

MINERALIZACIONES DE AFINIDAD VOLCANICA EN EL AREA DE S. MARTIN DE OSCOS, ASTURIAS. (HACIA LA DEFINICION DE UNA PROVINCIA VULCANO-SEDIMENTARIA EN LA ZONA ASTUR-OCCIDENTAL LEONESA)

J. GARCIA IGLESIAS, F. RUIZ Y O. SUAREZ

TRABAJOS DE GEOLOGIA García Iglesias, J., Ruiz, F. y Suárez, O. (1985).—Mineralizaciones de afinidad volcánica en el área de S. Martín de Oscos, Asturias. (Hacia la definición de una provincia vulcano-sedimentaria en la zona Astur-Occidental Leonesa). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 15, 249-266. ISSN 0474-9588.



En el presente trabajo se establece una nueva tipología para las mineralizaciones del área de S. Martín de Oscos, tradicionalmente consideradas como filones hidrotermales. Se trataría de mineralizaciones de tipo vulcano-sedimentario, sobre las que la tectónica puede provocar posteriores modificaciones por removilizaciones asociadas con fracturas hasta darles, en ocasiones, una apariencia hidrotermal epigenética.

Dichas mineralizaciones presentan marcada asociación espacial con niveles volcánicos intercalados en el tramo basal de las Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio), así como texturas y paragénesis muy afines con otras mineralizaciones que, con origen vulcano-sedimentario, se encuentran también en ámbitos hercínicos.

Estas conclusiones deberán ser tenidas en cuenta de cara a la prospección regional, dentro de la zona Astur-Occidental Leonesa.

In this work a new tipology for the mineralizations from S. Martín de Oscos area is established which were traditionally considered like hydrothermal veins. It rather should be a volcanic-sedimentary mineralization where the tectonic could be provoke later modifications by removilization associated with fractures resulting an epigenetic hydrothermal appearance.

These mineralizations show a spacial association with volcanic beds inserts on the base level of the «Pizarras de Luarca» (Middle Ordovician) with texture and paragenesis similars to the other volcanic-sedimentary mineralizations we find in hercynian ambits.

These conclusions could to be borne in mind as regional prospection in the Western-Astur leonesa area is concerned.

Jesús García Iglesias, Departamento de Metalogenia, E.T.S. de Minas, Universidad de Oviedo. Francisco Ruiz Arias, IMINSA, Marqués de Teverga, 2, 1.º, Oviedo. Ofelia Suárez Méndez, Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 10 de enero de 1985.

INTRODUCCION

En la zona Astur-Occidental Leonesa es conocida la existencia de abundantes indicios metálicos, en relación espacial con materiales de probable origen volcánico, que se extienden desde el Cámbrico Inferior (Calizas de Vegadeo) hasta el Ordovícico Medio-Superior (Pizarras de Luarca). Dichos indicios incluyen metalizaciones variadas de Fe, Cu, Pb, Zn, Ag y Au, principalmente, en relación con distintos niveles de la serie estratigráfica, así como ligados a

accidentes tectónicos que configuran su estructura actual. Resulta lógico pensar en la posible afinidad genética de esas mineralizaciones con los fenómenos volcánicos.

Dentro de la zona de referencia, el área de San Martín de Oscos —mejor conocida— permite elaborar un modelo en ese sentido, que podría ser aplicable al resto de dicha zona, para definir una nueva «provincia metalogénica» de tipo vulcano-sedimentario.

En concreto, esta hipótesis ya había sido

considerada por García Iglesias y Loredó Pérez (1979) para la zona de estudio.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y ACCESOS

La zona estudiada se encuentra en la H.M.T.N. a escala 1 : 50.000, n.º 49-San Martín de Oscos, en el extremo occidental de la provincia de Asturias, ya próxima al límite con la provincia de Lugo. Ocupa la mayor parte del término municipal de San Martín de Oscos, desde el paraje de la Selva de Murias, sobre el Río Soutelo, al Norte, a La Coba Baja, en la parte Sur.

El acceso se realiza desde Vegadeo, por la carretera comarcal a Fonsagrada hasta el Puerto de La Garganta, continuando por la carretera local a Villanueva de Oscos y, de este punto, a San Martín de Oscos. Desde esta localidad parten varias pistas a los distintos lugares en que se encuentran mineralizaciones o indicios.

ANTECEDENTES

La actividad minera en la zona occidental de Asturias ha tenido una larga historia a través del tiempo. Los primeros indicios de explotaciones conocidas se remontan a la época de los romanos, en que se aprovechó el oro existente en diversos lugares. En épocas posteriores el desarrollo de la minería ha sido limitado, debido a las características geológicas de los distintos indicios o yacimientos existentes, que han condicionado en todo momento la intensidad del laboreo llevado a cabo.

Las principales explotaciones de la zona se han realizado en Salave (Tapia de Casariego), para minerales de oro y molibdeno; en Penouta (Boal), para wolframio, y en Río Negro (Luarca), Porcía (Tapia de Casariego) y zona de Los Oscos, para hierro. Con una entidad mucho menor, se han realizado trabajos mineros para diversas sustancias (Pb, Zn, Fe, Sn, Cu, Au, Ag) en varios puntos, sin que hayan tenido más trascendencia que el representar un intento de establecimiento de industria minera en una zona carente de ella, o que se hallaba muy limitada, y siempre relacionados con épocas de revalorización del mercado de metales por circunstancias coyunturales.

Una de las zonas indicadas, la correspondiente a Los Oscos, y, más concretamente, a San Martín de Oscos (Fig. 1), ha tenido una larga historia de desarrollo. Inicialmente se explotó mineral de hierro beneficiando las zonas meteorizadas de yacimientos de sulfuros com-

plejos, y pasando en una segunda etapa, más reciente, a explotar los minerales de plomo, principalmente, y cinc. Las fluctuaciones en el tiempo de la actividad explotadora, fueron debidas en gran parte a la complejidad de la mena, que dificultaba su aprovechamiento para el consumo local en los «mazos» o «ferrerías»; este hecho unido, a partir del siglo XVIII, al consumo de mineral es de Vizcaya, de mejor calidad para estas fundiciones, hizo que decayese la explotación. Con posterioridad, el desarrollo de métodos de aprovechamiento de menas complejas, principalmente en Alemania, produjo una reactivación de la extracción en la Mina San José de mena correspondiente a una zona de alteración de gran desarrollo vertical, en la que los minerales primarios han desaparecido prácticamente. La casi totalidad de su producción se destinaba a la exportación, de tal manera que en la segunda parte de este siglo y hasta 1961 se habían destinado 120.000 Tm de mineral a este fin, con contenidos en plomo que alcanzaban el 8-9 %.

Condicionantes ulteriores de los procesos siderometalúrgicos motivaron una disminución de este mercado, lo que llevó a considerar la conveniencia de aprovechar el plomo contenido. Para ello se instalaron dos hornos en bocamina con el fin de recuperar solamente dicho metal. Las dificultades derivadas de la presencia del plomo en la mena en forma de minerales complejos hacía que el procedimiento de fusión no fuese el más adecuado, con lo que los rendimientos obtenidos eran mínimos.

A partir de 1965-67 se fue paralizando progresivamente la explotación y se pasó a un período de investigación y definición del yacimiento, a fin de determinar sus posibilidades de ulterior aprovechamiento.

Los resultados de los trabajos han permitido ubicar unas reservas en la zona de Mina San José de:

- 1.052.000 Tm con Pb > 5 %
- 1.011.000 Tm con 5 % > Pb > 2 %
- 1.185.000 Tm con Pb < 2 %

tratándose en todo caso de mineral oxidado, ya que no se alcanzó la mineralización primaria. En el resto de los puntos, debido a las reducidas dimensiones, no se llegó a establecer cubicación de recursos, careciendo de estadísticas de producción en su período de actividad minera.

Dentro del contexto de la zona, y, principalmente, a lo largo de este siglo, también se hicie-

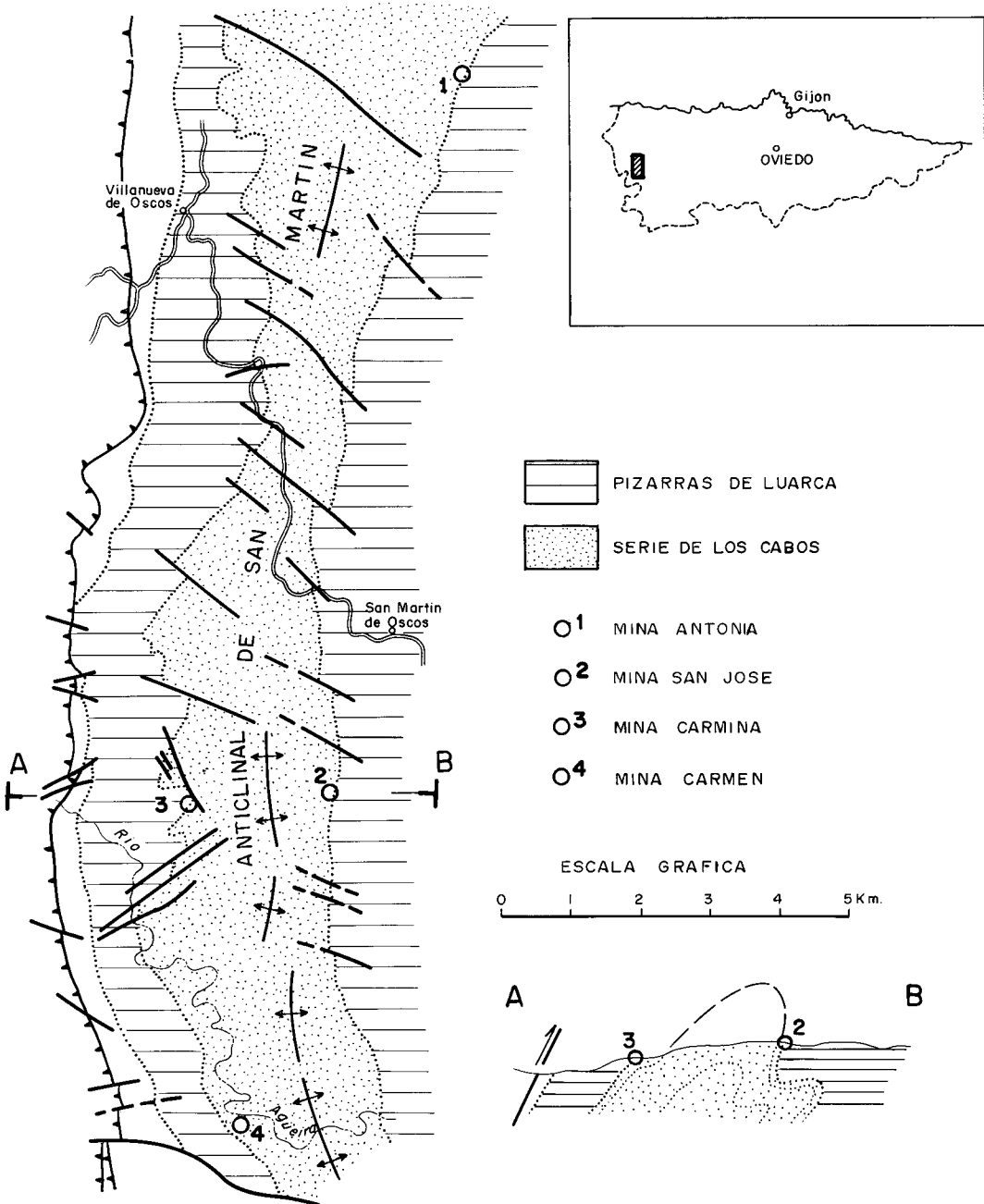


Fig. 1.—Esquema geológico y de situación de las mineralizaciones de San Martín de Oscos.

ron trabajos de explotación, o intentos de ella, sobre mineralizaciones de plomo, cinc, cobre y hierro, en diversos puntos (minas Carmina, Carmen, Antonia, Tascón, etc.) de mucha menor entidad que los desarrollados en Mina San

José, pero que presentan interés para el establecimiento de un modelo genético regional.

En Mina Antonia, sobre la que se realizaron antiguamente labores superficiales para Fe en zonas oxidadas, posteriormente se efectuó una

galería de reconocimiento y algunos sondeos, con resultados poco alentadores: sobre potencias medias de mineralización no oxidada próximas a los 5 metros se encontraron leyes de Pb + Zn + Cu inferiores al 2 %, con un contenido en Ag del orden de los 30 gr/Tm.

El conocimiento de las características de las mineralizaciones se inicia a lo largo del siglo XIX. Fuertes Acevedo (1884) describía el filón de Mina San José diciendo que «había llegado a tener un espesor de 6-7 m, hallándose formado por sulfato de plomo, con carbonato y fosfato del mismo metal y óxido de hierro arcilloso». Hernández Sampelayo (1915) hace una descripción de los distintos afloramientos y su composición a lo largo del anticlinal de San Martín, adignándoles un origen sedimentario por formación oolítica, posteriormente enmascarada por el meteorismo (se refiere a los óxidos de Fe).

(1945) el cual define unas características geológicas que se refieren tanto a la estratigrafía como al estilo tectónico presente.

Desde el punto de vista estratigráfico, los materiales presentes en la región corresponden al Paleozoico Inferior, abarcando desde el Cámbrico Inferior al Silúrico, representados respectivamente por la Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio) y Pizarras y ampelitas (Llandovery Medio-Superior-Wenlock Superior). Las mineralizaciones de la zona se encuentran relacionadas con las formaciones Serie de Los Cabos y Pizarras de Luarca.

La Serie de Los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior) es una formación muy potente constituida por pizarras, areniscas y cuarcitas en proporciones variables, que permiten definir distintos miembros en la misma:

- Miembro basal: pizarras verdes con Trilobites.
- Miembro medio: alternancia de pizarras y siltitas, en la parte baja, con intercalaciones de areniscas hacia arriba.
- Miembro superior: cuarcitas blancas o grises con intercalaciones de pizarras.

CONTEXTO GEOLOGICO

La región de Los Oscos se enmarca dentro de la zona Asturoccidental-Leonesa de Lotze

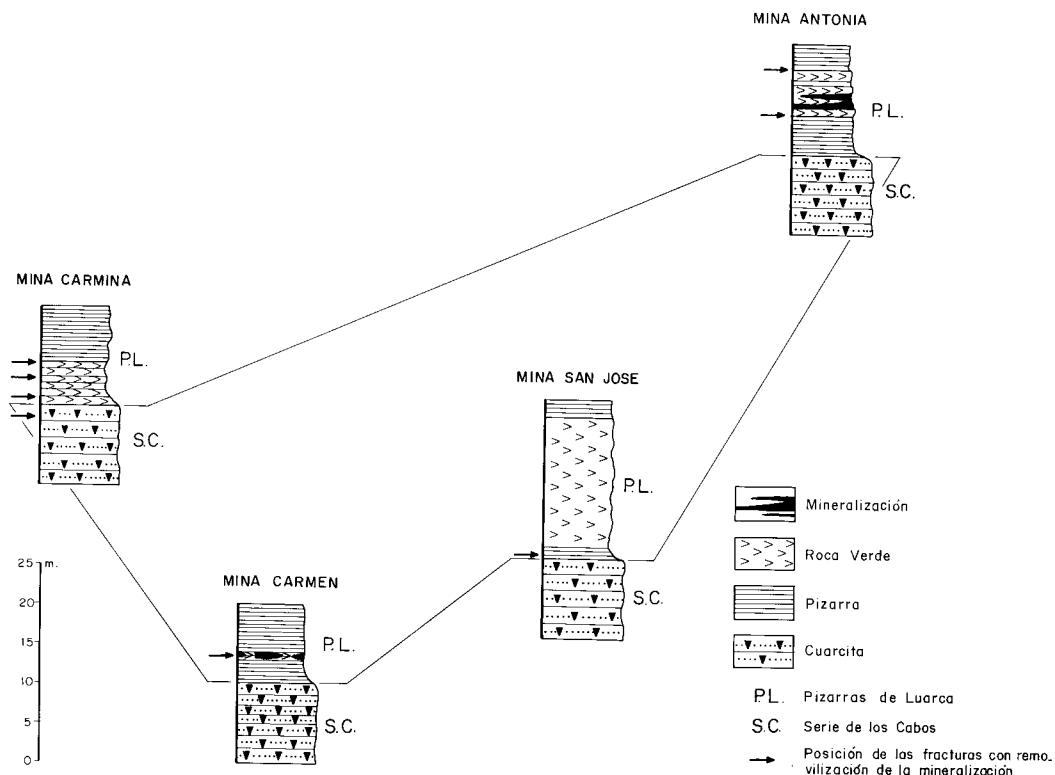


Fig. 2.-Correlación de columnas estratigráficas de las distintas mineralizaciones estudiadas.

De estos miembros, los inferiores no están representados en la zona, ya que la estructura anticlinal existente, cuyo núcleo está formado por la Serie de Los Cabos, no es suficientemente amplia para que lleguen a aflorar.

Las Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio) son una formación de pizarras negras muy homogéneas que, en la parte baja, pueden presentarse alternando con capas de areniscas con distribución irregular. Las pizarras son lustrosas y pueden presentar cierta riqueza en pirita, frecuentemente diseminada, aunque puede formar pequeñas concentraciones en superficies de diaclasación; son fácilmente lajeables en placas, empleándose como material para techar.

El carácter estructural de la región de Los Oscos viene definido por la existencia de pliegues y cabalgamientos, que configuran estructuras que se prolongan a lo largo de muchos kilómetros, y que han sido definidas por Marcos (1973).

La complejidad tectónica existente se manifiesta en la zona de San Martín por la existencia de un anticlinal de gran desarrollo, así como una serie de fracturas. El anticlinal de San Martín de Oscos es una estructura de plegamiento estrecha y alargada, de dirección axial sensiblemente N-S. Está caracterizado por tener una fuerte vergencia E, con un flanco O normal, muy suave y amplio, y el flanco E inverso, corto y apretado.

Este pliegue, al igual que el resto de los existentes en la región, correspondería a una primera fase de deformación hercínica. En una segunda fase hercínica se desarrollan cabalgamientos orientados al E, y en una tercera fase se originan pliegues que modifican las estructuras anteriores.

En una última fase de deformación tardihercínica se forman fallas, de las que en la zona de San Martín de Oscos se encuentran dos sistemas:

- El primero, de dirección N-0° a N-10° E, y buzamiento general hacia el O de 40° a 80°, en relación con su posición sobre el flanco normal o invertido del anticlinal en que se sitúan, ya que son direccionales a subdireccionales con éste.
- El segundo de dirección O-E, transversal a las estructuras anteriores, suele estar acompañado por el desarrollo de brechas mineralizadas en óxidos de hierro y diques de cuarzo.

El metamorfismo regional que acompaña a la deformación hercínica en la Zona Asturoccidental-Leonesa, es de tipo intermedio de baja presión, aumentando su intensidad hacia el W, quedando el área estudiada dentro de la zona de la clorita. En cuanto al magmatismo, tiene poca importancia al E del Anticlinal de San Martín afloran una serie de granitoides postectónicos, de los cuales los de Boal y El Pato están relativamente próximos a la zona, en particular este último, cuya edad es de 284 ± 8 M.A. según Suárez *et al.* (1978). Por último, existe un vulcanismo de carácter regional constituido por diabasas interestratificadas en la serie, presentándose las primeras manifestaciones en la Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior) y continuando hasta el Ordovícico.

Dentro de este contexto (Fig. 1), la mineralización de Mina San José (Ruiz Arias 1976) está asociada con una fractura desarrollada en el flanco E del anticlinal de San Martín, en el contacto de los términos superiores de la Serie de Los Cabos y los basales de las Pizarras de Luarca; en estos últimos se encuentra interestratificada una masa (30-50 m de potencia) de la llamada «roca verde». La dirección de la fractura es sensiblemente N-S, con pendiente de 70° al Oeste a vertical, y relleno de brecha de hasta 6-7 m, con cantos de cuarcita, areniscas y pizarras, englobadas en una masa de minerales metálicos; la porosidad es muy elevada, con intensa circulación de agua que motiva la oxidación de aquellos.

La mineralización de Mina Antonia se sitúa sobre el flanco E del anticlinal de San Martín, disponiéndose estratigráficamente en la base de las Pizarras de Luarca y en relación íntima con la «roca verde», con la que forma una frecuente alternancia concordante con la estratificación. Existe una tectonización por fractura N-S que produce una mecanización de los hastiales de la masa mineralizada. La profundidad que alcanza aquí la oxidación supergénica es muy reducida, apareciendo ya sulfuros en zonas superficiales.

Mina Carmina se encuentra sobre el flanco O del anticlinal, y en posición estratigráfica similar a las anteriores. Los términos basales de las pizarras de Luarca presentan asimismo un nivel interestratificado de una «roca verde». García Iglesias y Loredó Pérez (1979) establecen que la mineralización está relacionada con un sistema de fracturas N-S, y pendiente al O, que afectan a la «roca verde», fracturas en las que se con-

centran los sulfuros cuyo origen consideran que se debe a fenómenos de removilización tectónica a partir de materiales de afinidad volcánica.

Por último, Mina Carmen se sitúa igualmente sobre el flanco O del anticlinal y en la base de las Pizarras de Luarca, en relación estrecha con un nivel de esquistos con alta participación de anfíboles y granates. Una fractura N-S parece actuar como concentradora de los sulfuros, albergando una mineralización de aspecto fajado.

LAS «ROCAS VERDES»

Con este nombre se conocen en la región unos niveles muy característicos, que afloran en diversos puntos y, en concreto, en las zonas de las mineralizaciones aquí tratadas.

Las muestras estudiadas en el presente trabajo, pertenecen en su mayoría a tres de los sondeos realizados en la zona de La Cueva del Raposo, inmediatamente al Sur de Mina San José, siendo representativas de la totalidad del tramo de la «roca verde» en lo que se refiere a los tipos anfíbolíticos, ya que en Mina Antonia y Mina Carmina aparecen también otras facies muy silicificadas y granatíferas que muestran una mayor variedad textural. No se han encontrado diferencias sustanciales entre las rocas pertenecientes a los tres sondeos citados. Se trata, en general, de rocas masivas, de color verdoso oscuro –o claro en las muestras más alteradas– y a veces gris en las de grano muy fino, que pueden presentar una esquistosidad débil por la orientación de anfíboles y/o filosilicatos, así como frecuentes microfracturas rellenas por sericita, clorita y opacos.

Petrográficamente se distinguen dos tipos de rocas muy diferentes, tanto mineralógica como texturalmente: Anfíbolitas y Metapelitas granatíferas.

ANFIBOLITAS

Se caracterizan por texturas nematoblásticas o lepidoblásticas, de tendencia porfídica a veces, y, en parte, cataclásticas. Se componen básicamente de anfíboles, clorita, biotita flogopítica, granate, talco, esfena, epidota-zoisita y opacos; con menor frecuencia carbonatos y cuarzo, así como plagioclasas relictas. (Se ha preferido la denominación de anfíbolitas y no de esquistos anfíbolíticos ya que no presentan una

esquistosidad bien desarrollada y debido a su probable origen ortoderivado). Las características mineralógicas se describen a continuación:

Anfíbol. Aparece en dos formas diferentes:

a) Como cristales bien desarrollados (hasta 8 mm de longitud) de hábito prismático (Fig. 3 a). Incoloro y no pleocroico, se caracteriza por valores de $2V_x = 82^\circ \pm 2$ y $Z \wedge c = 16^\circ \pm 2$, que corresponden a la serie tremolita-actinolita. Según análisis de difracción de Rayos X se trata de tremolita con nada o muy poco de Fe. Frecuentemente presenta tectonización, apareciendo formas rotas o curvadas (Fig. 3 b).

b) En formas aciculares o fibrosas, a veces asbestiformes, y en agregados subparalelos o radiales (Fig. 3 c), de color verde claro. Parece tratarse de una variedad de tremolita más rica en Fe que la anterior. Constituye masas importantes entre otros cristales; coexiste con el tipo a, o bien puede ser el único anfíbol presente.

Clorita. En laminillas muy finas con disposición entrecruzada, y ocasionalmente en láminas anhedrales de mayor desarrollo (0,5 mm); es el mineral más abundante después del anfíbol. Incolora o ligeramente amarillenta y nada pleocroica, de birrefringencia muy baja, posiblemente se trate de clinocloro.

Biotita-Flogopita. Aunque exista en todas las láminas estudiadas, sólo es abundante en algunas. Se trata de una biotita magnésica, dadas sus características ópticas. Aparece asociada a clorita y/o sericita y se presenta en láminas de desarrollo medio a fino, constituyendo una especie de trama entre los anfíboles.

Granate. En cristales idiomórficos, de tamaño inferior a 0,3 mm, asociados a anfíboles; o bien en formas framboideas de hasta 1 mm en niveles más cuarcíticos que engloban a este mineral.

Talco. Relativamente abundante en algunas muestras, aparece en agregados finos de formas filamentosas y en masas hojosas con disposición irregular. Ha sido identificado por difracción de Rayos X.

Sericita. Frecuente en gran parte de las rocas, aparece constituyendo, junto a otros filosilicatos, una especie de matriz entre los cristales de anfíbol. Es particularmente abundante en las rocas que contienen plagioclasas.

Plagioclasa. Aparece en formas relictas en rocas pobres en clorita. Generalmente están bastante alteradas, parcialmente pseudomorfizadas (Fig. 3 d) por sericita, biotita flogopítica, epidota y en algunos casos totalmente por carbonatos. Las medidas efectuadas en cristales mejor conservados, indican porcentajes de An de 42-50 %, si bien deben tomarse con reservas dado el grado de alteración.

Epidota-zoisita-clinozoisita. Minerales de este grupo son frecuentes en todas las muestras estudiadas, apareciendo en formas granulares y más raramente en cristales de hábito prismático dentro de la mesostásis filosilicatada; o bien están formados sobre las plagioclasas, probablemente debido a procesos hidrotermales. *Esfena.* En granos o formas anhedrales

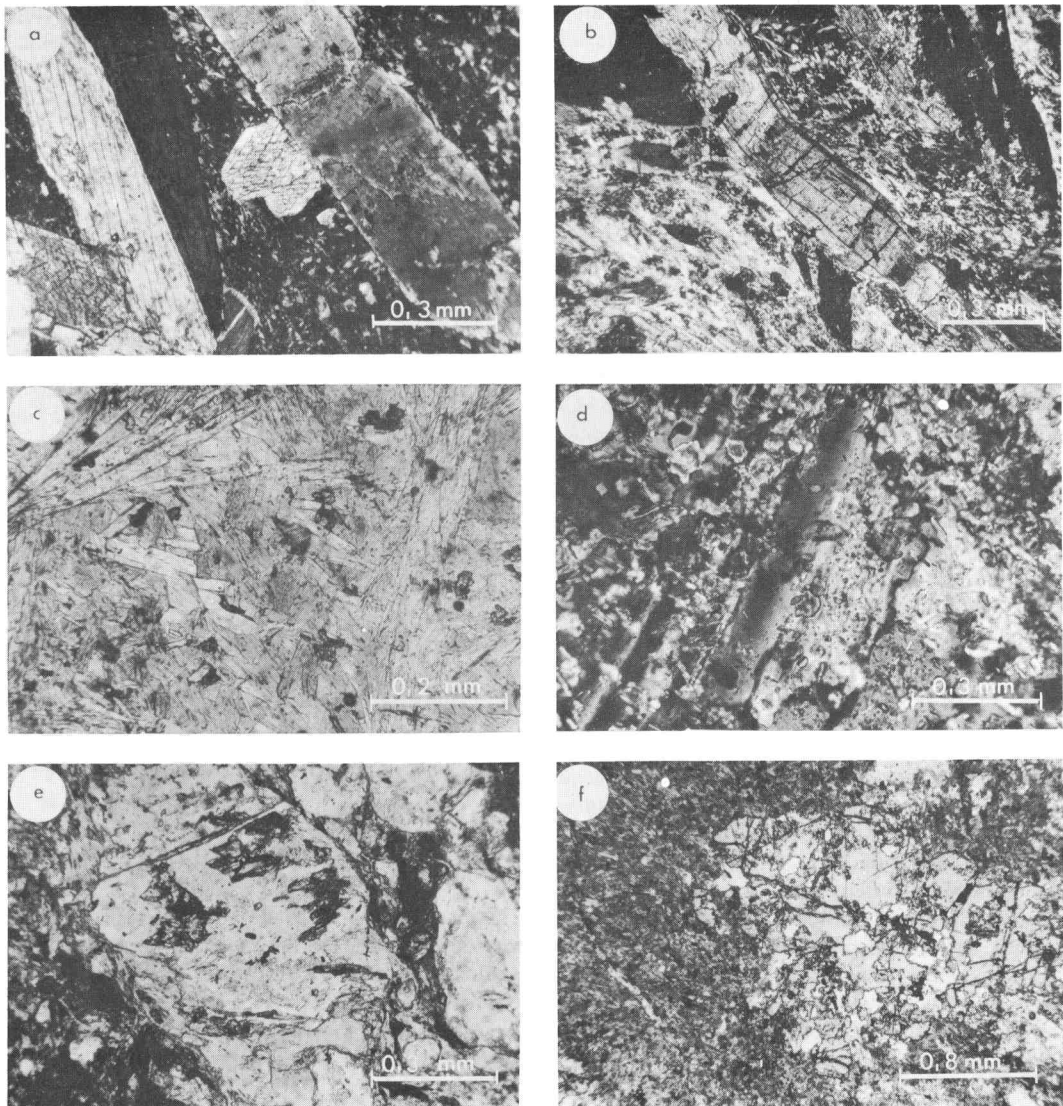


Fig. 3.—Aspectos mineralógicos característicos de las rocas verdes estudiadas: cristales idiomórficos y deformados de tremolita en una masa clorítica (a y b); asociación de anfíbol fibroso y acicular con biotita flogopítica (c); plagioclasa relictica, parcialmente corroída en una masa rica en biotita y sericita (d); nódulo de plagioclasa en metadiabasa mostrando reemplazamiento por carbonatos (e), obsérvese también la orientación de la clorita en torno a los nódulos; cristal xenomorfo de granate espesartítico de las metapelitas rico en inclusiones de cuarzo (f).

dispersos; o bien asociada a cuarzo, carbonatos y opacos, en filoncillos de recristalización, en este caso con mayor desarrollo y tendencia idiomórfica.

Otros *minerales accesorios* que ocasionalmente se encuentran son: cuarzo, carbonatos, apatito y turmalina, además de los diversos tipos de opacos.

Petrografía

Teniendo en cuenta las diferencias mineraló-

gicas y texturales observadas, se distinguen varios tipos petrográficos: Anfibolitas tremolíticas, Anfibolitas con biotita flogopítica, Anfibolitas con granate, Anfibolitas sericíticas y Metadiabasas cloritizadas.

1-Anfibolitas tremolíticas. Corresponden a rocas muy oscuras de grano fino, muy poco alteradas y sin esquistosidad alguna. Se caracterizan por paragénesis anfíbol-clorita, predomi-

nando netamente el primero, que corresponde a tremolita en cristales bien desarrollados de hábito prismático (Fig. 3 a) o acicular, frecuentemente deformados (Fig. 3 b). Entre estos cristales aparece una mesostasis fina de naturaleza clorítica, con algo de talco y en ocasiones rica en micas. Los opacos, aparentemente más abundantes que en los otros tipos, constituyen masas compactas o pseudomorfas de hábito rectangular, así como concentraciones en zonas de fractura.

2-Anfibolitas ricas en biotita flogopítica. De color verdoso más claro que el tipo anterior, son menos masivas debido a una esquistosidad incipientemente desarrollada; están formadas por un anfíbol fibroso verde (tremolita probablemente) y por biotita flogopítica, que constituye una trama fina entre los anfíboles con láminas esporádicas de mayor desarrollo (Fig. 3 c). Junto a estos dos minerales que forman la paragénesis principal, aparecen plagioclasas (Fig. 3 d), que representan restos de una paragénesis anterior, corroídas y pseudomorfizadas en parte por filosilicatos, anfíbol, carbonatos y epidota.

3-Anfibolitas con granate. Se caracterizan por un grado de recristalización mayor que en los tipos anteriores, destacando la presencia de granate, visible a simple vista, y la abundancia de anfíbol fibroso. Muestran una textura algo bandeada marcada por la disposición de los granates, idiomórficos o en formas framboideas, en niveles algo cuarcítics. Muy subordinada al anfíbol, aparece algo de mica flogopítica.

4-Anfibolitas sericíticas. Corresponden a los tipos menos masivos y más alterados, de color verdoso claro. El anfíbol se presenta tanto en forma fibrosa (a veces en filoncillos de varios

cm de longitud y hasta 6 mm de potencia), como en cristales prismáticos, siendo característica la presencia de una masa sericítica intersticial entre los anfíboles. Junto a la sericita, aparecen epidota-zoisita, micas, clorita, opacos y esfena, así como carbonatos y cuarzo, que también pueden localizarse en fracturas.

5-Metadiabasas cloritizadas. De grano medio y color verdoso, son rocas muy heterogéneas en las que se aprecia fácilmente una tectonización importante, presentando texturas de tendencia porfiroide, con nódulos de color más claro y tamaños que varían entre pocos mm y 2 cm, en torno a los cuales se orienta la matriz clorítica (Fig. 3 e). Se caracterizan por un predominio de plagioclasas y clorita verde. Las primeras pueden mostrar una disposición de tendencia diabásica, y están bastante sericitizadas y parcialmente remplazadas por carbonatos (Fig. 3 e), apareciendo también rotas o con planos de maca desplazados o curvados por efecto de la deformación. Junto a la clorita hay anfíbol en grandes láminas o en formas fibrosas. Interseccionalmente existe una masa de grano fino en la que se distinguen minerales de alteración, tales como sericita, carbonatos, leucoxeno, epidota-zoisita, algo de mica flogopítica y, ocasionalmente, cuarzo.

Geoquímica

Sobre dos muestras de sondeos representativas de las rocas anfibolíticas se han efectuado análisis químicos de elementos mayores, que se expresan en la Tabla I. En la misma pueden observarse los rasgos geoquímicos más significativos de estas rocas pobres en sílice, desta-

TABLA I.—Análisis químicos de las «rocas verdes».

| | SO-10-150 | SO-10-188 | SO-11-58 |
|--------------------------------|-----------|-----------|------------|
| SiO ₂ | 41,19 | 44,06 | 47,3 |
| Al ₂ O ₃ | 13,90 | 18,26 | 17,0 |
| Fe ₂ O ₃ | 12,50 | 11,96 | 16,7 |
| TiO ₂ | 0,78 | 1,40 | 1,5 |
| MnO | 0,27 | 0,21 | 2,61 |
| MgO | 18,70 | 12,99 | 4,2 |
| CaO | 7,43 | 6,95 | 4,3 |
| K ₂ O | 1,13 | 1,98 | 3,6 |
| Na ₂ O | 0,15 | 0,17 | 6,6 |
| CO ₂ | 5,19 | 2,03 | No determ. |

SO-10-150, SO-10-188: Anfibolitas.
SO-11-58: Metapelita granatífera.

cando el alto contenido en MgO y Fe₂O₃, y bajo en álcalis, sobre todo en Na.

Estos valores se han proyectado en algunos de los diagramas de interés en la génesis de anfibolitas, con las limitaciones impuestas por el hecho de que todo el hierro aparece expresado como Fe₂O₃, al no calcularse el FeO. En el diagrama ACF (Fig. 4 a), las rocas analizadas se proyectan respectivamente en el campo de composición basáltica y andesítica, muy próximas a las ultrabásicas o a las grauvacas. El posible origen ortoderivado de estas rocas se deduce también de la proyección en un diagrama Mg-CaO-FeO (total) de Walker *et al.* (1967), (Fig. 4 b), donde la representación de los dos análisis se aproxima bastante al campo de las ortoanfibolitas. El contenido relativamente alto en Ti apoya también el carácter ortoderivado.

METAPELITAS GRANATÍFERAS

Asociadas a las rocas anfibolíticas del tramo de «roca verde» aparecen, en los sondeos de la

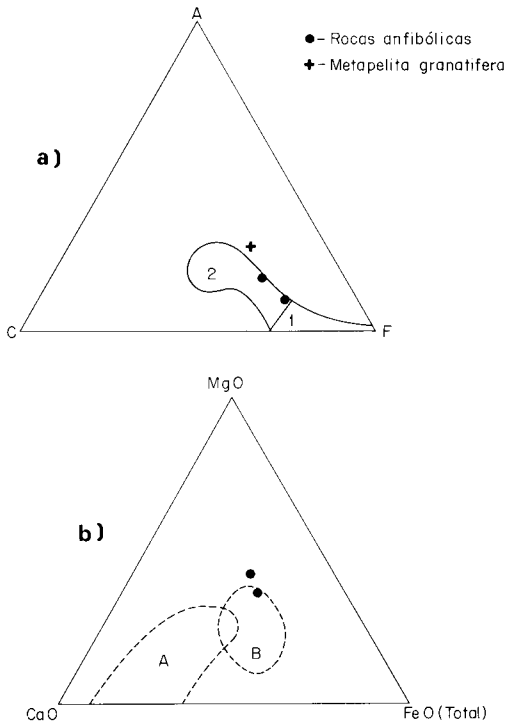


Fig. 4.-a) Situación de las muestras analizadas en un diagrama ACF (1: rocas ultrabásicas, 2: rocas basálticas y andesíticas). b) Diagrama MgO-CaO-FeO (total); los campos A y B corresponden a para y ortoanfibolitas respectivamente.

zona de La Cueva del Raposo, niveles pelíticos cuya paragénesis es a base de clorita, biotita verde y granate, con cuarzo muy subordinado. Se trata de rocas de color grisáceo oscuro, de grano fino y carácter porfídico, debido a la presencia de abundantes granates de tendencia redondeada de 3 a 8 mm de diámetro. Presentan frecuentes filoncillos verdosos o blanquecinos, ricos en clorita o cuarzo. Al microscopio, los granates de tendencia xenomorfa aparecen como porfidoblastos en una matriz predominantemente biotítico-clorítica, englobando frecuente cuarzo (Fig. 3 f), algo de epidota y clorita, así como opacos muy finos. Químicamente se trata de granates muy ricos en Mn: la espesartita es el componente principal (Tabla II), con almandino y grosularia subordinados. Esta composición no corresponde a la típica de los granates que definen la denominada «zona del Granate» en el metamorfismo regional, que es almandínica. Granates como los descritos, ricos en espesartita, pueden aparecer en rocas pelíticas relativamente ricas en manganeso, a temperaturas muy bajas y a baja presión (Winkler 1974), en condiciones propias del grado bajo de metamorfismo.

Geoquímicamente difieren de las rocas anfibolíticas en el contenido en Mn, sensiblemente más bajo en aquellas, lo mismo que los álcalis, y, sobre todo, por ser más pobres en Mg, como puede observarse en la Tabla I.

En Mina Antonia y Mina Carmina aparecen rocas de naturaleza pelítica comparables a las descritas, muy ricas en clorita verde y biotita incipiente, caracterizadas por granates idiomórficos finos (0,3 mm) dispersos en la masa filossilicatada y que también pueden constituir concentraciones importantes en los niveles metálicos. Otros tipos más diferentes que corresponden a composiciones más cuarcíticas, o cuarzo-pelíticas, se han observado en Mina Carmina, caracterizándose por la presencia de grandes cristales de granate (hasta de 4 mm), muy fracturados, o de formas esqueléticas o corroídas, que suelen ir asociados a clorita verde.

PETROGÉNESIS DE LAS «ROCAS VERDES»

Las rocas estudiadas se caracterizan por las asociaciones minerales siguientes:

Tremolita/actinolita + clorita + zoisita/epidota ± biotita flogopítica ± carbonatos ± granate ± cuarzo

TABLA II.—Composición química de los granates de las metapelitas granatíferas.

| | 52 | 53 | 54 | 55 | 56 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Cr ₂ O ₃ | 0,08 | 0,11 | 0,10 | 0,10 | 0,05 |
| MnO | 26,75 | 26,79 | 22,61 | 22,96 | 23,74 |
| FeO | 10,21 | 9,77 | 12,22 | 12,46 | 12,07 |
| CaO | 5,32 | 5,29 | 6,57 | 6,53 | 5,72 |
| TiO ₂ | 0,68 | 0,38 | 0,36 | 0,31 | 0,29 |
| Na ₂ O | 0,02 | 0,01 | — | 0,01 | — |
| Al ₂ O ₃ | 20,86 | 20,95 | 20,66 | 21,18 | 21,02 |
| SiO ₂ | 37,66 | 37,94 | 37,96 | 38,11 | 38,14 |
| MgO | 0,22 | 0,20 | 0,26 | 0,27 | 0,28 |
| Fórmula estructural 0 = 24 | | | | | |
| Cr | 0,0103 | 0,0142 | 0,0129 | 0,0129 | 0,0076 |
| Mn | 3,6117 | 3,6118 | 3,0589 | 3,1086 | 3,2104 |
| Fe | 1,3610 | 1,3032 | 1,6326 | 1,6646 | 1,6107 |
| Ca | 0,9083 | 0,9048 | 1,1242 | 1,1253 | 0,9872 |
| Ti | 0,0812 | 0,0450 | 0,0429 | 0,0402 | 0,0388 |
| Na | 0,0062 | 0,0033 | — | 0,0033 | — |
| Al | 3,9180 | 3,9384 | 3,8891 | 3,9673 | 3,9508 |
| Si | 6,0034 | 6,0521 | 6,0637 | 6,5038 | 6,5094 |
| Mg | 0,0524 | 0,0465 | 0,0620 | 0,0624 | 0,0628 |
| Porcentajes moleculares % | | | | | |
| Almandino | 23,13 | 22,29 | 27,90 | 28,05 | 27,56 |
| Piropo | 0,89 | 0,80 | 1,06 | 1,08 | 1,15 |
| Espesartina | 61,37 | 61,90 | 52,28 | 52,39 | 54,90 |
| Grosularia | 13,10 | 13,96 | 16,86 | 17,60 | 15,68 |
| Andradita | 1,24 | 0,69 | 1,57 | 0,56 | 0,53 |
| Uvarovita | 0,26 | 0,36 | 0,33 | 0,31 | 0,18 |

en el caso de las anfibolitas;

Clorita + biotita flogopítica + granate (espesartina) ± Q

en las metapelitas granatíferas. Las dos son asociaciones típicas de un metamorfismo regional, en Facies Esquistos Verdes o de grado bajo, según Winkler (1974). En las anfibolitas, las plagioclasas representan restos de la paragénesis primaria y la sericita, productos de alteración de las mismas.

Posiblemente este metamorfismo ha tenido lugar en presencia de abundante H₂O y algo de CO₂, como se deduce de la frecuencia de minerales hidratados formados y de la presencia de carbonatos, ya que un aumento de estos componentes facilita la formación de talco, clorita y carbonatos (Winkler 1974). La existencia de turmalina podría indicar también (Deer *et al.* 1962) un metamorfismo de tendencia hidrotermal, según la denominación de Coombs (1961).

Las «rocas verdes» serían, pues, el resultado

de la transformación, durante el metamorfismo regional herciniano, de niveles de rocas volcánicas —muy probablemente básicas— o vulcanodetríticas, que aparecen afectadas por una tectonización importante, que afecta a gran parte de los minerales metamórficos, y que va acompañada de neoformación de carbonatos, clorita, cuarzo y sericita.

LA MINERALIZACION

Como se ha indicado ya, existen en el área de estudio cuatro puntos principales —Mina Antonia, Mina San José, Mina Carmina y Mina Carmen— con mineralizaciones que han sido objeto de labores de explotación o de reconocimiento de diferente importancia, así como otros puntos, no citados, en los que se conocen indicios en posición correccionable con los anteriores.

De todos ellos y según los datos conocidos, el más importante, desde el punto de vista de vo-

lumen de mineralización, es Mina San José. Aquí las características geológicas –alta permeabilidad de la brecha ligada a la mineralización– han motivado la completa oxidación de los sulfuros originales hasta profundidades, respecto a la superficie, del orden de los 450 m. En esta zona y dentro de una longitud de 1.600 m, en la que se realizaron unos 50 sondeos, solamente se detectaron sulfuros primarios en el paraje denominado Cueva del Raposo, donde un sondeo cortó sulfuros frescos encajados en «roca verde». También se observaron sulfuros en muestras de la «roca verde», dentro de la mina, formando filoncillos en fracturas, y en las que no sufrieron la oxidación por baja permeabilidad de dicha roca.

En Mina Antonia la importancia de la mineralización es menor; pero en cambio los sulfuros, por la baja permeabilidad del medio encajante –mucho menos fracturado– y por situarnos en el fondo de un valle, están bien conservados. De forma que tenemos aquí el mejor ejemplo entre los estudiados de lo que consideramos puede ser la mineralización que más se aproxima al tipo original.

Todos estos yacimientos e indicios se pueden correlacionar por su situación estratigráfica análoga (Fig. 2), su relación espacial con los niveles es de «rocas verdes» y, en parte, por su paragenesis.

Mina Carmina y Mina Carmen podrían constituir ejemplos de mineralizaciones de removilización tectónica ligadas a fracturas, en dominios más alejados del foco magmático y, por tanto, más ricas en Esfalerita y Galena (la primera predominante en Mina Carmina y la segunda en Mina Carmen); mientras que San José y Mina Antonia corresponderían, probablemente, a zonas más próximas al foco magmático. Aparte de una cierta zonalidad, se constata que en el área de Mina San José y de Mina Antonia las rocas verdes están bien representadas y definidas, pareciendo menos importantes en el área de Mina Carmen.

LAS TEXTURAS Y ESTRUCTURAS

Como ya se deduce de lo dicho, en San José las texturas originales han desaparecido, teniendo una mineralización totalmente alterada y con características mineralógicas y texturales correspondientes a un depósito que ha sufrido una avanzada alteración supergénica.

Mina Carmina es una mineralización con Es-

falerita dominante, que se asienta precozmente –en lo que de ella se conoce– en fracturas sin-tectónicas hercínicas, tanto en las cuarcitas y pizarras silicificadas, como en la misma roca verde.

Mina Carmen, con Galena dominante ligada a fracturas, también sería algo análoga a la anterior.

Por el contrario, Mina Antonia es la más apta para describir las características que podríamos considerar originales, y que en ella parecen mejor representadas. Por tanto, los aspectos descritos a continuación se corresponden propiamente con este yacimiento.

a) Aspectos Macroscópicos

Macroscópicamente, la mineralización es de tipo fajeada, con alternancia irregular de bandas ricas en sulfuros –incluso masivos– con otras de roca anfíbolítica más o menos mineralizada (Fig. 5). Aquí, la roca puede tener características de anfíbolita granatífera, cuarzopelitas granatíferas, cuarcita anfíbolítica, etc.

Las características de esta mineralización, en parte, parecen condicionadas por la tectónica hercínica, que deja su impronta en la textura de conjunto, por influjo de la acción de un sistema importante de fracturación por cizallamiento.

A menor escala se observa cómo los sulfuros se disponen frecuentemente en bandas paralelas con las direcciones de estratificación y de esquistosidad principal (éstas dos sensiblemente análogas); pero también pueden presentarse en fracturas oblicuas o transversas (en especial cuando la roca es más competente, como ocurre en los materiales más cuarcíticos), pudiendo llegar a encontrarse incluso penetrando en el encajante y dando a la mineralización unos límites difusos.

b) Estructuras Microscópicas

La mineralización, como ya se indicó, puede ir de masiva a dispersa, en el conjunto del espesor mineralizado. Las características estructurales al microscopio indican que los componentes del yacimiento han sufrido los efectos y modificaciones correspondientes a una tectónica relativamente importante, en este caso la hercínica, ya que la alpina apenas se ha dejado sentir en este área.

Sin duda, las estructuras originales han sido bastante modificadas por esa causa. La máxima

tectonización la sufren los minerales más precoces y, entre los silicatos, es muy marcada en los granates que, con frecuencia, están atravesando por fracturas con cuarzo y sulfuros (Figs. 6 c, d, 8 c). Entre los minerales metálicos, tenemos etapas de fracturación importantes que afectan a la Magnetita y al Mispíquel; estas fracturas suelen estar rellenas por carbonatos y sulfuros más tardíos, tales como la Pirrotita, Calcopirita, Esfalerita y Galena, a los que en ocasiones acompaña el Cuarzo (Fig. 7 a, b, c).

LA PARAGÉNESIS Y LA SUCESIÓN

En la Tabla III se resumen las fases de la mineralización, así como los minerales principales formados en ellas.

Cabe aclarar al respecto, que el mineral mayoritario y siempre dominante es la Pirrotita, que evidencia fenómenos de recrystalización, y que sigue al Mispíquel después de una etapa de

fracturación de aquél, al que en parte reemplaza, originando, en ocasiones, estructuras típicas (Fig. 7 a, d); también muestra facilidad en reemplazar a la Magnetita aprovechando las fracturas de ésta, como hace con el Mispíquel.

Magnetita. Es el mineral metálico más precoz, presentándose en asociación con el resto de los minerales metálicos, y disponiéndose, bien aislado y disperso, bien en agregados policristalinos, normalmente con aspecto idiomorfo. En ocasiones estos agregados marcan bandas —en las que existen abundantes anfíboles— más ricas en Magnetita y visibles incluso en muestras de mano (podrían ser las antiguas S_0 , en cuyo caso se trataría posiblemente de un mineral pre-tectónico).

Mispíquel. Es también un mineral precoz que, como la Magnetita, ha sufrido una fracturación anterior a la formación de la Pirrotita. Es típico que presente idiomorfismo, así como restos no digeridos de Cuarzo y anfíboles no orien-

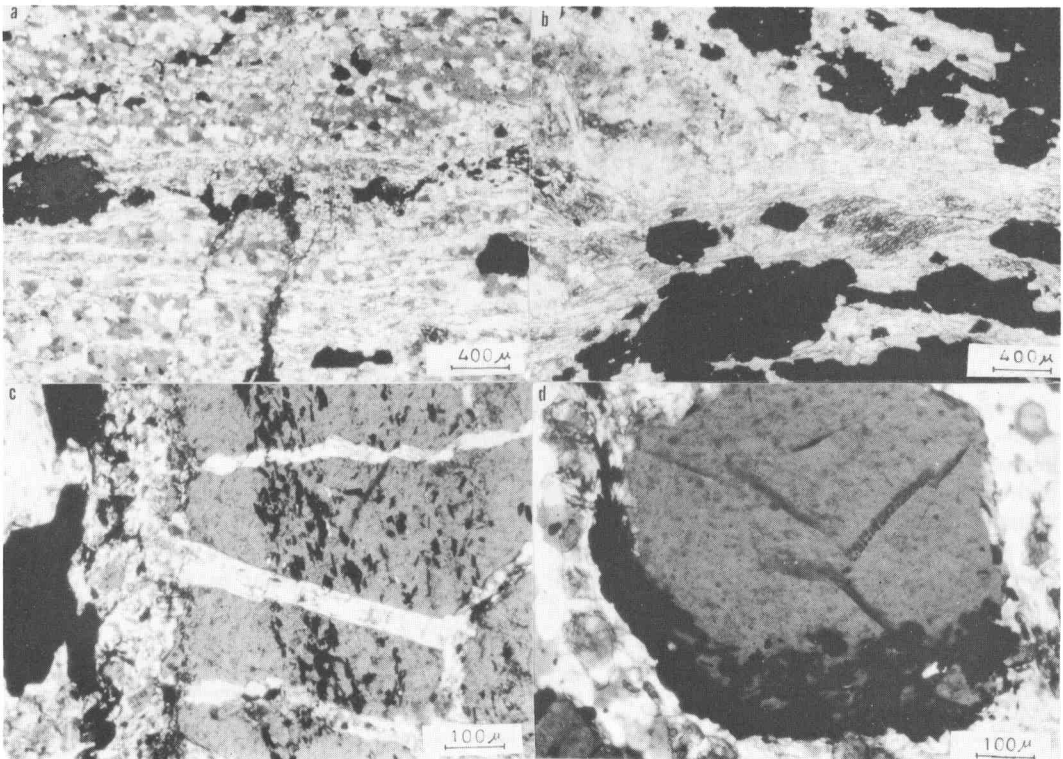


Fig. 6.—a) Textura fajeada de la roca mineralizada marcada por los filossilicatos y por los sulfuros. Estos también se insertan en fracturas de tensión. b) Sulfuros en anfibolita, con textura de tendencia fluidal, paralela a la estratificación. c) Granate con Cuarzo en fracturas, e inclusiones ordenadas de opacos (¿sulfuros precoces?). La cuarzopelita también presenta sulfuros que muestran la misma orientación. d) Granate en roca cuarzopelítica, presentando fracturas radicadas y sustitución por sulfuros en borde. También una de las fracturas contiene sulfuros muy finos.

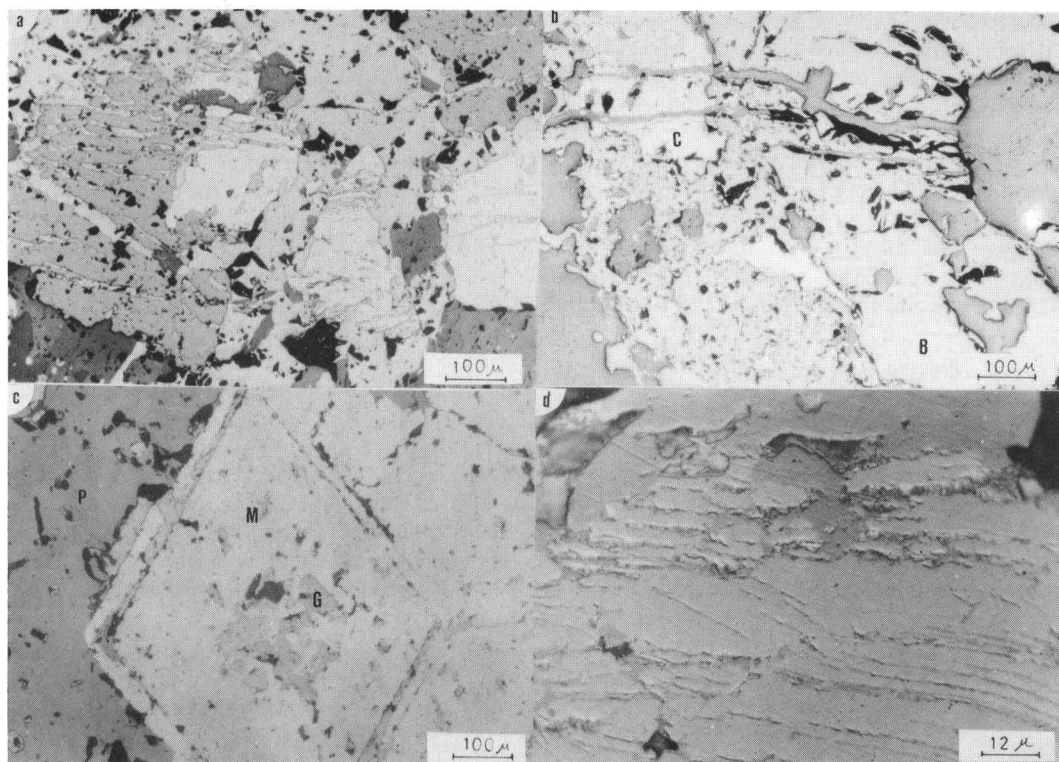


Fig. 7.-a) Mineralización masiva. Magnetita, Mispíquel, Cuarzo, Carbonatos y Pirrotita. Anterior a ésta una fase de fracturación que afecta a Magnetita y Mispíquel. b) Esfalerita en fase de reemplazamiento por Calcopirita (en masas y finamente dispersa en aquella). Ambas sufren fracturación y reemplazamiento por carbonatos. c) Estructura de sustitución zonada en Mispíquel, causada por la Galena. Se ve la fina dispersión de ésta, tanto en Mispíquel como en Pirrotita (menos reflectante), así como pequeñas inclusiones de transparentes. d) Indicador de fuerte tectonización del yacimiento. Mispíquel reemplazado por Pirrotita según sistemas de fracturas deformadas mecánicamente. (Fotografía tomada con Interferómetro de Polarización).

G (Galena), M (Mispíquel), P (Pirrotita), B (Esfalerita), C (Calcopirita).

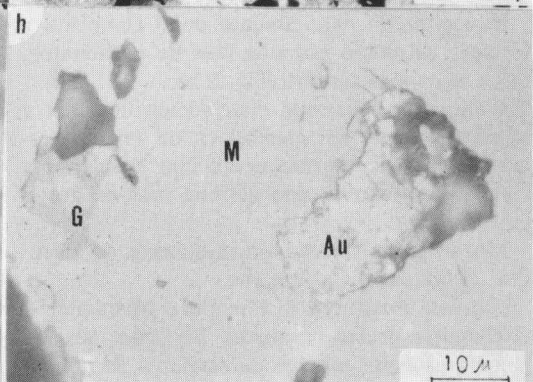
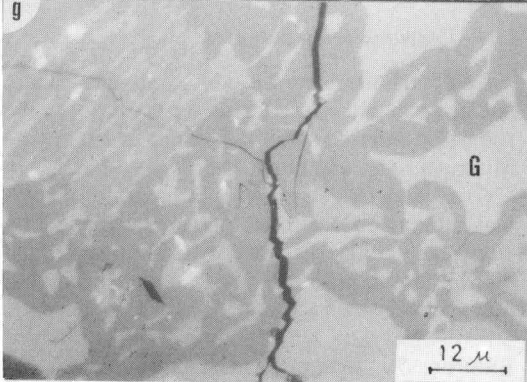
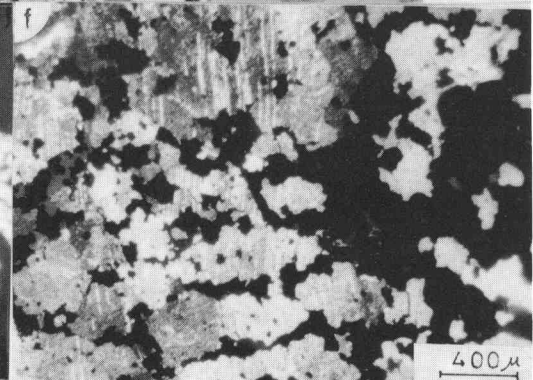
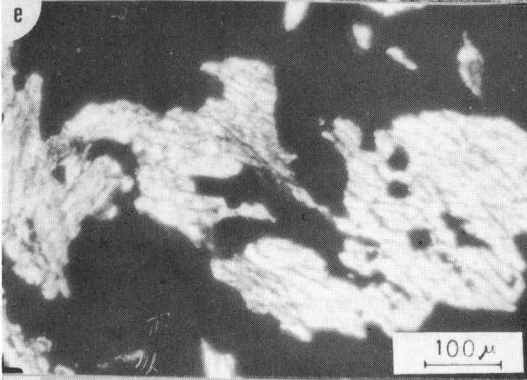
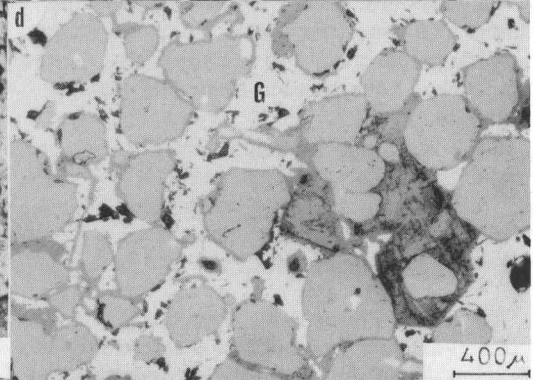
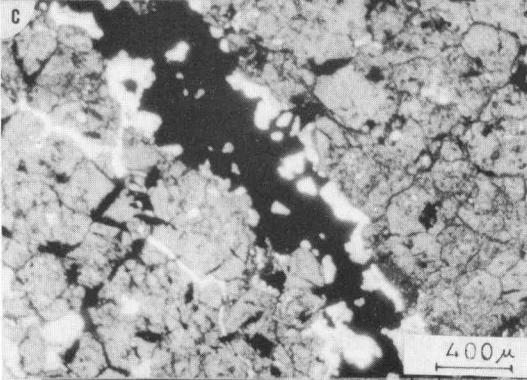
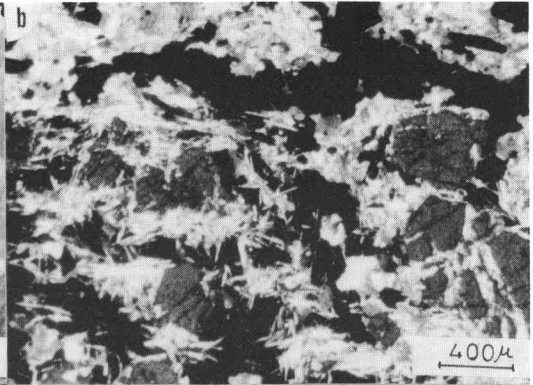
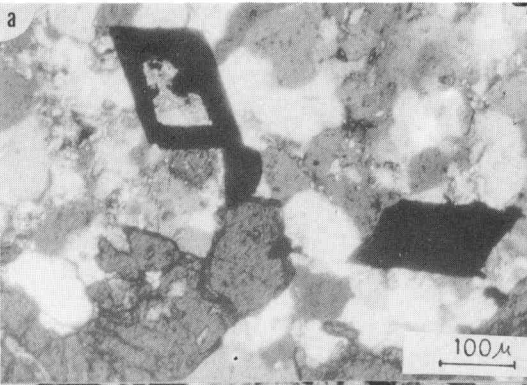
tados. También aparece en forma de cristales dispersos o en agregados policristalinos, no sólo en las zonas de mineral masivo, sino también en las rocas con mineralización dispersa. Es sustituido con más facilidad que la Magnetita por los minerales posteriores, en especial por la Pirrotita y la Galena, que dan estructuras de sustitución zonada (Fig. 7 c). Las inclusiones negati-

vas de esos dos minerales en el Mispíquel son abundantes y, en ocasiones, muy finas, lo que implicaría problemas de recuperación de la Galena.

La importancia del Mispíquel se basa aquí en que se ha observado la presencia en él de inclusiones de Au (Fig. 8 h). Por sus características de color, en ocasiones se trata de oro asociado

Fig. 8.-a) Cristales idiomorfos de Mispíquel dispersos en cuarzopelita granatífera. b) Sulfuros reemplazando a una roca de tipo cuarzoanfíbolítica granatífera. Aquí la orientación de sulfuros y anfíboles está poco acusada. c) Término granatífero, con sulfuros con Cuarzo en fractura, así como dispersos integradamente en los granates. d) Galena reemplazando a una roca rica en granates y cementando a éstos. e) Sulfuros reemplazando a los anfíboles, que no presentan normalmente orientación cuando están incluidos en aquellos. f) Índice de tectonización del yacimiento. Sulfuros reemplazando a carbonatos, que aparecen mezclados y con extinción ondulante. g) Estructura «mirmekítica» de sulfuros complejos de Pb y Ag en Galena. Se diferencian tres. Están acompañados de granos blancos -alta reflectividad- que pudieran ser Dyscrasita. h) Inclusión de oro en Mispíquel asociado a minerales transparentes. El otro mineral es Galena.

G (Galena), M (Mispíquel), P (Pirrotita), Au (Oro).



a otros metales, quizás Ag, ya que la presencia de ésta en el yacimiento está revelada por los análisis químicos efectuados en muestras de conjunto.

Pirrotita. Es el mineral metálico mayoritario en el yacimiento. Sigue a la Magnetita y al Mispíquel, después de una fase de fracturación que afecta a aquellos a los que frecuentemente reemplaza (Fig. 7 a, d). Con frecuencia engloba restos de Cuarzo y anfíboles. A su vez es reemplazado por los sulfuros posteriores, en especial por la Galena y la Esfalerita, que aprovechan una fase de fracturación.

En ocasiones, granos asilados de Pirrotita en carbonatos muestran coronas o bandas continuas de recubrimiento de grafito, con estructura «columnar», que parecen frentes de reacción o reemplazamiento.

Debe resaltarse igualmente su posible papel de mineral portador de oro, pues, en ocasiones, se han visto asociadas a él partículas de tamaño casi submicroscópico de una sustancia cuyas características ópticas hacen pensar en ese metal.

Esfalerita. Presenta distribución y abundancia muy irregular; en ocasiones claramente más rica en zonas de fractura, en las que suele acompañarse de Calcopirita, Galena y Carbonatos.

Presenta típicas texturas de reemplazamiento; desplazando en mayor o menor grado a todos los minerales anteriormente formados, y en especial a la Pirrotita, a Carbonatos, al Cuarzo y a Silicatos. Contrasta esta Esfalerita con la de Mina Carmina por su mayor transparencia—reflexiones internas muy acusadas— y la ausencia de exoluciones de sulfuros de hierro, lo que parece ser un dato a favor de unas condiciones de génesis diferentes (menor contenido en Fe, en Mina Antonia).

Es sustituida parcialmente por Calcopirita y Galena, así como por una fase de carbonatos, todos ellos más tardíos (Fig. 8 h).

Calcopirita. Presenta distribución irregular y leyes variables. En general es un mineral escaso. Se asocia normalmente con Esfalerita y Galena, pareciendo que abunda más en zonas con fracturas.

Muestra una sustitución preferente de Pirrotita, Esfalerita y Carbonatos.

Galena. Sustituye a Pirrotita, Mispíquel y Carbonatos preferentemente. En ocasiones engloba a granates por reemplazamiento de los mi-

nerales asociados a aquellos (Fig. 8 d). También engloba a anfíboles, a los que no sustituye con facilidad.

Como ya se indicó al hablar de Mispíquel, con frecuencia se presenta en forma de finas inclusiones en este mineral, así como en la Pirrotita, lo que dificultaría su concentración.

La importancia de la Galena se ve aumentada por el hecho de que la Plata parece estar relacionada con aquella. De hecho, los análisis indican una correlación directa Pb-Ag y al microscopio se han visto sulfuros complejos de Pb y Ag asociados a la Galena, con tamaños y texturas que impedirían su concentración (Fig. 8 g). La metalurgia del Pb sería la que nos daría como subproducto la Ag, que se encontraría fundamentalmente en los concentrados de Galena.

Sulfuros complejos de Pb y Ag. Se han identificado tres tipos distintos que, dadas sus características al microscopio de reflexión parecen ser Freibergita-Tetraedrita argentífera, de fórmula teórica $S_{13}Sb_4(Cu, Fe, Zn, Ag)_{12}$, Jamezonita ($S_{14}Sb_6PbFe$) y Tenantita $As_4S_{13}(Cu, Fe, Zn, Ag)_{12}$. Estos minerales presentan con la Galena una textura mirmekítica, con asociación de un mineral de alta reflectividad en finas inclusiones aisladas, que podría ser Dyscrasita (Fig. 8 g).

Otros Sulfuros. Con carácter muy secundario se presenta la Pirita, que forma estructuras tipo «bird-eye» por reemplazamiento de Pirrotita, y también se observa la Marcasita, igualmente por reemplazamiento de Pirrotita, de tipo acicular y con penetración orientada desde los bordes de grano de aquella, o bien siguiendo fracturas en la misma. Son indicadores ambos de una desestabilización de la Pirrotita, quizás de origen supergénico.

Los Minerales Transparentes

Complementariamente con lo ya descrito al hablar de la petrología de las rocas verdes, cabe señalar y referido a las zonas mineralizadas de Mina Antonia, algunos aspectos singulares.

Granates. Origen anterior a minerales metálicos, aunque en ocasiones presentan finas inclusiones orientadas de opacos. Sufren tectonización y reemplazamiento por Cuarzo y Sulfuros que aprovechan fracturas (Figs. 6 c, d; 8 c).

Anfíboles. Son sustituidos y englobados por sulfuros. Se encuentran asociados a todos los

minerales metálicos descritos, que los reemplazan en mayor o menor grado (Fig. 8 e).

En muestras del yacimiento se ha identificado por Difracción de Rayos X la Grunerita. Presentan frecuente orientación tectónica (Fig. 6 h) salvo en casos en que están incluidos en Cuarzo de neoformación o en sulfuros.

Cuarzo. Además de la sílice original, con grados variables de recristalización, se observan fases de silicificación, que, en ocasiones, afecta claramente a las rocas; se ven bien cuando se tienen granates a los que en parte reemplazan (Fig. 6 c). También aparecen en fracturas en las que se asocian a sulfuros (Fig. 8 c).

Cloritas. Estas son abundantes, tanto en las rocas verdes como en puntos en que tenemos mineralización. En algunos casos –como ocurre en Mina Carmina– su clara relación con fracturas en que existen Cuarzo y Sulfuros, indica un origen «hidrotermal». En las rocas verdes se constata también que, en parte, se forma por desestabilización «hidrotermal» de silicatos anteriores.

En relación con las zonas mineralizadas se han observado fenómenos de alteración diversos, que afectan, en especial, a las rocas verdes –cloritización, alteración de plagioclasas a sericita y epidota, etc.– y a las pizarras y cuarzopelitas en las que se aprecia en ocasiones silicificación y cloritización. Es muy posible que tengan un nexo genético con las mineralizaciones, y que, por tanto, constituyan criterios de prospección interesantes.

CONCLUSIONES

Nos hallamos ante unas mineralizaciones distribuidas a lo largo de unos 15 Km, que presentan íntima relación espacial con rocas de afinidad volcánica –las «rocas verdes»–, rocas que muestran un desarrollo aún más amplio pues aparecen en otros puntos a uno y otro flanco del anticlinal de Los Oscos.

La posición de dichas «rocas verdes» y de los depósitos asociados se correlacionan fácilmente en el área de estudio, por lo que parece lógico considerarlos manifestaciones equivalentes.

temporal y genéticamente. Y resultaría difícil admitir la dispersión de los indicios del área estudiada –su continuidad– su posición en el mismo nivel de la serie y su repetida relación con las «rocas verdes», si no hubiese un nexo con éstas, no sólo espacial, sino también genético.

Las texturas y estructuras, así como las paragénesis presentes, muestran gran afinidad con las que se encuentran en otros distritos vulcano-sedimentarios hercínicos. A modo de ejemplo cabe citar los yacimientos de la provincia vulcanosedimentaria de Bretaña (Francia) (Aye, 1978; Icar y Sata 1981) y los del distrito de Ducktown (USA); en este último distrito, aparte de las semejanzas paragenéticas, etc., existen también anfíbolitas.

Por otra parte, y en relación con estos dominios estratigráficos, existen abundantes indicios y antiguas explotaciones que muestran cierto aire de familia con los descritos, aunque algunos de ellos muestren un aspecto de relleno de fracturas (¿posible removilización tectónica?).

Se trata, pues, de variar el enfoque que sobre la tipología y sobre la metodología de prospección se había adoptado para estas mineralizaciones –al menos para las aquí descritas– de la zona oriental, ya que de todo lo dicho se deduce que nos hallamos ante un tipo vulcano-sedimentario (susceptible de removilizaciones tectónicas) y no ante un tipo hidrotermal-epigenético controlado exclusivamente por fracturas (factores tectónicos).

Parece, pues, lógico pensar que este modelo genético de tipo vulcano-sedimentario debe ser tenido en cuenta, tanto para investigaciones en el área concreta de San Martín de Oscos, como también en toda la zona Asturoccidental-Leonesa, donde existen abundantes indicios de Pb, Fe, Cu, Zn, Ag y Au, principalmente, que con frecuencia presentan cierta relación espacial con nivel de origen volcánico. Igualmente, pensamos que las ideas aquí expuestas deben ser utilizadas con la finalidad de definir una posible «provincia metalogénica» de tipo vulcano-sedimentario en dicha zona Asturoccidental-Leonesa, de la que el área de San Martín de Oscos forma parte.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido realizado a partir de las actividades de investigación geológico-minera que, llevó a cabo a lo largo de los últimos años Ingeniería

Minero Industrial, S. A. (IMINSA), en el occidente de Asturias y de forma muy concreta acerca de las manifestaciones minerales de la región de Los Oscos.

BIBLIOGRAFIA

- Aye, F. (1978).—Les gissements de zinc-plomb-cuivre de Bodenech et de Porte-aux-Moines. Première ébauche des modèles de minéralisation du Sillon volcano-sédimentaire paléozoïque centre-armoricain. *Chronique de la Recherche Minière*, 445, 47-69.
- Coombs, D. S. (1961).—Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Australian J. Sc.*, 24, 203-215.
- Deer, Howie y Zussman (1963).—*Rock Forming Minerals*, (1.^a ed.), 4, Longman, 347 pp.
- Fuertes Acevedo, M. (1884).—*Mineralogía Asturiana. Catálogo descriptivo de las sustancias así metálicas como lapideas de la provincia de Asturias*. 224 pp. Oviedo.
- García Iglesias, J. y Loredo Pérez, J. (1979).—Contribución al estudio metalogénico del yacimiento «Mina Carmina», San Martín de Oscos (Asturias). *Bol. IGME*, 90 (5), 462-467.
- Icart, J. C. y Safa, P. (1981).—Environnement géologique et minéralisation. *Chronique de la Recherche Minière*, 458, 12-32.
- IGME (1978).—Mapa geológico de España E. 1 : 50.000. 49. San Martín de Oscos.
- Lotze, F. (1945).—Observaciones respecto a la división de las variscidas de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, 1, 149-166. Madrid.
- Marcos, A. (1973).—Las series del Paleozoico Inferior y la estructura hercíniana de Asturias (NO de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 6, 3-113.
- Ruiz Arias, F.—Informe geológico-minero sobre la mina San José (San Martín de Oscos). Inédito.
- Suárez, O., Ruiz, F., Galán, J. y Vargas, I. (1978).—Edades Rb/Sr de granitoides del Occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 10, 437-442.
- Walker, K. R., Joplin, G. A., Lovering, J. F. y Green, R. (1960).—Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of North-western Queensland. *Jour. Geol. Soc. Australia*, 6, 149-178.
- Winkler, H. G. F. (1976).—*Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New York Inc, 320 pp.