

EL YACIMIENTO DE MAGNESITA DE EUGUI (NAVARRA)

F. OLMEDO¹, I. YUSTA², A. PESQUERA² Y F. VELASCO²

¹ Magnesitas Navarras, S. A. Apdo. 182 Pamplona
31630 Zubiri (Navarra)

² Dpto. Mineralogía y Petrología,
Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco
Apdo. 644. 48080 Bilbao

INTRODUCCION

El yacimiento de magnesita de Eugui está situado en el Pirineo vasco a 28 km. al norte de Pamplona, asociado a materiales namurienses (Carbonífero) del macizo de Alduides-Quinto Real. Se accede al mismo por la carretera comarcal que une esta ciudad con la localidad francesa de St. Etienne de Baygorri, a través del Collado de Urquiaga. Los pueblos de Eugui, Lanz y Elizondo delimitan el área.

El nivel de magnesita tiene una potencia que oscila entre 50 y 150 m, y aflora a lo largo de unos 19 km, dispuesto concordantemente con la secuencia geológica paleozoica. Probablemente sea éste el mayor yacimiento de magnesita de Europa, con varios cientos de millones de Tm. de magnesita útil y una ley media del 40 % en MgO.

Este yacimiento viene siendo explotado desde hace tiempo por la empresa Magnesitas Navarras, S. A., la cual por medio de un proceso de enriquecimiento y calcinación, obtiene MgO destinado a la industria refractaria, como corrector de carencias en magnesio para aplicaciones agropecuarias y con destino a otros usos.

LOCALIZACION GEOLOGICA

El yacimiento de Eugui se localiza en el extremo occidental de la cadena pirenaica, concretamente en el borde suroeste del macizo paleozoico de Alduides-Quinto Real (fig. 1).

La secuencia estratigráfica paleozoica, de unos 10 km de potencia, abarca desde rocas del Ordovícico con fuerte metamorfismo (macizo de Labourd) hasta el flysch del Carbonífero. El paquete de magnesita encaja en una serie carbonatada que se sitúa en la base de este Carbonífero.



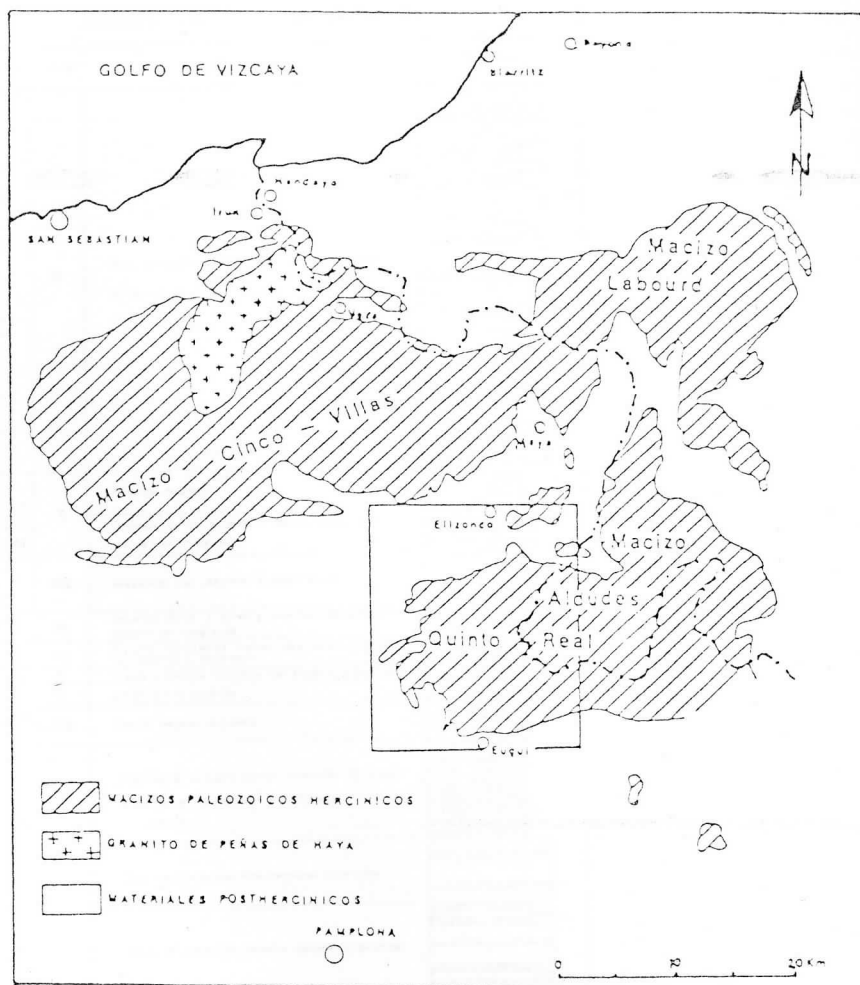


Fig. 1. Macizos paleozoicos del Pirineo occidental (Pilger, 1974).

Estratigrafía

El nivel de magnesita aparece en todos sus afloramientos bien estratificado y concordante con las dolomías y pizarras del Namuriense. La estratigrafía regional es conocida gracias a los trabajos en la Universidad de Clausthal (Alemania) Pilger (1) Boer *et. al.* (2) Heddebaut (3) y Quemeneur (4). En síntesis, la serie occidental del macizo de Aldudes-Quinto Real está constituida por una secuencia estratigráfica devónico-carbonífera de 2.500-3.000 m de potencia. La base se caracteriza por la presencia de esquistos y areniscas del Guivetiense y Frasnense. Sobre éstos descansa una alternancia de carbonatos y esquistos que marcan la transición entre el Devónico y el Carbonífero. Finaliza la serie con una secuencia flyschoides de edad Westfaliente, techo de la formación magnesítica. Las características principales de esta serie son las siguientes (fig. 2).

Frasniense (1.300-1.500 m)

Comienza en el techo de los esquistos con nódulos calizos del Guivetiense (Pizarras de Argus), Pilger (1). Está compuesta en la base por una potente serie detrítica (800-1.000 m)

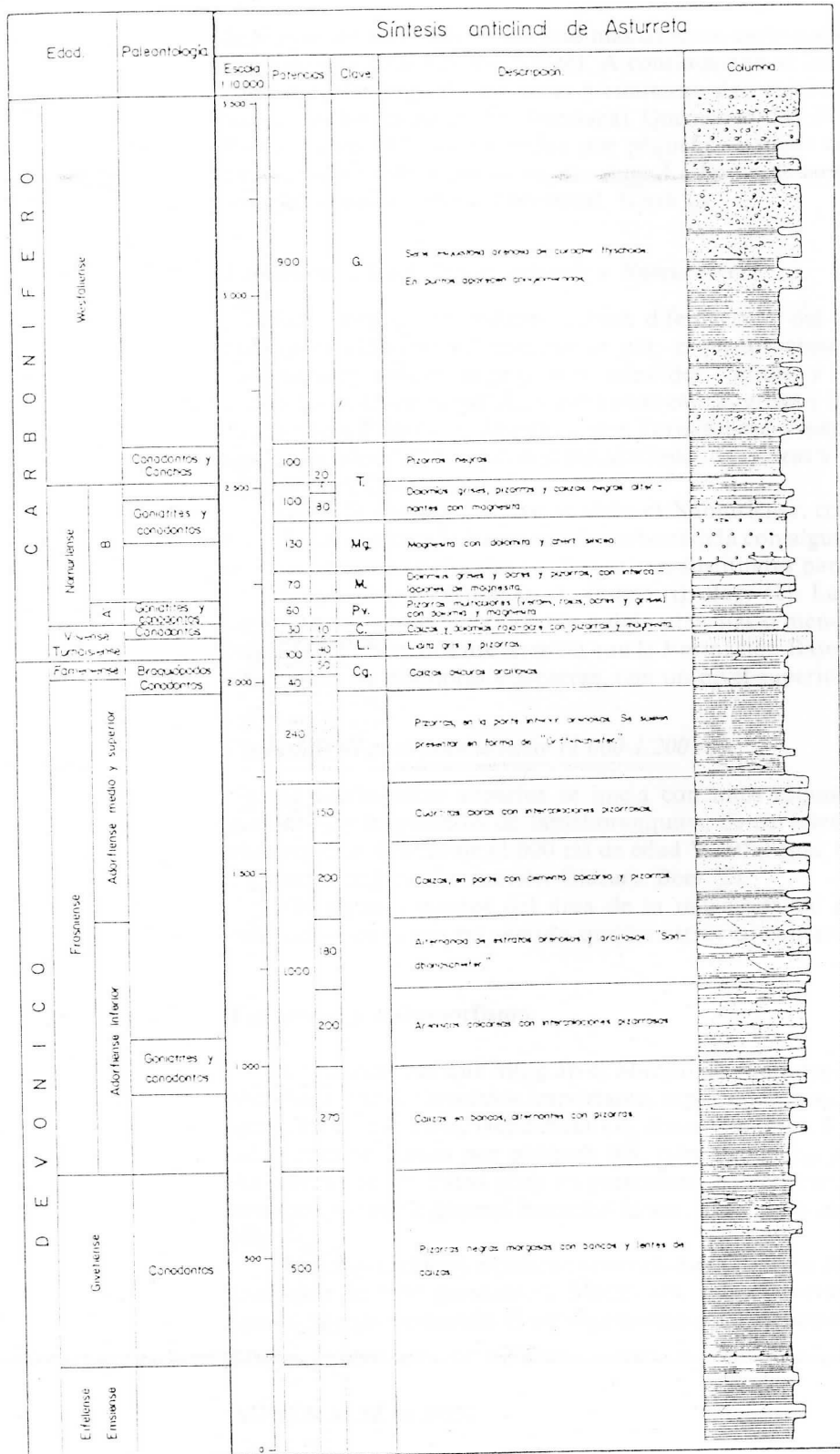


Fig. 2. Serie estratigráfica del área de Asturreta en el macizo paleozoico de Aldudes-Quinto Real.

de bancos de areniscas y esquistos más o menos carbonatados, que terminan con una gruesa barra de cuarcitas verdes (300 m). A continuación se localizan unos esquistos (230-300 m) con intercalaciones de areniscas a cuarcitas algo calcáreas, que adquieren colores rojizos hacia el techo (esquistos de Artesiaga), Quemeneur (4). El Frasnense finaliza con las calizas Picuda, Pilger (1), constituídas por pequeños bancos calizos de aspecto amigdaloides de color gris o verde, ricas en organismos. La fauna de conodontos ha permitido, Wirth (5), datarlas como Frasnense terminal, Wirth (5).

Fameniense, Carbonífero inferior y Namuriense

Este grupo, concordante y bien diferenciado del anterior, se inicia con una serie multicolor (150-200 m) compuesta por: esquistos groseros color marrón-verde de edad Fameniense; calizas negras con crinoides, liditas y pizarras oscuras («primer nivel versicolor»), Quemeneur (4); siguen unas calizas grises y blancas con pasadas a rosa (calizas de Zuriain), Pilger (1), datadas como Turnaisiense-Visiense, y unos esquistos homogéneos verdes y violetas con algunas intercalaciones de calizas y/o dolomías rosas («segundo nivel versicolor»), Quemeneur (4).

Sobre la serie multicolor se sitúa el Namuriense, con una potencia de 250-300 m. Se trata de una secuencia básicamente carbonatada con algunos episodios pelíticos. En la parte inferior aparecen dolomías ocreas y grises, sustituidas parcialmente por magnesita y niveles de pizarras negras (dolomías de Osaberri), Boer (2). La magnesita (100-130 m) ocupa la parte central y pasa lateralmente a dolomías más o menos oscuras (Formación Asturreta), Pilger (1). El Namuriense termina con la Formación Baserdi, Pilger (1), constituida por una alternancia de dolomías y pizarras, con un nivel superior poco potente de calizas negras.

Carbonífero post-Namuriense (1.000-1.200 m)

El Carbonífero superior se inicia con unos esquistos negros (100-150 m), ricos en goniatites y fragmentos de lamelibranquios, de carácter netamente marino. Le sigue una potente serie flyschoides (1.000 m) de edad Westfaliense, compuesta por areniscas micáceas y pizarras negras (Formación Olazar), Boer (2).

En algunos puntos del área de la magnesita de Eugui afloran diques de diabasa, orientados en el mismo sentido que las estructuras hercínicas.

Estructura y metamorfismo

Los materiales que integran el Macizo de Alduides-Quinto Real han sido sometidos a una deformación hercínica importante, reportando a su vez un metamorfismo regional de grado bajo muy bajo, Heddebaut (3), Arce *et al.* (10). Los rasgos estructurales principales están caracterizados por pliegues NS, tales como, las anticlinales de Artesiaga, Ocaro y Asturreta (fig. 3). Estos pliegues presentan una vergencia muy pronunciada hacia el oeste, con ejes por regla general buzantes al sur, llegando a invertirse la serie en algunos puntos (fig. 4).

Los movimientos alpidicos provocaron la ruptura del macizo herciniano mediante una tectónica de tipo germánico, Müller (6). Las estructuras presentan una dirección EW, siendo la más destacada el cabalgamiento del Paleozoico sobre el Cretácico.

MINERALIZACION

El nivel de magnesita constituye un gran lentejón intercalado concordantemente entre las dolomías namurienses, con potencia variable en general superior a los 50 metros. El paso

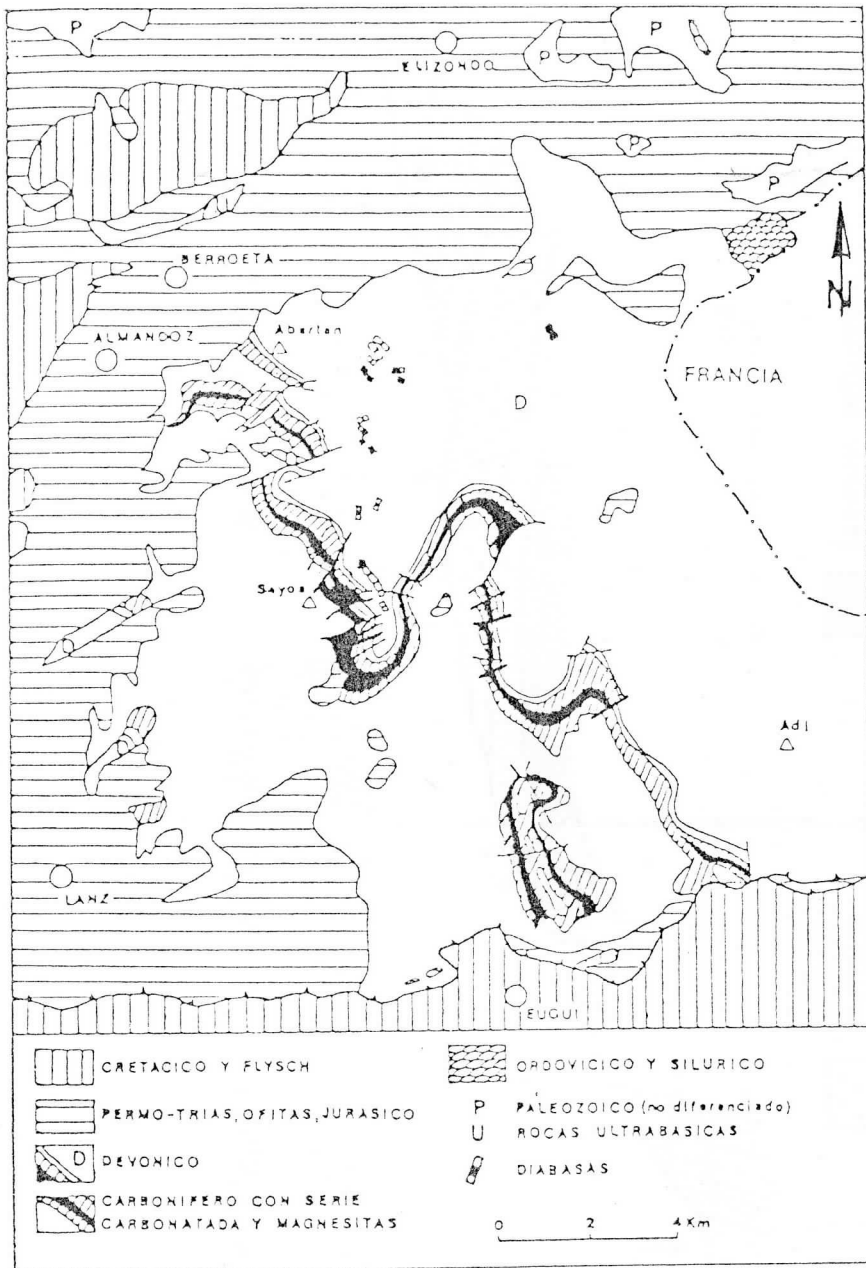


FIG. 3. Mapa geológico del SW del macizo de Aldudes-Quinto Real (Boert *et al.*, 1974).

hacia los niveles dolomíticos encajantes y laterales se realiza por medio de indentaciones paralelas a la estratificación, conservándose en el interior de la mineralización bancos sin transformar de dolomías y en ocasiones de chert. Presenta una disposición claramente estratiforme, que se adapta a las estructuras del plegamiento hercínico y está afectada por fracturas en las que los carbonatos se encuentran removilizados.

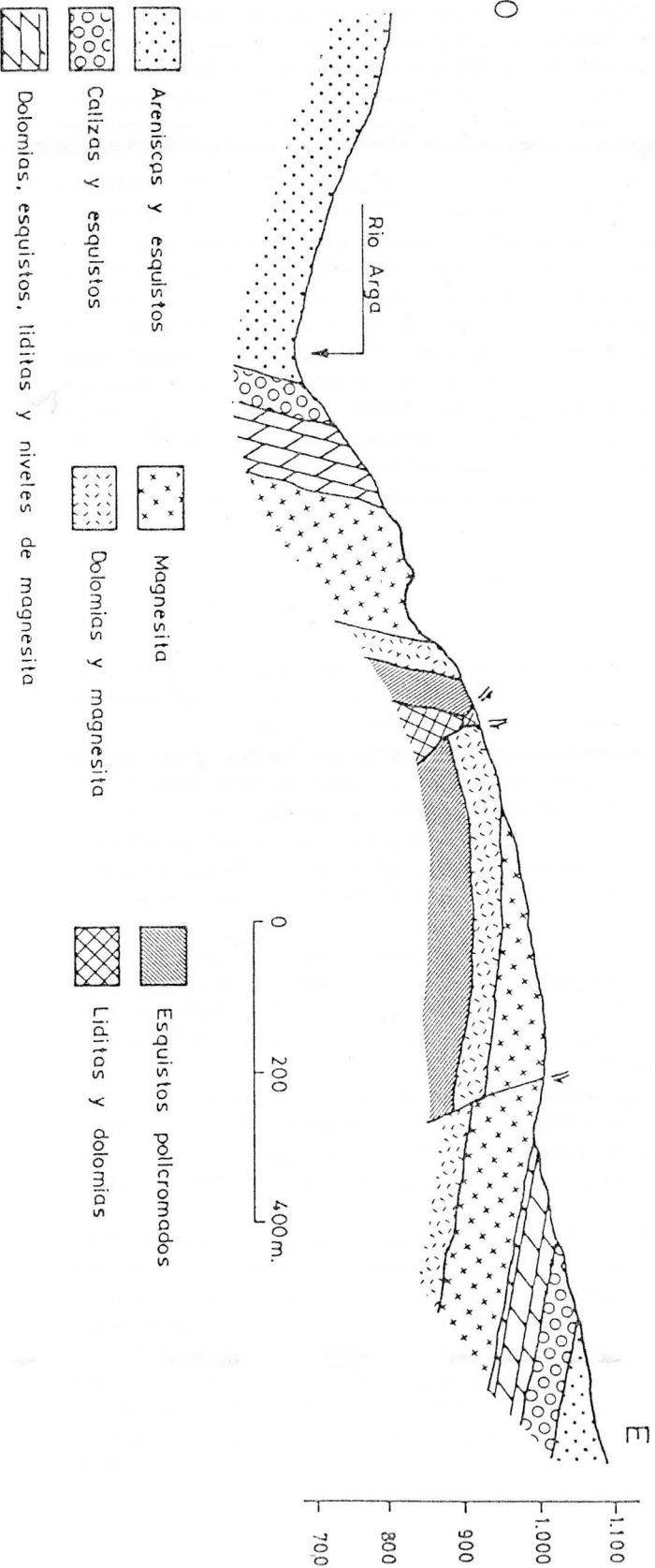


Fig. 4. Corte geológico esquemático del anticlinal de Asturra.

Morfología

El nivel de magnesita está constituido por una serie de lechos cuya composición es fundamentalmente de carbonato magnésico. El grosor de estas capas oscila entre 3 y 10 cm., llegando en algunos casos a 20-25 cm. Los cristales de magnesita se presentan con formas alargadas. Kralik (9) denomina «pinolíticos» a estos hábitos que, en general, se orientan perpendicularmente a la estratificación, en una apretada estructura regular en bandas o «empalizadas», Gómez de Llarena (11). Las bandas contiguas de cristales se enfrentan entre sí por medio de una sutura estilolítica, en la que se concentra la materia arcillosa-carbonosa expulsada durante el crecimiento de los cristales. La abundancia de los estilolitos provoca a veces la aparición de laminaciones con escasa separación entre láminas, siempre a la escala milimétrica.

El conjunto de capas así dispuestas es lo que denomina Clar (12) «rítmica antipolar», o cristalización «tipo Asturreta», Gómez de Llarena (13). Son también frecuentes las capas de magnesita en las que los cristales aparecen con texturas orbiculares y brechoides, constituidas estas últimas por cristales desordenados de magnesita de diferentes tamaños, cementados por dolomita en proporciones variables.

De acuerdo con los trabajos de Fontboté y Amstutz (14), y Fontboté (15), parece ser que se trata de una rítmica de cristalización diagenética (DCR), que presenta todas las transiciones entre las facies cebradas o bandeadas, tanto de tipo regular como irregular, y las brechoides, con diferentes espacios de transición entre unas y otras, si bien dominan claramente las primeras.

En términos generales, la rítmica está definida por la repetición de tres formas geométricas que corresponden a tres generaciones de cristalización. La primera generación (I) se reduce a la zona estilolítica con materia arcillosa-carbonosa; la segunda generación (II) corresponde a los grandes cristales pinolíticos de magnesita; y la tercera generación (III) está representada por dolomita de gruesos cristales de color blanco, que rellena huecos y pequeñas geodas alineadas paralelamente a la estratificación. A esta última generación suelen asociarse finos agregados de cuarzo y materia arcillosa.

En algunos puntos del yacimiento se pueden observar diferentes sistemas de bandeado, que dan texturas cruzadas complejas, aunque la dominante sea siempre la paralela a la estratificación.

Mineralogía

Desde el punto de vista mineralógico la composición del yacimiento es bastante simple. Básicamente está constituido por magnesita y dolomita, predominando claramente la primera. En menor proporción se encuentra el cuarzo, materia carbonosa, pirita, illita, clorita y barita. Como accesorios han sido citados la turmalina, circón y rutilo. Ya se ha indicado con anterioridad que la magnesita de este yacimiento se presenta en una apretada trama de gruesos cristales (1-10 cm), dispuestos paralelamente, en roseta, o sin orientación preferencial. En lámina delgada se observan inclusiones de otros carbonatos, para cuya diferenciación microscópica es imprescindible el uso de técnicas de tinción selectiva. De visu, se puede distinguir la magnesita del resto de los carbonatos por su hábito alargado, color gris y frecuente zonación. Existe también una magnesita de tono ocre-rosado cuya coloración se interpreta como el resultado de la oxidación del hierro ferroso presente en las inclusiones. Esta oxidación conlleva una mayor fisuración de la roca que llega a hacerla deleznable.

Generalmente los cristales de magnesita aparecen zonados con un núcleo rico en inclusiones de materia orgánica y una envolvente, de espesor variable, de color blanco, rosado y a veces transparente. Las inclusiones irregulares de dolomita se alinean en los planos de exfoliación y presentan diferentes orientaciones ópticas. Al microscopio se confunden con los maclados según «manchas», descritos en dolomías por Fonteilles *et al.*

(16) y estudiados en esta mineralización por González y Arrese (17), y González *et al.* (18) que los interpretan como el resultado del reemplazamiento hidrotermal. Otros estudios con microsonda electrónica, Quemeneur (4), han demostrado que algunos intercrecimientos de carbonatos, consistentes en una trama de relictos de magnesita cementados por dolomita, son el resultado de una removilización tardía.

La dolomita xenomorfa de grano grueso, y color blanco lechoso, que se encuentra entre las facies bandeadas de magnesita, tiene una composición prácticamente estequiométrica. Presenta pocas inclusiones sólidas y, por el contrario, abundantes inclusiones fluidas. Otros tipos de dolomita, crecen en huecos y fisuras con formas romboédricas traslúcidas perfectas.

El cuarzo aparece como cristales subredondeados con bordes dentados y tamaño inferior a 150 μm . Fundamentalmente se localizan entre los granos de carbonato y en los estilolitos. Menos frecuentes son los filosilicatos detectados, tales como illita-moscovita y clorita. Raramente se encuentran cristales aislados de turmalina, circón y otros, todos ellos interpretados como restos de aportes detríticos.

La materia orgánica carbonosa se concentra en los estilolitos y en los bordes de los cristales. Algunas veces aparece como fragmentos carbonosos de hasta un centímetro de grosor, alineados según determinados horizontes. En los estilolitos y en los acúmulos carbonosos, pueden verse frecuentemente piritoesferas aisladas y en racimos, con recristalizaciones parciales en los bordes. Es también habitual observar pequeños cristales aislados de calcopirita adheridos a los romboedros de dolomita que tapizan las fracturas.

CONSIDERACIONES GENÉTICAS

A pesar de que el origen de este tipo de yacimientos ha sido objeto de fuerte controversia, hoy existe un relativo acuerdo en considerar que han sido formados en ambientes sedimentarios y/o diagenéticos. La polémica se ha desplazado al terreno donde se hace énfasis en el depósito directo o diagenético de la magnesita, en ambientes hipersalinos o evaporíticos, Gómez de Llerena (13), Quemeneur (4), Petrascheck *et al.* (19), o bien a que la concentración fue fruto de removilizaciones epigenéticas durante la diagénesis.

Aunque no es el propósito de este trabajo discutir en detalle estas cuestiones, sí parece necesario puntualizar que tanto los datos de termometría y composición de las inclusiones fluidas, Velasco *et al.* (20), como los contenidos isotópicos en carbono y oxígeno, Kralick y Hoefs (21), demuestran que los carbonatos se formaron en condiciones de enterramiento, a partir de soluciones salinas calientes (aproximadamente 150° C) muy ricas en Mg e hidrocarburos. La presencia de materia orgánica, chert y relictos de bancos dolomíticos sin transformar a magnesita, apoyan esta hipótesis de reemplazamiento diagenético. Superpuestos a estos fenómenos, y en parte obliterándolos, las rocas paleozoicas han soportado las diferentes fases de deformación que previamente se han citado, además de los efectos removilizadores propios de una fase de metamorfismo regional de grado muy bajo a bajo (baja presión y temperaturas del orden de los 300° C). Estos argumentos son consistentes con los datos de reflectividad de la vitrinita, grado de grafitización de la materia orgánica diseminada, cristalinidad de la illita y parámetro b_0 de las micas, Velasco *et al.* (20).

Todos los trabajos de laboratorio realizados con este tipo de carbonatos, están de acuerdo en que la formación de magnesita en los sedimentos durante la diagénesis tuvo lugar en condiciones de alta salinidad, elevada relación Mg/Ca en las soluciones interestratales y, por tanto, fuerte concentración de Mg^{++} además de Ca^{+2} y CO_3^{2-} . La elevada proporción de materia orgánica en los sedimentos aseguró que las reacciones se realizaran en condiciones reductoras. La elevación de la temperatura, bien por enterramiento en esta serie subsidente o por elevación del gradiente geotérmico, favoreció el desarrollo tanto de la dolomitización como de los reemplazamientos de la serie dolomítica por magnesita.

GEOLOGIA ECONOMICA

La magnesita ($Mg CO_3$) se presenta en la naturaleza de dos formas, cristalina (espática) y criptocristalina (masiva). En la espática, originada por procesos de reemplazamiento diagenético, los cristales alcanzan grandes dimensiones, adoptando texturas bandeadas, radiales y otras sin orientación preferencial. La criptocristalina, resultado de la alteración de rocas serpentínicas y ultrabásicas, está constituida por agregados masivos microcristalinos. Generalmente, la magnesita contiene impurezas de dolomita, calcita, minerales de hierro y aluminio, materia carbonosa, etc., constituyendo todas ellas sustancias contaminantes.

La magnesita, y en menor medida la brucita [$Mg (OH)_2$], son los minerales que exclusivamente emplea la industria para la obtención de óxido de magnesio ($Mg O$), a pesar de ser el magnesio uno de los elementos más abundantes de la corteza terrestre, Puger (22). Otro procedimiento muy extendido industrialmente es la obtención de magnesita sintética a partir de agua de mar y salmueras.

El óxido de magnesio se emplea básicamente como material refractario en la industria siderúrgica. Este producto, conocido con el nombre de magnesita sinterizada o calcinada a muerte, se obtiene por calentamiento del carbonato a $1.800^{\circ}C$. Si la calcinación se realiza a temperaturas inferiores a los $1.000^{\circ}C$, se consigue otro producto de gran actividad química, denominado «magnesita cáustica», que es utilizado en la industria agropecuaria como compensador de deficiencias en Mg, en la industria química, en la construcción y en otras múltiples aplicaciones.

Los yacimientos de magnesita se explotan en cortas a cielo abierto y en minería de interior. Para el enriquecimiento del $Mg CO_3$, previo a la calcinación, se emplean métodos de machaqueo y cribado, lavado, separación por líquidos densos, separación magnética, flotación, etc.

Los principales países productores de magnesita natural son, en orden de importancia, URSS, China, Checoslovaquia, Corea del Norte, Austria, Turquía, Grecia, Brasil, España, Yugoslavia y otros, hasta un total de 35 países. La producción global en el año 1985 se aproximó a 20 millones de toneladas, Coepe (23). Existen en todo el mundo unas 30 plantas para la obtención de magnesita sintética a partir de agua de mar, distribuidas en 11 países, con una producción anual de 2 millones de toneladas, Puger (22).

La magnesita espática del yacimiento de Eugui es explotada en labores a cielo abierto, enriquecida y calcinada por la empresa Magnetitas Navarras, S. A.; su producción constituye el 80% del total de España. En base a la cartografía geológica de este yacimiento, y tomando como referencia los porcentajes de magnesita útil obtenidos en las explotaciones realizadas hasta la fecha, se puede estimar que las reservas teóricas de magnesita beneficiable alcanzan los 380 millones de toneladas, considerando la masa de mineral hasta una profundidad de 200 metros; esta cifra aumentaría considerablemente para explotaciones a cotas más profundas. De estos volúmenes se han extraído hasta la fecha aproximadamente 10 millones de toneladas. En la actualidad, la explotación se desarrolla en el sector de Azcárate, flanco oeste del anticlinal de Asturreta, donde se efectuaron amplias campañas de investigación geológico-minera, de cuyos resultados se han cubicado recursos explotables de excelente calidad y bajo ratio, que garantizan la producción para veinte años.

AGRADECIMIENTOS

Hemos de agradecer a la compañía Magnetitas Navarras, S. A., las facilidades prestadas para la realización de este artículo.

