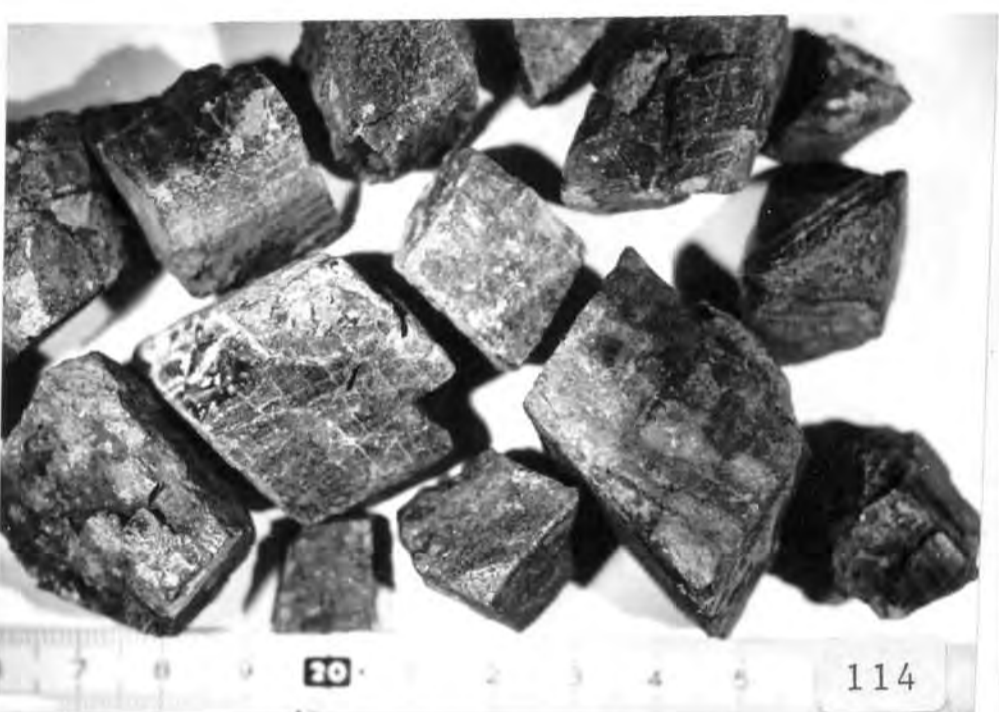
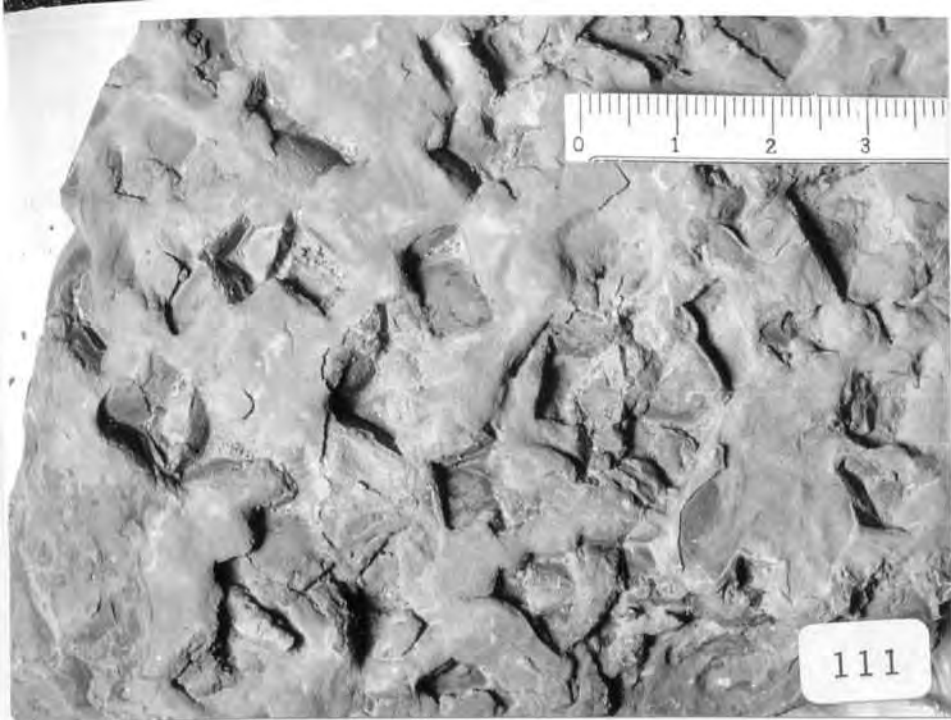
Un caso muy particular lo constituye la aparición de teruelitas de hábitos romboédricos muy alargados en niveles calcáreos. La fot. 117 muestra sus improntas y la fot. 118 corresponde al techo de un banco calcáreo que ofrece un aspecto que recuerda a una textura diabásica. Este banco llega a tener un valor de nivel guía para el área indicada en el Gráfico II.

Una síntesis bibliográfica interesante sobre la génesis de las

LAMINA XX

ROCAS CARBONATADAS

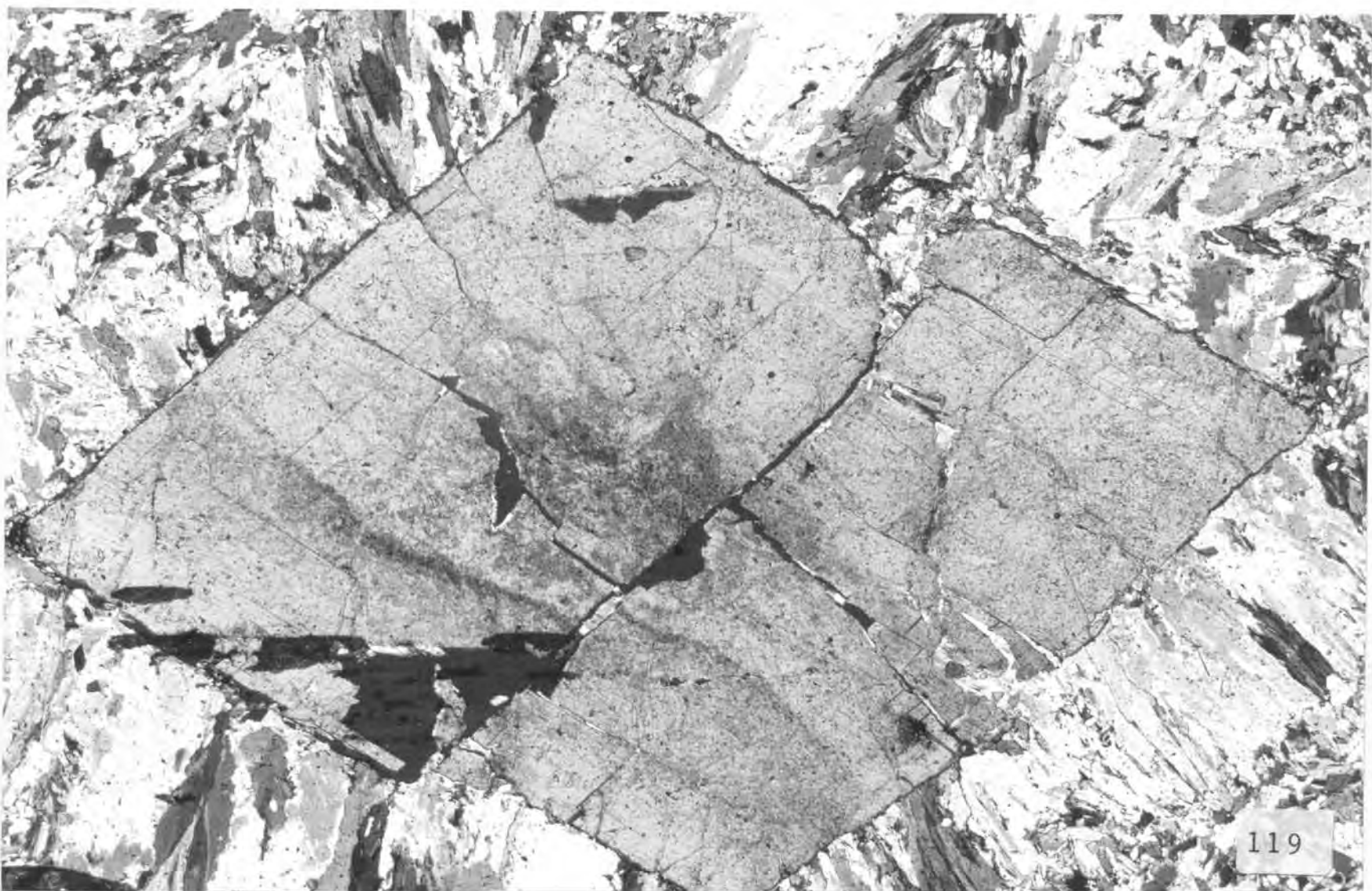
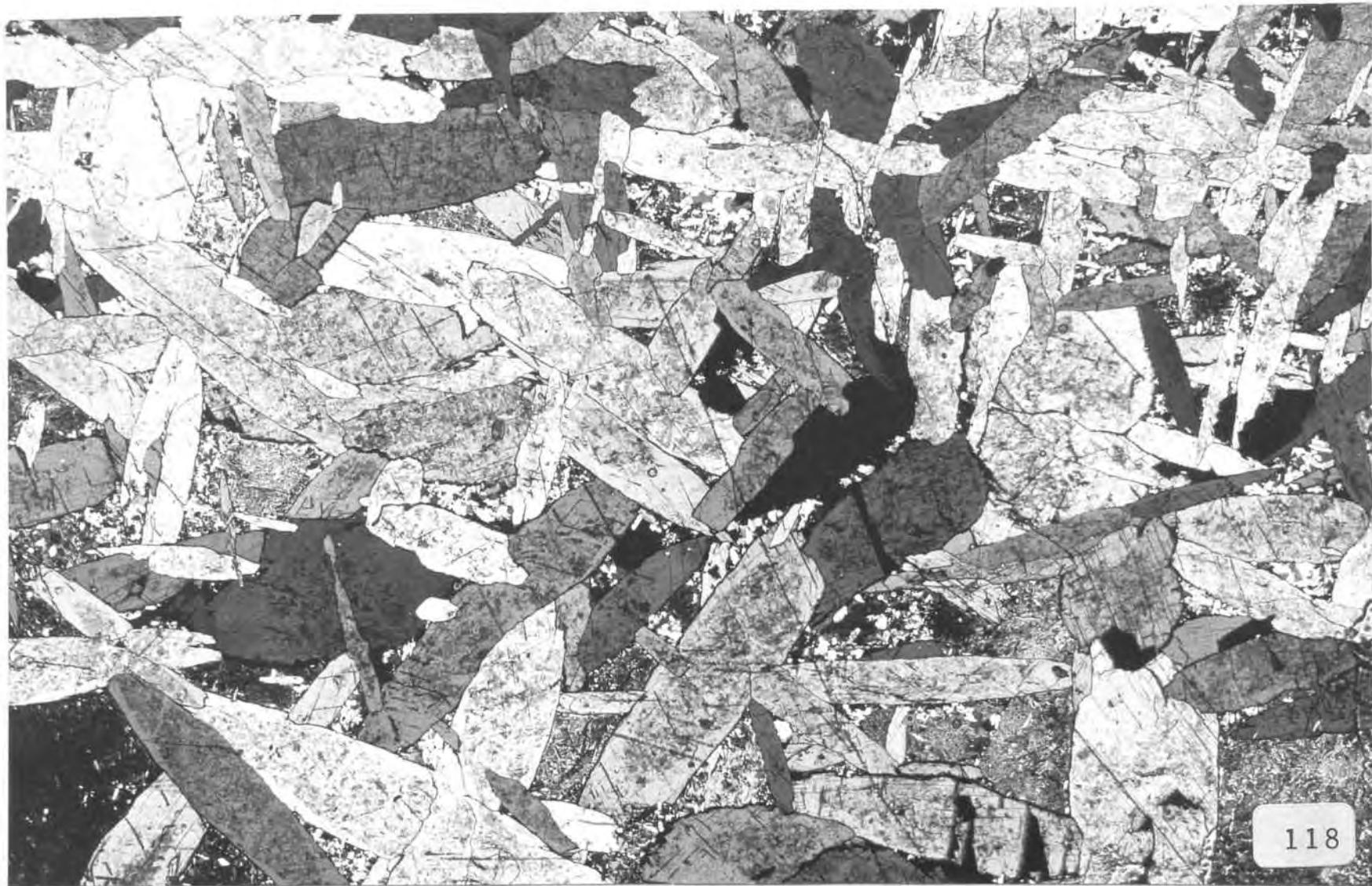
- Foto 111 - Improntas de cristales cúbicos diagenéticos de sal sobre lodo micrítico. Escala en cms. Formación K_1 . Arcos de las Salinas (Teruel). Escala en cms.
- Foto 112 - Pseudomorfos de carbonato de cobre sobre cristales cúbicos diagenéticos de halita. Nivel calcáreo margoso laminado de la Formación K_3 . Proximidades a Manuel (Valencia).
- Foto 113 - Cristales autígenos de calcita, transparentes y rojizos, de hábitos romboédricos. Formación K_3 (Calles y Cofrentes, Valencia). Escala en cms.
- Foto 114 - Teruelitas romboédricas. Formación K_1 de Torás (Castellón). Escala en cms.
- Foto 115 - Teruelitas sobre bancos de yeso de la Formación K_2 , en Torás (Castellón).
- Foto 116 - Costra teruelítica. Formación K_1 . Torás (Castellón).
- Foto 117 - Improntas de teruelitas de hábito romboédrico agudo sobre banco calcáreo de la Formación K_2 (nivel guía). Gestalgar (Valencia).



LAMINA XXI

ROCAS CARBONATADAS

- Foto 118 - Textura idiomórfica de teruelitas romboédricas muy agudas instaladas sobre anhidrita. En los huecos dejados por aquéllas, y sobre ésta, aparecen yesos y cuarzos idiomorfos. Banco calcáreo de la Formación K₂ (nivel guía) en Torás (Castellón). N.C.X 8.
- Foto 119 - Teruelita enclavada en yeso. Obsérvese la disposición normal al contorno de aquélla de los cristales fibrosos de yeso. En la preparación éste muestra una textura microcristalina equigranular, de recristalización. N.C.X 20.



teruelitas puede encontrarse en R. Marfil (1970).

R. Marfil (1970) ha referido un único hallazgo de teruelitas en su área de estudio de la Ibérica, próximo a Teruel. En Levante es, sin embargo muy abundante este mineral y lo ha encontrado en los yesos de las Formaciones K_1 , K_2 y K_5 . No encuentro razones para asignar con esta autora una edad de génesis posterior para este mineral que para los cuarzos. Por el contrario, en general, en las costras limoníticas, ricas en teruelitas, se observa evidencias de crecimiento de cuarzos sobre aquellas.

Además cabe recordar lo dicho en el capítulo de silicificación, en donde vimos que en general ésta actúa posteriormente a la dolomitización de los sedimentos.

Estas teruelitas muestran frecuentemente inclusiones de anhidrita, en ocasiones concentradas en los bordes del cristal, como en el caso de los jacintos.

La citada autora ha dado como posible fuente del origen de enriquecimiento en Mg, de los materiales del Keuper, el alto contenido en este elemento de las cloritas. El contenido en Fe y Mn de las teruelitas sería reducido por la materia orgánica, presente en elevada proporción.

Aragonitos

Además del ya conocido yacimiento de Minglanilla, otro muy importante, y en mi conocimiento no citado en la bibliografía, existe en la mancha de Villagordo del Cabriel (tal como indiqué en el capítulo 3). Aparecen los aragonitos incluidos en las arcillas rojas y en los yesos de la Formación K_4 . Los hábitos varían sensiblemente de unos afloramientos a otros. Mientras que en Minglanilla los ejemplares mayores y más abundantes son agregados compenetrados de varios pseudoprismas hexagonales cortos y muy anchos de distinta orientación, en Villagordo típicamente el hábito es pseudoprismático muy alargado alcanzándose hasta 61 mm de longitud. También son allí frecuentes las rosetas. Este yacimiento es sin duda muchísimo más rico que el de Minglanilla. Otros afloramientos de interés, por su situación geográfica más que por sus ejemplares son los de Elda y Altea (Alicante), Montealegre del Castillo (Albacete) y Cañete (Cuenca). Son frecuentes en ellas las costras de pequeños cristales prismáticos de aragonitos conjuntamente con cuarzos.

Además de estas mineralizaciones, en las láminas delgadas de algunas calizas puede observarse cristales de aragonito de varios mm, infundibles por su maclado característico.

R. Marfil (1970) ha insistido en que los intervalos de basicidad y de salinidad en los que aparece el aragonito son menos amplios que en los cuarzos, y ello parece ser la explicación de que este mineral desaparezca progresivamente de Molina a Teruel. No obstante, en los yacimientos que he citado antes y particularmente en la de Minglanilla y Villagordo, las condiciones de salinidad de la Formación K_4 que la contiene son altas. Por otro lado la citada autora no encontró en los niveles calcáreos o margosos estos minerales, mientras que en pá-

rrafo anterior he referido este hallazgo en Levante. Tampoco puedo corroborar la afirmación de esta autora en el sentido de que siempre se forman aragonitos se forman también cuarzos. Aunque ello es frecuente, las localidades de Elda y Altea muestran tenues costras aragoníticas sin cuarzos asociados.

CAPITULO 8

Rocas Detriticas

El estudio de las rocas detríticas no ha sido objeto primordial de este trabajo, cuyos aspectos petrológicos están más bien orientados hacia las rocas de precipitación química. Las arcillas no han sido estudiadas, y únicamente puedo hacer referencias bibliográficas sobre los trabajos realizados en otras cuencas Keuper de Europa occidental, así por ejemplo J. Lucas - A.M. Bronner (1961) en el Triás del Jura francés, F. Lippman (1956) en el Keuper medio de Gottingen, Honeyborne (1951) en el Keuper mergoso alemán, Martín Vivaldi - MacEvan (1957) en el Triásico del Jura de los Catalánides, Lucas (1962) en el Triás en general, R. Marfil (1970) en la Ibérica, etc.

Algo más de atención se ha dedicado al estudio de las arenas y areniscas, aunque desde un punto de vista litostratigráfico. No se ha realizado granulometrías ni morfoscopias, sino únicamente observación de láminas delgadas. Los diferentes tipos de señales de sedimentación encontrados se han utilizado en general como criterios de polaridad, pero no para estudios de caracter sedimentológico. En consecuencia, me propongo en este apartado únicamente mostrar algunos detalles muy poco conocidos de estos materiales del Keuper.

En el capítulo 3 he hablado ya de las capas detríticas con ocasión de las descripciones de las Areniscas de Manuel y de las Arcillas y Yesos de Jarafuel, y el Grafico II establece la correlación estratigráfica de aquellas en las Zonas Norte y Centro del Área de estudio

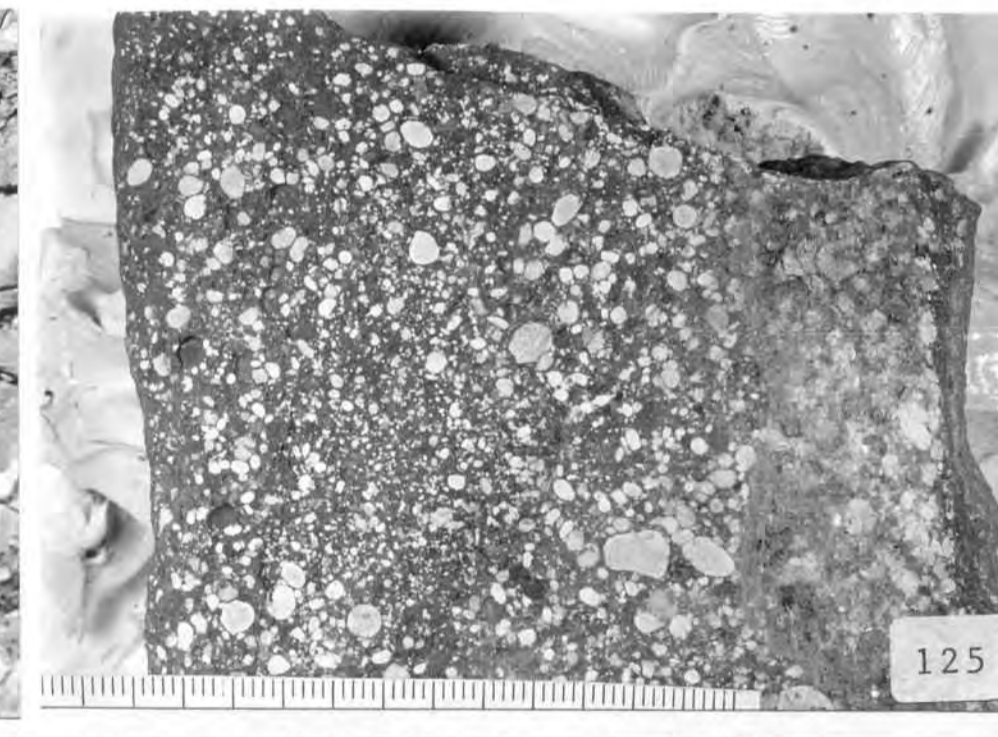
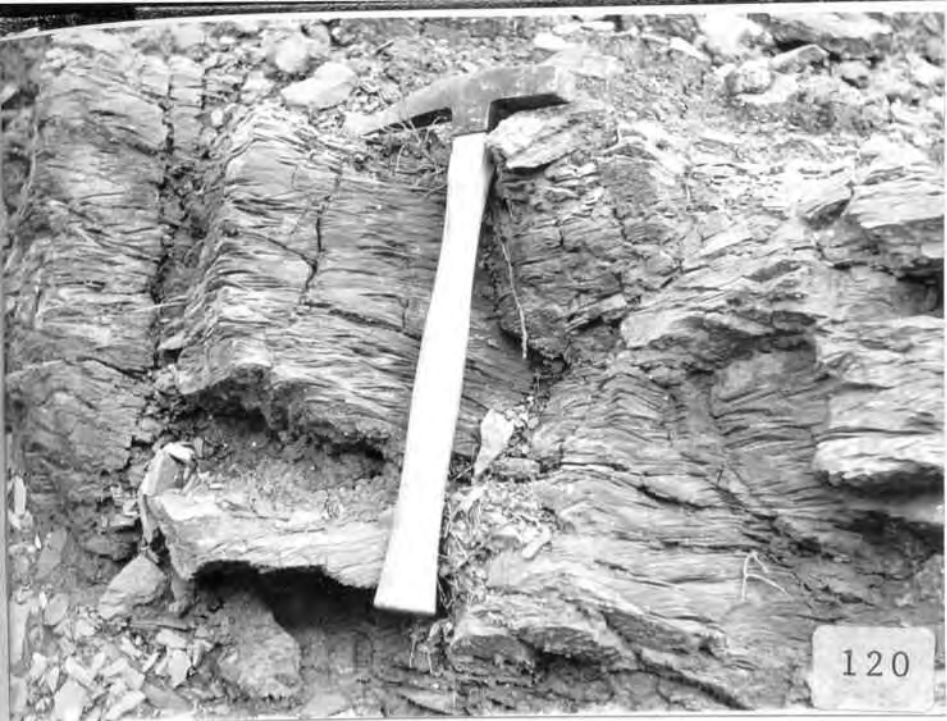
La foto 16 mostraba un ejemplo de estratificación cruzada a gran escala, y puede ser completada con la foto 120 en la que se muestra el hecho frecuente de la microestratificación cruzada, asociada a ripplex algunas veces. Las fotos 121 y 122 muestran otros aspectos de estas disposiciones en las Areniscas de Manuel, próximamente a Calles (Valencia). Es posible encontrar entre las areniscas nódulos bien diferenciados del mismo material, como se muestra en la foto 123. En ocasiones los nódulos podían ser de yeso (fot. 59).

La base de estas capas de areniscas suele presentar interesantes hechos. Cuando se apoyan sobre arcillas se desarrollan fácilmente amplios load cast (foto 124), muy frecuentemente muestra clastos de arcillita (foto 125) o bien sus improntas (foto 126). También son relativamente abundantes las marcas de sedimentación, ya sean burrows horizontales (foto 25), estructuras tipo groove cast (foto 26), flut cast (fotos 126, y 128). Otros tipos más complejos, que quizá podrían englobarse bajo la denominación de sole marks (foto 129) están presentes. Los ripplex, tanto de corriente como de oleaje, (foto 130), en ocasiones con tendencia al tipo interferencia son muy frecuentes. Las amplitudes y

LAMINA XXII

ROCAS DETRITICAS

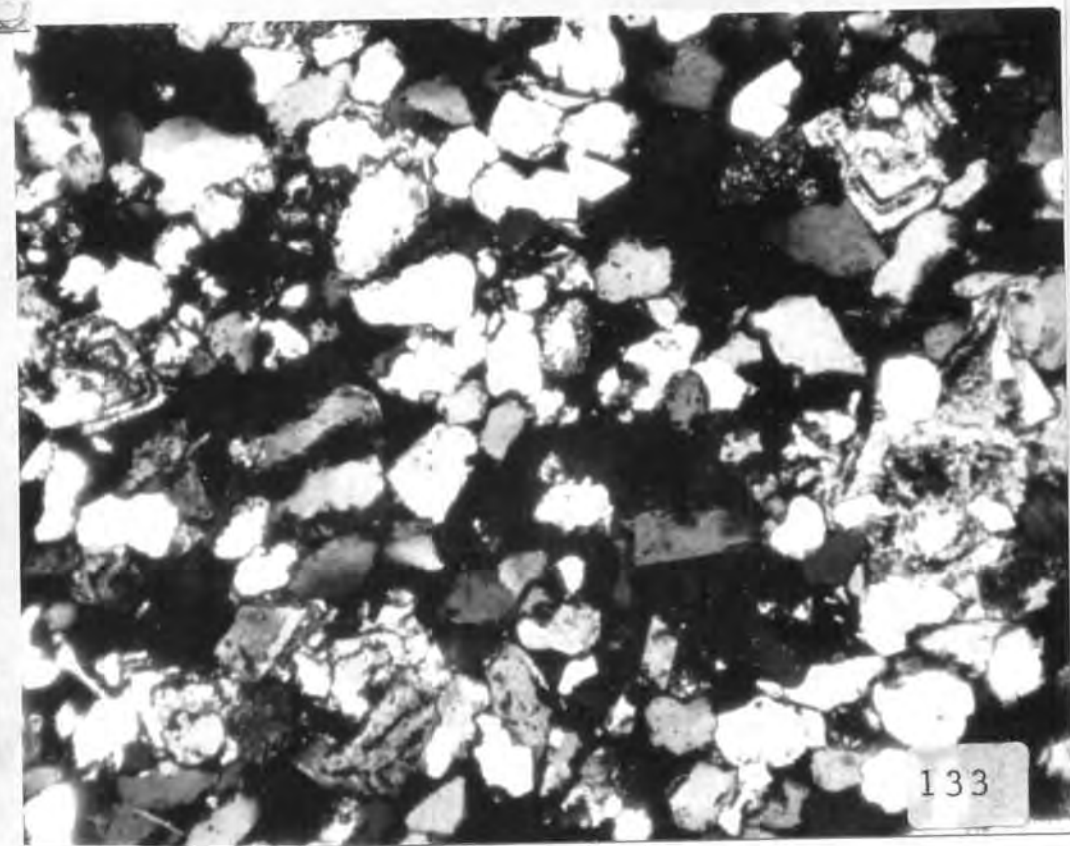
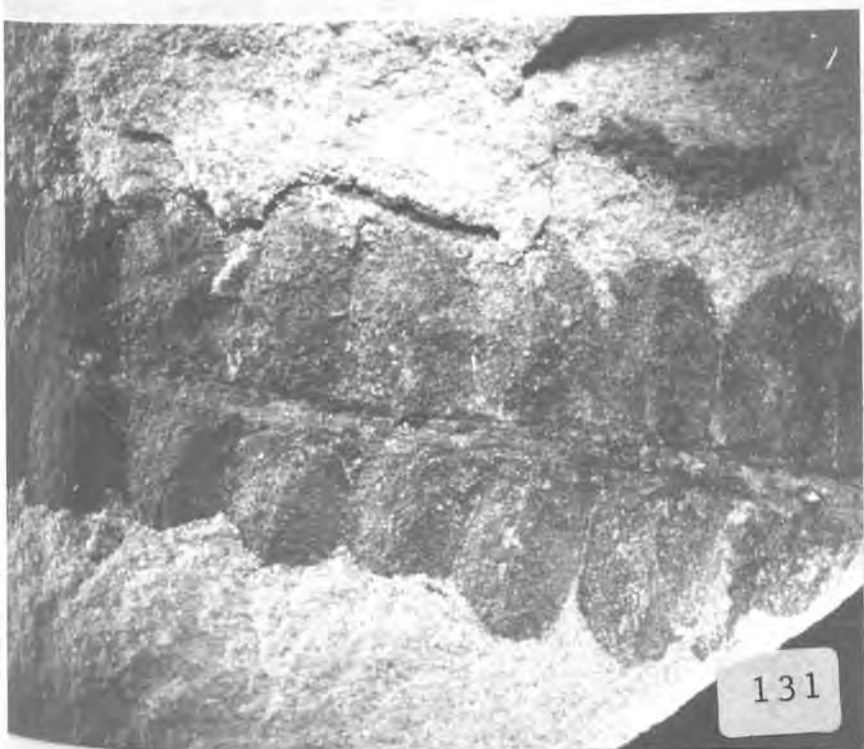
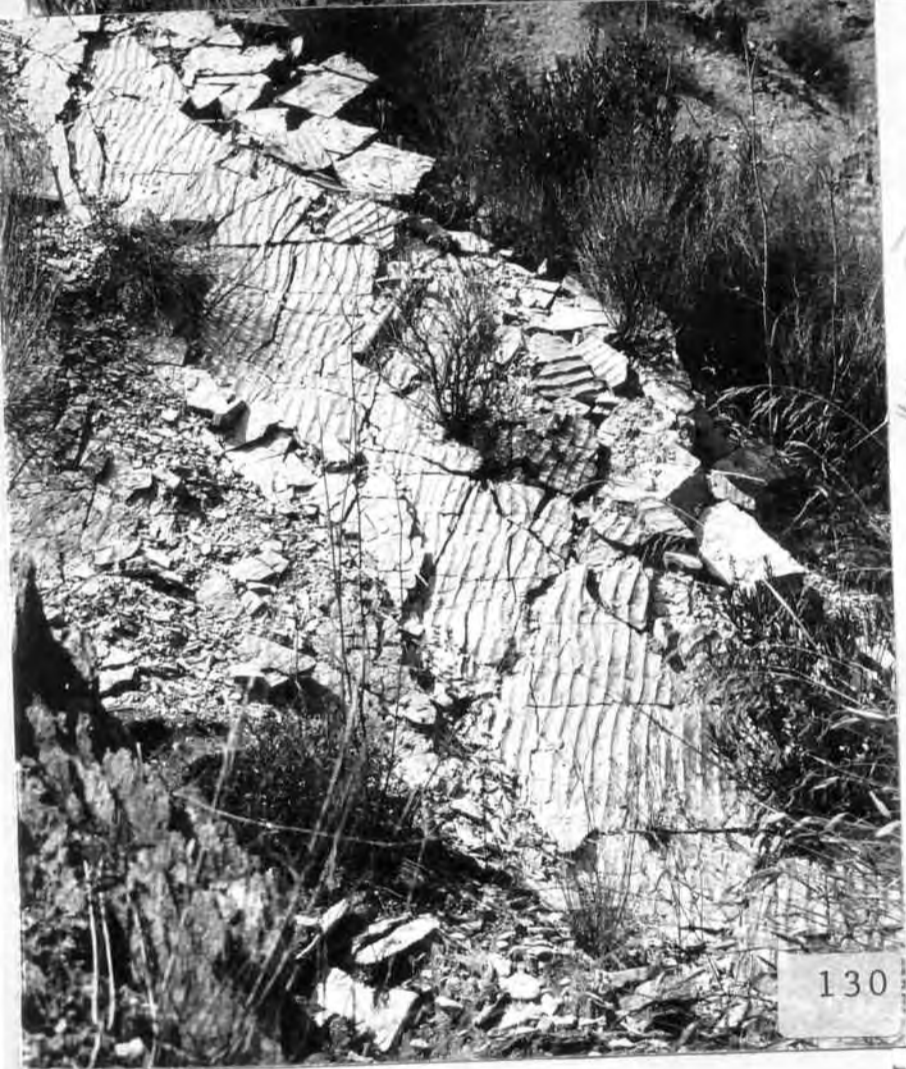
- Foto 120 - Microestratificación cruzada en las Areniscas de Manuel. Calles (Valencia).
- Foto 121 - Estratificación cruzada en las arenas de la Formación K_2 . Calles (Valencia). Serie invertida.
- Foto 122 - Idem foto anterior.
- Foto 123 - Concreciones de arenisca en las arenas de la Formación K_2 . Km 9 de la carretera Gestalgar-Chiva (Valencia).
- Foto 124 - Load cast en la base de una capa de arenisca fina. Formación K_2 . Sellent (Valencia).
- Foto 125 - Clastos arcillosos (claros) en la base de una delgada capa de arenisca. Formación K_2 .
- Foto 126 - Improntas de clastos arcillosos en la base de un paquete areniscoso. Formación K_2 . Enguídanos (Cuenca).
- Foto 128 - Estructuras tipo flut-cast, en la base de una arenisca. Formación K_2 . Km 9 de la carretera Gestalgar-Chiva.



LAMINA XXIII

ROCAS DETRITICAS

- Foto 127 - Marcas de sedimentación en la base de arenisca de la Formación K_2 , Manzanera (Teruel). Tipo burrows.
- Foto 129 - Marcas de sedimentación (tipo sole-marks ?) en la base de capa de areniscas de la Formación K_2 . Enguídanos (Cuenca).
- Foto 130 - Ripplex en el techo de arenisca de la Formación K_2 . Proximidades a Calles (Valencia).
- Foto 132 - Serie invertida próxima a Calles (Valencia). Superiormente Areniscas de Manuel. Inferiormente Arcillas de Cofrentes.
- Foto 131 - Restos vegetales (helecho) en las arenas de la Formación K_2 , en Quesa (Valencia).
- Foto 133 - Lámina delgada de arenisca de la Formación K_2 . Cuarzos inmaduros, parcialmente recristalizados, con matriz arcillosa y con dolomitas zonadas de neoformación. N.C.X.33



las alturas de las crestas son de escasos centímetros. Un examen detallado de algunas de estas señales puede encontrarse en C. Puigdefábregas (1966).

Los restos vegetales, ya sea carbonizados o limonitizados abundan mucho entre los bancos de arenas y areniscas (foto 131), aunque en general son de deficiente conservación.

La foto 132 muestra un ejemplo de estos bancos potentes de areniscas en las proximidades a Calles (Valencia).

Estas arenas y areniscas son en general de grano muy fino y están bien seleccionadas. Únicamente en la citada localidad he encontrado te nues hiladas de cantos bien rodados de cuarzo de hasta 15cm de tamaño. La matriz arcillosa suele estar siempre presente, en ocasiones en alta proporción. En lámina delgada se observa una dominancia total de granos de cuarzo pobremente rodados. Relativamente escasos son los de or tosa y plagioclasas. Los moscovitas en láminas alargadas dispuestas pa ra le la me n ta de la estratificación son bastante abundantes y en ocasiones pueden presentarse dolomitas autógenas zonadas (foto 133). En muchas preparaciones se observan procesos de recristalización en los gra nos de cuarzo, llegando a expulsar casi totalmente la matriz arcillosa, y dando el aspecto de cuarcita (foto 33). De todo ello ya hablé en el capítulo de silicificación.

Las capas detríticas de la Formación K₂ experimentan rápidas evoluciones laterales en potencia. Este hecho parece evidenciar una influencia continental en el ambiente sedimentario. Posiblemente se haya an se dimentados a partir de aportes fluviales sobre zonas pantanosas o legu nares muy someras, como parece indicar además los frecuentes restos ve getales que contienen. Sobre un origen marino de las mismas no es fácil pronunciarse. Para un examen más profundo del ambiente deposicional ha ría falta granulometrías, morfoscopias y el estudio de las señales de sedimentación.

Algunos rápidos desarrollos de las Areniscas de Manuel parecen in dicar proximidades al borde de cuenca (Montealegre del Castillo, Corte VII, Gráfico III).

Creo del máximo interés referir ahora las conclusiones de D. Helling y P. Wurster (1971) sobre el origen deltaico del Schilfsandstein germánico. Estos autores han estudiado este término detrítico del Keu per germánico que se sitúa por encima del techo de Gipskeuper, del término inferior (Gipskeuper), y es por lo tanto correlacionable con las Areniscas de Manuel, como indiqué en el capítulo 3. Dicho término posee unos 40 m de potencia y consiste en alargados canales arenosos que muestran estratificación cruzada, y ripple de corriente, e intercalan términos arcillosos y rápidas variaciones en espesor. Esta unidad se ha comparado por estos autores con el modelo sedimentario del delta del Mississippi (fig.11).

Fig. 11 A. Paleogeografía del Schilfsandstein (Keuper) en el SO de Alemania

B. Sección esquemática de la Formación Muschelkalk y Keuper (según G. Wagner, 1960)

C. Modelo de distribución de facies del Schilfsandstein, según el delta del Mississippi.

(según D. Heling-P. Wurster, 1971)

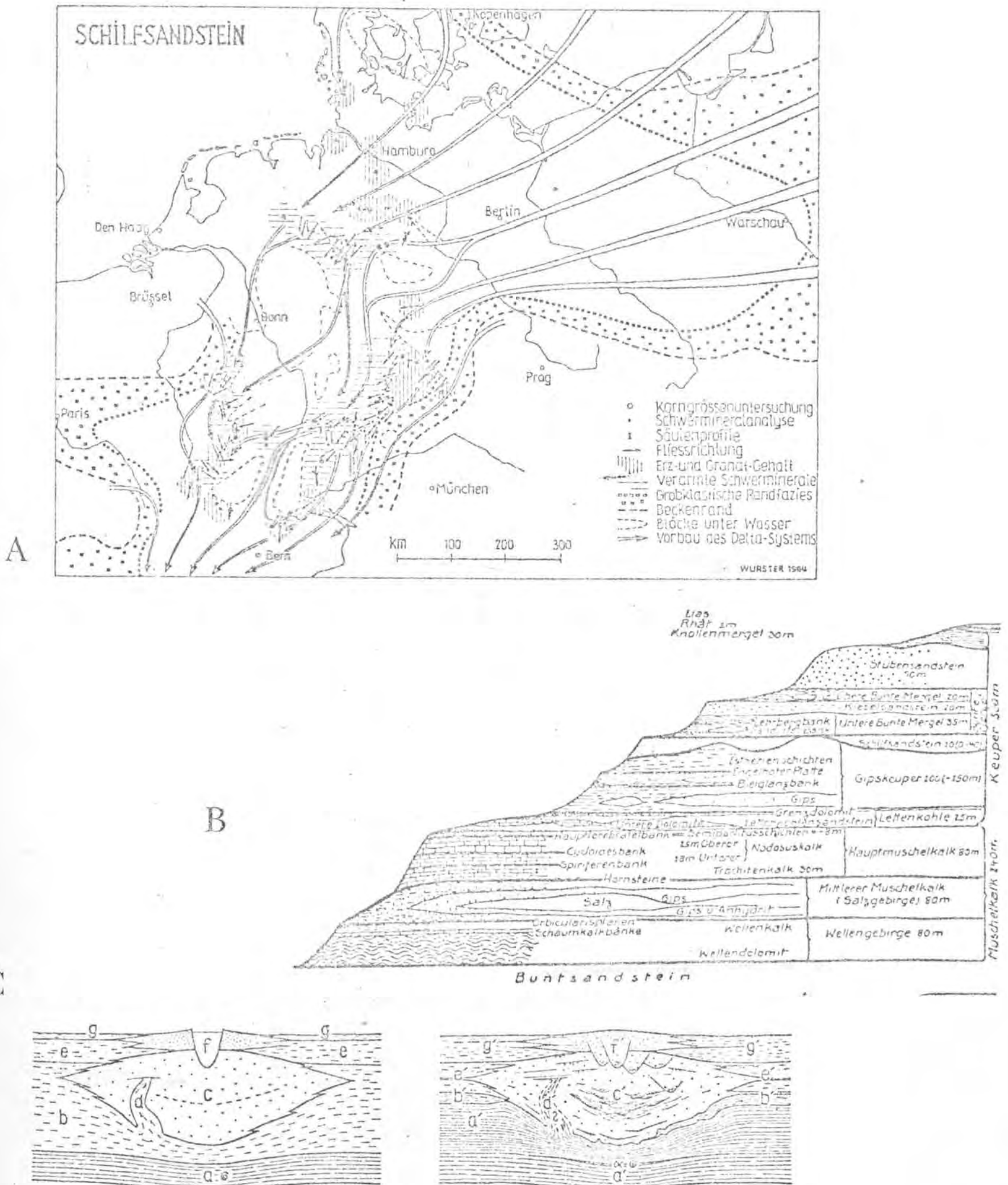


Fig. 2. Facies distribution. — Mississippi delta: a) shelf clay, b) mud of the delta front, c) barfinger sand, d) mud lump, e) mud of the delta plain, f) tributary channel, g) marshes. — Schilfsandstein delta: a) grey *Estheria* beds (km₁), b) coloured *Estheria* beds (km₁), c) sandstone string (km₂), d) mud lump?, e) stillwater facies (km₂), f) channel sediments (km₂), g) dark marl (km₃).

PARTE III

Paleogeografía y Geología Regional

CAPITULO 9

Observaciones Paleontológicas

ANTECEDENTES PALEONTOLOGICOS DEL KEUPER ESPAÑOL

Son muy escasas las citas existentes en la bibliografía sobre restos fósiles encontrados en el Keuper ibérico, en general, y más particularmente en el de Levante.

L. Mallada y J. Cisneros habían hallado, a principios de siglo, en los alrededores de Alicante y Villena, restos de deficiente conservación atribuibles a Myophoria, entre niveles calcáreos intercalados con las arcillas y yesos que dataron como Keuper. El segundo autor había también señalado un gasterópodo inclasificable en las areniscas del Keuper de Agost.

En 1928 Tricalinos citó en el Keuper de Molina de Aragón niveles calcáreos intercalados entre margas con ejemplares pertenecientes a Anoplophora sp., Gervilleia sp., Corbula keuperiana QUENSTEDT, entre otros.

Un banco dolomítico con Myophoria, descubierto ya antiguamente por Vilanova en Alfarp (Carlet, Valencia) fue reestudiado por M. Schmidt (1931). Tal nivel se situaba entre las arcillas y yesos que fueron atribuidos al Keuper.

Por su parte, P. Fallot (1931) citó en el Keuper de Sierra Espuña (Murcia) un banco de margas verdes amarillentas con bivalvos indeterminables, entre las margas y yesos inferiores a las calizas y dolomías claras de la base del Trias. Este nivel aparece en el Cuadro resumen del Trias (1945), aunque en realidad, la cita "con lamelibranquios indeterminables" se incluye en un nivel de "margo-calizas verdes" situado en el Ladinense medio quizá por error, ya que en el texto original de 1931 este nivel sólo se refiere al Keuper, y no al Muschelkalk.

Brinkmann (1931) citó en diferentes ocasiones restos vegetales entre las arenas y areniscas del Keuper de Levante, aunque no reconoció fauna alguna. Posteriormente los autores que han estudiado el Trias de estas zonas no han superado los hallazgos del autor alemán.

C. Virgili (1958) ha encontrado en el Trias catalán un nivel con Myophoriopsis Keuperina que le permitió la datación precisa del Keuper.

D. Rambaud (1962) en su estudio próximo a Chelva (Valencia), refiere ciertas observaciones palinológicas entre las arcillas yesíferas del Keuper. Desgraciadamente las formas encontradas resultaran inclasificables.

En 1969 D. Busnardo nos ha ofrecido un importante estudio de un yacimiento de filópodos concostráceos en el Triás subbético de Alcaudete (Jaén). Se sitúa en un nivel atribuido al Keuper por la posición estratigráfica. Este autor ha podido reconocer 26 formas de concha lisa y una de concha celular, describiendo 3 géneros nuevos y 13 nuevas especies. La transcendencia del hallazgo se comprende al pensar que en España sólo se habían hecho hasta entonces dos citas de concostráceos, una por Almera-Bofill (1889) en el Muschelkalk de Cataluña y otra por M. Schmidt en el Buntsandstein próximo a Alicante (1929, en Cincúnegui). La atribución al Keuper de la fáunula de Alcaudete parece lógica dada la semejanza con otras del mismo piso estudiadas en Corea y en Siberia.

Con anterioridad (D. Busnardo, 1962) este autor ya había citado la existencia de Esthéridos y Equisetum mytharum en el Keuper de dominio subbético.

L. Sánchez de la Torre - J.A. Agueda Villar (1970) han citado, finalmente, un horizonte fosilífero en la región de Sigüenza, que asignaron al Keuper. Este hallazgo no ha sido, sin embargo, objeto de ningún estudio en particular.

Estas parecen hasta el presente, las únicas observaciones fosilíferas del Keuper de Levante, o de otras zonas relativamente cercanas, dejando a parte la valiosa recopilación de M. Schmidt "Fossilien der spanischen Trias" (1935), de la que voy a ocuparme brevemente por tratarse de la principal obra paleontológica que poseemos del Triásico ibérico.

LA RECOPIACION DE M. SCHMIDT (1935), Y COMENTARIOS A LA MISMA

Las formas citadas en este trabajo para el Keuper español, estudiadas bien por el propio Schmidt, bien por otros autores, son las siguientes:

- Plantas: Equisetites arenaceus JAEGER
- Moluscos: Avicula gansingensis v. ALB
Cassianella of. decussata v. MSTR. sp.
Plicatula sp.
Anoplophora cf. munsteri v. WISSM.
Myophoria vestita v. ALB.
M. inaequicostata KLIPST
M. urd. Joh. BOEHM?
Myophoriopsis Keuperina QUENST.
Myophoriopsis conspicua sp. n.
- Gasterópodos: Trypanostylus sp.

Los hallazgos atribuidos por M. Schmidt al Buntsandstein son los siguientes:

- Plantas: Equisetites mougeoti BRONGN *
Aethophyllum ?
Pleuromeia sternbergi (v. MSTR.) CORDA
Yuccites vogesiacus SCHIMP *
Voltzia heterophylla BRONGN *
Albertia sp. ?
- Pseudofosiles problemáticos: Newlandia
Corophioides, Chondrites, Stengel
- Equinodermos: Pentacrinus (Holocrinus ?) cisnerosi *
- Moluscos: Myophoria cf. vulgaris v. SCHLOTH. sp.
- Artrópodos: Estheria albertii VOLTZ (= germani BEYR)*
- Vertebrados: Labyrinthodonte ?

De ellos los que he acompañado de un asterisco fueron señalados por M. Schmidt en los afloramientos triásicos próximos a Alicante, lo cual llevó a este autor a datar como Buntsandstein los niveles en los que se presentaban tales fósiles, en contra de la opinión de J. Cisneros (1917) que los situaba en el Keuper. En mi opinión cabe hacer algunas observaciones, dada la transcendencia que tuvieron las dataciones de M. Schmidt en la estratigrafía del Triásico de Alicante.

En primer lugar, conviene recordar aquí las observaciones de F. Laurentiaux Viera - D. Laurentiaux (1963) en el Coloquio del Triás francés de Montpellier, sobre Volzia heterophylla Sch. et M: esta conífera se ha ido encontrando en todos los niveles triásicos, incluido el Keuper.

En segundo lugar, sobre Estheria albertii VOLTZ (= Estheria germani BEIRICH in Alberti), en el mismo Coloquio, S. Defrensin Lefranc al estudiar cuatro especies de costráceos del Triás francés del género Eustheria ha insistido en que si bien es cierto que los Estheridas tienen un valor estratigráfico, "las diferencias entre las diversas especies son a veces poco marcadas, y por otro lado cada una comporta un ligero polimorfismo; para ser preciso su estudio se requiere un gran número de ejemplares. Es entonces posible añadir, a un estudio microscópico de las testas, un estudio biométrico de poblaciones que permita, cuando estas sean suficientemente ricas, la separación de especies distintas y la eliminación de individuos anormales". En este sentido debemos pensar que la clasificación de M. Schmidt fue hecha a base de "unos diminutos ejemplares", según la narración de Cincúnegui (1929).

En lo que a Euestheria albertii (JONES) se refiere, en la larga lista de sus sinónimos son muy frecuentes los de nombre específico "minuta", como Posidonia minuta o bien Estheria minuta ALBERTI. Esto hace pensar que ha habido históricamente una confusión entre Euestheria albertii (JONES) y Euestheria minuta (von Zieten), propia esta úl-

tima del Lettenkohley y sobre todo del Keuper medio. Siempre según los citados autores, ésta sería en estos pisos la continuación de aquella, frecuente sobre todo en el Trias inferior.

Por otro lado, Reible (1962) ha encontrado esta especie, denominada bajo el sinónimo Isaura alberti (= Euestheria alberti) en el Keuper alemán, por lo que en definitiva podemos pensar que tanto si la clasificación de M. Schmidt fuera o no correcta, el hallazgo de su Estheria albertii VOLTZ (= germani BEYR) no implica, por sí sola, la atribución segura al Buntsandstein.

Respecto a Pentacrinus (Holocrimus ?) cisnerosi, se trata de una nueva especie descrita por M. Schmidt en Establimento, y que implica un carácter marino como ya había sido reconocido por J. Cisneros. M. Schmidt no pudo dar una descripción suficientemente documentada para diagnosticar esta forma, y resulta en definitiva evidente, que carece de valor cronostratigráfico.

Finalmente, respecto a Equisetites mougeoti BRONGN. y Yuccites vogesiacus CHIMP., M. Schmidt les dió como seguros en el cerro de la Venta. La bibliografía existente sobre estas especies parece atribuirles, en efecto, al Buntsandstein. De todos modos, las fotografías de los ejemplares encontrados por el paleontólogo alemán, expuestas en el citado trabajo, podrían indicar que aquellos no son quizá de valor taxonómico indudable. Por otro lado no deja de ser curioso el hecho de que posteriormente esta clasificación no ha sido corroborada en otros trabajos sobre flora triásica española, tanto es así que parecen muy significativas las observaciones de D. Busnardo (1969): "Aunque el Buntsandstein sea a menudo citado, nada, por el momento, prueba de una manera indiscutible su existencia en el subbético". Como es sabido, es precisamente en el subbético donde M. Schmidt realizó sus principales hallazgos de Buntsandstein, que le indujeron a modificar la ya clásica estratigrafía de Trias con Muschelkalk y Keuper de aquel dominio.

NUEVAS OBSERVACIONES EN EL KEUPER DE LEVANTE

He podido comprobar la presencia relativamente frecuente en el Keuper de Levante de niveles calcáreos, margocalcáreos, calcareodolomíticos y dolomíticos fosilíferos. Aunque ya he referido estos hallazgos en capítulos anteriores, intentaré aquí hacer una descripción más detallada de los mismos. Se trata de bivalvos de conchas muy finas, y en ocasiones relativamente aplanadas, cuyos tamaños oscilan entre 1 y 2 cm. en general, aunque en ciertos bancos estas formas coexisten con otras idénticas de tamaños próximos a los 4 cm. En menor abundancia se presentan gasterópodos de tamaños comprendidos entre 5 y 10 mm. La aparición de tales bancos se encuentra limitada a las tres formaciones inferiores, y de ellas principalmente a la Formación Areniscas de Manuel (K₂). El Cuadro de correlación estratigráfica del Gráfico II permite el situarlos con bastante precisión. En el caso de la formación basal (K₁) esta localización exacta no es posible, aunque parece poder asegurarse por las observaciones de campo, que los niveles fosilíferos se encuentran hacia el techo de la misma. En el caso de las Arcillas de Cofrentes (K₃) el único nivel fosilífero se sitúa claramente hacia la base.

Los estudios en lámina delgada de estos carbonatos no han mostrado nunca microfauna.

Los citados fósiles son especialmente observables en los techos de los estratos (fotos 13 y 14), que en ocasiones están cuajados de ellos. Las conchas son estudiables sólo en casos excepcionales, a causa de la delicadeza y la mala conservación de las mismas, debiendo lo más corrientemente realizar observaciones en los moldes internos. Estas finas conchas son a veces muy abundantes en los bancos delgados (escasos cm.), tendiendo a un aspecto lunaquéllico del mismo. Por otro lado estos fósiles no pueden prácticamente recogerse sueltos en el terreno, a no ser en la inmediata proximidad al banco que los contiene, y siempre desde luego, en estos casos, totalmente erosionados e insertables para la clasificación.

Algunas de estas formas de bivalvos tienen gran semejanza y coinciden en general con las descritas por D. Busnardo (1969) para los conostráceos del Keuper de Alcaudete (Jaén). Incluso en algunas conchas parcialmente conservadas se observa las finas bandas ornamentadas de la forma de concha lisa. Parece lógico, en principio, asimilar estas faunas o faúnulas del Keuper de Levante a filópodos conostráceos. Está en curso un estudio paleontológico para resolver este interesante problema.

De momento tales niveles fosilíferos pueden ser usados como niveles guía dentro de las formaciones K₂ y K₃, lo cual es como se ha visto, sumamente útil. Además, interesantes conclusiones en orden a la paleogeografía se desprenden, como veremos en el próximo capítulo, de este hallazgo de conostráceos.

Respecto a los gasterópodos ha sido totalmente imposible intentar su clasificación, debido a su estado de conservación. Cabe citar no obstante que los he encontrado en niveles calcáreos, y no en los areniscosos, como fue el caso de J. Cisneros. Estos pequeños gasterópodos parecen indicar ambientes tranquilos, restringidos, de aguas dulces o quizá algo salobres.

En lo que a restos vegetales se refiere, como ya dije en anteriores capítulos, abundan mucho entre las arenas y areniscas del Keuper levantino, encontrándose, carbonizados, limonitizados o ferruginizados. Pueden alcanzar decenas de decímetros de longitud, aunque sólo localmente se encuentran restos bien conservados. Ya C. Puigdefábregas (1966) citó un yacimiento cercano a Bolbaite, y yo he encontrado en un banco de arenas al NO de Quesa (ver cartografía de la Canal de Navarrés, en el Gráfico IV) restos bien conservados de tallos y hojas. De todos modos la extracción y conservación de estos vegetales resulta muy delicada y tampoco he intentado una clasificación de los mismos.

CAPITULO 10

Paleogeografía del Keuper de Levante

En este capítulo me propongo dos objetivos especialmente. El primero de ellos, el aportar una información bibliográfica sobre las ideas que a lo largo de los años han ido apareciendo sobre los ambientes sedimentarios que han podido originar los depósitos evaporíticos del Triásico. Por otro lado, poner de manifiesto las aportaciones con las que el estudio del Keuper de Levante puede contribuir a este respecto.

EVOLUCION HISTORICA DE LAS IDEAS SOBRE EL ORIGEN DEL TRIASICO EVAPO-
RITICO DE TIPO GERMANICO

A lo largo de este último siglo ha habido fuertes controversias sobre este tema, las cuales han estado ligadas fundamentalmente a la evolución de las ideas sobre sedimentación salina, en general. Los distintos autores han asignado a los materiales del Keuper diversas denominaciones según los orígenes que les atribuyen: facies desérticas, lagunares, depósitos evaporíticos, etc, pero desgraciadamente no para todos ellos tienen estos términos las mismas significaciones.

Clásicamente, después de los trabajos de J. Walther (1900) sobre el origen continental de las evaporitas, la mayor parte de los geólogos consideraron las areniscas rojas de la base del Triás formadas en un inmenso desierto. Este, invadido temporalmente por el mar profundo del Muschelkalk fue varias veces recubierto por margas abigarradas yesíferas y salíferas, donde abundan los niveles dolomíticos. A enorme escala, este ambiente representa un chott donde las aguas están sometidas a intensa evaporación. Esta concepción estaba basada en tres aspectos fundamentales.

- 1) Comparación con los depósitos de los chotts actuales
- 2) Asimilación del color rojo de las arcillas que acompañan a los niveles salíferos con la "pátina" de los desiertos.
- 3) Reducción de flora y fauna, al igual que en los actuales desiertos.

Gignoux (1950) propagó las concepciones de Walther y extendió la idea de las facies desérticas del Triás germánico. Posteriormente (1960) ha insistido en considerar al Keuper como una formación lagunar y salífera. Las areniscas que contiene se han sedimentado (siguiendo a Thurach) por corrientes de agua encajadas en las margas y

síferas, indicando los abundantes restos vegetales de aquellos ciertos tipos de oasis, o franjas de vegetación bordeando aquellos cursos.

Para P. Bellair (1958) el término "evaporita" evoca en primer lugar una sedimentación lagunar por evaporación progresiva de una capa de agua libre. Tal ambiente consiste en una laguna poco profunda, al borde de un mar abierto que suministra periódicamente el aporte salino en solución, o bien en una depresión cerrada en régimen endorreico donde el leixiviado continental de las aguas de superficie aporta el material soluble. Para este último tipo se ha dado ingeniosas hipótesis para aplicar la selección salina que lleva a la constitución de depósitos diferenciados de yeso, potasa, halita, etc. "... No se puede pues escapar a la idea de que ciertos yesos antiguos han tenido este origen: una redisolución a una selección tectónica ulterior los acumularía en lentejones, y los granos de cuarzo incluso serían la materia prima de los cuarzos bipyramidados, tan frecuentes. Así difícilmente los yesos antiguos escaparían al origen lagunar". (p.499) En estos párrafos la alusión al Keuper es evidente.

Otros autores han reaccionado contras las concepciones desérticas Tronquist (1912), W. Deecke (1922), y posteriormente Dalloni (1950), quien emitió la hipótesis, en contra de la de Gignoux (1950) de la génesis de los niveles salíferos en una franja lagunar muy larga, análoga a la de ciertas costas africanas. Esta concepción está ya lejos de la noción continental y desértica

En los últimos años han surgido teorías puramente marinas sobre el origen de los materiales del Trias, y que por considerarlos de máximo interés para el caso que me ocupa, paso a resumirlas del modo más completo y breve posible.

TEORIA DE J. BOUCART - J. RICOUR (1952) SOBRE LA CRISTALIZACION DIAGENETICA DE SALES CONTENIDAS EN EL AGUA DE IMBIBICION DE LODOS HUNDIDOS BAJO FUERTES ESPESORES.

Esta hipótesis considera los materiales salinos del Trias de origen marino, sedimentado en zonas subsidentes intermedias entre el continente y el mar profundo, bajo clima no forzosamente árido. Se basa en las observaciones siguientes:

Los sedimentos arcillosos verdes, grises o negros que acompañan los niveles salíferos del Trias son ricos en sulfuros y desprenden a menudo, en fractura fresca, olor a SH_2 . Recuerdan a ciertos lodos actuales reductrices y ricos en sulfuros. Las alternancias de dolomía y arcilla yesífera en el Keuper, o en los niveles de facies Keuper del grupo de la Anhidrita, sugieren más bien inmensas loderas marinas que chotts en vías de vaporación. La hipótesis arranca del hecho de que en ambientes sobresalados, o en estanques, lagunas, limans o polders se han encontrado siempre lodos negros que suelen desprender un olor muy claro de SH_2 , el cual está a menudo fijado bajo la forma de monosulfuro de hierro coloidal y es visible en esférulos de $1-10\mu$ de diámetro, y fácil de observar en fústulas de diatomeas muertas. Existe una relación entre la cantidad de materia orgánica hidrocarburada sobre todo bajo forma de humus, y la cantidad de este monosulfuro. La materia orgánica proviene esencialmente de los vegetales y contienen en origen poco azufre. Este sulfuro de Fe está tan extendido que se le puede considerar como la característica esencial de los lodos, sien

do estos más reductoras cuanto más presente está aquel. La vida está completamente ausente, a excepción de bacterias y Nematodos. Cuando los lodos son recubiertos por una película de agua oxigenada, su superficie se vuelve parda y a veces casi roja. Expuestos a la luz abundan las Diatomeas, Cianofíceas y los flagelados con pigmentos, al igual que una flora bacteriana muy importante, como las sulfobacterias (Beggiatoa): es la película biógena de Vernadsky. En conjunto, estos depósitos subacuáticos ricos en materias orgánicas están sometidos en profundidad a la acción de bacterias reductoras: sulfurantes, desnitrificantes, etc., mientras que en contacto con el oxígeno, una flora desulfurante y nitrificante hace al sedimento completar el ciclo. El azufre que existe en los lodos en enorme cantidad, no puede provenir más que de los sulfatos del agua del mar.

Las relaciones lignito -humus-pirita son clásicos en Geología, así como intercalaciones de pirita asociadas a yeso en las margas marinas o lagunares. En las margas azules el tonelaje de S bajo forma de sulfuro o sulfatos es también importante.

La acumulación de lodos grises es característica de estuarios que remonta el mar, pero también de costas bajas, protegidas por un cordón costero o incompleto: Guinea, Costa de Ivoire. Estos mismos depósitos se encuentran en las marismas marinas que se extienden actualmente en la Flandre francesa y Dinamarca. La mayor extensión de sedimentos sulfurados que han sido estudiados son los del Mar de Waden, que al abrigo de las islas Frisonnes se extienden desde Den Helder, en Holanda, a la costa danesa de Jutland. Según L.M.J.U. Van Straaten se presenta el siguiente corte:

- 1) una zona parda de oxidación, más espesa en las arenas que en los lodos, donde el hierro está bajo forma de hidróxido. En los lodos no sobrepasa 1 mm.
- 2) una zona negra de espesor variable donde el Fe está bajo forma de monosulfuro.
- 3) una zona gris donde el Fe está bajo forma de bisulfuro.

Por otra parte estos lodos contienen en su agua de imbibición original todas las sales disueltas normalmente en el agua del mar. Actualmente en las margas y arcillas sólo se encuentra esta agua en muy débil cantidad. Su partida se efectúa, en parte, por drenaje lateral, pero probablemente sobretodo hacia arriba tras el hundimiento y elevación del grado geotérmico. Este desecado ha provocado una red de fisuras. Así puede producirse un depósito por migración de sales solubles, donde los cloruros y los sulfatos se amontonan en bolsas o bancos irregulares formando cristales aislados en el seno de la masa arcillosa. Es muy probable que fenómenos análogos a los de intrusión y estallido descritos por M.M. Gignoux y Avnimelech (1937) hayan jugado un gran papel en la formación de los bancos de sulfatos, pues es difícil imaginar que haya podido existir algún vacío en el conjunto plástico de los sedimentos aún no consolidados. Estos procesos explicarían, antes que todo fenómeno tectónico, la frecuencia de brechas de dolomia con cemento de anhídrita en las formaciones salíferas, así como la irregularidad de los bancos de margas y sal que no corresponden a ningún proceso clásico de sedimentación.

Estas consideraciones sobre el agua de imbibición están basadas en las observaciones de H. Petterson, según las cuales los lodos pueden acumularse en medio marino bajo fuertes espesores con toda su agua de origen, que representa el 50% de la fase sólida para los lodos

azules del Mediterráneo, 100% para los lodos negros del fondo de bahías, el 200% en los puertos y el 300% para el poto-poto. Esta proporción de agua quizá pueda mantenerse mientras el lodo está bajo el agua, incluso a profundidades de 4.000 m. y bajo un espesor de 2.500 m de sedimentos, según opinión de J. Boucart - J. Ricour.

Posteriormente estos autores han reforzado esta teoría (J. Ricour - J. Boucart - P. Leveque, 1958) basándose en observaciones de los sondeos profundos de la cuenca de París en el sentido de considerar los niveles salíferos del Trias como niveles marinos formados en el centro de cubetas. Las conclusiones principales son las siguientes:

- a) Los sulfatos están concentrados en el centro de la cuenca, mientras que en la periferia aparecen los elementos groseros. Esto no sería así en el caso de que se tratasen de productos dejados por la desecación de una cuenca.
- b) En profundidad la anhidrita existe en todos los niveles del Trias, pero sólo forma masas importantes en las capas donde se conoce en superficie. También se presenta en nódulos irregulares de contornos difusos, lo que nos indica que el sulfato estaba incluido en el lodo antes de su consolidación.

En resumen puede concluirse sobre esta hipótesis lo siguiente: Enormes cantidades de sulfuros y cloruros se acumularon en todos los depósitos marinos que se transformaban en rocas. Una parte de los sulfuros se transformó en sulfatos cuando el medio dejó de ser reductor, quizás por acción de bacterias, y ambas sales se concentraron en montón y sobre todo según las superficies de despegue. Estas sales solubles no se han conservado en la roca más que en el caso donde han persistido condiciones especiales. Para el caso del Trias puede pensarse que la espesa cobertera liásica ha jugado el papel de cobertura protectora.

Los autores atribuyen el espesor de las alternancias de niveles dolomíticos y salíferos del Trias a fenómenos de subsidencia, basándose en constataciones actuales de este fenómeno. Respecto a la extensión de las loderas necesarias para el depósito de los sedimentos triásicos los autores llaman la atención sobre el hecho de que la transgresión de la base del Trias se ha extendido sobre una superficie extremadamente plana donde el paleorrelieve pérmico era muy débil. Tales condiciones se realizan actualmente en el Oeste Africano.

En C. Virgili (1965) pag. 150-152, puede leerse más observaciones de esta teoría, comentadas desde un punto de vista diagenético.

TEORIA DE J. AVIAS (1949, 52, 58, 63) SOBRE LA FORMACION SINGENETICA DE YESO EN EL SENO DE LODOS, EN FASES REGRESIVAS.

Esta teoría no excluye en absoluto la génesis de capas polisalinadas espesas que puede encontrarse en alternancia con margas abigarradas yesíferas, por evaporación y precipitación directa de sales a partir del agua del mar. Tiene la ventaja de basarse en una observación precisa de fenómenos actuales conocidos en Nueva Caledonia, donde la reciente fase de hundimiento eustático del nivel del mar, de 80 cm de amplitud, datada de al menos 1.200 años por Fairbridge (1958), ha provocado la aparición, entre la costa propiamente dicha y la "mangrove",

de marismas sin vegetación y con superficie frecuentemente desecada, desarrolladas sobre todo, aunque no exclusivamente, en la vecindad de la desembocadura de los torrentes, donde pueden alcanzar centenares de hectáreas.

J. Avias (1949-1963) ha estudiado los depósitos formados en una de estas marismas, la de Mara. En ellas debido al ligero movimiento regresivo de las aguas del mar, lodos arcillosos se encuentran hoy emergidos en grandes extensiones. Estos quedan sumergidos por el mar sólo en las mareas de los equinoccios y se transforman en aguas salobres o superficialmente dulces en el momento de la estación de las lluvias. Están separados del mar por el manglar actual, por formaciones coralinas costeras y por arrecifes-barreras. En Mara Existe una restricción entre la comunicación de la marisma propiamente dicha y el lagoon. Bajo el sol tropical estas marismas sufren importante desecación superficial, que se traduce en la fragmentación en escamas del velo bacteriano y algal superior, y aparecen redes de grietas de desecación. Esto produce un aumento de salinidad que debe ser la responsable de que ninguna planta viva allí. Por otro lado, la intensa actividad bacteriana que existe parece explicar la desaparición casi total de fragmentos vegetales (con excepción de paquetes de fibras lignitosas residuales) provenientes del manglar. En condiciones normales ningún resto de grietas de desecación de la estación seca se conservan, ya que después de cada lluvia o marea de equinoccio el lodo se reblandece en superficie.

La teoría de J. Avias concierne sólo a lodos o rocas derivadas de ellos que contienen yeso en débil cantidad con relación a la masa del sedimento. Se trataría pues de las series abigarradas débil o medianamente yesíferas de ciertas formaciones triásicas, aunque éstas son frecuentemente las más abundantes en el Trias francés. La formación de las mismas puede explicarse bien por:

- 1) Desecación parcial en clima tropical de "loderas" marinas costeras emergidas de un modo permanente, a consecuencia de movimientos regresivos del mar y sin que intervengan umbrales obligatoriamente. El juego de oscilaciones del nivel marino y la subsidencia puede explicarlas alternancias y los espesores observables.
- 2) Formación singenética en el seno de loderas, de cristales de yeso, en correlación con un cambio de color de los sedimentos, pasando de un gris azul o del negro al rojo o al verde, todo ello en relación con una modificación del potencial de oxidoreducción bajo la influencia del oxígeno del aire y de la actividad bioquímica de los microorganismos que pueblan la lodera. El color de las margas abigarradas no sería pues fundamentalmente heredado, sino que resultaría de la bioquímica particular de las loderas originales. Si parece, por otro lado, relativamente fácil el invocar una herencia de colores rojos, es mucho más difícil explicarlo para los verdes.
- 3) Evolución ulterior del sedimento, fenómenos de diagénesis y litogénesis, circulaciones de agua y aire, modificaciones correlativas de la emersión y erosión de las formaciones triásicas emergidas, etc. Correspondería a esta fase: transformación de yeso a anhidrita, precipitación de cloruros y dolomias, puesta en solución y reprecipitación secundaria de anhidrita y yeso bajo forma única de yeso, alteración de los colores, especialmente por reducción ocurriendo el enverdecimiento de las zonas rojas a lo largo de las diaclasas.

J. Avias hace además otras interesantes observaciones para el caso de las margas obigarradas yesíferas del Trias:

- 1) El juego de oscilaciones marinas y de cierta subsidencia habría provocado la repetición del fenómeno sedimentario o su alternancia con episodios de sedimentación areniscosa, arcósica, dolomítica, leñosa, polisalina o hipersalina (con precipitación directa entonces, no solamente de yeso, sino también de cloruros y otras sales a partir de un mar sobreconcentrado. En este último caso la formación de umbrales aislados más o menos las lagunas de alta mar no habría podido ser determinada.
- 2) Con el hundimiento de los sedimentos y la litogénesis los lodos verdes habrían dado margolitas verdes con nódulos o bancos calcáreos a veces ligeramente dolomíticos, y los rojos habrían dado margolitas rojas con yeso.

Con la diagénesis, eventualmente, una expulsión de agua con retención de sales (Ovchinikov-Maksenkov, 1949; Ricour, 1960) habría podido provocar la precipitación además de yeso, de unas pequeñas cantidades de cloruro sódico y dolomita.

En el caso de aumento suficiente de temperatura, el yeso habría podido transformarse en anhídrita.

- 3) Las circulaciones de agua por las juntas y diaclasas ocurridas en la evolución ulterior de las formaciones triásicas, especialmente con la emersión y su erosión, habrían provocado removi-miento secundario de sales y la reducción de óxidos rojos o verdes a lo largo de las fisuras, o en ciertas zonas. Siendo la temperatura relativamente débil, los sulfatos se habrían precipitado solo bajo forma de yeso.

Interesa finalmente resaltar el hecho de que en el Coloquio de Montpellier, 1961, (pag. 593) J. Avias ha hecho extensivas sus observaciones a las fases transgresivas del mar en Nueva Caledonia, como indican los trabajos recientes de autores como Fairbridge.

TEORIA DE LA OXIDACION EPIGENETICA DE SULFUROS

Muchos autores están de acuerdo en admitir como uno de los procesos engendrados de depósitos salinos, la formación de sulfuros por reducción bacteriana de sulfatos del agua del mar, y posterior oxidación secundaria de estos sulfuros y sulfatos.

Según J. Ricour (1960) las sales depositadas por este proceso deben ser cualitativamente poco importantes.

Finalmente, cabe citar las indicaciones paleogeográficas expuestas en los trabajos de C. Kmiecluck y J. Stevaux (1971) sobre el Keuper de la cuenca de Aquitania, que ya he referido en el capítulo 1. Estos autores aceptan en la cuenca meridional, un ambiente marino regresivo para la deposición de dolomías y margas dolomíticas, así como arcillas, anhídrita y halita con la posterior subsidencia en el Keuper inferior, y un ambiente-lagunar también de carácter regresivo durante el Keuper medio y superior que ocasiona la deposición de arcillas abi-

garradas y anhidrítica. En el Keuper superior, en la cuenca septentrional se oponen las influencias lagunares y continentales que provocan la sedimentación de anhidritas masivas, intercaladas en depósitos detríticos o muy localmente calcáreos, o dolomítico-anhidríticos y arenosos.

Como conclusión a esta síntesis bibliográfica diré que, tras largas controversias, parece ser que se van imponiendo las concepciones de origen marino para las facies salíferas del Trias, y relegando definitivamente las de origen desértico-continental de las mismas. No obstante el problema es muy complejo y estamos todavía lejos de que sea totalmente resuelto.

No es, por otro lado, de extrañar que la etapa de polémica sobre la génesis del Trias sea tan larga. Pensemos, por ejemplo, que durante los dos últimos siglos los estudios más minuciosos realizados por tantos autores sobre el yeso parisino han llevado a un desacuerdo crónico y total entre los partidarios del origen marino y los de la génesis continental o dulceamícola.

Los dificultades son realmente importantes para la comprensión total de la sedimentación de los materiales tan particulares del Keuper. Esta comprensión viene, además a remolque de otra más general: La de la génesis de las evaporitas, y ésta a su vez va ligada al progreso de toda una nueva ciencia: la oceanografía.

En efecto, el único modo que tenemos de aproximarnos al pasado es a través de los ejemplos sedimentológicos que actualmente podemos contemplar. Pero, por otro lado, este sistema de investigación no puede ser completo, ya que los procesos del pasado pueden haber sido totalmente diferentes de los actuales. En este sentido, B. Dussart (1962) ha dicho "En lo que concierne al caso del Trias conviene recordar que los procesos bioquímicos y geoquímicos que han presidido la constitución de suelos en esta época no fueron forzosamente análogos a los actuales. La presencia de azufre oxidado en grandes cantidades en esta época no tiene nada de excepcional, y hemos visto que aún en la hora actual la concentración de sulfatos y cloruros en regiones privilegiadas puede explicarse fácilmente por un fenómeno muy rápido en el tiempo."

EL CASO DEL TRIAS SUPERIOR ESPAÑOL

La evolución de las ideas en este sentido ha seguido un desarrollo en parte paralelo al descrito en el apartado anterior. Citaré solamente los principales trabajos y especialmente los que se refieren al Levante.

Ya J. Cisneros (1912, 1917) consideró las areniscas del Keuper en las proximidades de Alicante como originadas en lugares poco profundos, a juzgar por su contenido en *Cerithium* y en abundantes restos vegetales. Respecto a las calizas marmóreas superiores admitió un origen profundo, como parecía indicar su contenido en fósiles.

M. Schmidt (1931, 1935, 1937) consideró como continentales los sedimentos del Werfeniense, tanto los niveles detríticos del mismo co

mo las facies de arcillas abigarradas y yesos que había asignado igualmente al Werfenciense en el dominio subbético. Estas últimas presentaban frecuentemente características lagunares, y ocasionalmente habló de una intercalación francamente marina en Agost (Alicante) por el hallazgo de erinódeos.

R. Brinkmann (1931,33) consideró las arcillas abigarradas ricas en sal y yeso del Keuper de Valencia y del brode externo de las Cadenas Béticas, como propias de una ancha zona lagunas, teniendo sus depósitos un carácter sublitoral en Alcaraz.

P. Fallot considero igualmente el Triásico superior de tipo germánico como de origen lagunar: "En el Keuper, toda la serie epicontinental del borde del edificio europeo, y toda la serie subbética también, presentan como en el tipo germánico la traza de una vuelta a las condiciones lagunares. Esto ocurre incluso en el Penibético del Este donde vemos reaparecer (Espuna, etc) yesos y arcillas abigarradas (p.25). Este autor asoció este hecho a una fase regresiva.

C. Virgili (1958) al estudiar el Triásico superior de los Catalánides advirtió las graves dificultades que existen para el estudio paleogeográfico, al no conocer exactamente las condiciones de sedimentación de sus materiales, y propuso la revisión de las ideas sobre este particular en el resto de España. Insistió en que el hablar sobre el trazado de las costas durante el Keuper no era posible ya que ni siquiera se podía asegurar qué zonas estaban bajo dominio continental y cuales bajo dominio marino. Esta autora admitió la posibilidad de que los depósitos del tramo rojo del Muschelkalk se hubieran depositado en plataformas costeras poco profundas situadas en los bordes de continentes de relieve casi nulo, refiriéndose a los ya citados hallazgos de "margas rojas e irisadas con yesos" en los manglares de Nueva Caledonia (J. Avias, 1958). La falta de niveles arenosos en el Keuper parecía indicar un mayor grado de madurez del relieve en las zonas costeras.

Posteriormente la misma autora (1963) se ha mostrado favorable, siguiendo la anteriormente expuesta teoría de J. Boucart - J. Ricour (1952) de la deposición de las margas irisadas del Keuper en vastas plataformas costeras poco profundas situadas en los bordes de un continente de relieve prácticamente nulo, admitiendo el proceso de la concentración diagenética de sales contenidas en aguas de sedimentos, como origen de una parte del SO_4Ca y $ClNa$ dispuesto en pequeñas capas y nódulos en las arcillas. Los niveles más potentes de yeso se habrían formado en ciertos sectores de la plataforma, que en algunos momentos habrían podido estar más o menos aislados por ondulaciones del zócalo.

Más recientemente C. Virgili (1965) ha referido la sedimentación del Muschelkalk medio al modelo de cuenca evaporítica propuesto por Sloss (1953) admitiendo el mecanismo de precipitación directa como explicación más satisfactoria de los niveles potentes y bien estratificados, de sus yesos.

R. Marfil Pérez en su estudio petrogenética del Keuper de la Cordillera Ibérica entre Teruel y Sigüenza se inclina a considerar como más aceptable para este caso la teoría de J. Avias, sobre la formación singenética de yesos en el seno de los lodos durante fases regresivas debido a que ésta permite considerar singenéticos tanto los bancos de yeso como los yesos que aparecen dispersos en el seno de las mismas. Esta autora, sin embargo, considera como discutible la teoría de Bou-

cart-Ricour (1952).

Finalmente, y de un gran interés, resulta el trabajo de T. Freeman (1972) sobre los ambientes de posiciones del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica y de Baleares. Este autor considera que el Triásico de la misma se compone de Buntsandstein de areniscas continentales, Muschelkalk de carbonatos y pizarras perilitorales (peritidal) y Keuper de arcillas y evaporitas continentales. Si bien es cierto que en el citado trabajo se justifican el origen de los sedimentos de Buntsandstein y el Keuper, T. Freeman aporta la documentación petrológica necesaria para considerar el Muschelkalk de la cordillera Ibérica como "un complejo lagoon-llanura litoral que experimenta la suficiente evaporación (al menos en la zona interlitoral) para permitir la diagénesis del yeso y la anhidrita. Este hecho evaporítico, y quizá más aún la ausencia de fauna pelágica sugiere que posiblemente un banco o complejo arrecifal pudiera separar el Muschelkalk ibérico de la cuenca sedimentaria al E. Al examinar este autor el Muschelkalk balear no encuentra razones para considerarlo propio de un ambiente sedimentario distinto, y sugiere que la plataforma se extendería aún una cierta distancia al SE de las Islas Baleares.

Este mismo autor considera que las aguas cargadas en sales que son evaporadas artificialmente en las salinas abundantes practicadas en el Keuper de la Cordillera Ibérica, provienen de lentejones salinos producidos en pantanos evaporíticos.

COMENTARIOS A LAS TEORIAS DE J. BOURCART - J. RICOUR (1952) Y J. AVIAS (1949, 1963)

Estas dos teorías han tenido gran aceptación por considerar al medio marino como original para la sedimentación evaporítica triásica en contra de las antiguas concepciones del origen continental desértico, o meramente lagunar. En la actualidad, a veinte años de la exposición inicial de ambas, los nuevos conocimientos sedimentalógicos, petrográficos y diagenéticos sobre evaporitas permiten valorarlas con mayor objetividad.

Las ideas de J. Bourcart - J. Ricour (1952) deben considerarse en mi opinión, como una explicación de ciertos hechos sedimentológicos y diagenéticos en relación con evaporitas, antes que una teoría de génesis de niveles salíferos. El mérito real de la misma es el aplicar unas observaciones ya conocidas (alto contenido de sulfuros en los lodos de diversos ambientes sedimentarios, y retención del agua de imbibición sedimentada junto con los elementos detríticos) a la evolución diagenética propia de las evaporitas. El agua de imbibición, al ser progresivamente eliminada precipita las sales que contiene, y ello no implica un ambiente sedimentario evaporítico original, ni un clima especial. Los sulfuros de los lodos habrían pasado a sulfatos al cesar las condiciones reductoras.

Estas consideraciones diagenéticas pueden en efecto, explicar muchos accidentes petrográficos como concreciones, nódulos, e incluso quizá ciertos lentejones de niveles salíferos. No obstante, estos procesos propios de la diagénesis son conocidos desde antiguo. Algunos autores, además, especialistas en temas de evaporitas, consideraban normal un metamorfismo en tales sedimentos a partir de líquidos engendra

dos en ciertas transformaciones mineralógicas a gran escala, como el paso anhidrita-yeso con la subsidencia.

Por otro lado, los yesos del Keuper de Levante, en los cuales predomina totalmente la estratificación, en bancos de diferentes potencias, presentan generales texturas laminadas, bien caracterizadas por alternancias de tonalidades en las finas bandas, y esto debe interpretarse como un hecho sedimentario. Incluso tuve ocasión al ocuparme del capítulo de los yesos, de mostrar restos de estructuras sedimentarias en ciertas capas de yeso. Todo ello difícilmente se explicaría puramente por procesos diagenéticos. Por el contrario, los procesos de diagénesis, sí pueden, en efecto, explicar bien las texturas nodulares en yesos, la cual es, por otro lado, conocida en ciertos ambientes evaporíticos actuales y ocurre a escasos centímetros de profundidad, aunque naturalmente, tal textura podría aparecer también en la transformación yeso-anhidrita a ciertas profundidades con la subsidencia. Tales hechos diagenéticos no son por otro lado exclusivos de ningún ambiente sedimentario en particular.

Las razones aducidas posteriormente por J. Ricour - J. Bourcart - P. Leveque (1958) no las considero suficientes para explicar de por sí, indiscutiblemente, el origen marino de los depósitos salíferos del Triás. Más consistentes parecen las observaciones dadas por J. Ricour (1961) en el sentido de que en ciertas cuencas triásicas los materiales del Keuper son francamente transgresivos sobre los del Muschelkalk, pero ello, de todos modos, no viene a explicar el que la "cristalización diagenética de sales contenidas en el agua de imbibición de lodos hundidos bajo fuertes espesores" sea en sí, una causa importante en la formación de los niveles salíferos del Triás, y la explicación evidente de su origen marino.

Considero, por otro lado, que para hacer una valoración más justa de las ideas expuestas por estos autores, sería necesario un estudio sistemático de la relación isotópica del S en los yesos, para ver el porcentaje de sulfato cálcico de precipitación química evaporítica y el de oxidación de sulfuros asimilado por bacterias, así como otras investigaciones sobre la paleosalinidad de la cuenca.

Las proposiciones de J. Avias (1949-1963) parecen, por el contrario, más prudentes. Las observaciones sedimentológicas hechas por este autor le han llevado a dar una explicación apropiada a la génesis de las arcillas irisadas del Triás. Por otro lado, si bien es cierto que encontró en el corte de la marisma Mara cristales de yeso considerados singenéticos, este hecho en sí es totalmente insuficiente para explicar la génesis de niveles salíferos, y el mismo autor admite que las capas polisalinas espesas que pueden encontrarse en las margas abigarradas yesíferas, pueden provenir de la evaporación y precipitación directa del agua del mar. Las ideas de J. Avias tienen un gran valor en el orden a la génesis de las arcillas rojas, violáceas, verdes, etc. y sus posibles alternancias con areniscas, carbonatos y sales, en un ambiente de llanura supralitoral intermitentemente inundado por el mar, ya sea en fase de regresión o de transgresión.

Cabe finalmente decir que la aceptación o rechazo de estas teorías, basadas exclusivamente en observaciones poco detalladas de las texturas de los yesos del Keuper, como algún autor ha pretendido, es a mi entender totalmente insuficiente para valorarlas en justo término, siendo así que estas ideas han supuesto un adelanto tan considerable en el conocimiento sobre la sedimentación del Triásico evaporítico.

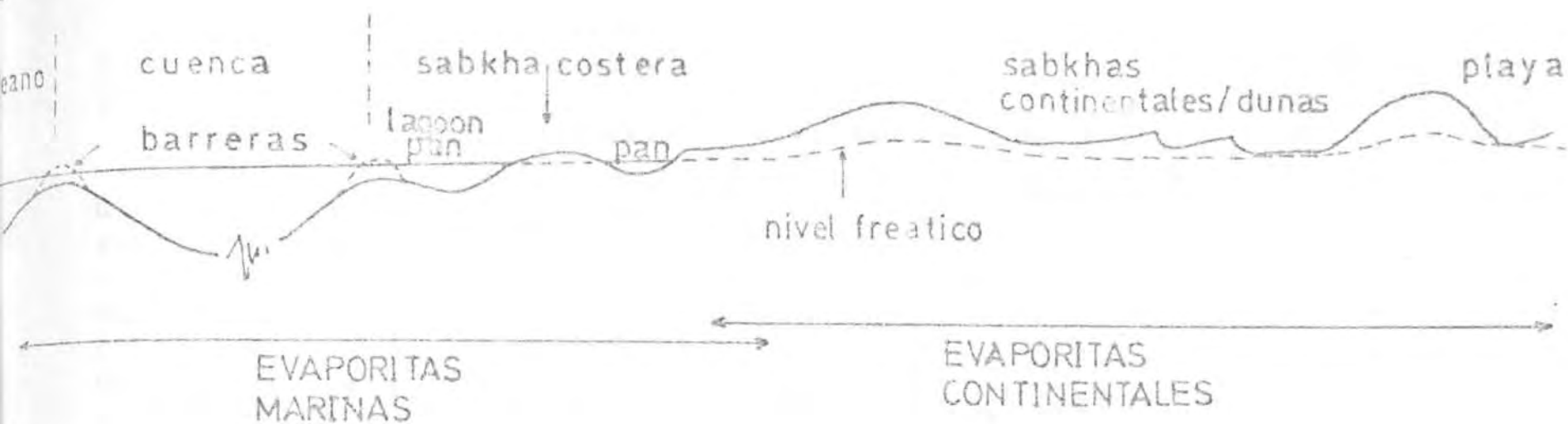
EVAPORITAS DE AMBIENTES SOMEROS DE TRANSICION MARINO-CONTINENTALES

En los apartados anteriores hemos podido ver que un gran número de autores ha considerado los depósitos del Keuper, o más generalmente, los del Trias evaporítico, como propios de un ambiente lagunar más o menos de transición entre el continente y el mar abierto. No obstante, este término "laguna" ha resultado de siempre ambiguo tal como J. Ricour (1960) hizo notar: "Es corriente entre las obras de lengua francesa asimilar a facies lagunares todos los niveles que contienen evaporitas. Esta concepción no puede ser mantenida. El término laguna tiene, en efecto, una significación puramente geográfica que no implica en absoluto un medio bioquímico definido... Es precisamente la imagen de la laguna, geográficamente intermedia entre los dominios orientales y marinos, la que hace peligrosa el concepto de facies lagunar aplicada a las evaporitas. Es preferible emplear los términos de facies salina, que tiene la ventaja de no prejuzgar la situación geográfica del medio del depósito" (p. 139).

En los últimos años numerosas publicaciones han venido a precisar las ideas sobre este ambiente deposicional "lagunar" de primera concepción, centrando más la realidad paleogeográfica en los distintos tipos de ambiente evaporíticos de aguas someras, en franca transición entre el continente y el mar abierto. Los estudios iniciados por J. Avias en 1949 sobre las marismas de Nueva Caledonia, el amplio uso del término lagoon utilizado por Sloss (1953), las descripciones detalladas de numerosos autores recientemente sobre las sabkhas costeras actuales y sobre las llanuras supralitorales, etc., parecen abrir un camino seguro hacia el estudio de un ambiente evaporítico cuyos sedimentos, como veremos, presentan muchas afinidades con los del Keuper. Por ello creo conveniente el dar aquí un resumen y algunos ejemplos de las principales investigaciones realizadas recientemente sobre las evaporitas de aguas someras.

Digamos primeramente que es generalmente aceptado el que la formación de evaporitas precisa del desarrollo de un ambiente de neta evaporación. La existencia de un clima árido es esencial, pero aún más lo es que la salmuera en formación sufra restricción de mezcla con el oceano y otra fuente de agua diluida. Este último hecho puede ser favorecido por ciertas disposiciones fisiográficas exigentes, y esta coincidencia de los factores favorables fisiografía y clima ha sido alcanzada a gran escala en muy pocos lugares a lo largo de la historia geológica. Sin embargo se da más fácilmente a pequeña escala en forma de lagoons, "pans" y llanuras emergidas, durante los procesos de sedimentación próximos a la línea de costa.

En una región árida son posibles, según Kinsmann (1969) tres situaciones fisiográfico-hidrológicas con unas ciertas interrelaciones de ambientes de deposición, todo lo cual se indica en la fig. 12. El ambiente A es una cuenca marina no restringida con lagoons periféricos no restringidos próximos a marino normal. Las acumulaciones marginales de sedimentos marinos de las últimas fases forman llanuras supralitorales emergidas, y las salmueras se desarrollan intersticialmente con los sedimentos. Una sedimentación incompleta puede aislar depresiones somera en las cuales exista cuerpos de agua semipermanentes. El ambiente B es una cuenca no restringida con lagoons periféricos en los que se desarrollan cuerpos de salmueras. Las facies marginales supralitorales son también evapcríticas. El ambiente C es una cuenca restringi



B

AMBIENTES DE DEPOSICION DE EVAPORITAS EN REGIONES ARIDAS

	Cuenca	Lagoon marginal - Pan	Ambiente supralitoral (puede incluir pans)		
	No restringida	Restringida	No restringida	Restringida	
A	Marina	—	Marina	—	Salobre
B	Marina	—	—	Salobre	Salobre
C	—	Salobre	—	Salobre	Salobre

Fig. 12

- A. Representación esquemática de ambientes de evaporitas. Las de sabkhas costeras y de ambientes próximos al mar derivan de agua marina. Las evaporitas de sabkha continental y de playa derivan de aguas continentales. La zona mixta comúnmente se desarrolla en áreas interiores de sabkhas costeras.
- B. Ambientes de deposición de evaporitas en regiones áridas con diferentes situaciones fisiográficas e hidrológicas posibles, según el aislamiento de dilución de la salmuera.

(según D.J.J. Kinsman, 1969)

da con amplio cuerpo de salmueras, posiblemente de profundidad considerable. Todos los depósitos marginales son evaporíticos.

Las secuencias evaporíticas de los lagoons en los ambientes B y C son diferentes; más aún, las secuencias evaporíticas supralitorales son diferentes en los tres ambientes. Modernos ejemplos de ambientes C son desconocidos, aunque el Mar Muerto provee alguna comprensión de aquel. El ambiente B también está hoy pobremente representado, aunque hay pocos pans naturales y también pantanos salados hechos por el hombre de los cuales pueden derivarse útiles informaciones. El ambiente A está claramente bien representado hoy, (Golfo Pérsico, Baja California, etc.).

El ambiente evaporítico más común es la sabkha o llanura salada que es inundada sólo ocasionalmente. Este ambiente es totalmente diferente de la superficie cubierta normalmente por una capa de agua o salmuera, y hay diferencias sustanciales en mecanismos de transporte y deposición, tipos de texturas y estructuras, materiales evaporíticos asociados, etc... Se distinguen dos tipos de sabkhas: costera y continental. Ambas son superficies de equilibrio morfológico y su nivel freático está regulado por el local del agua subterránea, desarrollándose donde el aporte de arena eólica es limitado.

Las sabkhas costeras son superficies supralitorales formadas por regresión deposicional de sedimentos marinos de facies sub, intra y supralitorales. Se presentan diacronismos de sedimentación, moviéndose hacia el mar con la regresión los cinturones de materiales evaporíticos, siendo precipitadas las evaporitas asociadas a partir de salmueras derivadas de aguas marinas. Una regresión de línea de costa de 1-2 m/año permitiría formar una sabkha costera de 100-200 Km de anchura en unos 10⁵ años. Estas sabkhas son pues el producto final de la sedimentación marina normal próxima a la línea de costa, en que ésta se desplaza progresivamente hacia el mar y van siendo dejados sedimentos justo encima de la marca de marea alta. Los sedimentos pueden ir de carbonatados a no carbonatados, dependiendo del aporte local de material terrígeno. Las evidencias de desecación son abundantes. Además de sus características de sedimentos marinos primarios, estas sabkhas presentan muchas mineralizaciones diagenéticas primarias propias.

Las sabkhas continentales están en el interior y comprenden sedimentos marinos de ciclo temprano o continentales, y las evaporitas asociadas son precipitadas de aguas continentales en evaporación. Representan estas sabkhas superficies de equilibrio deflación-sedimentación. El nivel de agua puede estar a 1 m de la superficie y la evaporación produce salmueras y precipitación intersticial de materiales evaporíticos. Pueden ocurrir tránsitos continuos entre los dos tipos de sabkhas.

Los pans evaporíticos pueden estar asociados a ambientes sabkhas pero tienen características distintas.

El término megasabkha se ha aplicado para sabkhas de un gran orden de magnitud (por ejemplo 500 Km) en los cuales podría haber una sucesión completa de evaporitas, incluyendo sales potásicas, mientras que en los sabkhas se presentan facies de sulfato de calcio y halita. Este término está siendo abandonado en la actualidad pues no parece responder a una realidad.

En las sabkhas son importantes, como he dicho, los procesos de diagénesis. Estos suelen comprender el emplazamiento intersticial de un mineral evaporítico en los sedimentos del fondo. Las evaporitas que dan restringidas en los niveles superiores, pero puede ocurrir una dolomitización en profundidad. Los cristales de yeso de las sabkhas son típicamente lentiformes y contienen inclusiones, mientras que la anhidrita es típicamente nodular. Ambos se presentan estratificados, pero no laminados. Los estadios tempranos de diagénesis suelen estar enmarcados por los posteriores, siendo muchos minerales de aquellos sólo fases efímeras. Así, una sabkha fosilizada no contendrá necesariamente todos los minerales que fueron desarrollados en la diagénesis temprana.

En los ambientes pans salobres normalmente se acumulan más evaporitas solubles que en las áreas sabkhas, a causa de su mayor pérdida por evaporación de superficies expuestas. Los cristales de yeso son típicamente alargados y libres de inclusiones. Se presentan bien desarrolladas laminaciones primarias de sedimentos detríticos y minerales evaporíticos.

Veamos a continuación algunos ejemplos actuales que ayuden a fijar las ideas

COSTA TRUCIAL (GOLFO PERSICO)

El Golfo Pérsico y las áreas sedimentarias adyacentes son extremadamente áridas. Sin embargo, la dilución por el agua del Océano Índico mantiene al Golfo Pérsico con una salinidad de agua marina a un valor solo suavemente mayor que el promedio del agua oceánica. La Costa Trucial está bordeada por islas que restringen parcialmente los lagos costeros, con los cuales los valores de la salinidad del agua marina puede ser tanto como 60-70 partes por mil. Sin embargo, no se conocen depósitos evaporíticos de cuerpos libres de salmueras.

A lo largo de la Costa Trucial un bajo relieve interior, un viento predominante hacia tierra, y una pluviosidad muy baja, reducen juntos el aporte terrígeno en las áreas marinas. Consiguientemente, los sedimentos marinos son casi carbonatos puros. Una ancha plataforma en las que arenas biogénicas son acumuladas se extienden sobre la plataforma marina. En él hay pequeñas áreas de acumulación de gravas biogénicas en elevaciones locales, y acumulación de lodo carbonatado en depresiones locales. Algunos "parches" someros son facies recifales. La parte W de complejo lagoonal e isleño comprende una amplia área somera donde la profundidad del agua generalmente es menor de 2 m. Está denominada por Abu al Abayach, la mayor isla de la Costa Trucial. Hacia el interior es un gran lagoon, Khor al Bazam, paralelo a la Costa. En el área somera son acumulados arrecifes coralinos y arenas biogénicas, y a sotavento de algunas islas se están formando sedimentos de grano más fino y pequeñas áreas de "algal mats" azul-gris interlitorales. El lagoon mismo tiene un suelo fangoso de arena biogénica. La orilla interior del lagoon está compuesta principalmente por arenas de feldespatos y restos orgánicos y algunas pocas áreas de algal mats interlitorales en posición resguardada. Por la ausencia general de desarrollo de oolitos y la parquedad de sedimentos carbonatados, esta área W contrasta fuertemente con el Area E.

Al E de Abu al Abayadh, las Islas barrera restringen lagoons, así

el movimiento litoral del agua del mar es esencialmente normal a la costa y ceñido a los estuarios litorales, bastante más paralelos a la costa que en Khor al Bazam. Los sedimentos de la barrera lagoonal consisten en arenas de oolitos a la entrada del lagoon, mientras que frente a las islas son acumuladas arrecifes coralinos y arenas biogénicas. Arrecifes coralinos están también presentes detrás de los someros oolitos en algunos lagoons. La barrera consiste así en series alternantes de oolitos y facies arrecifales y en algunas barreras de islas están bien desarrolladas dunas de oolitos. En las áreas centrales o interiores del lagoon, son acumulados arena de pellets y fango de aragonito de pellets aislados o aglutinados. Un desarrollo espectacular de algas al mats interlitorales ocurren a lo largo de muchas orillas interiores de lagoon. Los algal mats tienen sedimentos carbonatados que están preservados con láminas estromatolíticas.

El relleno del lagoon procede por adición de sedimentos cerca de todas las orillas, sin embargo la razón de la regresión de la misma difiere con su orientación. Una regresión de 1-2 m/años ha prevalecido en muchas áreas durante los pasados 4000-5000 años. El modelo de relleno es complejo y aunque en áreas supralitorales las facies sedimentarias son esencialmente horizontales, son a su vez diacrónicas. Los sondeos en áreas supralitorales muestran una sucesión vertical de facies sublitoral, interlitoral y supralitoral. La potencia de la facies interlitoral en las posiciones de la barrera expuesta es de 2 m, mientras que en las posiciones de los lagoons interiores resguardados es sólo 0,7 m; la diferencia refleja una disminución litoral con incremento de la distancia hasta el lagoon.

Los sedimentos lagonares se vuelven en general más finos hacia arriba, como si el lagoon hubiese sido relleno progresivamente. Posteriormente, detrás de las facies de oolitos y arrecifes de las medias barreras de alta energía, vienen los lodos de aragonito de los ambientes lagoonal resguardados de baja energía. La formación de oolitos cesa aparentemente cuando la corriente de marca del agua de mar dentro del lagoon se hace muy pequeña. Futuros desarrollos en el área de barrera parecen envolver la formación de un arrecife coralino con facies de arenas esqueléticas asociadas.

El complejo holoceno de sedimentos carbonatados, de la plataforma interior y áreas lagonales; se hace ancho tierra adentro y está incrustado en sal: se trata de la superficie supralitoral o llanura costera (sabkha).

Sabkhas costeras. - Las sabkhas costeras de la Costa Trucial del Golfo Pérsico consisten en sedimentos carbonatados del Holoceno, al menos en la parte del mar, y cubren un área de 2000 Km².

Estas sabkhas son en sí cuñas de sedimentos marinos o facies similares coronadas por una facies delgada supralitoral cubierta por una facies eólica delgada. Se presentan las siguientes mineralizaciones diagenéticas primarias:

Una pequeña cantidad de aragonito diagenético temprano es precipitado en la zona interlitoral, produciendo delgadas costras superficiales. El yeso es abundante, apareciendo primero en la zona interlitoral. Son frecuentes los cristales de yeso de 1 m, discoidales, planos o lenticulares. Se forman por precipitación en los sedimentos encajantes y crecen por desplazamiento mecánico o físico. Localmente

grandes cristales poiquilicos encierran granos del sedimento original.

Dentro de la zona de formación de yeso también aparece anhidrita nodular, y es dominante en la zona de 20 cm por encima y por debajo del nivel de la salmuera. Recientemente se han encontrado pseudomorfos de anhidrita por yeso en los 4-5 cms superiores de la sabkha. Estos pseudomorfos pierden la forma con el tiempo, comenzando a cristalizar entre ellos anhidrita primaria diagenética, dando finalmente nódulos ovoideos totalmente anhidríticos. El mecanismo de este reemplazamiento (deshidratación al estado sólido, disolución?) no es conocido. La anhidrita encontrada en la llanura supralitoral del Khor al Bazam se forma primero como pequeños nódulos de 0,5-1 mm de diámetro. Yacen en los sedimentos de superficie y tienen una textura blanda y blanca y son tixotrópicos. La anhidrita se forma en la zona capilar. En las zonas de más alta salinidad los nódulos se hacen más abundantes y grandes (hasta 406 cm). Se forman en los sedimentos eólicos y de mareas excepcionales y comienzan a acumularse en las algas flats superiores y en ciertas partes de la sabkha. Hacia el interior, se desarrolla en estos nódulos una superficie de anhidrita en series de estructuras circulares compenetradas que tienen contornos poligonales. Inland, cuando los sedimentos que recubren los algal mats se hacen más potentes, también lo hace la anhidrita y forma capas en profundidad, cerca y en la superficie. Las capas enterolíticas interiores están comunmente retorcidas y forman pequeños pliegues compactos asimilares a los de venas de cuarzo ptigmáticas.

Se ha encontrado basanita como una delgada película superficial de cristales de yeso expuestos en la superficie de la sabkha.

La precipitación de aragonito diagenético y anhidrita incrementa la relación molar Mg-Ca, que siendo 5 en el agua marina, alcanza el valor de 12 en la salmuera que rellena los poros intersticial. Bajo estas condiciones el sedimento carbonato fino granulado casi exclusivamente original es dolomitizado. Previamente a ello puede precipitarse magnesita en los 10-20 cm superiores de sedimentos. La dolomitización continuada se describe como pene-contemporánea, de prelitificación y produce un lodo dolomítico de cristales de 1-2 μ . La celestina es un mineral menor común diagenético, abundante en estas áreas de intensa dolomitización, causado por el reemplazamiento del aragonito por la dolomita.

La halita forma una costra en muchas superficies de sabkhas, pero no es fase acumulativa, y puede ser transportada por el viento.

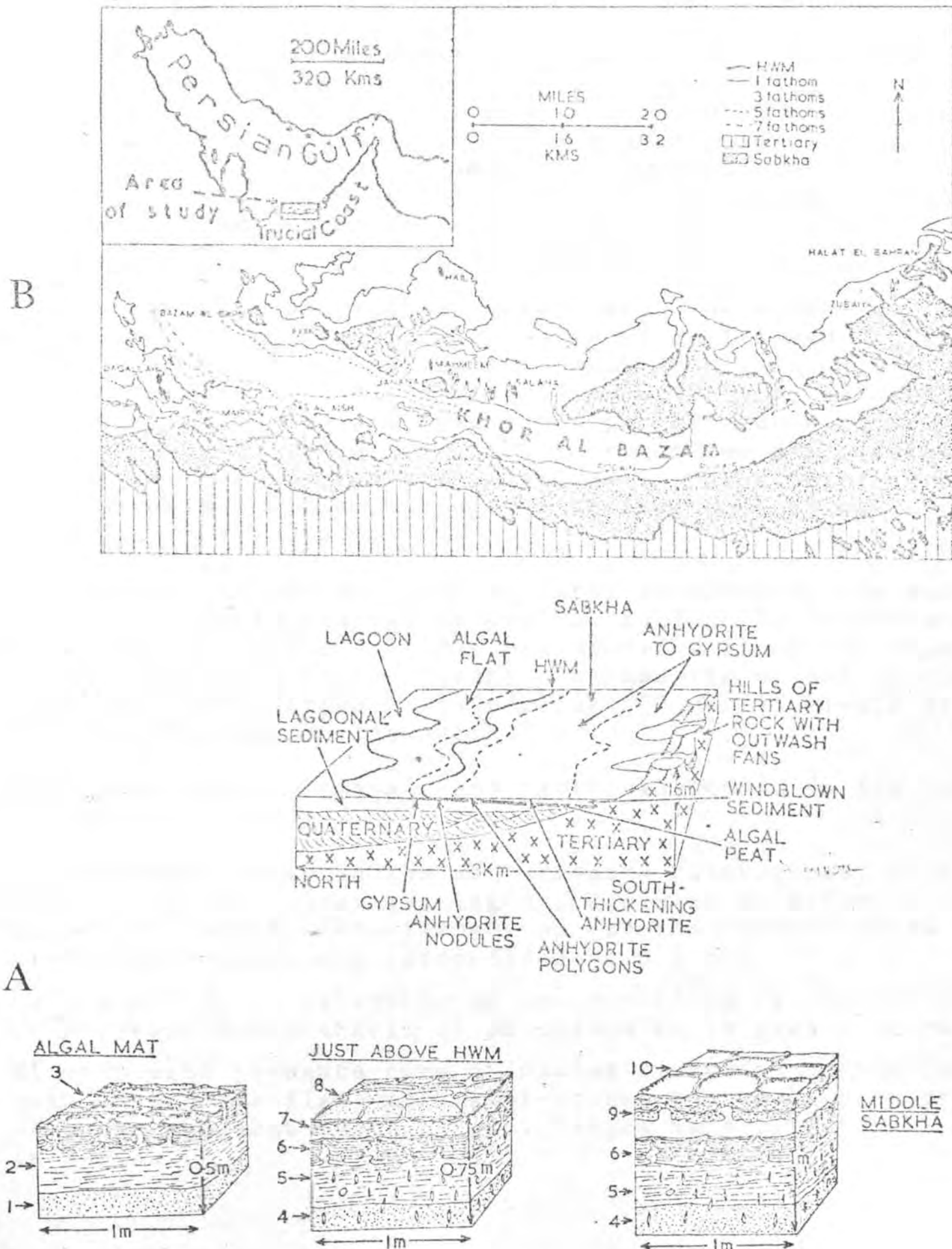
En la fig. 13 se reproduce un cuadro de la distribución de evaporitas en la llanura supralitoral de Khor al Bazam (Christopher Kendall-Patrich Skipwith, 1969). En él puede observarse que progresivamente hacia el interior incrementa la salinidad del agua subterránea y se producen cuatro gradaciones de conjuntos minerales de anillos paralelos, cuya aparición es variables, pudiendo faltar algunos de ellos:

- 1) La Zona interlitoral de marea alta: cristales de yeso y anhidrita y carbonato cálcico dolomitizado en la zona capilar.
- 2) Zona de nivel de marea alta: basanita, nódulos de anhidrita, dolomita y yeso en solución en la zona capilar; dolomita y amplios cristales arenosos de yeso por debajo del nivel freático; en la interfases aire-sedimento, halita precipitada del agua capilar.

Fig. 13

- A. Distribución de evaporitas en la llanura supralitoral marginal a Khor al Bazam, Golfo Pérsico. 1. Arenas carbonatadas y /o lodos lagoonales. 2. Carbonatos pobremente laminados ricos en algal peat. 3. Algal mat poligonal. 4. Sedimentos lagoonales con cristales de yeso. Posible dolomita temprana presente. 5y6. Algal peat con anchos cristales de yeso. 7. Fango de yeso y carbonato. 8. Polígonos de anhidrita y cuarzo y carbonatos eólicos. Capas de anhidrita reemplazando el sedimento de yeso y formando estructuras diapíricas cubiertas por capas de anhidrita y nódulos en cuarzo y carbonato eólico. 10. Costra de halita dispuesta en polígonos de compresión.
- B. Situación y batimetría de Khor al Bazam en la Costa Trucial del Golfo Pérsico.

(según C. Kendall-P. Skipwith, 1969)



- 3) Por encima del nivel de marea alta: polígonos de anhidrita y estructuras diapíricas en la zona capilar; yeso y dolomita por debajo del nivel freático.
- 4) Zona adyacente a los abanicos aluviales: anhidrita convertida en yeso por influjo de agua subterránea menos salina.

Sabkhas continentales.— Las sabkhas costeras de la Costa Trucial pueden pasar lateralmente a ambientes pans y a sabkhas continentales sin discontinuidades morfológicas. La principal de ellas es la Matti, que se extiende de 80-100 km al interior con un área de 6000 Km² y una pendiente hacia el mar de 1/2000, pasando en su N y por su margen costera a sabkhas costeras de sedimentos carbonatados. La potencia de sus sedimentos excede fácilmente a los 10 m.

Estas sabkhas continentales están formadas principalmente por sedimentos no carbonatados (arenas de cuarzo fino a medio), aunque en las cercanías a la costa comúnmente hay alto contenido en calcita granulada. Están asociadas normalmente a áreas de arena dunar. Es notable el carácter eólico de esta asociación duna-sabkha continental, aunque las estructuras sedimentarias de la sabkha y las facies dunares son muy diferentes. La primera muestra casi laminación horizontal, a veces con finos ripple-marks, mientras que las segundas cross-bedding a gran escala. La zona capilar superior al nivel piezométrico marca el nivel de base de la deflación del viento.

En estas sabkhas se produce concentración de salmueras, independientemente de la concentración iónica total de las aguas subterráneas periféricas que las alimentan. En las sabkha Matti la halita está presente sólo en pequeñas cantidades en la superficie de la sabkha, habiendo sido muy posiblemente transportada por el viento la principal fracción. Se presenta abundante yeso, en cristales discoidales similares a los de las sabkhas costeras, incluso en capas duras de hasta 30 cm donde el yeso poiquílico incluye el sedimento encajante, lo cual no se presenta en aquellas.

La anhidrita usualmente está en forma de nódulos, por encima del nivel freático. Hay abundantes evidencias aquí de la deshidratación in situ del yeso a anhidrita, como pseudomorfos finos. En superficie el yeso está generalmente deshidratado a basanita e incluso totalmente a anhidrita. Esta última ha sido repartida por el viento frecuentemente por las márgenes de las sabkhas.

Resumiendo diremos que algunas particularidades de las sabkhas del Golfo Pérsico son:

- 1) El sedimento de la sabkha es carbonato heterogéneo, principalmente aragonito de origen lagoon, con algo de material depositado por el viento, transformado en diversas proporciones en microdolomita hasta una profundidad de 3 pies.
- 2) La superficie de la sabkha es una superficie de unconformidad, y la potencia sedimentaria de su unidad es 10 pies o menos.
- 3) El yeso está presente como cristales discretos o como "cristal mush" entre los algal mats azul-grises que cambian en potencia de pocas pulgadas hasta un pie. Viejos mats están en la base de la sabkha.

- 4) La anhidrita ocurre separadamente del yeso en lechos compuestos de agregados nodulares de "listones". Los lechos van de filones de nódulos microscópicos a grupos de capas de 1-2 pies. La anhidrita yace cerca de la superficie de la sabkha por encima del nivel del agua y está restringida verticalmente en una profundidad de 3 pies.
- 3) Finos lechos de anhidrita o filones de nódulos estrechamente empaquetados muestran deformación eutrolítica (como "intestinos petrificados"). Usualmente varios filones están envueltos en esta implicación.

Todos estos hechos se desarrollan en la sabkha sobre una matriz preexistente, y todos estos caracteres juntos, y no aislados (anhidrita nodular, microdolomita, algal mats) constituyen la sabkha.

LAGUNA OJO DE LIEBRE (BAJA CALIFORNIA)

A lo largo de la costa pacífica de Baja California se desarrollan una serie de Lagoons, siendo el mayor de ellos la laguna Ojo de Liebre. Extensas sabkhas bordean estos lagoons, presentándose en ellas amplias áreas dominadas por halita, que se presenta estratificada y con varios metros de potencia. Rellenando los poros de sus cristales, aparece polihalita como mineral de diagénesis temprana. También existe magnetita y celestina en ciertas localidades, aparte de yeso. Los ambientes interlitorales alto y supralitoral bajo están dominados por yeso de diagénesis temprana, faltando la anhidrita. Este yeso se presenta en cristales lensoides y puede estar bien estratificado, quizá por efecto del viento imperante tierra adentro. De hecho se ha producido un claro transporte eólico de parte de estos cristales de yeso, que abandonando la sabkha se extienden por la superficie supralitoral, formando localmente cuñas. En estas zonas supralitorales existe estratificaciónes entre los cristales de yeso y capas de minerales carbonatados, finos, por lo general, completamente dolomitizados. En las regiones más interiores donde la concentración de salmueras es muy alta, el yeso de diagénesis temprana es reemplazado por polihalita, presentándose en cristales pseudomorfos.

AREAS SUPRALITORALES AL N DE SAN FELIPE (GOLFO DE CALIFORNIA)

Al NW del Golfo de California, al N de San Felipe, hay extensas áreas supralitorales que más al N se unen al complejo deltaico del río Colorado. Las áreas supralitorales han evolucionado en los procesos normales de sedimentación sub, intra y supralitoral. La regresión es superior a los 2 m/año y la oscilación de mareas 7 m. Los sedimentos son ampliamente terrígenos: arenas, silt, arcilla. Se presentan principalmente sabkhas costeras, algunas continentales al NW del área citada y ambientes pans.

En las sabkhas costeras abundan los cristales de yeso de diagénesis temprana, de génesis semejante a los de la Costa Trucial, y se presentan también anhidrita de diagénesis temprana como pequeños nódulos y capas irregulares en los pocos centímetros superiores de los sedimentos de la parte interior de la sabkha.

Las evaporitas de pans tienen una secuencia central dominada por halita, habiendo sido aparentemente disuelta en las zonas periféricas.

Posiblemente esto ocurre en cada inundación episódica, la cual ocasiona una clara laminación de halita y la formación de capas de cristales de yeso alargados, aciculares y libres de inclusiones.

En las áreas marginales del pan se da secuencias repetidas de silt y arcilla, con capas de cristales de yeso bien formado, con halita presente sólo como miembro del último episodio de inundación. Estas laminaciones de sedimentos detríticos y minerales evaporíticos son verdaderas capas sedimentarias. Los cristales de yeso diagénico están generalmente concentrados entre los productos de dos episodios de inundación y en las interfases entre el yeso acicular del techo y la base de la capa inferior de silt. En estas capas de alta permeabilidad los cristales lenticulares de yeso están orientados, con el eje cristalográfico C casi vertical.

SABKHAS FOSILES DEL DEVONICO DE ALBERTA--SASKATCHEWAN--DAKOTA DEL NORTE

En las evaporitas de la parte superior de la formación Stettler (Devónico Superior, Alberta, U.S.A.) cerca del campo gasífero Olds, se ha registrado hasta 13 ciclos de sabkha, de potencias individuales de 0,75-2,5 m.

La formación Stettler contiene secuencias de anhidrita y microdolomita. Los niveles de Sabkha muestran claramente lechos nodulares de anhidrita retorcida en matriz microdolomítica o bituminosa, con superficies de erosión, y con microdolomita en algal mats.

ENSAYO DE RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA DE LA CUENCA KEUPER EN LEVANTE

La reconstrucción de los ambientes sedimentarios y de la paleogeografía del Keuper que nos ocupa no es tarea fácil, debido a la escasez de datos de que se dispone. Por un lado los fósiles de este piso son extraordinariamente escasos, y por otro, sus materiales más típicos (evaporitas, arcillas abigarradas) no son exclusivas de ningún ambiente.

Ya he referido las dificultades mencionadas por C. Virgili (1958) sobre este particular. Tales dificultades, aunque todavía presentes, deben actualmente valorarse a la luz de los recientes trabajos sobre sedimentación evaporítica en ambientes someros, flora y fauna triásica, petrología sedimentaria del Trias, etc.

Creo que la investigación sobre los ambientes sedimentarios del Keuper en general, debe partir de unos pocos puntos, cada vez más aceptados por la generalidad de autores.

- 1) El Keuper representa en sí, una amplia intercalación detrítica-evaporítica entre los episodios calcáreos bien establecidos del Muschelkalk y el Lias (sin olvidar las Carniolas). Esta intercalación no es, por otra parte, única en el Trias, ni menos aún en el Secundario, ya que en muchas cuencas (Aquitania, Sahara, etc) se han desarrollado diversos episodios evaporíticos semejantes a lo largo del Jurásico y el Cretácico.
- 2) Este Keuper detrítico-evaporítico se ha instalado en un medio fisiográfico intermedio entre el continente emergido y en denudación y el mar abierto que sedimenta los carbonatos con fauna de profundidades del Trias Superior de tipo alpino. Se acepta para estas cuencas sedimentarias una fisiografía madura de final de ciclo de erosión, así como una morfología muy aplanada de las áreas continentales marginales.
- 3) Las amplias y numerosas cuencas evaporíticas del Keuper en el sector occidental de Euro-Africa, presentan todas ellas características semejantes y deben responder a ambientes y mecanismos físico-químicos de deposición también generales. No creo pues necesario tener que recurrir a fenómenos muy especiales o excepcionales para explicar las particularidades de cada una de ellas.
- 4) Si bien parece definitivamente desterrado el origen desértico de la formación del Triásico, muchos autores han atribuido a un ambiente lagunar la sedimentación del Keuper, y recientemente se ha hablado del origen francamente marino epicontinental del mismo. Los ejemplos actuales a los que se ha hecho alusión son plataformas costeras amplias (Costas de Africa occidental) intermitentemente inundadas por las mareas, o bien solo por las mareas excepcionales (Nueva Caledonia).

Podemos en efecto pensar que las plataformas marinas al comienzo del Keuper pudieron tener una extensión y horizontalidad difícil de imaginar en la actualidad, en la que contemplamos una fisiografía costera heredada de recientes fases de glaciario cuaternario, totalmente distinta de aquellas. Por otro lado desconocemos la amplitud de las ma--

reas triásicas, que muy bien pudieran ser de mayor intensidad que las de hoy en día.

Para un intento de reproducción paleogeográfica más detallada para una cuenca en particular debe tenerse en cuenta las informaciones aportadas por los sedimentos sobre numerosos aspectos.

Clima. - Según F. Laurentiaux Vierva - D. Laurentiaux (1963) la flora triásica parece haber tenido una dominancia herbácea, o de arbustos, indicando la talla de algunos vegetales unas condiciones cálidas y las cutículas espesas de otros, la sucesión de fases de sequía relativa con fases de pluviosidad irregular. Los Equisetum, como plantas higrófilas, son indicio de una humedad permanente, y especialmente durante el Keuper hay evidencias de que se desarrolló una humidificación que condujo a una amplia representación de las facies pantanosas y a un mayor desarrollo de las citadas plantas higrófilas, formándose frecuentemente depósitos hulleros. En consecuencia el clima triásico de Europa estuvo próximo al tipo mediterráneo cálido.

Las observaciones paleontológicas no dan pruebas de endemismos, lo que habría sido el caso si se tratara de biotopos independientes en el espacio y evolucionando sin interferencia. Se trata pues en general de un mismo ecotopo irregular, habiendo conducido el desarrollo de microclimas a las microformas.

Para el caso de la cuenca Keuper levantina, los fósiles que he encontrado son de conchas muy finas, propias de ambientes tranquilos, y son pequeños gasterópodos y al parecer algunos tipos de conostráceos, como ya vimos en el capítulo anterior. Sobre este grupo D. Busnardo (1969) al describir el yacimiento de Alcaudete (Jaén) ha sugerido que la presencia del mismo implica mares temporales, lagos episódicos o pantanos alimentados por las inundaciones de los ríos. El enanismo de las formas de Estheridos, la riqueza en formas, las irregularidades en las bandas de crecimiento, etc. indica variabilidad en las condiciones de vida. La abundancia de niveles de arena intercalados, fragmentos vegetales, restos de plantas acuáticas, etc. demuestran un contexto climático relativamente húmedo, con importantes circulaciones de agua continental.

Como habrá podido observarse, esta descripción coincide perfectamente con la Formación Areniscas de Manuel (K₂) y con algunos tramos de las Arcillas de Jarafuel (K₁)

Continuidad de los sedimentos. - En el caso de la cuenca Keuper de Levante ya he indicado la amplia distribución geográfica de las formaciones, así como de ciertos niveles guía que pueden seguirse a lo largo de centenares de kilómetros. Existe pues una homogeneidad litostratigráfica bien definida que asegura una evolución uniforme de la cuenca.

Condiciones de óxido-reducción. - Son abundantes los indicios de condiciones reductoras en la cuenca sedimentaria del Keuper levantino: piritas, niveles de arcillas oscuras, yesos negros impregnados de materia orgánica, hiladas carbonosas, núcleos y bandeados verdosos en las Arcillas de Cofrentes (K₃) interpretados como reducción de los tonos rojos de sedimentación heredada, etc.

Materiales volcánicos.- La presencia de ofitas no ha sido siempre igualmente interpretada por los autores. Mientras que para unos representa subsidencia importante, para otros significa más bien una interrupción brusca de este mismo proceso. Las observaciones en el Keuper de Levante indican la presencia de ofitas en las formaciones más potentes, es decir, en aquellas que sufrieron posiblemente rápidas subsidencias.

Suelos y costas limoníticas.- En las Formaciones K_1 y K_2 son frecuentes los niveles limoníticos, en diversos grados de reemplazamiento de los materiales preexistentes. Estos accidentes se interpretan como formaciones paragenéticas en condiciones subaéreas o muy próximas a ellas. Otras pruebas de estas exposiciones son las grietas de desecación conservadas en ciertos niveles margosos de la Formación K_2 .

Laminillas.- Determinados niveles se presentan como una fina alternancia de lechos de yeso y de dolomía, que recuerdan las numerosas descripciones de laminillas halladas en las sabkhas de llanura supralitoral, como ya he descrito en este mismo capítulo.

Mecanismos de transporte.- Los sedimentos detríticos son finos. Las arenas y areniscas del Keuper de Levantewestán bien seleccionadas. Se disponen en bandeados, o en estratificaciones cruzadas tanto a macro como a microescala, presentándose además ripple de oleaje, trazos de burrows en la base de los bancos, resots vegetales abundantes, marcas de sedimentación, rápidos cambios laterales de espesor, etc. La matriz arcillosa es siempre abundante. Estas características parecen propias de un origen fluvio-lacustre y quizá deltaico. Ciertas areniscas de granos muy finos podrían tener quizá un origen eólico. Recordemos que para el caso del Schilfsandstein germánico, D. Heling-P. Wurster (1971) han aceptado un origen deltaico, como vimos en el capítulo anterior, en el que el material lamaduro y fino fue transportado por largas corrientes junto con arcilla en suspensión, a lo largo de 1000 Km, desde el continente de Fenosarmatia, y depositado en un delta de unos 400 Km de ancho, con una profundidad media del agua de 40-50 m.

Ciclos de evaporitas.- En el Keuper de Levante encontramos dos ciclos evaporíticos bien definidos, separados por otro ciclo de carácter detrítico (Areniscas de Manuel, y Arcillas de Cofrentes). El primer ciclo evaporítico (Formación K_1) es potente y contiene una alternancia de bancos de yeso y arcillas, e intercalaciones de halita que en ocasiones se desarrolla en potentes masas. Esta Formación contiene frecuentemente, y posiblemente hacia su techo bancos de arenas y areniscas con estratificación cruzada, intercalaciones calcáreas, dolomíticas y calcareo-margosas, estas últimas excepcionalmente con bivalvos delicados propios de ambientes tranquilos, y también costras limoníticas, todo lo cual indica poca profundidad y ocasionales exposiciones subaéreas.

El segundo ciclo evaporítico (Formaciones K_4 y K_5) es más yesífero, no contiene fósiles ni ninguno de los otros accidentes litológicos citados, con considerables potencias de los bancos de yesos de la formación superior y la continuidad de los mismos. Estas formaciones también intercalan lechos carbonosos y ferríferos e incluso presenta ciertos rasgos asimilables a mudcrack. Estos últimos hechos parecen indicar exposiciones subaéreas ocasionales. En definitiva parece pues que la profundidad original de sedimentación de estos niveles yesíferos debió de ser mínima.

CONCLUSIONES

La exposición hecha a lo largo de este capítulo y las observaciones realizadas en los capítulos de Petrología me lleva a completar y resumir las observaciones indicadas en el apartado anterior, del siguiente modo.

Al inicio del Keuper inferior (base de la Formación Arcillas y yesos de Jarafuel, K₁) se instalan progresivamente en la cuenca triásica de Levante unas condiciones que hacen pasar de una sedimentación predominantemente calcárea y propia de un mar de plataforma muy somera, (lagoon, según T. Freeman, 1972), a una sedimentación cada vez más evaporítica (alternancias de arcillas y yesos laminados). Este cambio es relativamente rápido y produce localmente las mayores deposiciones de sales (halita principalmente). Es discutible si estos depósitos salinos son todavía propios de ambiente lagoon o bien se han originado en ambiente supralitoral, probablemente en pantanos instalados sobre el continente, más o menos proximalmente a la costa.

Hacia la mitad y al final del Keuper inferior, además de mantenerse las condiciones evaporíticas se intercalan, de un modo relativamente irregular a lo ancho de la cuenca, algunos niveles detríticos con flora continental y carbonatados que contienen ocasionalmente faunas lagunares. El clima responde a un tipo mediterráneo cálido, con un marcado carácter de humedad.

En el inicio del Keuper medio (Formaciones Areniscas de Manuel, K₂, y Arcillas de Cofrentes, K₃) se afianzan unas francas condiciones lagunares (propias quizá de amplios lagoons muy someros), como lo atestiguan un conjunto de indicios estratigráficos (grietas de desecación ripple, etc) y paleontológicos (floras continentales, filópodos conostráceos, gasterópodos, etc). Progresivamente la sedimentación se hace más detrítica y los ambientes lagunares se ven intermitentemente inundados por aportes fluviales cuyos espesores experimentan rápidas evoluciones laterales. Estas condiciones sedimentarias podrían ser referidas a un ambiente deltaico, como en el caso del Schilfsandstein germánico, compartimentado en lagoons, según la evolución del nivel de las aguas. Hacia la mitad superior de este periodo el aporte detrítico se hace poco a poco más fino, y se depositan arcillas rojas en un régimen tranquilo, aunque la velocidad de sedimentación es suficiente en general para impedir la circulación masiva de aquellas. Estas arcillas pueden haberse depositado en ambiente costero de plataforma litoral, como sería el caso explicado por J. Avias (1949) para las arcillas abigarradas del Trias francés, o bien claramente continental a juzgar por la relativamente constante intercalación calcárea fosilífera situada hacia la base de este nivel.

Durante el Keuper superior (Formación Arcillas yesíferas de Quesa K₄ y Yesos de Ayora, K₅) un nuevo ciclo evaporítico se instala en la cuenca, con algunos escasos indicios de exposiciones subaéreas periódicas y de restos orgánicos (lechos carbonosos) que probablemente corresponden a un ambiente deposicional de muy poca profundidad, tipo pantanos salobres.

La importante intercalación detrítica del Keuper de Levante puede compararse con la roja del Muschelkalk catalán, en el sentido de

que ambos suponen una interrupción de un ciclo sedimentario, evaporítico en aquel y carbonatado en éste.

La falta de afloramientos al O de la zona de estudio me ha impedido estudiar el carácter transgresivo o regresivo del contacto Keuper-Muschelkalk, que posiblemente hubiera aportado buenas aclaraciones sobre el origen marino del ciclo evaporítico del Keuper inferior.

Considero los yesos estratificados y laminados de todas las formaciones como de precipitación química directa. Las ideas de J. Boucart J. Ricour (1952), aunque correctas en el sentido diagenético, no pueden haber ocasionado más que accidentes del tipo lentejones y nódulos en lo que a sulfatos se refiere. Respecto a las acumulaciones salinas es más difícil pronunciarse ya que en superficie es prácticamente imposible estudiarlas en el caso del Keuper levantino, aunque las importantes acumulaciones de zonas privilegiadas (Minglanilla, Pinoso, etc) hacen pensar igualmente en un origen sedimentario.

Las mayores subsidencias de la cuenca se han experimentado a lo largo de ciertas subcuencas, dispuestas bordeando la Meseta. En ellas los materiales de las distintas formaciones del Keuper parecen acentuar sus caracteres ya sea evaporíticos, o detríticos, así como los espesores sedimentarios. Hacia los bordes de la Meseta, comienzan a predominar los aportes detríticos en las formaciones inferiores y se pierde sensiblemente el carácter evaporítico en ellas (Montealegre del Castillo). No hay por el momento, evidencias geológicas de la existencia de umbrales que independicen estos surcos, en el caso de considerarlos como lagoons. En todo caso, es bien observable en el mapa de isopacas de la cuenca del Gráfico III, que una última franja de potencia sedimentaria próxima a los 200 m rodea a la citada franja subsidente por el lado más alejado del borde de la Meseta, adentrándose claramente en el Mediterráneo. Me inclino a pensar que tales subcuencas se han originado por fenómenos de subsidencia localizados, ya que los unidades litostratigráficas varían muy poco en ambas franjas. No creo tampoco necesario la existencia de umbrales para explicar la sedimentación de tipo germánico respecto de la de tipo alpino durante el Triásico superior, como T. Freeman (1972) ha sugerido al estudiar el Muschelkalk de la Cordillera Ibérica y las Baleares. Creo por el contrario que una caída relativamente suave del talud de la amplia plataforma continental triásica bastaría para separar ambos dominios. Por otro lado el Mesozoico sahariano nos ofrece extraordinarios ejemplos de sedimentación evaporítica sobre una somera plataforma marina excepcionalmente extensa, en la cual esta misma extensión es la única barrera de tipo hidrodinámico que facilita la concentración de salmueras. Tales condiciones podrían también quizá haber ocurrido durante el Keuper en algunos puntos de Europa occidental.

Creo finalmente que la Paleogeografía del Keuper de Levante ha sufrido un proceso análogo al del Keuper germánico y de Lorena, dada la similitud litostratigráfica que puse de manifiesto al final del capítulo 3.