

# SEDIMENTOLOGIA Y DIAGENESIS DEL YACIMIENTO DE HIERRO DE COTO BODOVALLE (BILBAO)

M. MANJON y R. LECHOSA

TRABAJOS DE GEOLOGIA Manjón, M. y Lechosa, R. (1982).—Sedimentología y diagénesis del yacimiento de hierro de Coto Bodovalle (Bilbao). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 12, 107-117.



En el presente trabajo se abordan los aspectos estratigráficos, sedimentológicos y diagénéticos y su relación con la mineralización siderítica del cuerpo carbonatado urgoniano de Coto Bodovalle.

Several stratigraphic, sedimentologic and diagenetic aspects of the Urganian carbonate body of Coto Bodovalle are studied in this paper with particular emphasis in its relationships with the siderite mineralization.

Miguel Manjón, Dpto. de Estratigrafía, Facultad de Geología, Univ. de Oviedo. Roberto Lechosa, Geomecánica S. A., Madrid. Manuscrito recibido el 31 de marzo de 1982.

Las explotaciones mineras de Coto Bodovalle se encuentran en las inmediaciones de Gallarta (Vizcaya) dentro de la zona de influencia industrial de Bilbao (Fig. 1). El yacimiento de siderita, encaja en la Formación Carbonatada Ap-

Lechosa (1977 inédito) y Arostegui, Fortuné y Velasco (1979) se centran en problemas más concretos sobre el conocimiento de los criaderos de hierro.

Ante la idea comúnmente aceptada del origen metasomático de las sideritas vizcaínas, en el sentido de que la Caliza de Roucasia sufrió la sustitución del Ca por el Fe que portaban soluciones hidrotermales que ascendieron por las fallas y la densa red de diaclasas, los autores ya expusieron (en informe inédito y privado para la empresa Agruminsa, 1977) la posibilidad de una mineralogénesis de tipo diagenético en relación con las diferentes facies y subfacies de la Formación Caliza de Toucasia. El presente trabajo supone la publicación del citado informe con la favorable confirmación de Arostegui et al (1979) que asimismo observaron un origen diagenético en la siderización de los criaderos bilbaínos.

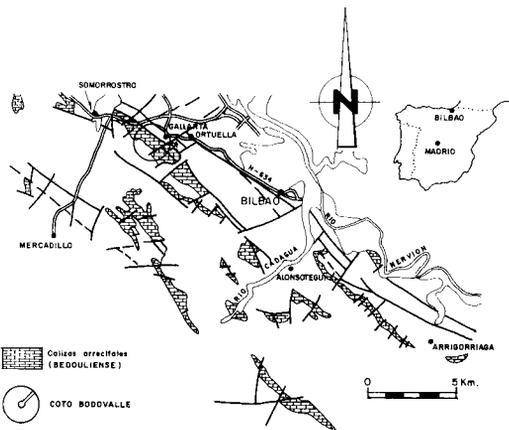


Fig. 1.—Esquema de situación.

tense denominada Caliza de Toucasia (Rat, 1959). Existe abundante bibliografía sobre el tema y el lugar. Adán de Yarza (1892), Lotze (Inédito), Ciry (1940), Ríos (1948), Rat (1959) levantaron cartografías geológicas en sentido amplio. Otros autores como Urrutia (1919), Perconig (1969), Ortiz Ramos (1969), Manjón y

## ASPECTOS ESTRUCTURALES DE LA ZONA EN ESTUDIO

El Coto Bodovalle se sitúa dentro de la zona Vasco-Cantábrica o Depresión Vasca. Esta región de depresión o hundimiento tectónico está colmatada por depósitos mesozoico-terciarios que han desarrollado una tectónica típica de cobertera, en respuesta a las deformaciones y re-

juegos del zócalo paleozoico. Concretamente y para el anticlinal de Bilbao sobre el que se sitúa Coto Bodovalle se debe suponer una elevación post-cretácica del zócalo. La dirección predominante en las grandes estructuras de la zona está comprendida entre 300° y 320° que es aproximadamente la dirección herciniana del basamento en toda la región.

Las características locales de la estructura se adaptan en líneas generales a las estructuras regionales. La dirección de capa es NO-SE con buzamientos comprendidos entre 25 y 40° al NE.

Como resultado de los movimientos habidos durante las distintas fases alpidicas, se han ido produciendo distintas familias de fallas que fracturaron la caliza en numerosos bloques, hundidos y elevados entre sí. Fundamentalmente se han distinguido tres familias: 1) de rumbo comprendido entre N130E y N145E y buzamiento vertical, 2) de rumbo E-W y buzamiento subvertical, 3) de rumbo N40W y buzamiento próximos a 50° al SW. En todas las fallas se aprecia un relleno calcítico y de siderita por removilización, migración y recristalización de los carbonatos ya depositados.

La componente principal de los esfuerzos compresivos que actúa en la región desde el Lías, es de dirección NNE-SSW. En relación con estos esfuerzos se ha producido probablemente el 1.º sistema de fallas, que ha jugado horizontalmente. El 2.º sistema estaría relacionado con el 1.º (a 55°), siendo en parte sincinemáticos. Por último el 3.º grupo de fracturas, pertenecen a un modelo de fallamiento directo, originado en la fase distensiva de probable edad Cenomanense.

Dentro de los sistemas de fracturación menor, se han observado al menos cuatro familias de diaclasas, que están en relación con las fallas, siendo normalmente paralelas o conjugadas de los grupos de fallas citados. En estas diaclasas no se ha observado desplazamiento alguno, estando normalmente limpias o con débil relleno calcítico que no sobrepasa los 2 cm. de espesor.

## ESTRATIGRAFIA

En sentido amplio, los depósitos en estudio son de edad Cretácico Inferior (Aptense-Albense), situándose el cuerpo carbonatado entre dos

tramos de elevado contenido en terrígenos, destacando netamente entre ellos.

El tramo inferior en su parte basal presenta un conjunto de materiales constituido por calca-renitas y margas de gran potencia, encontrándose en ellos macrofósiles (*Toxaster*, etc.), fragmentos de equinodermos y foraminíferos.

En su parte superior y en tránsito gradual a la formación carbonatada en estudio, se sitúa un tramo de areniscas calcáreo-arcillosas muy oscuras; calizas arenosas con cuarzos autógenos y que localmente pueden contener ooides y más ampliamente una fauna de orbitolinas, foraminíferos y macrofósiles muy escasos.

El litosomo intermedio, donde encajan los yacimientos de hierro en estudio, (y en toda el área de Bilbao) es de edad Bedouliense, siendo denominado de muy distintas maneras. Se le ha denominado caliza arrecifal, caliza coralígena, urgoniana, etc.; pero los más empleados son los de Caliza Urganiana y Caliza de Toucasia. Está constituido por calizas grises, normalmente bien estratificadas en bancos más o menos potentes y a veces masivas. En áreas cercanas puede presentar alternancias de calizas margosas, margas o areniscas y limolitas. Destacan estas calizas, sobre todo, por la presencia de abundante fauna, tanto macro como microsópica; por la presencia en ellas de gran cantidad de moluscos, ostreidos, rudistas, tuocasias, equinodermos, foraminíferos, ostrácodos, orbitolinas, coraliarios, briozoos, etc.

La distinción en tramos de esta potente formación carbonatada es difícil en esta región; pero es posible sin grandes complicaciones y se puede cartografiar en el área situada más al oeste (Región de Santander).

Algunos autores (ver Hoja n.º 61, Bilbao, a escala 1:50.000) han distinguido tres tramos de acuerdo con criterios estrictamente microscópicos, que no han podido ser cartografiados en el campo. Distinguen un tramo inferior de calizas arenosas y calizas microbrechoides que contienen también restos de organismos muy variados. Un tramo intermedio constituido por calizas criptocristalinas recristalizadas con abundante fauna de moluscos y otros organismos. El tramo superior, también rico en moluscos y otra fauna, la componen calizas arenosas con cuarzos subangulosos, calizas brechoides y calizas criptocristalinas recristalizadas.

Los estudios faunísticos tanto macroscópicos como microscópicos (Mina Concha; Gallarta;

alrededores de Bilbao; etc.) han determinado que se debe asignar a esta formación carbonatada una edad Aptense Inferior (Bedouliense).

Ciñéndonos estrictamente a la zona en estudio, donde se sitúan las labores mineras actualmente en explotación, podemos distinguir tres tramos en tránsito gradual de uno a otro:

a) El tramo inferior formado por estratos poco potentes de calizas algo limosas; calizas arenosas, con bioclastos a veces algo micáceas.

b) El tramo medio con estratos potentes, a veces de aspecto masivo, cuyos espesores oscilan entre 0,50, 2 m. y más de 5 metros (área de la escombrera nueva y campo de fútbol). Están formados por calizas fosilíferas, con gran cantidad de moluscos, rudistas, etc. y calizas altamente bioclásticas. Lateralmente y en paso siempre gradual, estas capas carbonatadas presentan estratificación más fina que en ocasiones llega a ser pseudonodulosa (Fig. 2). El contenido en carbonato decrece en relación con las rocas circundantes.



Fig. 2.—Calizas de aspecto pseudonoduloso y nodulosas (parte superior), con abundantes organismos enteros y fragmentados. Facies calcáreas bioclásticas.

c) El tramo superior en este área, está constituido por calizas microcristalinas con bioclastos, en bancos poco potentes y con interestratos bien marcados de unos centímetros de espesor; más oscuros, con un contenido ligeramente mayor en arcillas y muy laminados.

Son poco abundantes las estructuras de estratificación cruzada planar de bajo ángulo y de tamaño medio; laminación ondulante y laminación debida a «ripples».

El contenido faunístico viene representado por fragmentos de moluscos, lamelibranchios,

equinodermos, ostrácodos, foraminíferos, algas, etc.

Esporádicamente presenta bancos más potentes de 0,50 y 1 metros de espesor de calizas grises con grandes secuencias muy ricas en moluscos, rudistas, toucasias que destacan ampliamente de los bancos calcáreos infra y suprayacentes (Fig. 3). Estas calizas ricas en organismos disponen de una geometría caracterís-



Fig. 3.—Calizas tableadas (mudstone) y banco potente con abundancia de organismos (moluscos, rudistas, etc.). Facies calcáreas bioclásticas.

tica en forma de cuña o lentejones con disminución lateral y gradual de la potencia. El contacto con las capas infrayacentes es corrientemente una superficie erosiva o bien ondulante, lo que modifica notablemente el volumen y la potencia de estos bancos.

La superficie de estratificación con las capas suprayacentes es ondulante, y marcada por calizas microcristalinas (mudstone) finamente laminadas.

Para el estudio de las muestras de las rocas carbonatadas recogidas se han empleado las siguientes técnicas:

- Estudio a la lupa binocular, para la determinación de la disposición y estructuras de los componentes y otros procesos que afectan a la roca.

- Tinción selectiva de láminas delgadas para la distinción entre componentes calcáreos y dolomíticos, de acuerdo con el método Dickson (1965).

- El sistema petrográfico de clasificación se ha basado en la clasificación de Dunham (1962) para rocas carbonatadas de acuerdo con la textura deposicional. Para la designación más clara de los componentes se han empleado términos de clasificación de rocas carbonatadas de Folk (1962-1965).

- La obtención de datos cualitativos sobre

mineralogía ha sido efectuado por Difractometría de Rayos X.

#### DISTRIBUCIÓN DE LAS FACIES

Dentro de los sedimentos en estudio se han distinguido, de muro a techo las siguientes facies y subfacies:

##### A) *Facies arenoso-calcáreas.*

Corresponden a los sedimentos que constituyen el techo de la formación situada a muro de la Caliza de Toucasia. Contienen variedad de facies y subfacies siendo arenoso-calcáreas en el área de Coto Bodovalle y alrededores (Fig. 4) Representan un depósito marino de muy escasa profundidad, que en ocasiones se hace más litoral y continental.

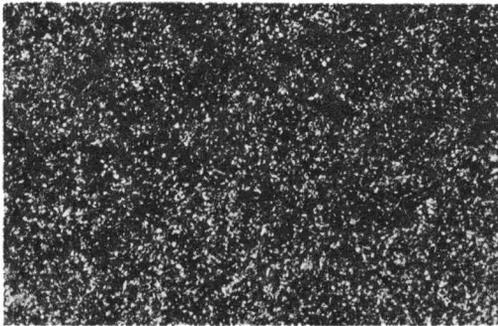


Fig. 4.—Arenisca calcárea micácea, con óxidos de hierro, arcilla y pirita escasa. Cemento calcáreo y dolomítico (x5). Facies arenoso calcáreas.

##### B) *Facies calcáreas bioclásticas*

Pertenecen al cuerpo carbonatado parcialmente mineralizado y en explotación. Consta de las siguientes subfacies:

a) *Subfacies B-1: Calizas wackestone bioclásticas con peloides (Biomicritas).* Se caracteriza por la presencia de abundantes organismos gran parte de ellos fragmentados, removilizados y con escasa interconexión (Fig. 5). Se han observado moluscos, rudistas, toucasias, ostrácodos, lamelibranquios, equinodermos, espinas de equínidos, foraminíferos, textularidos, valvulínidos, miliólidos, gasterópodos escasos, algas y anélidos. Peloides y pellets llegan a ser abundantes en ocasiones; los intraclastos son más escasos. La presencia de cuarzo de tamaño limo

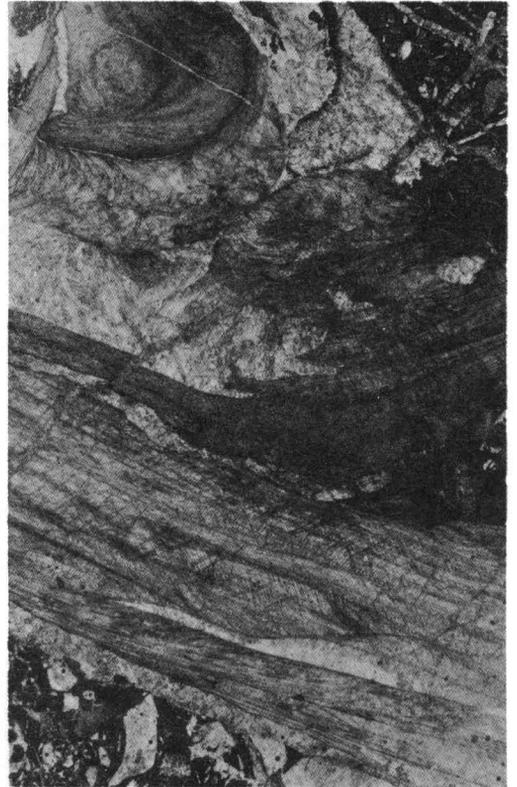


Fig. 5.—Calizas wackestone bioclásticas (biomicritas) dolomitizadas parcialmente. Grandes valvas de moluscos calcitizados y cementados. Matriz micrítica con fragmentos de organismos (base de la fotografía=1 cm.) Facies calcárea bioclástica. Subfacies B-1.

y óxidos de hierro es escasa, la arcilla localmente abundante. Existen procesos de micritización y algal boring en aloquímicos, así como envueltas micríticas indicando la permanencia durante cierto tiempo en la interfase agua-sedimento. Algunas estructuras indican polaridad, observándose circulación de fangos en etapas sinsedimentarias y post-sedimentarias. Estas estructuras son de tipo geopetal y dismicritas. Localmente los aloquímicos presentan burrows y el sedimento texturas de bioturbación. Son poco abundantes las estructuras que denotan compactación del fango carbonatado. La porosidad de tipo shelter se encuentra relacionada con estructuras de empaquetamiento de componentes orgánicos.

b) *Subfacies B-2: Calizas wackestone bioclásticas (Biomicritas).* En ésta el contenido faunístico es menor con respecto a la subfacies

anterior (Fig. 6). Como componentes principales encontramos, moluscos, rudistas, toucasias, equinodermos, lamelibranquios, ostrácodos, briozoos, foraminíferos, textuláridos, miliólidos, ostreidos, corales, algas y serpulidos, siempre fragmentados, raramente interconectados y en posición de vida. Peloides. Pellets e intraclastos son raros. Como accesorios arcillas, óxidos de hierro, cuarzo de tamaño limo, pirita y micas. Se han observado procesos de

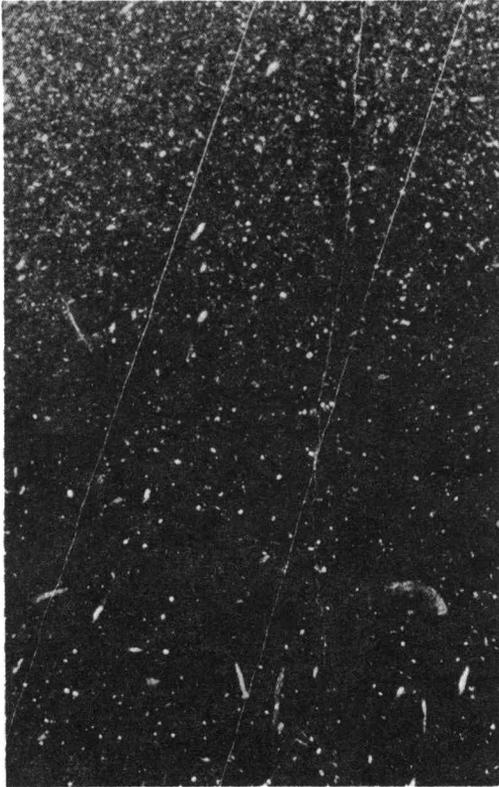


Fig. 6.—Calizas wackestone bioclásticas (biomicritas). Los fragmentos de aloquímicos son de tamaño pequeño. Textura ligeramente bioturbada y compactada (base de la fotografía=1 cm.). Facies calcárea bioclástica. Subfacies B-2.

micritización y algal boring en foraminíferos y otros aloquímicos, y presencia de burrows, texturas de bioturbación y estructuras de compactación del fango carbonatado. Esto mismo se observa en fangos con escaso volumen de peloides, pellets y algún intraclasto. Existen, asimismo, estructuras de dismicritas poco abundantes y porosidad de caverna, shelter y estilolitos.

c) *Subfacies B-3: Calizas mudstone con bioclastos (Micritas con bioclastos)*. Esta subfacies se sitúa siempre en la parte superior del cuerpo carbonatado. Se caracteriza por la abundancia de micrita y la escasez de restos faunísticos, que se reducen exclusivamente a fragmentos de lamelibranquios, ostrácodos y equinodermos. Los peloides son muy escasos, y los óxidos de hierro, cuarzo detrítico, pirita y arcilla presentan la misma proporción que los peloides. La laminación ondulante viene marcada por tenues acumulaciones de insolubles, y la microfacies pone de manifiesto estructuras de compactación del carbonato microcristalino.

### C) *Facies de carbonatos cristalinos.*

Del mismo modo que las facies calcáreas bioclásticas, se incluyen dentro del litosoma en estudio (Fm. Caliza de Toucasia). Estas facies quedan limitadas a las puramente mineralizadas. Constan de las siguientes subfacies:

a) *Subfacies C-1: Carbonatos cristalinos sideríticos*. Se reconocen con lupa de mano o bien con el binocular. Destacan por su mineralización en abundantes cristales de carbonato de hierro de color pardo rojizo. Son facies altamente diagenizadas que contienen además de los cristales de siderita, cuarzo de tamaño arena y limo, óxidos de hierro, arcillas, micas, pirita y chert. Presentan estructuras de laminación ondulante y laminación paralela originada por alternancias de láminas claras y oscuras (Fig. 7). En las claras el porcentaje mayor es de siderita, mientras que en las oscuras el mayor contenido es en insolubles, óxidos de hierro y cuarzo. La laminación convolucionada es más escasa. También se ha de notar la presencia de porosidad de caverna, intercristal y de fractura.

b) *Subfacies C-2: Carbonatos cristalinos oxidados*. Representan facies oxidadas y alteradas en las que aún se observan restos de organismos calcáreos muy localizados, tales como moluscos, rudistas, toucasias, lamelibranquios y equinodermos. Los rombos de siderita son todavía abundantes aunque parcialmente alterados (Fig. 8). La sílice diagenética está presente en algunos afloramientos que presentan por este motivo un color blanquecino que destaca sobre los óxidos rojizos. Son frecuentes las estructuras de laminación cruzada marcadas por óxidos de hierro y sílice; así como las estructuras de karstificación asociadas a concentración de óxidos de hierro.



Fig. 7.—Estructuras laminadas en sideritas. Porosidad de fractura cerrada por siderita clara. Facies de carbonatos cristalinos. Subfacies C-1.

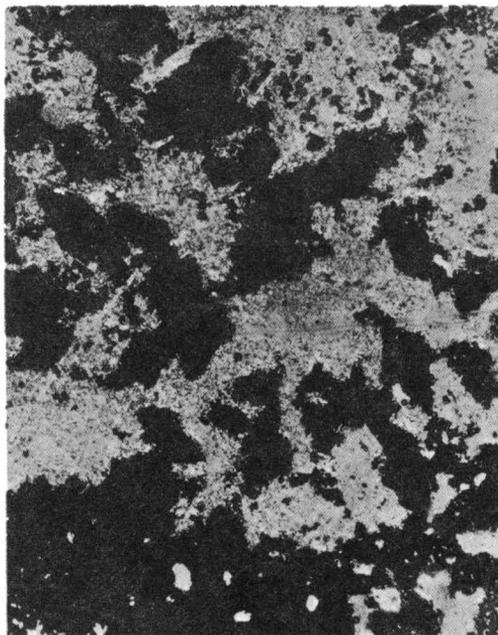


Fig. 8.—Rombos de siderita abundantes, parcialmente alterados, englobados en cuarzo, cuarzo recristalizado y óxidos de hierro (base de la fotografía 7 mm.). Facies de carbonatos cristalinos. Subfacies C-2.

#### D) *Facies de limolitas arcilloso-micáceas.*

Corresponden a los sedimentos que se sitúan al techo del cuerpo carbonatado. Están consti-

tuidas en este área por sedimentos de grano fino con restos muy escasos de fauna (Fig. 9). Representan un depósito marino de cierta profundidad.

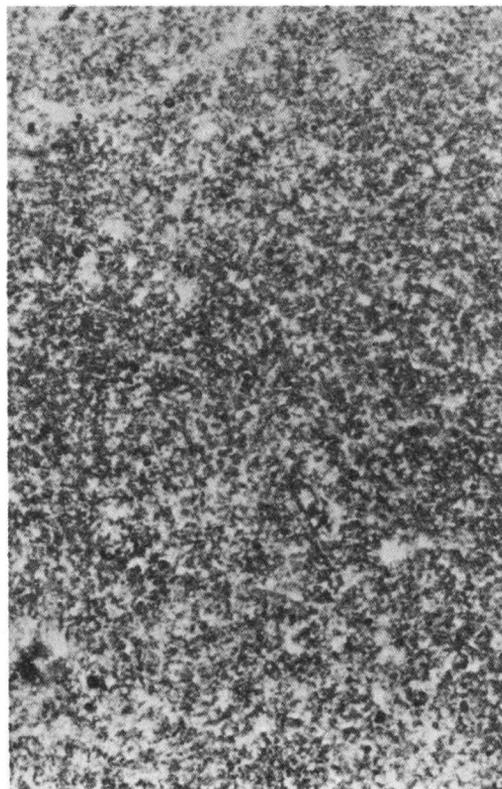


Fig. 9.—Limolita arcillosa-micácea. Areas más oscuras con mayor contenido en arcillas y óxidos de hierro. (base de la fotografía=1 cm.) Facies de limolitas arcilloso-micáceas.

#### DIAGÉNESIS DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS

La diagénesis en las facies calcáreas difiere totalmente de la que tiene lugar en las facies sideríticas, aunque poseen atributos referentes a la diagénesis tardía que son comunes a las dos facies y subfacies.

#### *Diagénesis en las facies calcáreas*

Las facies calcáreas ricas en fauna de Coto Bodovalle, se caracterizan por la presencia de organismos enteros y más comúnmente fragmentados, empastados en una matriz muy rica en carbonatos de grano fino (micritas, mudstone). Estos organismos han sufrido procesos

de micritización centrípeta y *algal borings*, se observan corrientemente en ellos envueltas micríticas, normalmente originadas por alteraciones por algas. Estos procesos han modificado su forma externa y su estructura interna, pero no han llegado a ser tan persistentes que hayan destruido totalmente los fragmentos orgánicos.

Por otra parte los aloquímicos han sufrido la acción de organismos excavadores originando burrows y bioturbando el sedimento. Esta bioturbación removiliza el depósito localmente originándose un cambio en la «textura deposicional». Las peloides e intraclastos han sufrido micritización parcial o total y junto con la micrita han sido posteriormente compactados.

Embebidos en la matriz fina carbonatada se encuentran en poca cantidad, rombos de dolomita menores de 20 micras, «singenéticos» (dolomita penecontemporánea) con el depósito normal carbonatado.

Las estructuras de tipo dismicrita y rellenos geopetales con cierre de espacio abierto inicial por cemento calcítico, y cemento calcítico ferroso, así como los procesos descritos anteriormente, han tenido lugar durante la etapa eogenética, Choquette, P. W. y Pray, L. C. (1970).

Gran parte de los bioclastos han sufrido disolución con posterior recristalización y cementación, llegando a borrarse su estructura interna, siendo sustituida y rellenada por cemento drusy y granular de calcita y calcita ferrosa.

Son poco frecuentes en estas facies rombos de siderita y dolomita ferrosa sin zonar, concentrándose los sideríticos en las superficies estilíticas, muy abundantes.

Un porcentaje elevado de cuarzos autógenos, frecuentemente bipiramidados, se encuentran corroídos por el carbonato cálcico. Las epigenizaciones por sílice afectan escasamente a los aloquímicos, concretamente a los fragmentos orgánicos llegando incluso a chertificaciones incipientes.

Todos los componentes aloquímicos y rombos etc., están afectados por contactos interpenetrados (*embayed*) con pérdida de forma inicial y de volumen.

La porosidad se reduce exclusivamente a porosidad de tipo caverna y *shelther*, posteriormente cerrada por cemento calcítico. La porosidad de fractura se rellena con calcita, calcita ferrosa y dolomita ferrosa, siendo ésta la última en formación.

Las concentraciones de piritita sólo tienen lugar en alguna subfacies.

Superficies estilíticas, contactos interpenetrados, etc., ponen de manifiesto la compactación del sedimento en la etapa mesogenética.

#### *Diagénesis en las facies de carbonatos cristalinos.*

Caracterizan a éstas la abundancia de rombos de siderita sin zonar y zonados, que presentan normalmente hasta 3 ó 4 zonaciones, conteniendo algunas de ellas inclusiones e insolubles incluidos durante el proceso de agradación. Estas dan un aspecto, al microscopio, más oscuro y permite diferenciarlas de los demás zonados más claros donde la siderita es más pura (Figura 10). La presencia de abundantes áreas con concentraciones de óxidos de hierro y cuarzo de aspecto más oscuro, con otras más claras y ricas en siderita de color más claro, originan



Fig. 10.—Microfacies con abundantes cristales de siderita, escasamente zonados (parte inferior); parte central con restos de la matriz original más oscura y sideritizada empastando a grandes cristales de siderita con amplios zonados. (Base de la fotografía=8 mm.). Facies de carbonatos cristalinos.

estructuras laminadas, ondulantes y más escasamente convolucionadas. La siderita se ha adaptado a las láminas o áreas que poseían una mayor concentración en carbonato, o bien se adaptaban a áreas de más fácil crecimiento.

El sedimento carbonatado original, algo más rico en arcillas y cuarzo que el perteneciente a las facies calcáreas, deja facies relictas (relictos) con abundante cuarzo y óxidos de hierro. Posteriormente el cuarzo es recrystalizado observándose suturaciones entre granos, contactos interpenetrados e inclusiones más oscuras entre ellos (Fig. 11). Cuando la recrystalización es avanzada y los procesos de tectonización, compactación, etc. son amplios, la recrystalización y soldadura de los granos detríticos es casi total, observándose en algunos casos asociados a zonas fracturadas la aparición de vetas de cuarzo.

Las zonas más ricas en cuarzo presentan dos direcciones ligeramente opuestas de recrystalización,

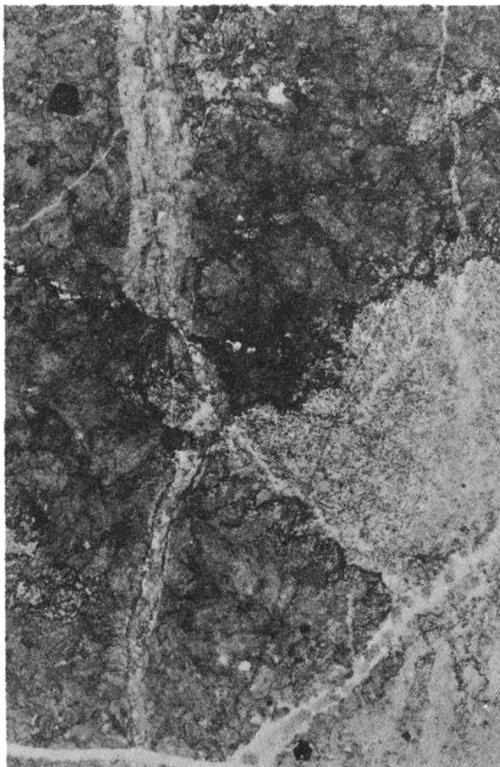


Fig. 11.—Cristales de siderita bordeando una zona con mayor concentración de terrígenos (área blanca central) donde se observan restos del sedimento original diagenizado. Abundantes bordes estilolitizados y con insolubles. Fuerte interpenetración de cristales de siderita (base de la fotografía=1 cm.). Facies de carbonatos cristalinos.

respondiendo a los esfuerzos de compactación y tectonización. Se originan granos muy largos con la misma orientación óptica. Estos están totalmente unidos y suturados con los granos contiguos, llegando incluso a dar el aspecto de vetas de recrystalización posterior de cuarzo, originadas por fracturación, (microfisuración).

El chert microgranudo es poco abundante y se encuentra en áreas cercanas, ricas en cuarzo, arcillas y óxidos de hierro. En formas bipiramidales, el cuarzo autógeno, se forma dentro de la siderita y dolomita ferrosa.

En etapas posteriores ocurren fenómenos de inversión y es vuelto a epigenizar por el carbonato, dejando patente y muy claro en la mayor parte de las muestras observadas la huella de su forma.

La dolomitización se pone de manifiesto en estos depósitos ya mineralizados, por el crecimiento de rombos de dolomita ferrosa, en ocasiones zonados, o bien englobando a cristales preformados de siderita (Fig. 12).

Se ha observado que texturas de brechificación afectan a cristales rómbicos de carbonato de hierro; observándose una trituración parcial o removilización de los cristales de siderita con varias zonaciones, que son posteriormente empastadas por siderita más clara, con pocas inclusiones (insolubles) y más rica en carbonato de hierro (Fig. 13). Estas brechificaciones están asociadas también a fenómenos de fracturación, que no deben confundirse con los asociados a procesos diagenéticos más o menos tardíos.

Las vetas de dolomita ferrosa son abundantes y la pirita a veces ligeramente alterada, se presenta claramente como tardía en su formación.

Los contactos interpenetrados y las superficies estilolíticas ponen de manifiesto una compactación fuerte a lo largo de toda la etapa mesogenética.

Los espacios abiertos: porosidad de caverna, fractura, intercrystal, presentan normalmente cierre parcial de la porosidad con una generación de cristales de siderita amarillenta y más pura.

En cuanto a las facies oxidadas, hay que destacar en algunas muestras, la presencia de relictos de aloquímicos (fauna) que hemos descrito en las facies calcáreas; y que se encuentran calcitizados.

La presencia de cuarzo autógeno bipiramidado y de recrystalización es muy abundante,

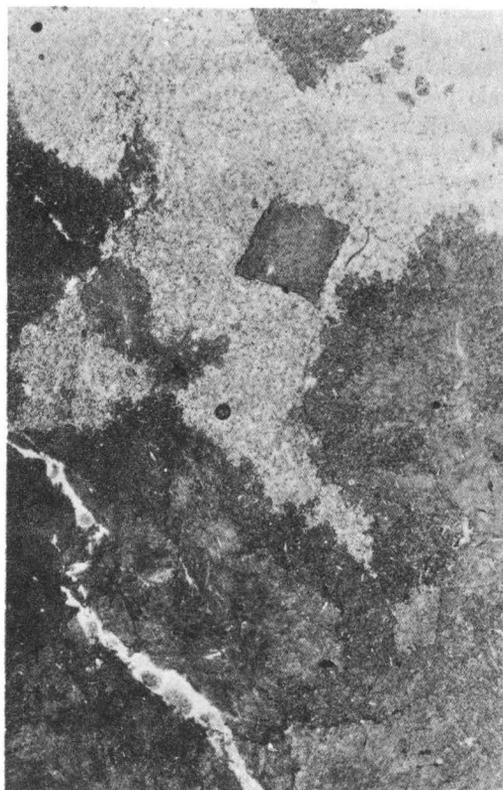


Fig. 12.—Dolomita ferrosa (centro y ángulo inferior derecho). Areas claras con granos de cuarzo, cuarzo autígeno y de recristalización. Bordeando a estas zonas con terrígenos, insolubles y siderita (base de la fotografía=1 cm.). Facies de carbonatos cristalinos.

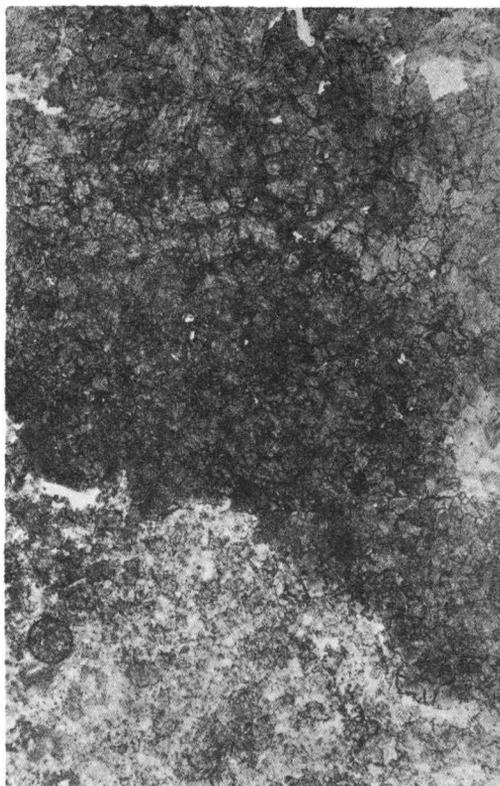


Fig. 13.—Brechificación en cristales de siderita. Parte inferior más clara constituida por cuarzo, cuarzo autígeno y rombos de dolomita ferrosa (base de la fotografía=1 cm.) Facies de carbonatos cristalinos.

dando a veces un aspecto blanquecino a la roca en el campo.

#### EL MEDIO SEDIMENTARIO

Los depósitos arenoso-calcareos que constiuyen la formación infrayacente, se depositaron en un medio marino de poca profundidad (plataforma interna) con predominio de sedimentos típicamente siliciclásticos. La sedimentación calciclástica tiene lugar con el depósito de la Caliza de Toucasia, en un medio de lagoon restringido y protegido.

A partir de este momento la cuenca se hace esencialmente carbonatada, ya a expensas de la propia precipitación química; y también contribuyendo esencialmente a darle este carácter la enorme cantidad de fauna constituido por moluscos, etc. Estos organismos originaron acu-

mulaciones de tipo biostrómico o de biostromos bioclásticos apilados, pero siempre estratificados en este área.

En zonas contiguas y dentro siempre de las facies del lagoon, estas acumulaciones pasan gradualmente a sedimentos más ricos en depósitos de tamaño fino, con aportes terrígenos por decantación y constituyendo episodios interbiostrómicos.

La cuenca de sedimentación es de aguas someras, como lo evidencian la presencia de dichos organismos y la existencia de estructuras sedimentarias que lo ponen de manifiesto, tales como: porosidad de caverna, dismicritas, canales, etc.

Las Calizas de Toucasia se han depositado en áreas de baja a media energía, caracterizadas por la ausencia de calizas lavadas de textura grainstone, ausencia de edificios carbonatados (boundstone; framestone; bafflestone; biolititos;

etc.), que darían forma a un verdadero arrecife o bancos biogenéticos tan evidentes en otras áreas de rudistidos. La ausencia de madreporidos y la escasez de coraliarios corroboran este hecho que es esencial en todo arrecife en su sentido ecológico. El lavado en este ambiente deposicional se efectuó de una manera muy somera en las facies con un contenido faunístico elevado. Sin embargo es más escaso o casi nulo en las zonas de mayor batimetría anejas a las acumulaciones de organismos.

Finalmente el incremento de terrígenos de tamaño limo-arcilla de la formación suprayacente, pone fin a la sedimentación carbonatada, originándose una subsidencia de la cuenca de sedimentación y dando paso a facies que se depositan en un mar más profundo.

RELACIÓN MINERAL-ROCA ENCAJANTE

Las áreas ricas en mineral, con todas las peculiaridades antes descritas, son selectivas a un tipo primitivo de facies, sin llegar a afectar, o muy escasamente, a las facies calcáreas organógenas que se encuentran distribuidas entre las zonas más ricas en carbonato de hierro.

Como se ha indicado, las facies de alto contenido en fauna (biostromáticas), no han sido susceptibles de mineralización aunque ésta haya sido incipiente o se haya originado en etapas diagenéticas tempranas.

Por otra parte las facies anejas a estos biostromos, con menor contenido en fragmentos orgánicos, pero de mayor porcentaje en terrígenos, han sufrido una diagénesis muy fuerte a lo largo de toda su historia con un enriquecimiento en cristales de siderita.

Estas facies primitivas interbiostromales han desarrollado desde una época temprana de su formación, epigénesis por siderita, continuando este proceso hasta las últimas etapas después del enterramiento.

De esta manera se observan nuevos aspectos de diagenización del sedimento original, con agradación de los primitivos cristales de siderita, poniendo de manifiesto la existencia de nuevos aportes de carbonato de hierro al sedimento.

Debido a fenómenos de estilo típicamente tectónico, en etapas de compresión y relajamiento (distensión) se originan brechificaciones, fallas, etc. Existe por lo tanto movilización de parte del carbonato en estas áreas originándose

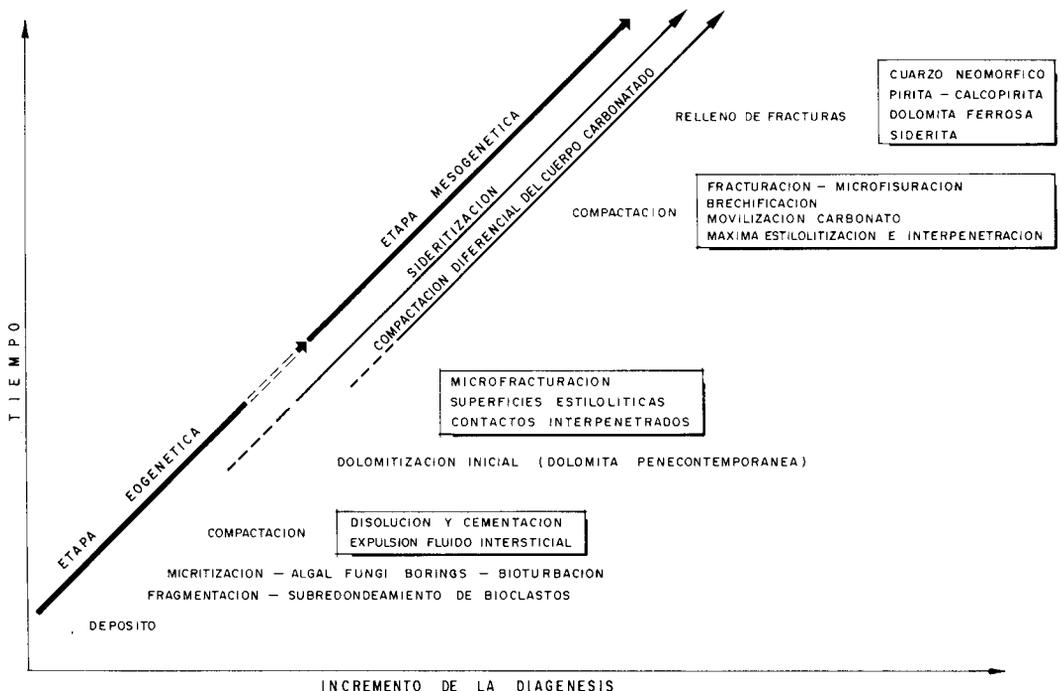


Fig. 14.-Evolución de procesos.

mineralizaciones por recristalizaciones y precipitaciones póstumias muy puntuales. Estas presentan una mayor concentración en hierro (sideritas claras), que no tiene ninguna relación con el proceso de enriquecimiento de la mineralización antes descrito.

#### CONCLUSIONES

1.-Las Calizas de Toucasia (Bedouliense), depositadas en éste área, se han originado en un medio marino (lagoon) de escasa profundidad.

2.-El lagoon está constituido por facies calcáreas organógenas y facies mineralizadas (sideríticas), cada una con varias subfacies.

3.-La energía del medio durante el depósito es de baja a media.

4.-La forma de los depósitos con fragmentos orgánicos pertenece al tipo de biostromos y biostromos bioclásticos apilados.

5.-El carbonato de hierro es diagenético, comenzando su formación en la etapa Eogenética tardía y con mayor intensidad en la etapa Mesogenética.

6. La mineralización respeta la estructura general del cuerpo carbonatado, exceptuándose las áreas tectonizadas.

7.-La mineralización es selectiva a las áreas interbiostromales.

8.-La siderita clara de las fracturas y la dolomita ferrosa, representan uno de los últimos rellenos de carbonato mesogenético tardío.

9.-La piritita-calcopiritita es de la última generación.

Agradecemos las facilidades que nos han dado para la realización de éste trabajo a los Sres. Lacasa, Sánchez y Martín de AGRUMINSA (Bilbao), así como a los Sres. Fariña y Ramírez-Ojanguren de DAMES & MOORE IBERIA de Madrid.

#### BIBLIOGRAFIA

- Adán de Yarza, R. (1892).-Descripción física y geológica de la provincia de Vizcaya. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 193 p., 18 figs., 1 mapa geológico 1:400.000.
- Aróstegui, J., Fortune, J. P. y Velasco, F. (1979).-Mineralogía y Diagénesis de los carbonatos zonados, de los yacimientos de hierro de Bilbao. *Temas Geológico Mineros. I Reunión de Mineralogía y Metalogenia del hierro*. I.G.M.E., Madrid.
- Ciry, R. (1940).-Étude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Soc. Hist. Nat.*, 74. Toulouse.
- Choquette, P. W. y Pray, L. C. (1970).-Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 54, 207-250.
- Dickson, J. (1965).-A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205, 587.
- Dunham, R. J. (1962).-Classification of Carbonate rocks according to depositional texture. In: W. E. Ham (Ed.), *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petrol. Geologists. Mem., 1, 108-121.
- Folk, R. L. (1962).-Spectral subdivisión of limestone types. In: W. E. Ham (Ed.). *Classification of carbonate rocks*. Am. Assoc. Petrol. Geologists. Mem., 1, 62-84.
- Folk, R. L. (1965).-Some aspects of recrystallization in ancient limestones. En: *Dolomitization and limestone Diagenesis*. Soc. Econ. Pal. Mineral. Spec. Publ., 13, 14-18, Tulsa.
- Igme (1975).-Hoja núm. 61, Bilbao. Mapa Geológico de España: 1: 50.000. *Serv. Publ. Min. Industria*. Madrid.
- Lotze, F.-Mapa inédito, escala 1:200.000. Compañía Petrolífera Ibérica S. A.
- Manjón, M. y Lechosa, R. (1977).-*Estudio sedimentológico, Zona Sudeste Coto Bodovalle* (Inédito). Dames & Moore Iberia, S. A. Consultores. Madrid.
- Ortiz Ramos, A. (1969).-El criadero de Bilbao. Tectónica general, factores que lo gobiernan: estructural y genético. *Industria Minera*, 105, Madrid.
- Perconig, E. (1969).-Geología estratigráfica de la zona minera de Bilbao. *Industria Minera*, 105, Madrid.
- Rat, P. (1959).-Les Pays Cretacés basque-cantabriques (Espagne). *Thèse Fac. Sci. Uni. Dijón*. 18, 525 pp.
- Ríos, J. M. (1948).-Estudio geológico de la zona de criaderos de hierro de Vizcaya y Santander. *Dirección General de Minas y Combustibles. Temas profesionales*, 9, Madrid.
- Urrutia, R. (1919).-Estudio geológico estratigráfico acerca de los criaderos de hierro de los valles de Sopuerta y Galdames. *Revista Minera*. Madrid.

