

MEMORIA DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MINERALOGENESIS DE LOS YACIMIENTOS DE HIERRO
DEL NOROESTE DE LA PENINSULA**

por

Rosario Lunar Hernández

TOMO 90 — MADRID 1977

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

I. S. B. N. 84 - 500 - 1896 - X

Depósito Legal: M - 9.014 - 1977

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléfono 259 57 55 - Madrid-16

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

I N D I C E

	Página
Prólogo	7
Agradecimientos	11
1 Introducción	
1.1 Situación geográfica, geológica, y límites de la zona estudiada	13
1.2 Antecedentes bibliográficos	15
PRIMERA PARTE	
CARACTERISTICAS EXTERNAS DE LOS YACIMIENTOS	
2 Características litoestratigráficas	21
2.1 Litoestratigrafía regional de la zona estudiada	21
2.1.1 Las series Precámbricas: Olló de Sapo, serie de Villalba (Domo de Lugo) y Pizarras del Narcea	22
2.1.2 Las cuarcitas de Cándana y de Gistral	22
2.1.3 La caliza de Vegadeo	23
2.1.4 La serie de los Cabos	23
2.1.5 Las Pizarras de Luarca	23
2.1.6 La Formación Agüeira	24
2.1.7 Las capas de la Garganta y las cuarcitas silúricas.	25
2.1.8 Las capas de Queixoiro	25
2.1.9 División en dominios	25
2.2 Estratigrafía de los niveles mineralizados	27
2.2.1 Zona de Vivero-Guntín-Gestoso	29
2.2.2 Zona de Orrea-Fontaneira	31
2.2.3 Zona de Villadrid-San Pedro del Río	31
2.2.4 Zona de Los Oscos-Fonfria-San José-Ponferrada-As-torga	31
2.3 Discusión y conclusiones	34

	Página
3	Modificaciones tectónicas 37
3.1	Las deformaciones hercínicas 37
3.1.1	Las unidades estructurales 37
3.1.2	La primera fase de deformación 39
3.1.3	La segunda fase de deformación 41
3.1.4	La tercera fase de deformación 41
3.1.5	El metamorfismo y la granitización 43
3.2	Las estructuras en las Pizarras de Luarca 43
3.2.1	Zona 1. Vivero-Guntín-Gestoso 43
3.2.2	Zona 2. Orrea-Fontaneira. Zona 3. Villaodrid-San Pedro del Río 46
3.2.3	Zona 4. Los Oscos-Fonfría-San José-Ponferrada-Astorga 46
4	Síntesis paleogeográfica 51
4.1	Situación de la región estudiada en el Macizo Hespérico. 51
4.1.1	Dominios geosinclinales del Paleozoico Inferior ... 53
4.1.2	Geometría de la cuenca de sedimentación en el momento de la deposición de las Pizarras de Luarca. 53
4.2	Ambiente sedimentario en la cuenca 55
4.2.1	Topografía de la cuenca 55
4.2.2	Probable ambiente deposicional 56
4.3	Ambiente en las áreas emergidas 57
4.3.1	Probables áreas fuente 57
4.3.2	Ambiente geológico en las áreas emergidas 59
4.4	Discusión y conclusiones 61

SEGUNDA PARTE

CARACTERÍSTICAS INTERNAS DE ESTOS YACIMIENTOS

5	Geometría de los yacimientos 65
5.1	Arco externo 65
5.1.1	Zona 4. Los Oscos-Fonfría-San José-Ponferrada-Astorga 65
5.1.2	Zona 2. Orrea-Fontaneira 66
5.1.3	Zona 3. Villaodrid-San Pedro del Río 66
5.2	Arco interno 67
5.2.1	Zona 1. Vivero-Guntín-Gestoso 67
6	Mineralogía de los yacimientos 69
6.1	Estudio de la roca encajante 69
6.1.1	Zona comprendida entre Ponferrada y Astorga ... 69
6.1.2	Zona de Vivero 79
6.1.3	Roca encajante de la mineralización en otras zonas. 80

	Página
6.2	Estudio de la mineralización 81
6.2.1	Zona comprendida entre Ponferrada y Astorga ... 82
6.2.2	Zona de Vivero 89
6.2.3	Estudio de la mineralización en otras zonas 92
6.3	Transformaciones mineralógicas 94
6.3.1	Metamorfismo regional 95
6.3.2	Metamorfismo de contacto 97
6.4	Discusión y conclusiones 99
6.4.1	Variaciones espaciales 99
6.4.2	Variaciones temporales 100
7	Estudio geoquímico 101
7.1	Geoquímica de la mineralización 101
7.1.1	Zona piloto 102
7.1.2	Otras zonas 127
7.2	Geoquímica de la roca encajante 134
8	Aspectos metalogénicos-económicos 139
8.1	Zonalidad sedimentaria 139
8.2	Zonalidad por metamorfismo de contacto 140
8.3	Significado económico de las diferentes especies minerales 143
8.4	Comparación de estos yacimientos con diversos holotipos. 144
9	Mineralogénesis 149
9.1	Ambito generador y movilización del hierro 150
9.2	Ambito de transporte 152
9.3	Ambito de deposición 153
9.3.1	Procesos 153
9.3.2	Características de la cuenca 156
9.4	Teoría genética propuesta 159
9.4.1	Ambito generador 159
9.4.2	Transporte 160
9.4.3	Ambito de deposición 160
9.5	Modificaciones posteriores 161
9.5.1	Diagénesis 161
9.5.2	Metamorfismo 164
10	Conclusiones generales 167
	Apéndice. Datos químicos 175
	Bibliografía 197
	Índice de tablas 205
	Índice de figuras 207

PROLOGO

Diversas razones me movieron, en 1973, a sugerir como tema de investigación para la preparación de su tesis doctoral, a la hoy Doctora en Geología Económica, Rosario Lunar, el del estudio de la mineralogénesis de los yacimientos de hierro del NO. de España.

Desde el punto de vista de la geología científica, no cabe duda que nos encontrábamos ante un problema insuficientemente conocido y extraordinariamente sugestivo, tanto por la variable coexistencia espacial de una rica mineralogía ferrífera —hidróxidos, óxidos, carbonatos y sulfuros— con rasgos geoquímicos muy peculiares, de los cuales el más expresivo es la acusada presencia del fósforo, como por que en la historia geológica que determina el modelo genético de estos yacimientos han tenido influencia decisiva, con intensidad y localización irregulares, los principales procesos geológicos: sedimentarios, magmáticos, metamórficos y tectónicos.

Por otra parte, en la perspectiva económica que debe ir ineludiblemente asociada a la consideración de cualquier yacimiento mineral, las mineralizaciones de hierro del NO. constituyen los metalotectos que contienen los mayores recursos nacionales de esta mena, al mismo tiempo que, con aparente paradoja, sus reservas apenas contribuyeron en 1976 con un 8,5 por 100 en nuestra producción de mineral de hierro.

Finalmente, se daba la feliz oportunidad de que dentro del Programa Nacional de Investigación Minera, el Instituto Geológico y Minero de España, a través de la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, se encontraba desarrollando un plan de estudios y trabajos de exploración e investigación en la zona, lo que habría de facilitar el acceso a nuevos datos y muestras.

Ahora que la Doctora Lunar ha coronado su labor, las circunstancias han querido que me corresponda escribir este prólogo desde la Dirección General de Minas e Industrias de la Construcción, cuando el aprovechamiento de estos recursos constituye una de nuestras preocupaciones y metas, de presente y de futuro, más importantes y difíciles. En efecto, en el Plan Nacional de Abastecimiento de Materias Primas Minerales, recientemente potenciado en sus fines y medio por la Ley 6/1977, de 4 de enero, de Fomento de la Minería, la mejora del aprovisionamiento nacional de minerales de hierro, tanto por los elevados índices de dependencia exterior, y de vulnerabilidad de la misma, en que se desenvuelve, como por su importante repercusión sobre el déficit de nuestra balanza comercial, es uno de sus objetivos prioritarios.

Sin embargo, y a pesar de ello, la realidad es que la minería del hierro del noroeste está atravesando por una situación verdaderamente crítica. A los efectos estructurales históricos, provocados fundamentalmente por la falta de adecuación de nuestra siderurgia, en su rápido crecimiento de las últimas décadas, a la naturaleza de los minerales nacionales, hay que sumar ahora los problemas circunstanciales derivados de la situación por la que atraviesa la industria siderúrgica y que se están traduciendo en una contracción generalizada de la demanda, al mismo tiempo que en una pérdida de nuestro mercado exterior de minerales fosforosos.

Hace tiempo que desde el Ministerio de Industria se vienen promoviendo diversos estudios con el objetivo de escrutar cual sería el camino tecnológico, técnica y económicamente viable, para llegar a un aprovechamiento masivo de estas menas, buscando soluciones que van desde la eliminación de impurezas, asociada o no con la preparación especial de esos minerales o de sus mezclas con otros, hasta la concepción de una siderurgia específicamente adaptada a ellos. En cualquier caso, una parte de las dificultades históricas y actuales en la búsqueda de una opción clara de futuro para los minerales fosforosos del noroeste proviene del insuficiente conocimiento sobre la distribución espacial, en calidad y cantidad, de las diferentes especies mineralógicas portadoras de hierro. Y si es evidente que cualquier solución tecnológica a largo plazo, que se demostrara rentable, por las elevadas inversiones que exigiría, tendría que basarse en un adecuado conocimiento de los recursos —reservas en este caso— existentes, no es menos cierto que resulta difícil movilizar los medios económicos necesarios para una investigación más detallada del yacimiento sin antes vislumbrar, con nitidez suficiente, cuál ha de ser tal opción de futuro.

De aquí que, al mismo tiempo que se investigan las posibles soluciones tecnológicas, sea imprescindible progresar en el conocimiento profundo del yacimiento. A ese espíritu responde la labor del Instituto Geológico y

Minero de España y, en el mismo sentido, constituyen aportación valiosísima estudios como la tesis doctoral que motiva estas líneas.

En efecto, la Doctora Lunar ha tratado de obtener una visión general —y al mismo tiempo detallada, donde la existencia de muestras lo permitiera— del problema, desde un enfoque genético. Parte para ello de un principio indiscutible aunque, en ocasiones, difícil de aplicar, el de que no hay mejor manera de definir cualquier proceso o fenómeno que profundizando en las causas u orígenes del mismo. Y ello, sin partir de especulaciones apriorísticas, para basar, por el contrario, cualquier deducción en la mayor acumulación posible de datos objetivos.

Así, su primer paso, tan positivo como laudable por el esfuerzo de recopilación y síntesis que supone, ha sido el de poner al día la abundante y dispersa información existente sobre la zona y tipo de yacimiento. A continuación, ha planteado su propia aportación de datos con gran rigor y una sistemática presidida por el criterio de empezar por el estudio de lo más accesible a la observación, el ámbito de constitución, precisando las características externas e internas que definen a las mineralizaciones, para seguir con las interpretaciones relativas a los ámbitos de transporte y generador, tratando, en consecuencia, de definir el modelo genético completo, del que deducir una teoría metalogénica. Nos ofrece, así, una visión clara de los diferentes aspectos que concurren en esta metalogenia compleja, facilitando conocimientos de indudable interés, como las relaciones mineralógicas y geoquímicas, con particular atención al problema del fósforo, o las zonalidades de origen sedimentario y de metamorfismo térmico, por citar algunos ejemplos de sus aportaciones más destacadas, al mismo tiempo que nos pone de manifiesto nuevos problemas y caminos de investigación.

Sé que la Doctora Lunar, en su investigación, como en toda aventura del espíritu humano, estimulada fundamentalmente por la curiosidad, hubiera deseado continuar despejando las nuevas incógnitas que su propio trabajo ha planteado, pero, porque una investigación nunca se termina, hay que saber dar por concluida una etapa, con todo lo que ello suponga de renuncia. Sin duda, la Doctora Lunar ha culminado felizmente su objetivo de superar una nueva fase en el conocimiento de estos yacimientos. Quedan también abiertos por ella otros horizontes, por lo que este estudio constituirá una ineludible base de partida para investigaciones posteriores.

José Sierra López

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestra gratitud al profesor AMOROS PORTOLES, director del Departamento de Cristalografía y Mineralogía, por su continua aportación de ideas y críticas al trabajo, así como por haber puesto a nuestra disposición las instalaciones y servicios del Centro.

Al profesor SIERRA LOPEZ, promotor de la labor desarrollada en esta tesis doctoral, por su inestimable ayuda; así como al doctor ingeniero ARMENGOT DE PEDRO, jefe de la División de Investigación de Yacimientos de ADARO, al que debemos una buena parte de ideas y métodos empleados, fruto de su gran conocimiento del tema y de la región que ha sido objeto de nuestro estudio.

Damos las gracias al doctor ingeniero SAENZ DE SANTA MARIA, director de la División de Investigación de Recursos, de ADARO, por la ayuda y medios que puso a nuestra disposición, así como a los ingenieros ALBERDI y LATORRE, por su colaboración en los trabajos de campo, y a la ingeniero geólogo A. ARGÜELLES, por su ayuda en el capítulo de Petrología. También tenemos que agradecer a los laboratorios de Mineralogía y Geoquímica de la misma Empresa su colaboración en la preparación de láminas delgadas, probetas pulidas y análisis químicos.

Los profesores GALAN, VILAS, ORDOÑEZ, GIL, FERNANDEZ SANTIN y GARCIA CACHO nos asesoraron respectivamente en mineralogía de arcillas, medios sedimentarios, metamorfismo, paleoecología, técnicas mineralógicas y microsonda electrónica, por lo que les estamos agradecidos, y a don CARLOS LUNAR su ayuda en la elaboración estadística de datos.

No podemos olvidar nuestro agradecimiento a nuestras compañeras E. VINDEL y RUIZ CRUZ y a las mecanógrafas y delineantes de ADARO, que pusieron en forma presentable nuestro manuscrito y dibujos.

A aquellas personas y compañeros del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, que involuntariamente hemos omitido y sin cuya colaboración y trabajo no hubiera sido posible la realización de esta Memoria.

1 INTRODUCCION

1.1 SITUACION GEOGRAFICA, GEOLOGICA Y LIMITES DE LA ZONA ESTUDIADA

Los yacimientos de hierro del Noroeste de la Península aparecen formando dos alineaciones que, a grandes rasgos, siguen las directrices hercínicas, constituyendo dos arcos paralelos que hemos denominado arco interno y arco externo por su posición en el geosinclinal Hespérico (figura 1-1). El arco interno, más occidental, comienza en Vivero, pasa por el Oeste de Villalba, se interrumpe y continúa por las inmediaciones de Incio y Caurel hasta el Teleno. El externo se extiende desde Ribadeo por Villodrid, Fonsagrada y Villafranca del Bierzo hasta Ponferrada y Astorga.

Geológicamente, el límite oriental de la zona que hemos estudiado viene marcado por el anticlinorio del Narcea, cuyo núcleo de esquistos precámbricos establece marcadas diferencias estratigráficas y tectónicas entre las zonas que separa al Este y al Oeste. Este límite va a venir también marcado por el comienzo, hacia el Oeste, de la esquistosidad y el metamorfismo. El límite occidental va a corresponder a grandes rasgos con la formación del «Ollo de Sapo».

Las alineaciones de hierro quedarían situadas: la interna, sobre el flanco Este del anticlinal del «Ollo de Sapo», y la externa, sobre el flanco Oeste del antiforme del Narcea, apareciendo entre ambos el asomo precámbrico denominado «Domo de Lugo».

Haciendo referencia a las Hojas de Síntesis Geológica a escala 1:200.000,

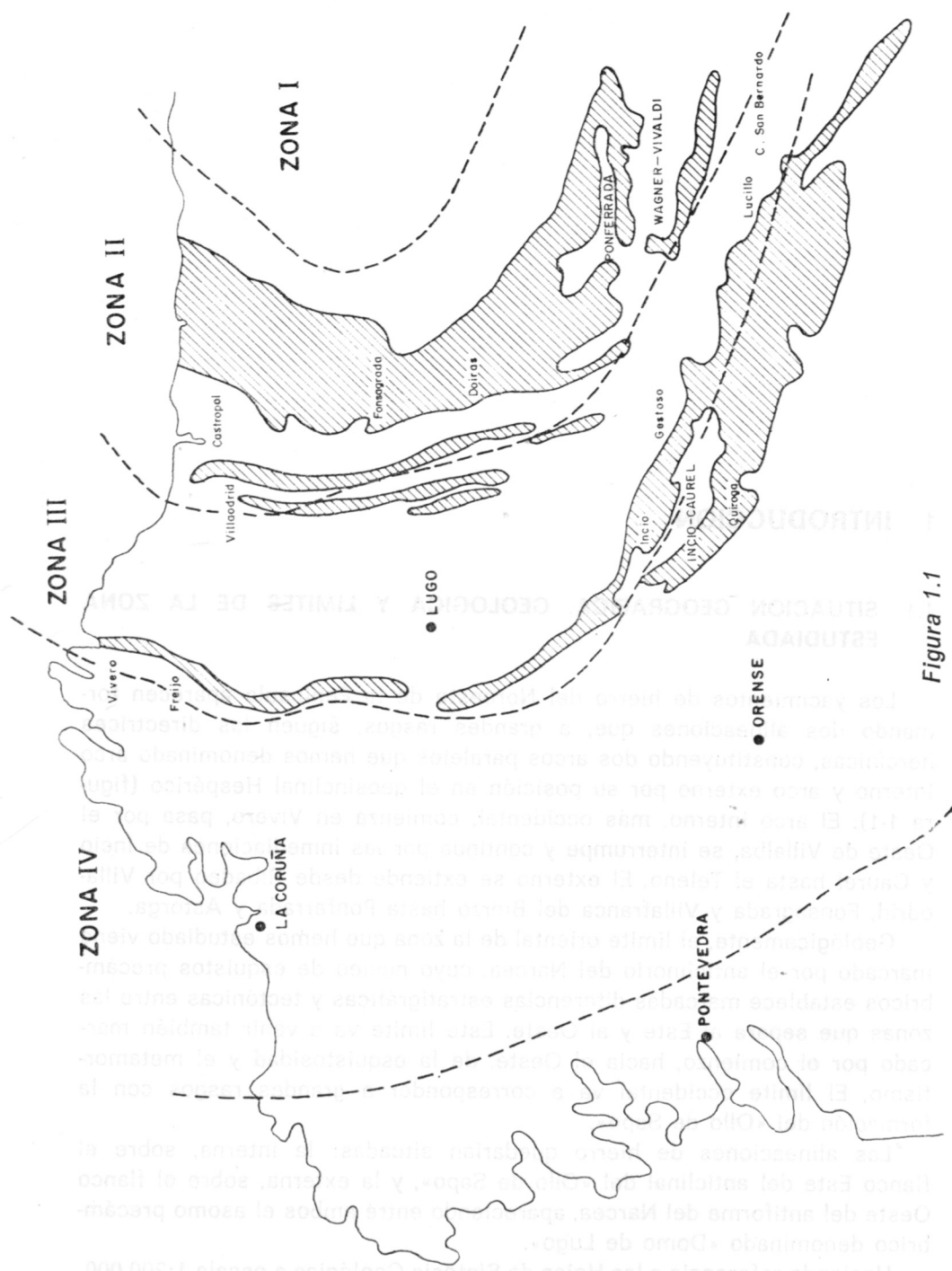


Figura 1.1

Esquema de la alineación interna (occidental) y externa (oriental) con los afloramientos Ordovícicos-Silúricos, en los que aparecen las mineralizaciones haciendo referencia a las zonas de MATTE (1968).

la zona por nosotros estudiada cubre parte de los números 1 (La Coruña), 2 (Avilés), 8 (Lugo), 9 (Cangas del Narcea), 17 (Orense) y 18 (Ponferrada).

1.2 ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS

La figura 1-2 corresponde a un histograma de los trabajos más importantes de minería y geología regional de la zona de estudio, según su fecha

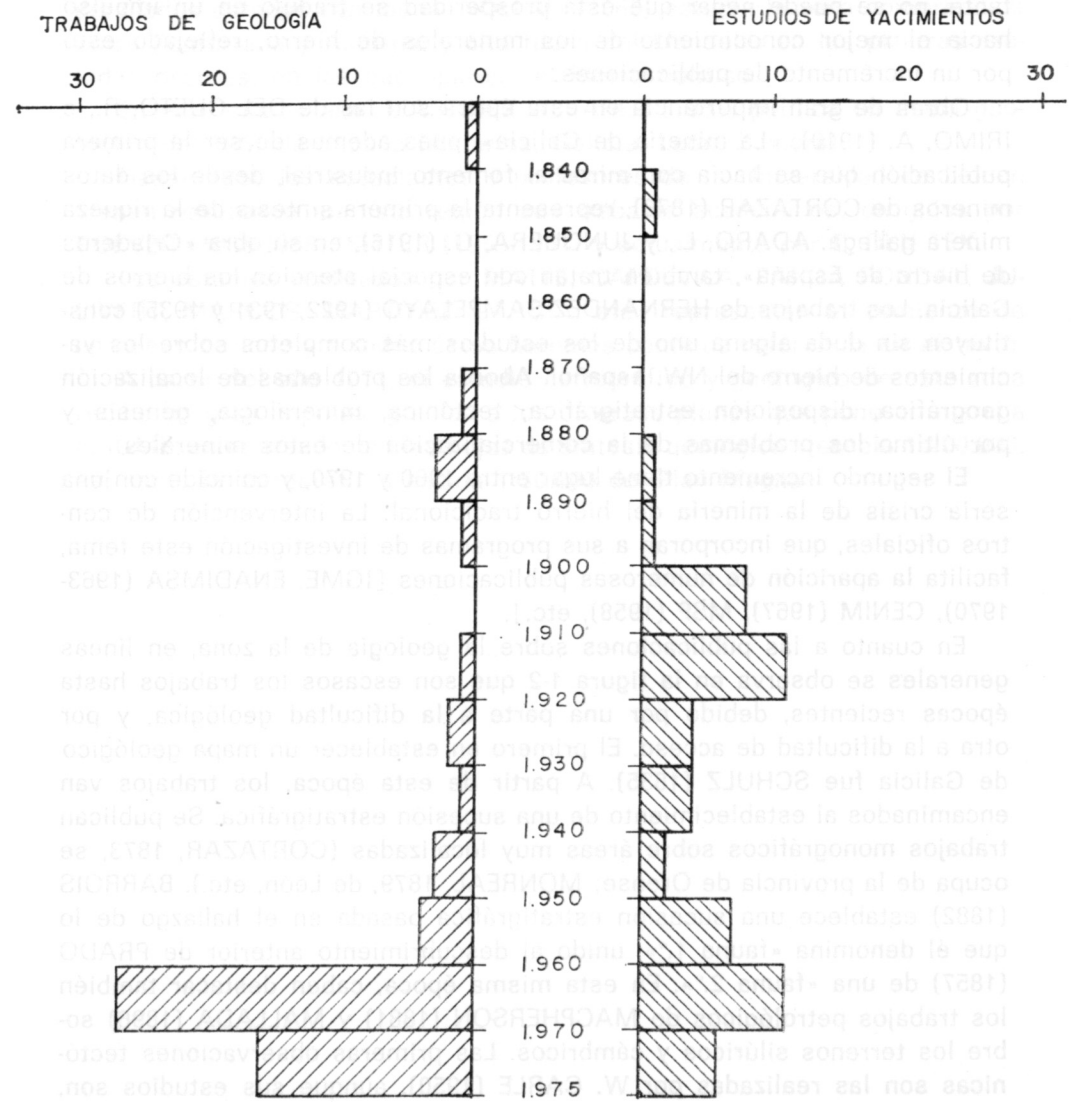


Figura 1.2

Esquema de distribución bibliográfica.

de publicación. En los trabajos sobre yacimientos se observa que los máximos tienen lugar en dos momentos bien significativos. El primero, en la década de los 10, precisamente en los primeros años en que España alcanza su máximo nivel de producción de mineral de hierro y uno de los más elevados del mundo en aquella época. Aunque es muy dudoso que tal florecimiento representase un beneficio para nuestro país, ya que la minería férrea manejada por intereses extranjeros fue exprimida de una manera tan perfecta como lo permitieron los medios de la época. No obstante, no se puede negar que esta prosperidad se tradujo en un impulso hacia el mejor conocimiento de los minerales de hierro, reflejado esto por un incremento de publicaciones.

Obras de gran importancia en esta época son las de DEL CUETO, R., e IRIMO, A. (1910), «La minería de Galicia», pues además de ser la primera publicación que se hacía con miras al fomento industrial, desde los datos mineros de CORTAZAR (1873), representa la primera síntesis de la riqueza minera gallega. ADARO, L., y JUNQUERA, G. (1916), en su obra «Criaderos de hierro de España», también tratan con especial atención los hierros de Galicia. Los trabajos de HERNANDEZ SAMPELAYO (1922, 1931 y 1935) constituyen sin duda alguna uno de los estudios más completos sobre los yacimientos de hierro del NW. español. Aborda los problemas de localización geográfica, disposición estratigráfica, tectónica, mineralogía, génesis y por último los problemas de la comercialización de estos minerales.

El segundo incremento tiene lugar entre 1960 y 1970, y coincide con una seria crisis de la minería del hierro tradicional. La intervención de centros oficiales, que incorporan a sus programas de investigación este tema, facilita la aparición de numerosas publicaciones [IGME, ENADIMSA (1963-1970), CENIM (1967), MSP (1958), etc.].

En cuanto a las publicaciones sobre la geología de la zona, en líneas generales se observa en la figura 1-2 que son escasos los trabajos hasta épocas recientes, debido por una parte a la dificultad geológica, y por otra a la dificultad de acceso. El primero en establecer un mapa geológico de Galicia fue SCHULZ (1835). A partir de esta época, los trabajos van encaminados al establecimiento de una sucesión estratigráfica. Se publican trabajos monográficos sobre áreas muy localizadas (CORTAZAR, 1873, se ocupa de la provincia de Orense; MONREAL, 1879, de León, etc.). BARROIS (1882) establece una sucesión estratigráfica basada en el hallazgo de lo que él denomina «fauna 1.ª», unido al descubrimiento anterior de PRADO (1857) de una «fauna 2.ª». En esta misma época, caben destacar también los trabajos petrológicos de MACPHERSON (1881) y MALLADA (1896) sobre los terrenos silúricos y cámbricos. Las primeras observaciones tectónicas son las realizadas por W. CARLE (1950), aunque sus estudios son, sobre todo, petrológicos. La nota de SITTE (1950) sobre el Paleozoico

del NW. de la Península constituye un resumen de los trabajos anteriores.

La escuela de Munster, bajo la dirección de LOTZE, trabaja desde 1955. Sus estudios suponen un progreso considerable para el conocimiento estratigráfico, aunque todos ellos son trabajos localizados y no constituyen una síntesis. RIEMER (1966) delimita las pizarras con *Synhomalonotus tristani*, en las que aparece el hierro oolítico, entre un Ordovícico Inferior y un Ordovícico Superior-Silúrico Inferior, datado faunística y litológicamente. WALTER (1968), en el sinclinal de Villaodrid, establece unos cortes detallados datados con fauna. NOLLAU (1965) estudia la zona comprendida entre Ponferrada y Astorga, y cita fauna del Llandeilo en las pizarras azuladas oscuras, en las que aparece el hierro oolítico.

En este mismo año, MARTINEZ ALVAREZ (1965) publica un mapa geológico del NW. de España (Asturias, Galicia, León, Zamora).

Desde 1955 los estudiantes y profesores de la Universidad de Leiden vienen realizando en esta región sus trabajos académicos, dirigidos por ROEVER (1956-1958), SITTE (1955-1957) y actualmente por E. DEN TEX.

Los estudios realizados por MATTE, CAPDEVILA, PARGA PONDAL, JULIVERT, MARCOS, MARTINEZ GARCIA, etc., representan el comienzo de un nuevo período y a todos éstos haremos continua referencia en el texto.

A partir del año 1971, el estudio cartográfico y geológico de esta zona recibe un gran impulso, gracias a los diversos planes que pone en marcha el IGME, comenzando con las hojas de síntesis geológica a escala 1:200.000, así como la cartografía a escala 1:50.000 del Plan Magna.

PRIMERA PARTE

CARACTERISTICAS EXTERNAS DE LOS YACIMIENTOS

Un yacimiento mineral no es un hecho aislado, sino un acontecimiento dentro de un proceso geológico de conjunto. Los caracteres metalogénicos de un yacimiento están en íntima relación con los rasgos geológicos y estructurales de los materiales adyacentes, por lo que su estudio se hace necesario. Las características externas que se van a tratar a continuación son: litoestratigrafía, modificaciones tectónicas y paeogeografía.

2 CARACTERISTICAS LITOESTRATIGRAFICAS

En esta primera parte tratamos de presentar las características externas, esto es, la estratigrafía, tectónica y paleogeografía de los yacimientos que hemos estudiado.

En la última década esta región ha sido objeto de extensa e intensa investigación por diversos especialistas en estratigrafía y tectónica, por lo que aquí exponemos una síntesis comenzando por la estratigrafía de los trabajos realizados durante los tres últimos años, unificándolos de acuerdo con la idea que nos hemos forjado en nuestros recorridos por esta zona, poniendo especial énfasis en los aspectos relacionados con el fin de nuestro trabajo.

2.1 LITOESTRATIGRAFIA REGIONAL DE LA ZONA ESTUDIADA

La zona Asturoccidental-leonesa, definida por LOTZE (1945), presenta unos límites cartográficos bien definidos (ver mapa de síntesis geológica), constituidos por el núcleo del antiformal del Narcea, que limita esta zona con la Cantábrica, y el denominado «anticlinal del Olló de Sapo», que la limita con la zona Galaico-Castellana.

A gran escala esta región presenta unas características homogéneas, por estar constituida principalmente por materiales del Paleozoico Inferior, cuyos depósitos adquieren gran desarrollo, y un Precámbrico constituido principalmente por esquistos.

De acuerdo con MARCOS (1973, p. 13) hemos distinguido tres grandes conjuntos o grupos estratigráficos: de una parte las series Precámbricas, que aparecen discordantes bajo el Paleozoico Inferior, y dentro de éste, separado por una laguna estratigráfica, el Cámbrico-Ordovícico por un lado y el Silúrico por otro, junto con retazos de depósitos Ordovícicos y Carboníferos.

En el Mapa de Síntesis Geológica se han distinguido, con un criterio litoestratigráfico, las siguientes unidades de muro a techo:

- 1) «Ollo de Sapo», serie de Villalba (o domo de Lugo) y Pizarras del Narcea (Precámbrico Sup.).
- 2) Cuarcitas de Gistral y cuarcitas de Cándana (Areniscas de la Herrería; Cámbrico Inf.).
- 3) Calizas de Vegadeo (Cámbrico Inf.).
- 4) Serie de los Cabos (Cámbrico Med.-Ordovícico Inf.).
- 5) Pizarras de Luarca (Ordovícico Med.).
- 6) Formación Agueira (Ordovícico Med.-Sup.).
- 7) Capas de la Garganta (Ordovícico Sup.-Silúrico).
- 8) Capas de Queixoiro (Silúrico Sup. o Devónico).

Encima existen algunos depósitos posthercínicos, que se representan en el mapa, pero a los que no haremos referencia directa aquí.

2.1.1 LAS SERIES PRECAMBRICAS

La integran, de Oeste a Este, el «Ollo de Sapo», la serie arenoso-lutítica de Villalba y las pizarras del Narcea. La primera presenta facies diferentes: una de grano grueso con gneises glandulares, otra de grano fino, formada por grauwackas feldespáticas y rocas volcánicas ácidas, y finalmente otra facies de grano medio constituida por esquistos porfiroides.

La serie de Villalba (o domo de Lugo), es un conjunto sedimentario monótono, formado por micacitas y gneises pelíticos con granates, y está afectada por el metamorfismo hercínico. Las pizarras del Narcea están constituidas también por una serie pelítico-arenosa, en la que se desconoce la sucesión estratigráfica.

2.1.2 LAS CUARCITAS DE GISTRAL Y DE CANDANA

Las cuarcitas de Gistral, de acuerdo con ALBERDI (ENADIMSA, 1975, p. 118), están constituidas por unas cuarcitas blancas con abundantes feldespatos, muy deleznable, que en algunos puntos toman colores rosados

por descomposición de óxidos de hierro. En la zona de Puentes de García Rodríguez (ARCE et al., 1972) presentan una facies constituida por metaconglomerados con cuarzo y turmalina. Estas cuarcitas descansan sobre el Precámbrico del domo de Lugo y son correlacionadas con las de la base de las cuarcitas de Cándana.

Las cuarcitas de Cándana o areniscas de la Herrería, definidas por LOTZE (1957), se apoyan en la zona del Narcea directamente sobre las pizarras Precámbricas. Están constituidas por una sucesión estratigráfica de cuarcitas, dolomías, pizarras y alternancia de cuarcitas-pizarra. Hacia el Oeste se hace la facies más pelítica, disminuyendo en espesor. Su edad en esta zona es Cámbrico Inferior.

2.1.3 LA CALIZA DE VEGADEO

Definida por BARROIS (1882) y aceptada su denominación por los autores actuales, está constituida por calizas y dolomías intensamente recristalizadas por la acción del metamorfismo hercínico, y con una fuerte orientación de los cristales, debido al desarrollo de la esquistosidad primaria (MARCOS, 1973, p. 17). Su edad ha sido asignada a la parte alta del Cámbrico Inferior.

La facies de esta formación es muy constante en toda la zona de estudio.

2.1.4 SERIE DE LOS CABOS

Es una unidad compleja constituida por una alternancia irregular de cuarcitas de diversos tipos, pizarras y areniscas. Fue definida por LOTZE (1958). La serie de los Cabos es la unidad más potente y extensa que aflora en esta zona, predominando sus afloramientos en la mitad oriental, donde han sido estudiadas detalladamente por MARCOS (ibis), pp. 17 a 25. Hacia el Sur y el Oeste se hace más pelítica y disminuye su potencia. La edad atribuida a esta formación se establece entre el límite Cámbrico Inf.-Medio hasta la parte superior del Ordovícico Inferior (Skiddawiense o Arenig).

2.1.5 LAS PIZARRAS DE LUARCA

Definidas por PRADO (1857), están constituidas por un paquete masivo, de facies homogéneas, de pizarras negras lustrosas, grafitosas y ricas en sulfuros de hierro. El tránsito de las cuarcitas masivas a la serie pizarrosa

se efectúa a través de una serie de alternancia de cuarcitas y pizarras más o menos arenosas, que presentan localmente un nivel de brechas cementadas por hierro que a veces toman un aspecto tobáceo.

La serie estratigráfica regional estaría constituida por los siguientes términos:

Muro: Cuarcitas (Arenig)

- 350 m : Filitas grafitosas con cloritoide.
- 250 m : Filitas cloríticas débilmente cuarzosas.
- 150 m : Filita cuarzosa.
- 10 m : Cuarcita de albita-clorita.
- 280 m : Filita cuarzosa
- 10 m : Cuarcita clorítica
- 5 m : Nivel mineralizado de hierro con textura oolítica.
- 35 m : Filita cuarzosa.
- 80 m : Filita cuarzosa.
- 290 m : Filitas cloríticas.

Techo: Cuarcitas (silúricas)

Términos que se pueden agrupar en tres miembros, el inferior y superior semejantes, siendo el medio el que contiene la mineralización.

Los niveles mineralizados constituyen los principales yacimientos en esta zona y son el objeto de este estudio. Su origen sedimentario justifica que dediquemos una mayor atención a la estratigrafía de esta formación en el apartado 2.2 de este capítulo.

Los afloramientos de las Pizarras de Luarca se presentan en el mapa según una serie de alineaciones paralelas adaptándose a las direcciones hercínicas de la Península. Su edad se ha datado como Ordovícico Med.-Sup.

2.1.6 FORMACION AGÜEIRA

Fue definida por MARCOS (1970). Está constituida por una potente secuencia pelítico-arenosa, situada encima de las pizarras de Luarca. Presenta características de depósito de corrientes de turbidez manifestada por sus estructuras sedimentarias y al menos en parte, está adscrita al Ordovícico Superior. Se presenta según un amplio surco, en la parte oriental de la zona; en el borde de este surco varía su facies, desapareciendo su carácter turbidítica. Una descripción detallada de esta formación se puede ver en MARCOS, 1973, pp. 34-40.

2.1.7 LAS CAPAS DE LA GARGANTA Y LAS CUARCITAS SILURICAS

Constituidas por ampelitas y pizarras negras con cloritoide, con algún banco delgado y aislado de cuarcitas y niveles de nódulos arcillosos y lilitas intercaladas, según MARCOS y PHILIPPOT (tomado de MARCOS, 1973, p. 41). Esta unidad es muy uniforme, siendo de fácil identificación por la abundante fauna de graptolites. Se presenta discordante sobre las Pizarras de Luarca y localmente está superpuesta a la serie de los Cabos.

En algunas zonas, entre las pizarras ordovícicas de la formación Pizarras de Luarca y las capas de la Garganta aparece un tramo cuarcítico potente, desprovisto de fauna, que se le ha atribuido tradicionalmente al Silúrico.

En la parte Norte de la alineación más occidental, en la zona de Vivero, aparecen intercalas en estas ampelitas capas de hierro sedimentario, discontinuas y poco potentes, ALBERDI (ENADIMSA, 1975).

2.1.8 LAS CAPAS DE QUEIXOIRO

En las inmediaciones de Queixoiro, sobre las ampelitas de las capas de la Garganta aparecen niveles de areniscas ferruginosas con delgadas intercalaciones de pizarras oscuras y brechas ferruginosas en la base (MARCOS, 1973, p. 43). Estas mismas capas intercaladas en calizas y dolomías aparecen en la parte suroccidental de la zona que hemos estudiado, al oeste de la sierra del Caurel.

La edad que se les ha asignado ha sido Silúrico alto o Devónico.

2.1.9 DIVISION EN DOMINIOS

No obstante la homogeneidad de características a las que hacíamos referencia al comienzo de este apartado, se han diferenciado en esta zona distintos dominios, atendiendo a diversas peculiaridades, como cambios de facies, etc. (fig. 2.1); de acuerdo con MARCOS (ibid), p. 11, serían:

- I Dominio del Navia y alto Sil; constituye un surco en el que se alcanzan los máximos espesores del Paleozoico Inferior, cuya serie se encuentra completa, apoyándose sobre las pizarras precámbricas del Narcea.
- II Dominio del manto de Mondoñedo, que cabalga por el W. y el SW., al dominio anterior. En él, el Paleozoico Inferior es menos espeso

y completo, y se apoya sobre el precámbrico de la serie de Villalba o domo de Lugo.

- III Dominio de la sierra del Caurel-Truchas, que ocupa la parte más occidental de la zona. Es una estrecha franja, donde la serie del Paleozoico Inferior se encuentra más incompleta y delgada, con mayor desarrollo de los términos superiores. Los límites entre estas zonas son grandes accidentes estructurales.

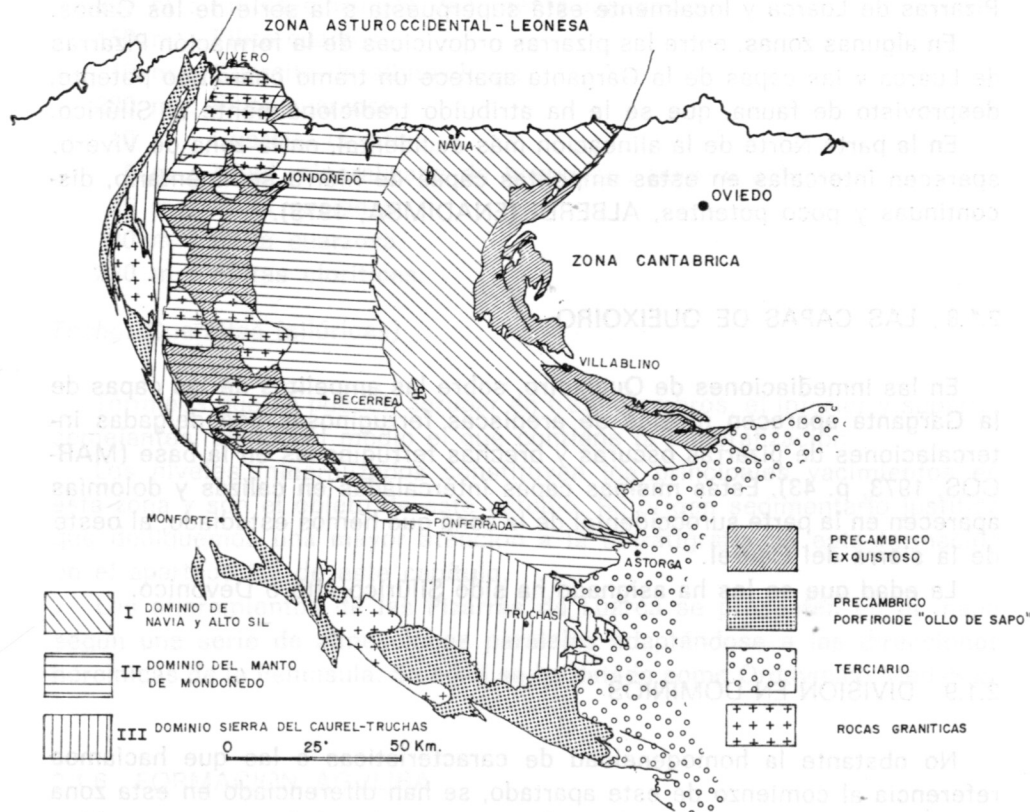


Figura 2-1.—Dominios paleogeográficos de la región de estudio, según MARCOS, A. (1973)

Como se observa en el Mapa de Síntesis Geológica, por la distribución de yacimientos e indicios, éstos aparecen sobre las pizarras de Luarca e indistintamente en los tres dominios, si bien en el dominio del Navia se disponen próximos al frente de cabalgamiento que los separa del dominio del manto de Mondoñedo.

2.2 ESTRATIGRAFIA DE LOS NIVELES MINERALIZADOS

Como vimos en el epígrafe 2.1.5 los principales depósitos de hierro sedimentario, objeto de este estudio, constituyen una o varias capas de la formación Pizarras de Luarca. No obstante la uniformidad en facies de esta formación, existen diferencias en detalle con diversos puntos de la zona estudiada.

Esta unidad se presenta siempre sobre la serie de los Cabos, siendo el tránsito entre ambas gradual, constituido por una alternancia de areniscas y pizarras con laminación paralelas y cruzadas, a veces con grano-clasificación. El límite superior de las Pizarras de Luarca suele ser, en el dominio del Navia oriental, la formación Agüeira en facies no turbidítica, y en la zona occidental de este dominio, también la formación Agüeira, pero con facies turbidíticas (MARCOS, 1973, p. 27 y fig. 12).

En el dominio del manto de Mondoñedo las pizarras de las capas de la Garganta se superponen directamente sobre las Pizarras de Luarca, e igualmente en el dominio del Caurel-Truchas, donde la discordancia entre las Pizarras de Luarca y las capas de la Garganta es mayor, estando las primeras biseladas por las segundas.

En cuanto a la edad de las Pizarras de Luarca, como ya dijimos, han sido atribuidas al Ordovícico Medio desde los tiempos de PRÁDO (1857); sin embargo, MARCOS (ibid), p. 33, por medio de fauna data la base de esta formación en el dominio del Navia occidental, en el Llanvirniense (parte inferior del Ordovícico Medio), lo mismo que en la zona Cantábrica.

En el dominio del Navia oriental, según el mismo autor, la formación de Pizarras de Luarca pudo haber comenzado a depositarse con anterioridad, probablemente durante el Skiddaviense o Arenig (parte superior del Ordovícico Inferior). Este diacróismo en la base de las Pizarras de Luarca puede ser explicado en función de una subsidencia acelerada que permitiese la formación de un área restringida en la que se depositen sedimentos con facies euxínicas con anterioridad a las otras localidades.

ALBERDI (ENADIMSA, 1975), p. 119, ha encontrado fauna en la roca de caja de la mineralización en Orrea y Gestoso, que sitúa a ésta claramente en el Llandeiliense.

En los dominios del Navia y manto de Mondoñedo el espesor de las Pizarras de Luarca disminuye sensiblemente de Este a Oeste de 1.000 a 100 metros. Ahora bien, esta formación no tiene afloramientos continuos sino que sólo aflora en zonas restringidas, en el núcleo de estructuras

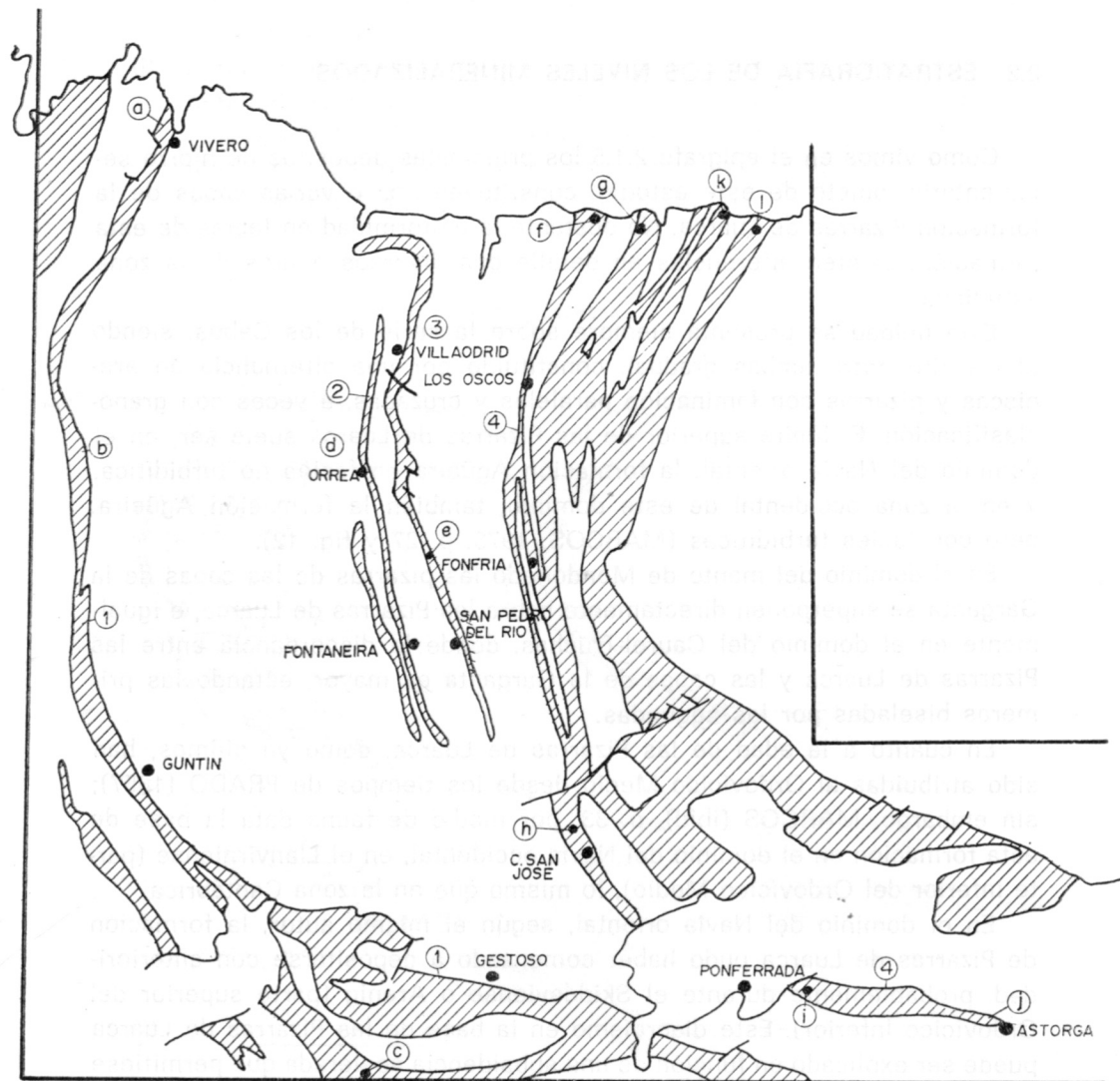


Figura 2-2.—Afloramientos de las «Pizarras de Luarca» en la zona estudiada. Zonas donde existen yacimientos de hierro que se han estudiado:

- 1) Zona Vivero-Guntín-Gestoso.
 - 2) Zona Orrea-Fontaneira.
 - 3) Zona Villaodrid-San Pedro del Río.
 - 4) Zona de Los Oscos-Fonfría-San José-Ponferrada-Astorga.
- a), b), etc.... situación de columnas litoestratigráficas.

tectónicas que se presentan alineadas según las direcciones hercínicas (fig. 2.2). Teniendo en cuenta la existencia de yacimientos o indicios en éstos (Mapa de Síntesis Geológica), hemos distinguido cuatro zonas, que hemos numerado (fig. 2.2), en las que hemos considerado necesario hacer una descripción estratigráfica más detallada.

2.2.1 ZONA 1. VIVERO-GUNTIN-GESTOSO

En la zona de Vivero (columna A, fig. 2.3) las Pizarras de Luarca aparecen apoyándose directamente sobre las areniscas del Arening, presentando un tramo de transición en la base. Se pueden distinguir tres miembros; uno inferior, constituido por filitas negras; otro medio, constituido por filitas cuarzosas, en cuyo techo aparece un nivel mineralizado de hierro oolítico, que es explotado, y el miembro superior, que es igual al inferior, presentando a techo las cuarcitas silúricas. La potencia media de la formación de Pizarras de Luarca es de unos 650 metros.

En esta misma alineación, en los alrededores de Puentes de García Rodríguez, se encuentra, sobre el Ollo de Sapo, la serie de los Cabos, con la que presenta un paso insensible; datado como del Ordovícico Inferior, ARCE, et al (1973) y coronado por las cuarcitas del Arening. Presentan estas dos unidades manchas rojas, debidas posiblemente a la oxidación de pirritas, frecuentes en ellas. En la columna B de la figura 2.3 se presenta la formación de Pizarras de Luarca en esta zona, con un gran desarrollo de la serie de transición y del miembro inferior, y faltando los miembros medio, con la capa mineralizada y superior, posiblemente por erosión anterior a la deposición de las filitas de las capas de la Garganta, o por laminación tectónica.

Un poco más al Sur, en la zona de Villalba, TENA DAVILA (1973), páginas 6 y 7, cita intercalados en la serie de los Cabos, parcialmente migmatizada y/o inyectada por granodiorita precoz, lentejones de esquistos con intercalaciones ferríferas de origen oolítico, sin interés económico por su reducida extensión. Encima de la cuarcita con cruciana, aparece la formación de Pizarras de Luarca, con sus tres miembros y la capa mineralizada de hierro de origen oolítico, no explotada en esta zona. El mismo autor cita restos de crinoides y pleuras de trilobites de edad Ordovícico Superior.

En la zona de Guntín, las Pizarras de Luarca se encuentran incompletas, apareciendo en la serie de los Cabos mineralizaciones filonianas de hierro, discontinuas, y unas brechas ferruginosas en la base de esta formación.

En Incio, también faltan los miembros medio y superior de las Pizarras de Luarca, estando desarrollada en la serie de transición en el muro de

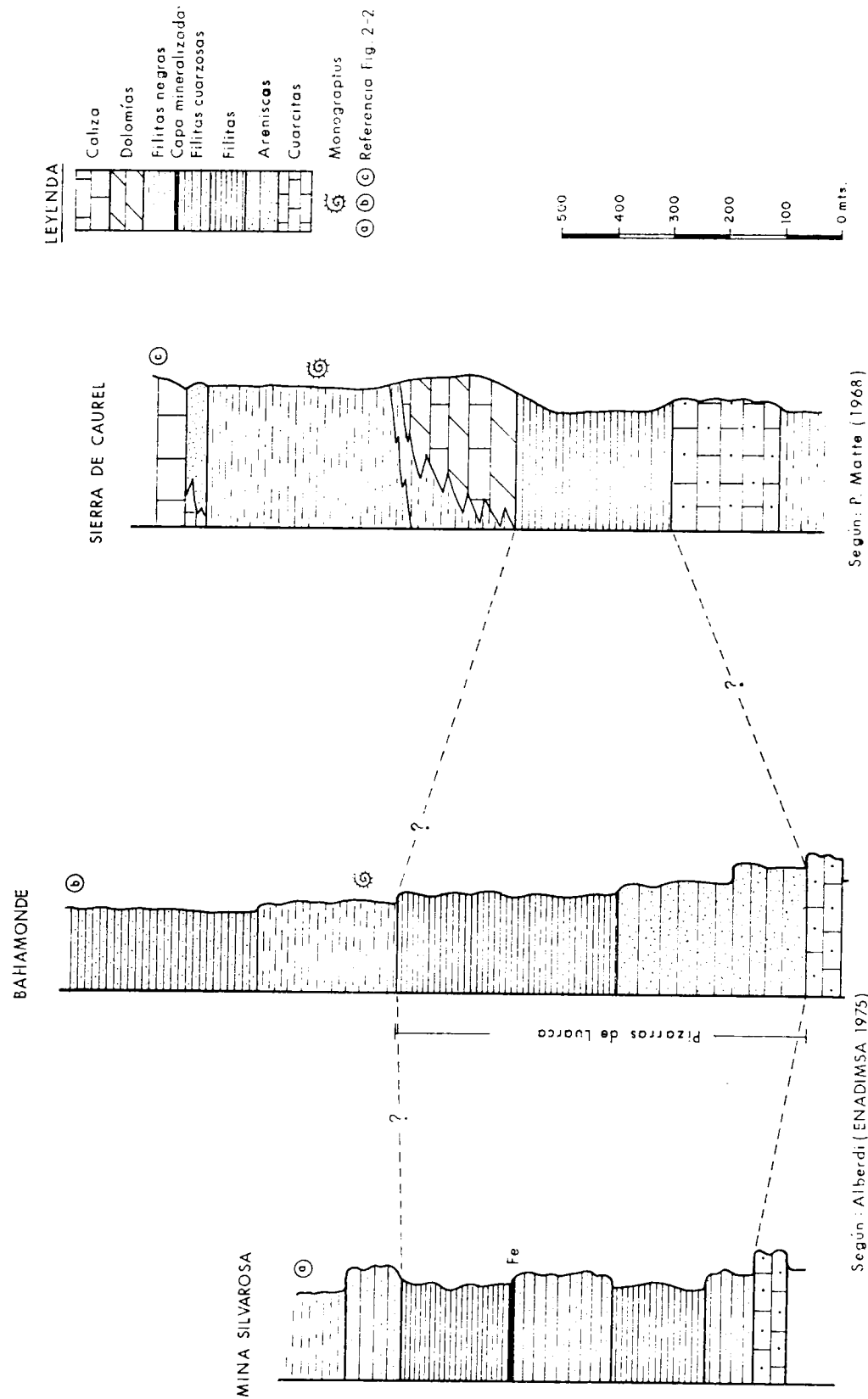


Figura 2.3.—Zona 1, Vivero-Guntin-Gestoso

esta formación, una capa de brechas ferruginosas discontinua, explotada por antiguas labores. ALBERDI (ibid), p. 145, da una potencia inferior a tres metros.

La serie general del Caurel (C), figura 2.3, nos presenta la formación de Pizarras de Luarca casi siempre incompleta, por lo que la capa mineralizada es discontinua. La zona que presenta mayores indicios, de acuerdo con ALBERDI (ibid), pp. 145-147, es la de Gestoso.

2.2.2 ZONA 2. ORREA-FONTANEIRA

En esta zona aparece la serie de las pizarras de Luarca completa, no estando biselada por las capas de la Garganta. No obstante, por su posición geomorfológica no aparece siempre la serie completa. En Orrea no se distinguen los tres miembros, columna D, figura 2.4, aunque aparece un nivel mineralizado de hierro oolítico. Al norte de Fontaneira, ALBERDI (ibid), p. 152, se ha reconocido al menos el miembro medio inferior.

2.2.3 ZONA 3. VILLODRID-SAN PEDRO DEL RIO

Esta zona presenta características estratigráficas semejantes a la anterior (columna E, figura 2.4); en la mitad Norte, no se distinguen los tres miembros de las pizarras de Luarca, donde, según WALTER, citado por MARCOS, 1973, p. 30, el miembro medio se reduce a laminaciones arenosas, estando presente el nivel mineralizado de hierro oolítico. En la mitad Sur, según ALBERDI (ibid.), p. 155, aparecen, parcialmente erosionados, el miembro inferior y medio y por consiguiente la capa mineralizada, presentando unos afloramiento de dos a tres metros.

2.2.4 ZONA 4. LOS OSCOS-FONFRIA-SAN JOSE-PONFERRADA-ASTORGA

Esta alineación, la más oriental, es estructuralmente compleja, apareciendo los afloramientos indistintamente en el núcleo de anticlinales o sinclinales.

En la figura 2.5 se presentan cinco columnas litoestratigráficas, dispuestas de Norte a Sur, en esta zona. Se observa que los tres miembros de la formación de Pizarras de Luarca están presentes, si bien en las dos columnas más septentrionales, F y G, el miembro inferior y medio se encuentran poco desarrollados, estando en esta altura (columna G), el

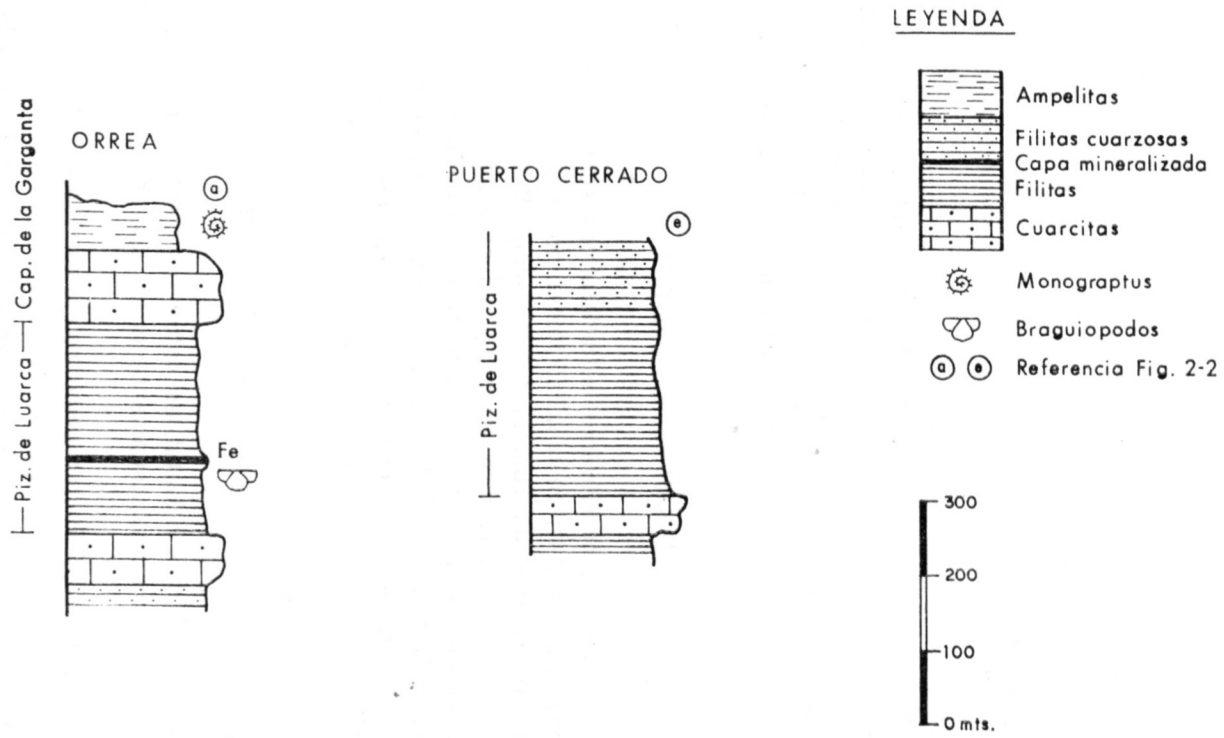


Figura 2.4.—Zona 2, Orrea-Fontaneira, y 3, Villaodrid-San Pedro del Río (según ALBERDI-ENADIMSA, 1975)

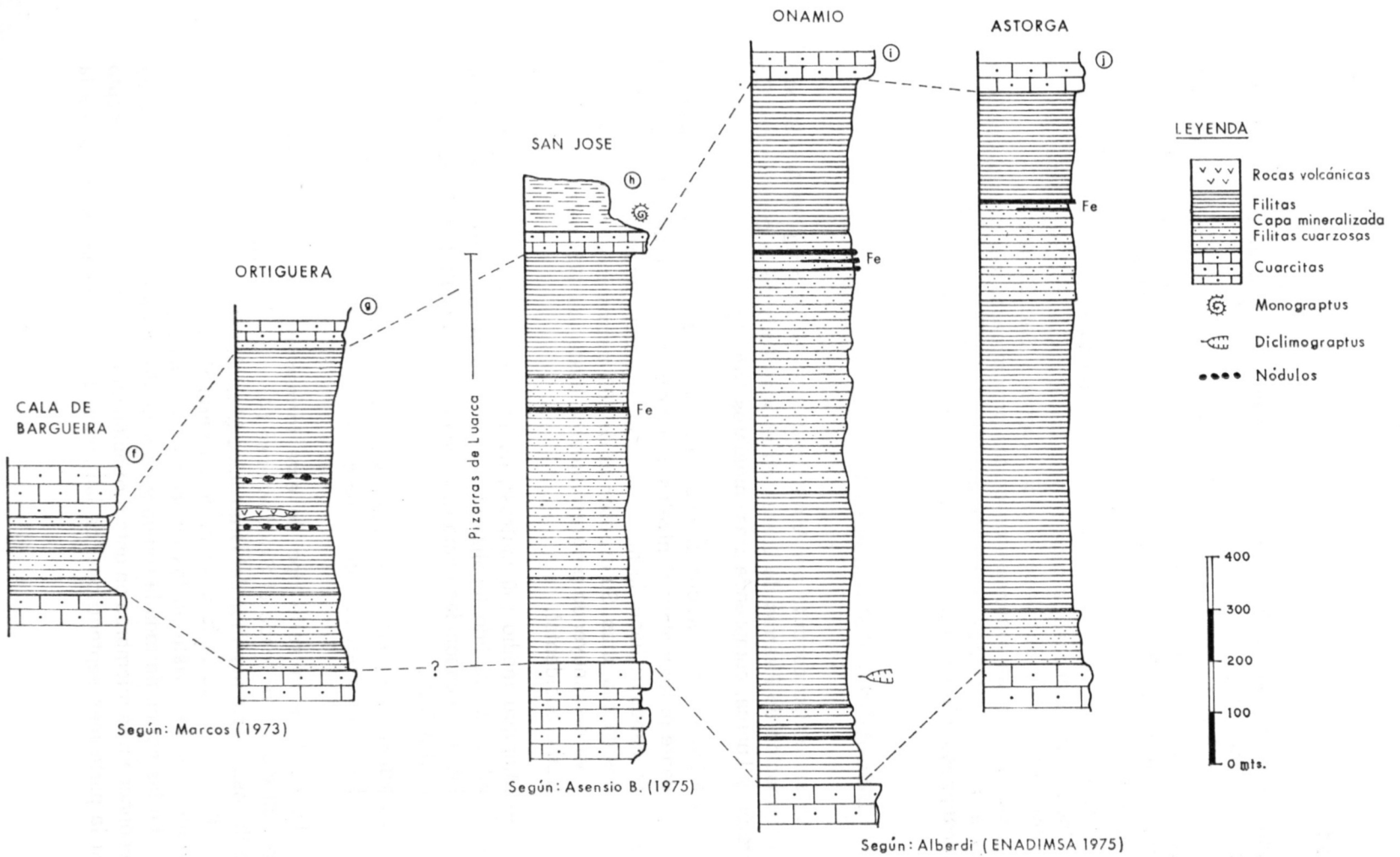


Figura 2.5.—Zona 4, Los Oscos-Fonfría-San José-Ponferrada-Astorga

miembro superior muy desarrollado y con intercalaciones de nódulos y rocas volcánicas.

En Fonfría, la serie está completa, apareciendo la capa mineralizada con una potencia de seis metros. En el techo de la capa de hierro se encuentra una cuarcita clorítica muy dura, fácil de localizar, con biotitas incipientes.

Hacia el Sur, la serie se encuentra muy bien desarrollada, duplicándose e incluso triplicándose la capa mineralizada, donde son explotadas en los cotos mineros de San José Vivaldi, Wagner y San Bernardo.

En esta misma zona, existen en las proximidades del puerto del Manzanal mineralizaciones de hierro, constituidas por areniscas con cemento ferruginoso y brechas ferruginosas de la serie de los Cabos.

2.3 DISCUSION Y CONCLUSIONES

La serie tipo descrita por MARCOS (1973), p. 25 y fig. 12 A y B, para la formación de Pizarras de Luarca en el acantilado de la costa, entre Carretón y Luarca, comprende tres miembros (fig. 2.6):

- Miembro inferior, constituida por Pizarras negras lustrosas, con abundante pirita y algunos niveles de hierro oolítico de unos centímetros de espesor; hacia la mitad superior presenta intercalaciones delgadas de cuarcitas. Su espesor es de 260 metros en el corte de Luarca y va disminuyendo progresivamente hasta los 175 metros en el extremo occidental.
- Miembro medio (80 metros), constituido por cuarcitas blancas, en ellas han podido localizarse en la playa de Sabugo niveles con bilobites reconocidas como *Cruciana furcifera* d'ORBIGNY y *C. Rugosa* d'ORBIGNY.
- Miembro superior (250 metros), prácticamente igual al inferior, si bien las intercalaciones cuarcíticas en él son escasas.

La edad de la serie tipo de esta formación según el mismo autor (pp. 33 y 34), iría desde el Skiddawiense (Arenig), Ordovícico Inf., al Llan-deiloense (parte superior del Ordovícico Medio). Esto supone un diacronismo de la base de la formación, en su serie tipo, con todas las que aquí hemos pasado revista en los epígrafes precedentes.

En las series de toda la región y de acuerdo con los autores citados, se reconocen tres miembros en esta formación con desigual desarrollo, excepto en la parte más septentrional de las zonas 2, 3 y 4, donde se presenta la

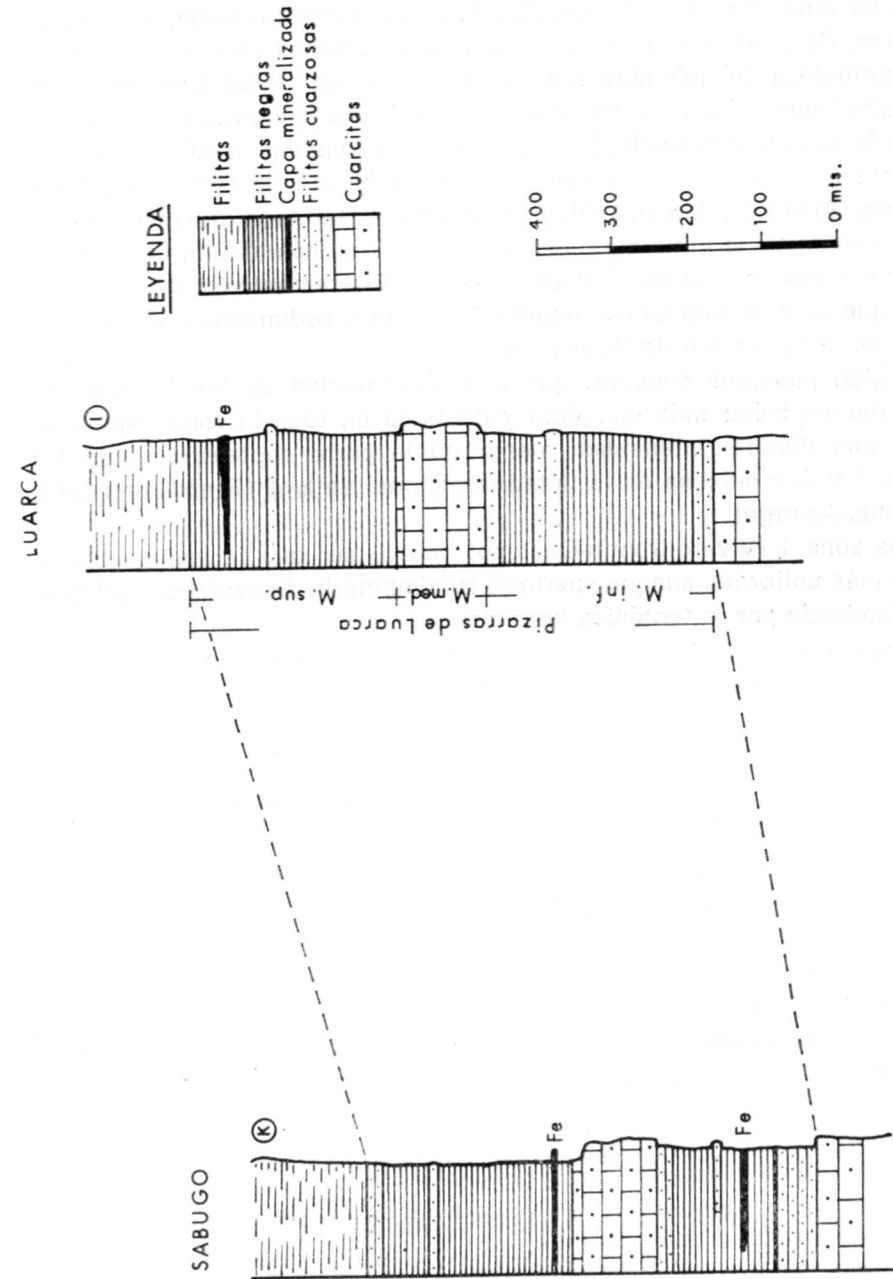


Figura 2.6.—Litoestratigrafía de las Pizarras de Luarca en las proximidades de Luarca (según MARCOS, 1973; fig. 12)

serie muy poco desarrollada y en especial el miembro medio, aunque se ha localizado la capa mineralizada que lo acompaña. Todas estas series tienen a muro las cuarcitas del techo del Skiddawiense (Arenig), siendo al parecer isócronas. Otra diferencia de las columnas estudiadas con la tipo, radica en la naturaleza del miembro medio, que suele ser filitas cuarzosas con algún nivel intercalado de cuarcita (clorítica) que constituye la roca de caja de la capa mineralizada. En todo caso este miembro medio es sustancialmente diferente al de la serie tipo, pues ha sido datado como Llan-deiloense (ALBERDI, *ibid.*, p. 119), y no Skiddawiense (Arenig), como en ella.

Por otra parte, la mineralización en la serie tipo aparece en el miembro inferior o superior y no en el medio, como en las restantes. Esto nos hace pensar que la serie tipo es una duplicación cíclica, sedimentaria de la serie normal de la formación de Pizarras de Luarca.

También podemos concluir, que la sedimentación de las Pizarras de Luarca parece haber sido completa y continua en toda la zona estudiada, aunque con distinta intensidad, menor en la parte septentrional de las zonas 2, 3 y 4, y máxima en la mitad meridional de la 4 (Fonfría-San José-Ponferrada-Astorga).

En la zona 1 (Vivero-Guntín-Gestoso) parece ser que la sedimentación ha sido más uniforme, aunque aparezca localmente la discordancia del Silúrico o laminada por la tectónica hercínica.

3 MODIFICACIONES TECTONICAS

Como expusimos en el prólogo del Capítulo 2, trataremos de sintetizar los trabajos que sobre tectónica se han realizado en esta región durante los últimos años, procurando unificarlos; haciendo un especial énfasis en la incidencia que tiene la tectónica en el fin de este estudio.

3.1 LAS DEFORMACIONES HERCINICAS

La región estudiada se caracteriza por la superposición de varias fases de deformación hercínicas, apenas retocadas por otras fases tardi o post-hercínicas.

La discordancia existente entre el Paleozoico Inferior y el Precámbrico, presupone la existencia de una deformación anterior no muy intensa que afectó a los materiales precámbricos. En dirección Oeste-Este las deformaciones han actuado con intensidad decreciente, originando diversos tipos de estructuras.

3.1.1 LAS UNIDADES ESTRUCTURALES

En la figura 3.1 se presentan diversos perfiles transversales, en dirección WE. En ellos se pueden distinguir varias grandes unidades estructu-

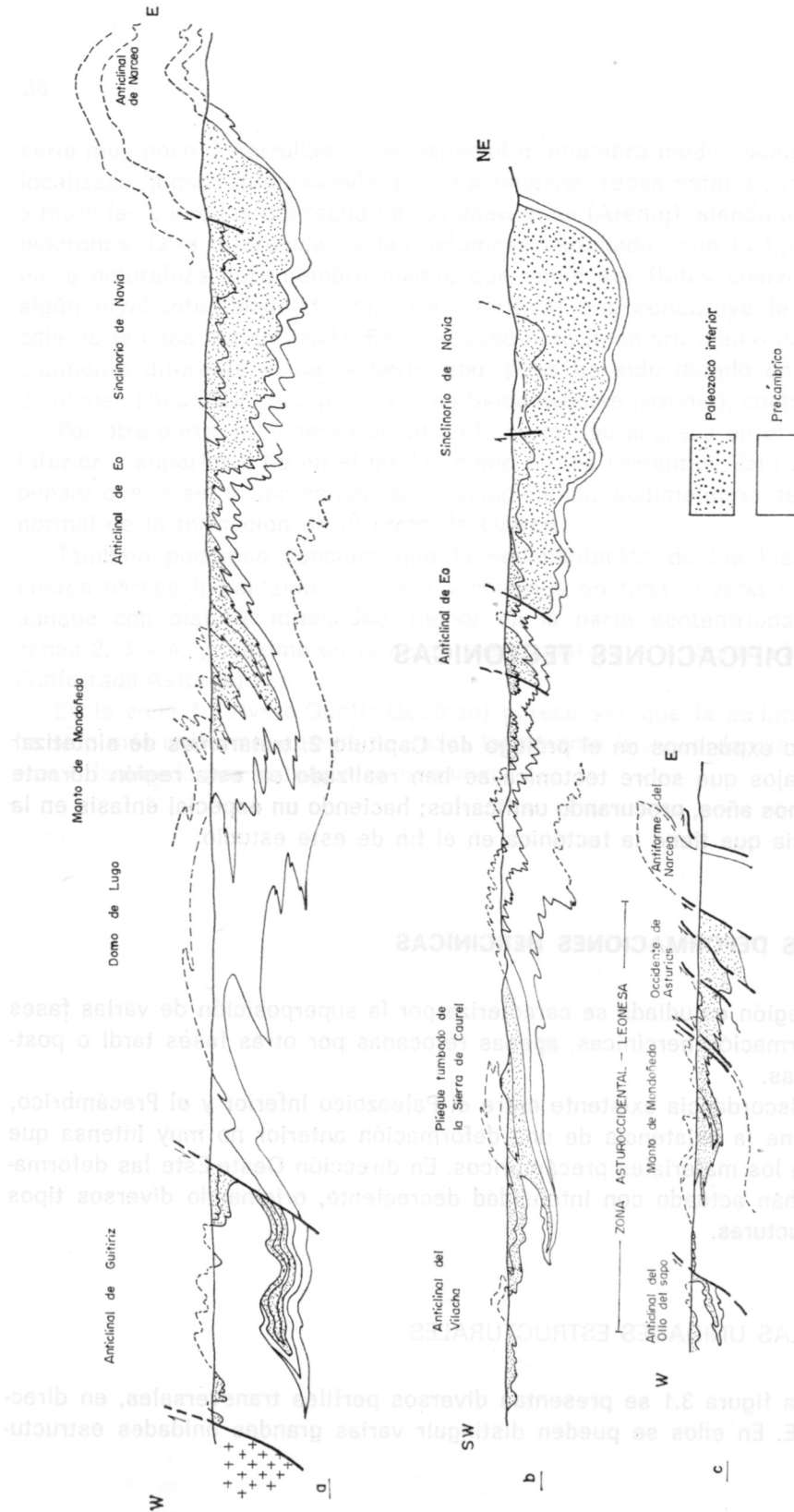


Figura 3.1.—Cortes esquemáticos a través de la región estudiada, a y b, según MATTE, Ph. (1968), lámina II, y c, según MARCOS (1973 fig. 44)

rales, que coinciden con los límites de los diversos dominios paleogeográficos de la figura 2.1.

De Oeste a Este podemos distinguir:

— El anticlinal del «Olla de Sapo» y su estructura complementaria, el surco sinclinal, relleno de materiales del Paleozoico Inferior; coinciden con el dominio de la sierra del Caurel-Truchas (figs. 2.1 y 3.1). Se trata de estructuras vergentes hacia el Este, cuya traza axial es N.-S., describiendo un amplio arco.

En el dominio del manto de Mondoñedo, coincide plenamente el dominio paleogeográfico y estructural. Se trata, a grandes rasgos, de una compleja estructura en antiforme, volcada hacia el Este. Directamente relacionada con ella, MARCOS (1973, p. 52) distingue en su extremo oriental el anticlinal de Eo, limitado por el sinclinal de Villaodrid y al Oeste por una serie de cabalgamientos que dan origen a su superposición sobre la unidad más oriental de la región de estudio, que coincide también con el dominio de Navia, que se extiende hasta quedar limitado por el antiforme del Narcea. El dominio de Navia constituye un amplio sinclinorio (fig. 3.1), ocupado principalmente por materiales pertenecientes al Ordovícico Medio y Superior, dentro del cual se distinguen varios núcleos anticlinales estrechos, constituidos por materiales de la serie de los Cabos.

Este esquema estructural es, de acuerdo con MATTE (1968, p. 199), el resultado de dos fases de deformación, y para MARCOS (ibid), p. 57, de tres fases, pues intercala otra entre la primera y segunda fase de MATTE.

3.1.2 LA PRIMERA FASE DE DEFORMACION

Las estructuras resultantes de esta primera fase, se encuentran muy deformadas por las fases posteriores. Da origen a grandes pliegues de vergencia al Este y traza axial N.-S., y a una esquistosidad axial de flujo muy desarrollada. Según CAPDEVILA (1967), va acompañada de metamorfismo regional epizonal.

La intensidad de esta primera fase de deformación decrece de Oeste a Este (fig. 3.2 A), pudiéndose distinguir un dominio más occidental de pliegues tumbados y replegados de flanco invertido muy desarrollado, disminuyendo la longitud de éstos de Norte a Sur. Hacia el Este se pasa a un dominio de pliegues tumbados, en el que también decrece la longitud del flanco invertido y, por último, un dominio de pliegues de plano axial subvertical, asimétricos, con vergencia hacia el Este.

Estas grandes estructuras van acompañadas de pliegues menores, cuya geometría es controlada por la litología, desarrollándose en los niveles de

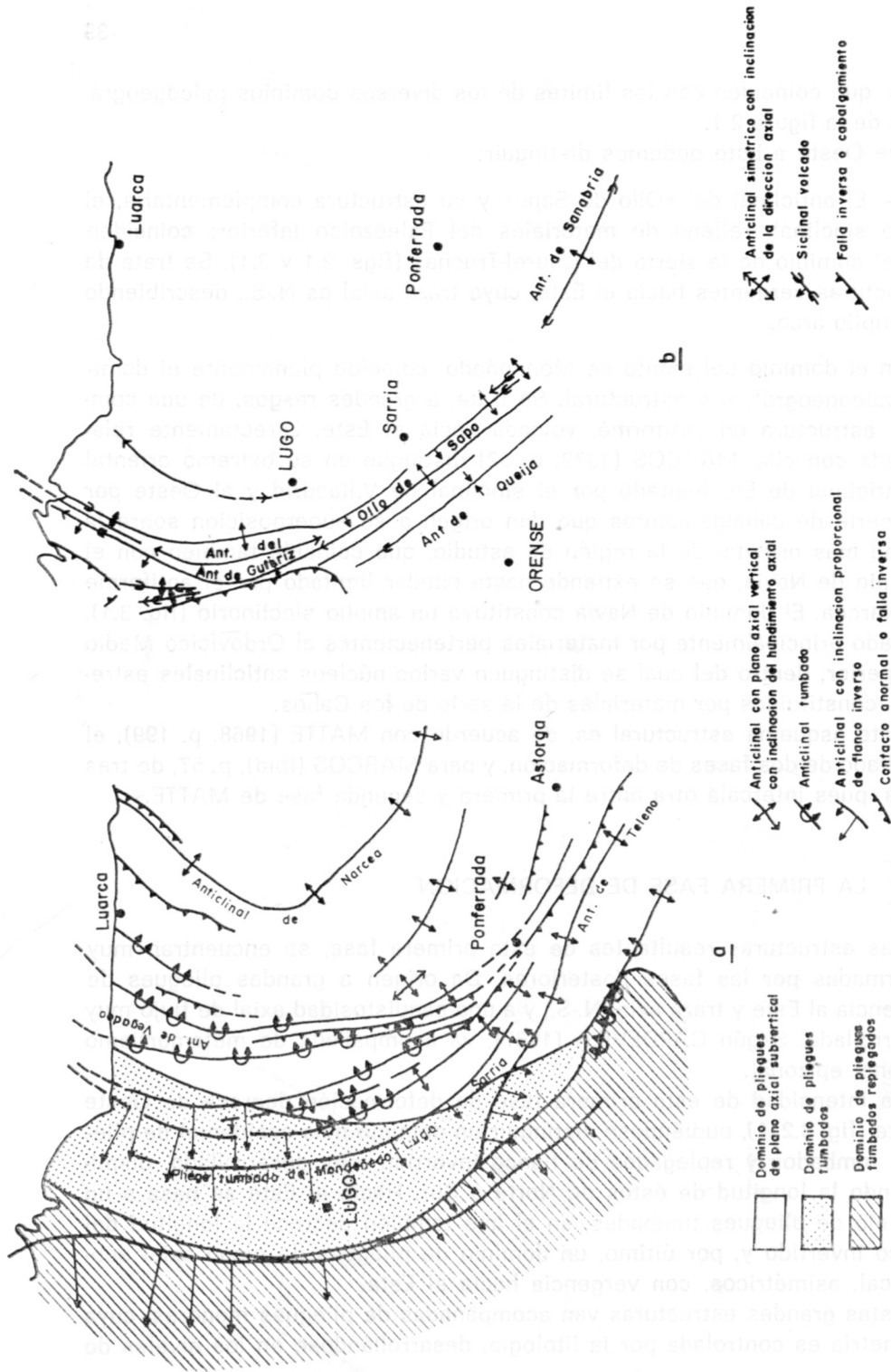


Figura 3.2.—Esquema de las deformaciones hercínicas en la región estudiada. a. Estructuras de la primera fase, según MATTE (1968; fig. 26). b. Grandes estructuras de la segunda fase, MATTE (fig. 76), y tercera fase, según MARCOS (1973; p. 80)

baja ductibilidad pliegues asimétricos. También la acompañan en toda la región una esquistosidad S_1 de flujo y lineaciones L_1 de intersección de esquistosidad, de alineación de minerales y de objetos preorogénicos. MARCOS (ibid), pp. 57-64, y MATTE (1968), pp. 205-236.

3.1.3 LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

La segunda fase, según MARCOS (ibid), estaría intercalada entre la primera y la segunda de MATTE. Esta origina cabalgamientos de trazado Norte-Sur, dirigidos hacia el Este, y asociados con ellos se desarrolla una esquistosidad de acumulación (S_2) y pliegues menores que deforman la esquistosidad primaria (MARCOS, ibid, 64 a 80). Esta fase sería posterior al paroxismo de metamorfismo.

La superficie de cabalgamiento se suele mantener paralela o subparalela a la estratificación.

La amplitud de estos cabalgamientos se supone grande por la diferencia en la sucesión estratigráfica de los materiales cabalgados y cabalgantes. Los planos de cabalgamiento aparecen como cizallamiento, sin relación con los materiales que los limitan.

Acompañando a estas grandes estructuras se presentan estructuras menores, situadas en las proximidades del cabalgamiento, esquistosidad de crenulación, con recristalizaciones poco importantes y una lineación L_2 de crenulación.

3.1.4 LA TERCERA FASE DE DEFORMACION

Esta tercera fase de MARCOS coincide con la segunda de MATTE. En ella se originan pliegues de traza N.-S., subverticales vergentes hacia el W. (pliegues retro), figura 3.2 B. Son, por lo general, pliegues similares con desarrollo de una esquistosidad de acumulación S_3 , paralela a sus planos axiales.

Esta fase es la responsable de la mayor parte de las estructuras que se observan en la cartografía actual, con mayor desarrollo en el dominio del «Ollo de Sapo», siendo en las restantes zonas más laxos, cuyos ejes axiales coinciden con los de la primera fase.

La alineación de crenulación L_3 también origina un estiramiento de los objetos preorogénicos distinta a la de la alineación L_1 .

En la figura 3.3 A, debida a MARCOS (ibid, figura 6.6), se muestra la evolución tectónica probable para las grandes estructuras durante las tres fases de deformación hercínica.

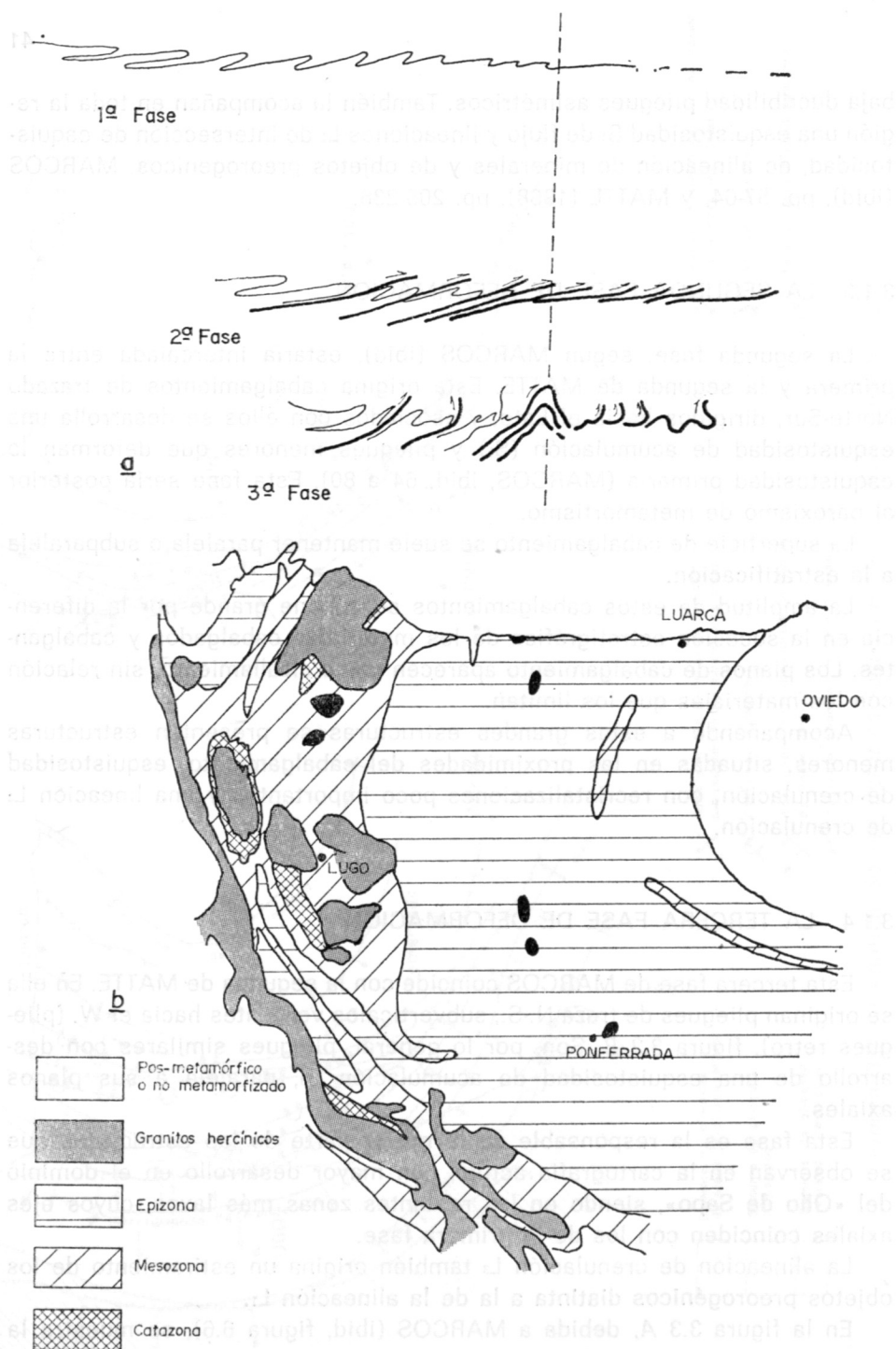


Figura 3.3.—a. Evolución tectónica propuesta por MARCOS (1967; fig. 66).
b. Distribución de las diferentes zonas metamórficas en la región estudiada, según CAPDEVILLA (1967)

Posterior a esta orogenia se producen deformaciones póstumas, como movimientos epirogénicos acompañados de fracturas y fallas longitudinales y radiales, que tienen importancia en cuanto a la prospección de estos yacimientos, ya que se origina una discordancia que bisela en algunas zonas parte de las Pizarras de Luarca.

3.1.5 EL METAMORFISMO Y LA GRANITIZACION

De acuerdo con CAPDEVILA (1967), existen en la región de estudio (figura 3.3 B) una zonación metamórfica decreciente en el mismo sentido de las deformaciones hercínicas. Predominando para los materiales del Paleozoico Inferior un metamorfismo epizonal que no rebasa la isograda de la biotita, excepto un estrecho surco al Sur de Luarca. Este metamorfismo lo estudiaremos con más detalle en los Capítulos 6 y 8, por la incidencia que tiene en la mineralogía de estos yacimientos.

Posteriormente a la tercera fase de deformación, se instalan los granitos del grupo G-3 (granitos de dos micas con megacrystalos, en la serie de los granitos alcalinos) y después el grupo G-4 (Granodioritas tardías, en la serie de los granitos calcoalcalinos), según CAPDEVILA y FLOOR, 1970. En el esquema de la figura 3.3 B se presentan los afloramientos de estos granitos. Obsérvese que se distribuyen en el flanco occidental del «Ollo de Sapo», en la zona de raíces del manto de Mondoñedo, y un estrecho rosario de pequeños afloramientos, describiendo un arco con las direcciones hercínicas, paralelo al frente de la zona de máximos cabalgamientos, desde Ponferrada a Navia.

3.2 LAS ESTRUCTURAS EN LAS PIZARRAS DE LUARCA

En el apartado anterior hemos resumido muy brevemente las grandes estructuras, su distribución y las fases de deformación que las han originado, así como el metamorfismo y la granitización relacionados con el diastrófismo.

En este apartado, basándonos en las zonas ya distinguidas en el apartado 2.2, según los distintos afloramientos de las Pizarras de Luarca, expondremos brevemente las estructuras que presentan en cada una de las zonas.

3.2.1 ZONA 1. VIVERO-GUNTIN-GESTOSO

Esta banda, con características estratigráficas homogéneas, como vimos en el epígrafe 2.2.1, se encuentra en el límite de los dominios de los plie-

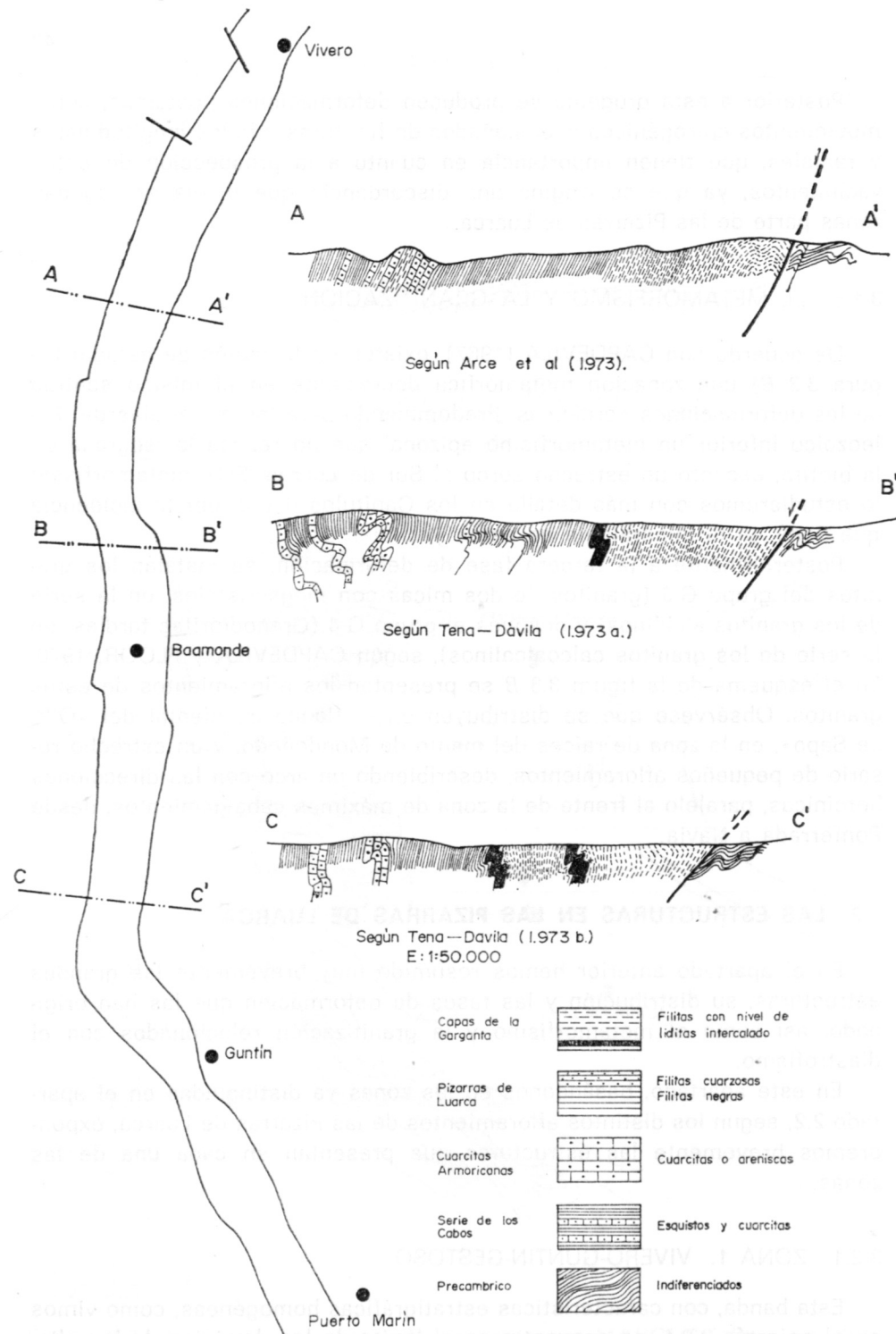


Figura 3.4.—Estructura de la zona 1 a, Vivero-Guntín

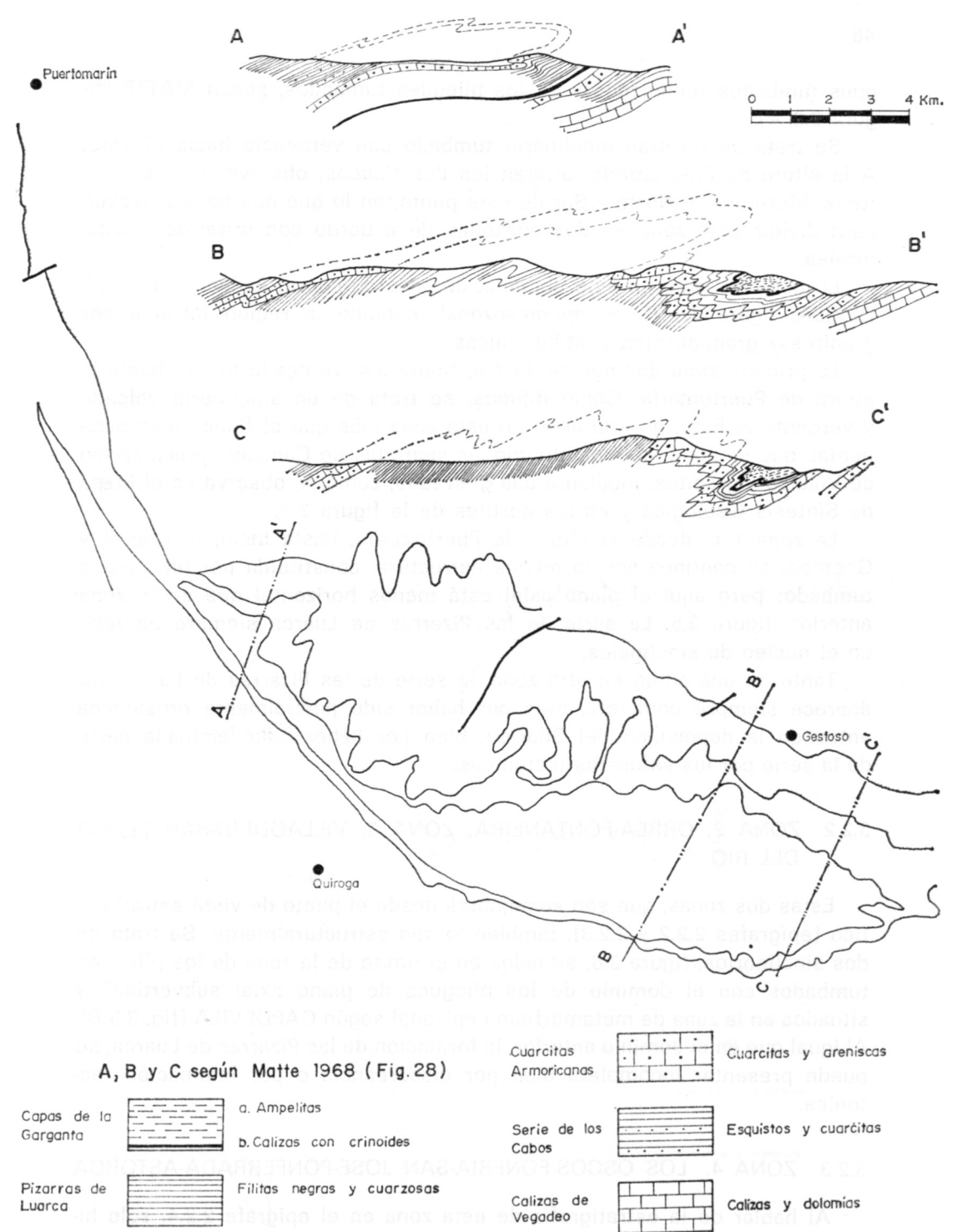


Figura 3.5.—Estructura de la zona 1 b, Guntín-Gestoso

gues tumbados replegados y de los pliegues tumbados, según MATTE (figura 3.2 A).

Se trata de un gran sinclinorio tumbado con vergencia hacia el Este. A la altura de Puertomarín, afloran los dos flancos, observándose estructuras diferentes al Norte y Sur de este punto, en lo que nos hemos basado para dividir esta zona en dos subzonas de acuerdo con criterios estructurales.

El metamorfismo en este dominio, de acuerdo con el esquema de CAPDEVILA, figura 3.3 B, es epi-mesozonal, estando la región intruida por granitos y granodioritas post-hercínicas.

La primera zona distinguida, la 1 a, figura 3.4, va desde Vivero hasta la altura de Puertomarín. Como dijimos, se trata de un sinclinorio volcado y vergente al Este, no aflorando en esta zona más que el flanco más occidental, que se pone en contacto con las cuarcitas de Cándana, precámbrico de Villalba y granitos, mediante una gran falla, como se observa en el Mapa de Síntesis Geológica y en los perfiles de la figura 3.4.

La zona 1 b, desde la altura de Puertomarín, hasta Incio, el Caurel y Gestoso, se continúa con la misma estructura, constituida por un pliegue tumbado; pero aquí el plano axial está menos horizontal que en la zona anterior, figura 3.5. La serie de las Pizarras de Luarca siempre aparece en el núcleo de sinclinales.

Tanto en una como en otra zona, la serie de las Pizarras de Luarca no aparece siempre completa, bien por haber sido parcialmente erosionada antes de la deposición del Silúrico, bien por haber sido laminada parte de la serie por los esfuerzos tectónicos.

3.2.2 ZONA 2. ORREA-FONTANEIRA. ZONA 3. VILLAODRID-SAN PEDRO DEL RIO

Estas dos zonas, que son semejantes desde el punto de vista estratigráfico (epígrafes 2.2.2 y 2.2.3), también lo son estructuralmente. Se trata de dos sinclinorios, figura 3.6, situados en el límite de la zona de los pliegues tumbados con el dominio de los pliegues de plano axial subvertical, y situados en la zona de metamorfismo epizonal según CAPDEVILA (fig. 3.3 B). Al igual que en el dominio anterior, la formación de las Pizarras de Luarca, se puede presentar incompleta bien por discordancia o por laminación tectónica.

3.2.3 ZONA 4. LOS OSCOS-FONFRIA-SAN JOSE-PONFERRADA-ASTORGA

Al hablar de la estratigrafía de esta zona en el epígrafe 2.2.4, sólo hicimos referencia a una estrecha franja próxima a la zona de los cabal-

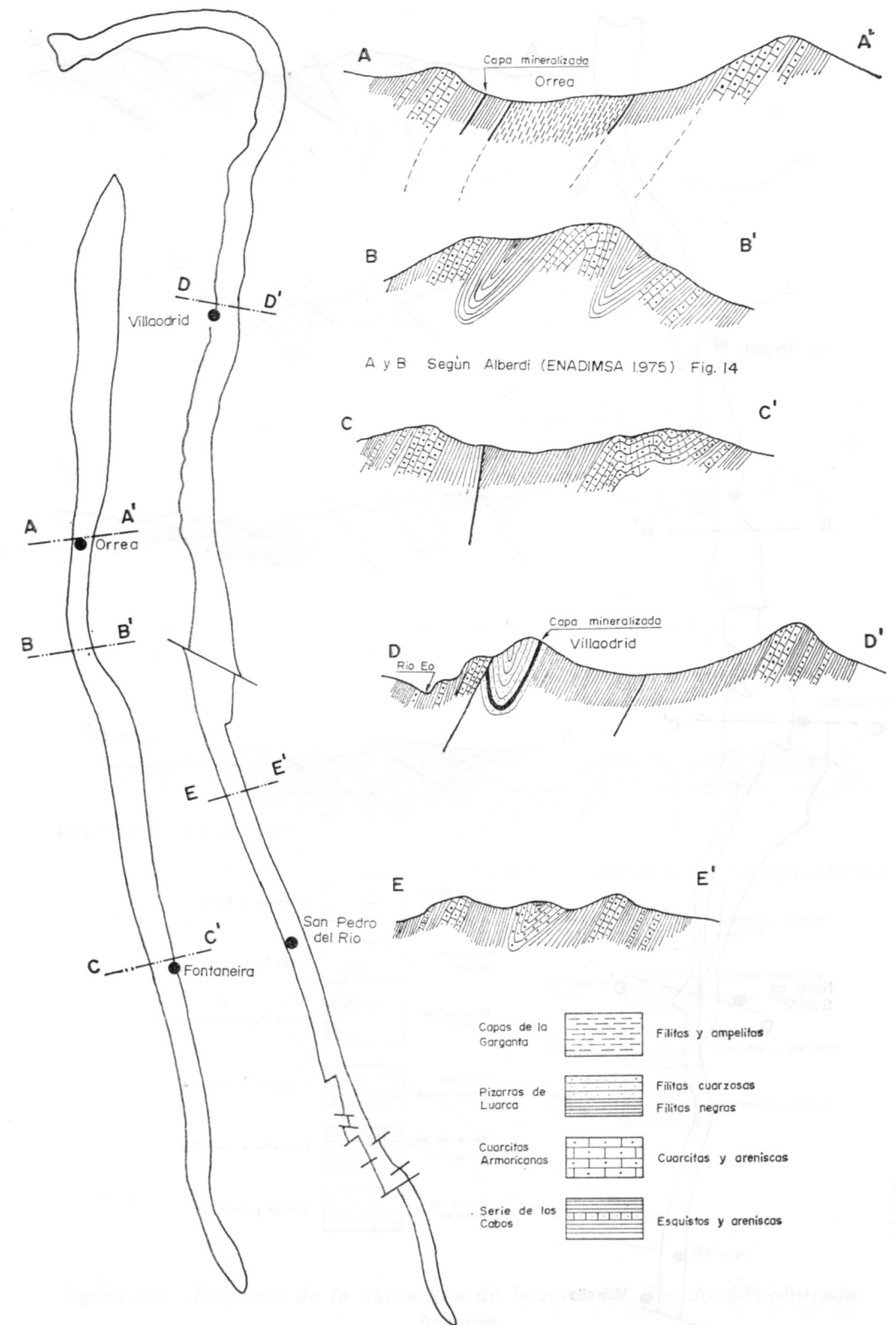


Figura 3.6.—Estructuras de las zonas 2, Orrea-Fontaneira, y 3, Villaodrid-San Pedro del Río

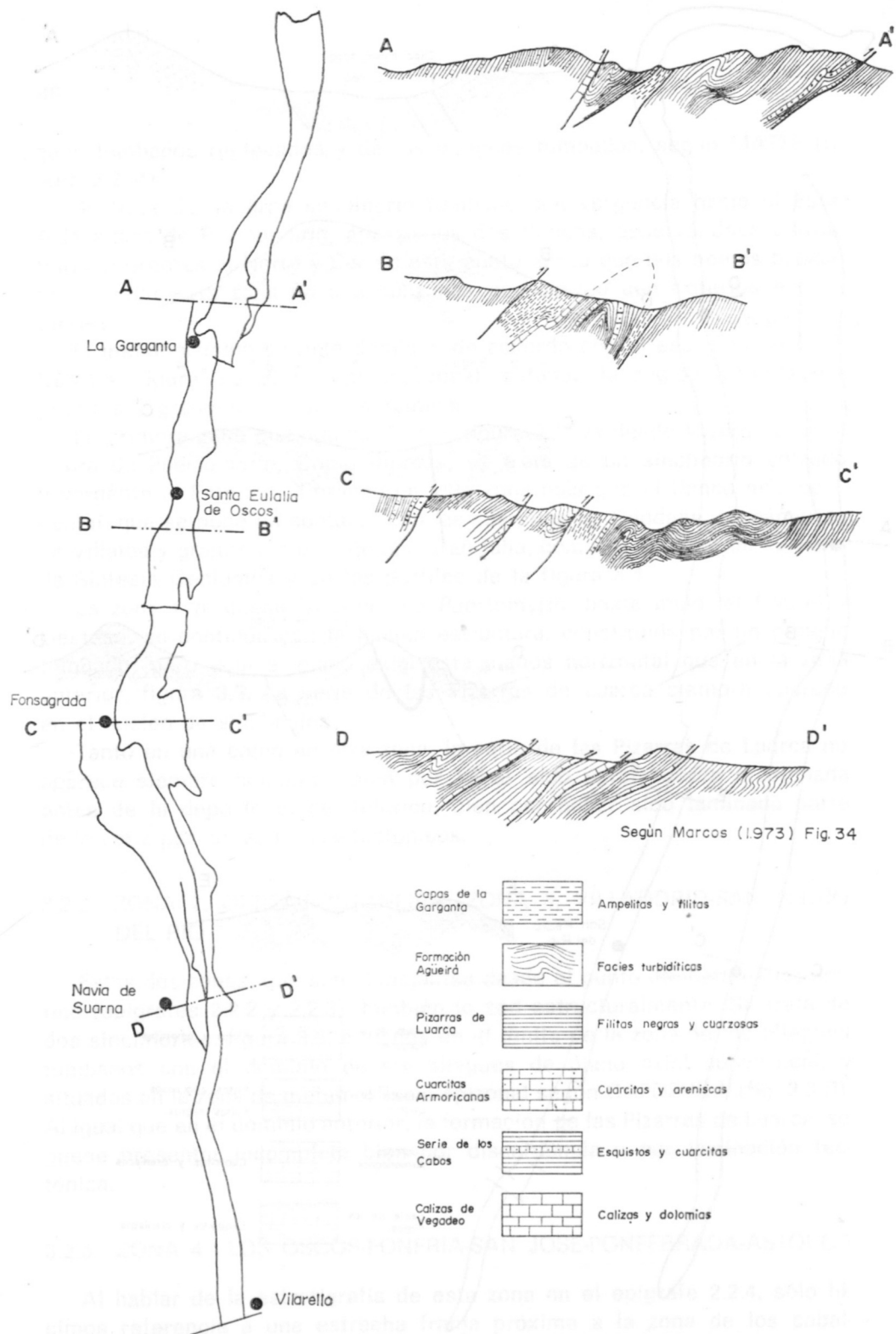


Figura 3.7.—Esquema de la estructura de la zona 4 a, Los Oscos-Fonfria

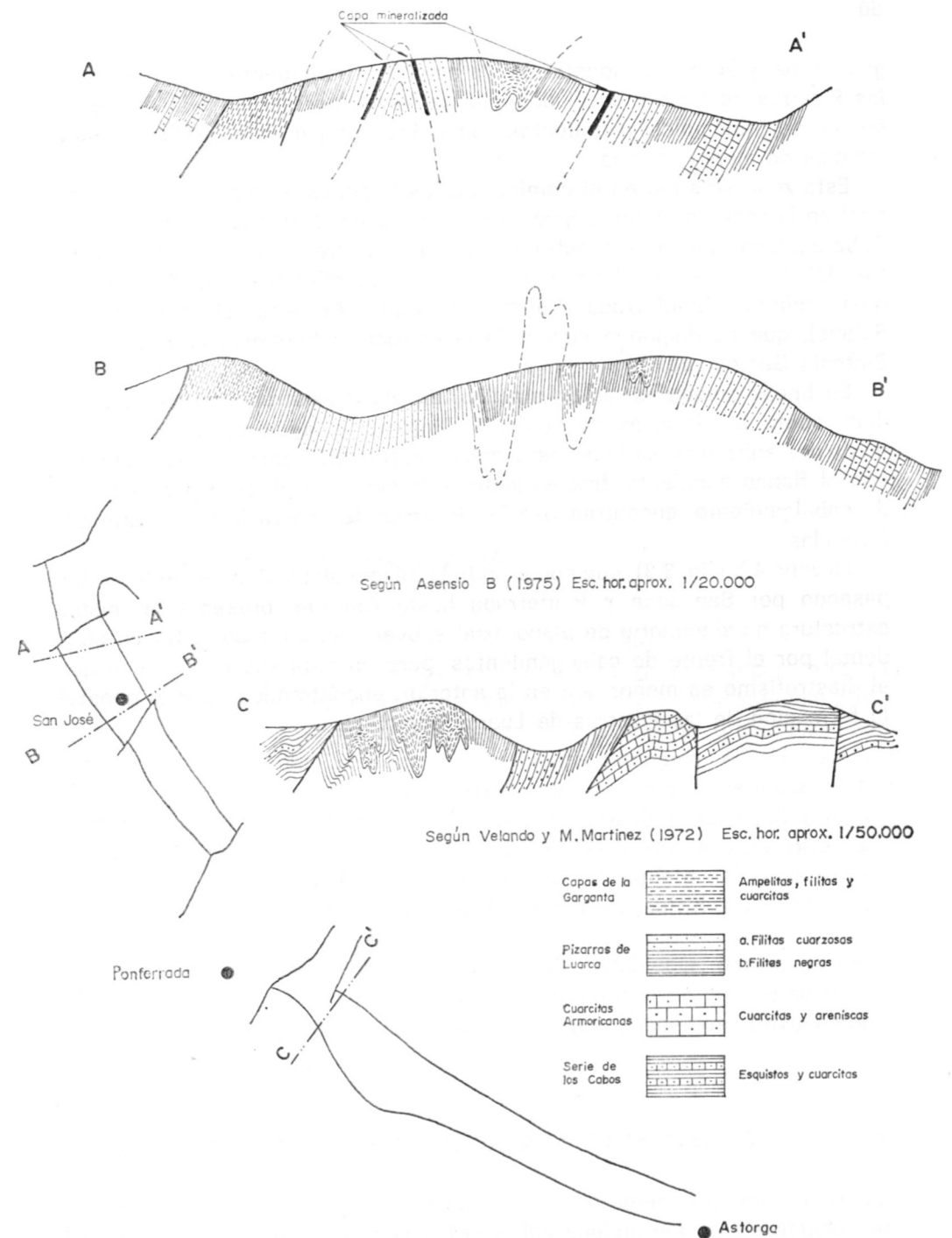


Figura 3.8.—Esquema de la estructura de la zona 4 b, San José-Ponferrada-Astorga

gamientos, y la más occidental de los amplios afloramientos que presentan las Pizarras de Luarca en el dominio de Navia, por ser en ella donde se sitúan los principales yacimientos conocidos, aunque en el resto no falten indicios de menor cuantía.

Esta zona se sitúa en el dominio de los pliegues de plano axial subvertical en la zona de metamorfismo epizonal, según CAPDEVILA, figura 3.3 B. Cabe destacar que se encuentra situada entre el frente de los cabalgamientos del manto de Mondoñedo y un rosario de afloramientos de granitos posthercánicos (Ponferrada, Campo del Agua, Ancares, El Pato, Boal y Salave), que se disponen siguiendo la estructura hercínica (ver Mapa de Síntesis Geológica).

En líneas generales, es un sinclinal de plano axial subvertical, apoyándose sobre las Pizarras de Luarca la Formación Agüeira. Hemos distinguido dos subzonas; en la primera, zona 4 a, (fig. 3.7), aparece este sinclinal con el flanco occidental frecuentemente laminado o pinzado por el frente de cabalgamiento, encontrándose las Pizarras de Luarca intensamente deformadas.

La zona 4 b (fig. 3.8), que comprende la misma alineación desde Vilarello, pasando por San José y Ponferrada hasta Astorga, presenta la misma estructura en sinclinorio de plano axial subvertical, limitado el flanco occidental por el frente de cabalgamientos, pero en esta subzona parece que el diastrofismo es menor que en la anterior, encontrándose por lo general la formación de las Pizarras de Luarca completa.

4 SINTESIS PALEOGEOGRAFICA

Para poder proponer una génesis de los yacimientos de hierro sedimentario que nos ocupa, consideramos necesario tratar de establecer un marco paleogeográfico que nos oriente en nuestro objetivo. Esta paleogeografía la entendemos en la acepción más amplia de la expresión, o sea, en el sentido de tratar de establecer un paleoambiente geológico. A nadie se nos oculta lo que esto tiene de especulativo, pues muchos investigadores han discutido las limitaciones de la aplicación del principio del «uniformismo» a épocas tan antiguas de la historia de la corteza terrestre, y por otra parte en los capítulos precedentes hemos visto lo incompleto del registro geológico, así como la complicación de los procesos sufridos por estos depósitos.

Así, pues, en este capítulo trataremos de establecer, dentro de estas limitaciones, un modelo ambiental que nos sea útil al fin que perseguimos, basándonos en los datos y conocimientos que poseemos, forzosamente incompletos.

4.1 SITUACION DE LA REGION ESTUDIADA EN EL MACIZO HESPERICO

La Meseta Ibérica, como segmento de la Cordillera Hercínica europea, ha sido estudiada por diversos autores, los cuales, por la distribución de facies de los terrenos del Paleozoico Inferior, la han dividido en regiones paleogeográficas más o menos paralelas a las direcciones estructurales.

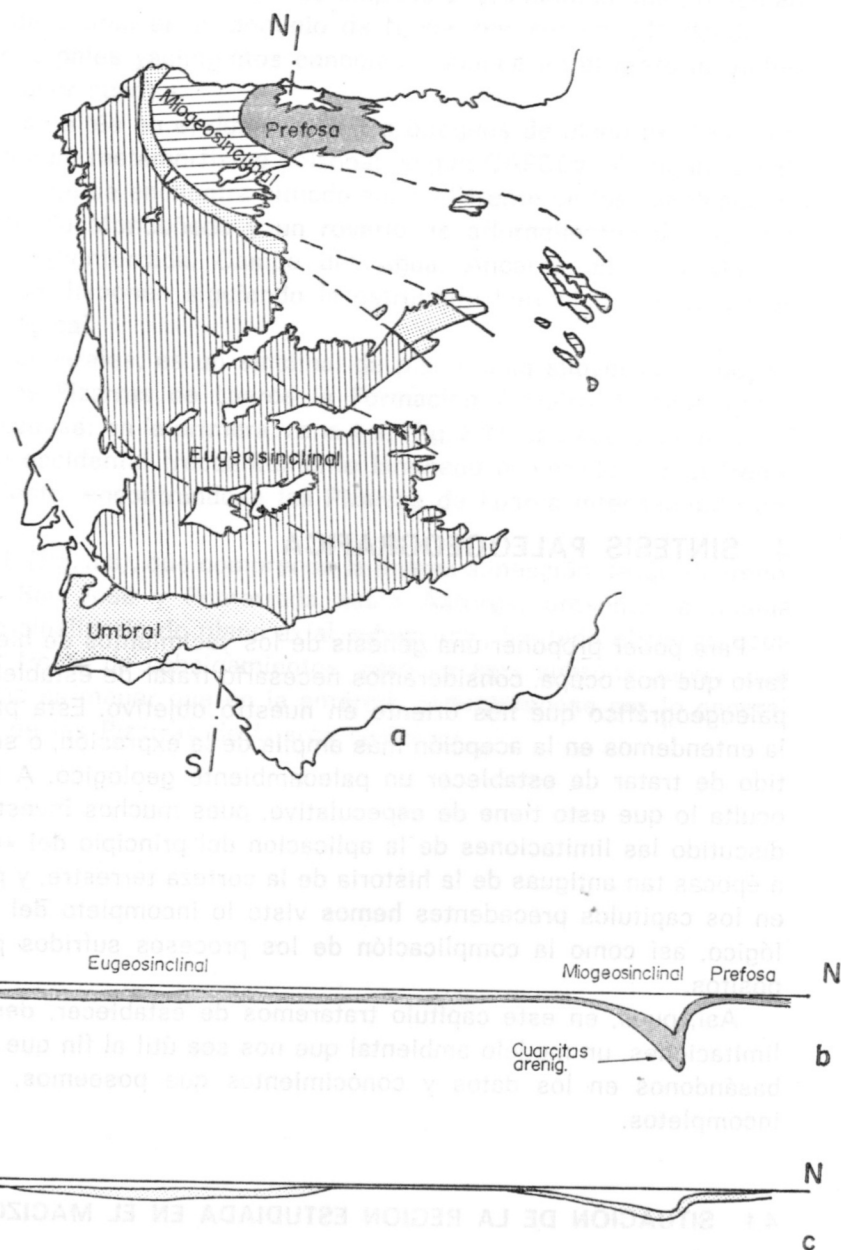


Figura 4.1.—a. Dominios geosinclinales del Paleozoico Inferior en el Macizo Hespérico. b. Corte esquemático durante el Ordovícico. c. Mostrando los espesores del Brioveriense Superior, según PARGA, S. R. (1970; figs. 2 y 3)

Para algunos de estos autores (PARGA, J. R., 1970, pp. 115-143) estos dominios paleogeográficos son asimilables a los conceptos de prefosa, miogeosinclinal y eugeosinclinal.

4.1.1 DOMINIOS GEOSINCLINALES DEL PALEOZOICO INFERIOR

Como dijimos en el epígrafe anterior, la evolución sedimentaria desde el Cámbrico al Ordovícico constituye una secuencia modelo geosinclinal. En la figura 4.1 se presenta un esquema de la distribución de dominios geosinclinales en el Paleozoico Inferior, según el cual la región de estudio constituiría el dominio miogeosinclinal, con la zona emergida o área madre al Este, detrás de la prefosa y separada del dominio eugeosinclinal por un umbral, sub-emergido o emergido. El papel paleogeográfico de este umbral no está claro, al estar fuertemente granitizada la parte de Galicia occidental.

4.1.2 GEOMETRIA DE LA CUENCA DE SEDIMENTACION DE LAS PIZARRAS DE LUARCA

Diversos autores, entre ellos MATTE (1968, p. 268), establece grandes rasgos paleogeográficos de este dominio en el Paleozoico Inferior. MARCOS (1973, pp. 33 y 48), presenta para la zona más oriental (dominio de Navia y alto Sil) un esquema de isopacas de las pizarras de Luarca y un esquema de evolución de las condiciones de sedimentación, según el cual las formaciones Cándana, Vegadeo y Serie de los Cabos constituyen depósitos preorogénicos; Pizarras de Luarca, depósitos euxínicos y la Formación Agüeira, depósitos de flysch. Muchos autores (MATTE, 1968; PARGA, 1970; MARCOS, 1973) están de acuerdo en que esta cuenca miogeosinclinal es asimétrica, alargada y estrecha, presentando un profundo surco cerca de la prefosa, así como que la granulometría de las partículas disminuye de Este a Oeste y que el área fuente principal se localizaba al Este.

Con el fin de obtener una idea de la geometría de la cuenca de sedimentación de las Pizarras de Luarca, en la figura 4.2 hemos representado, en sección, la variación de espesores de esta formación, lo que nos indica la presencia de zonas de una mayor subsidencia. La zona más oriental está constituida por dos surcos en relevo, el más septentrional de ellos, detectado por MARCOS (ibid), pp. 30-31. El más meridional corresponde a las zonas de los cotos mineros de San José, Wagner, Vivaldi y San Bernardo.

La zona de subsidencia más occidental está separada de la anterior por un umbral (zona de menor subsidencia), que coincidiría con el actual domo

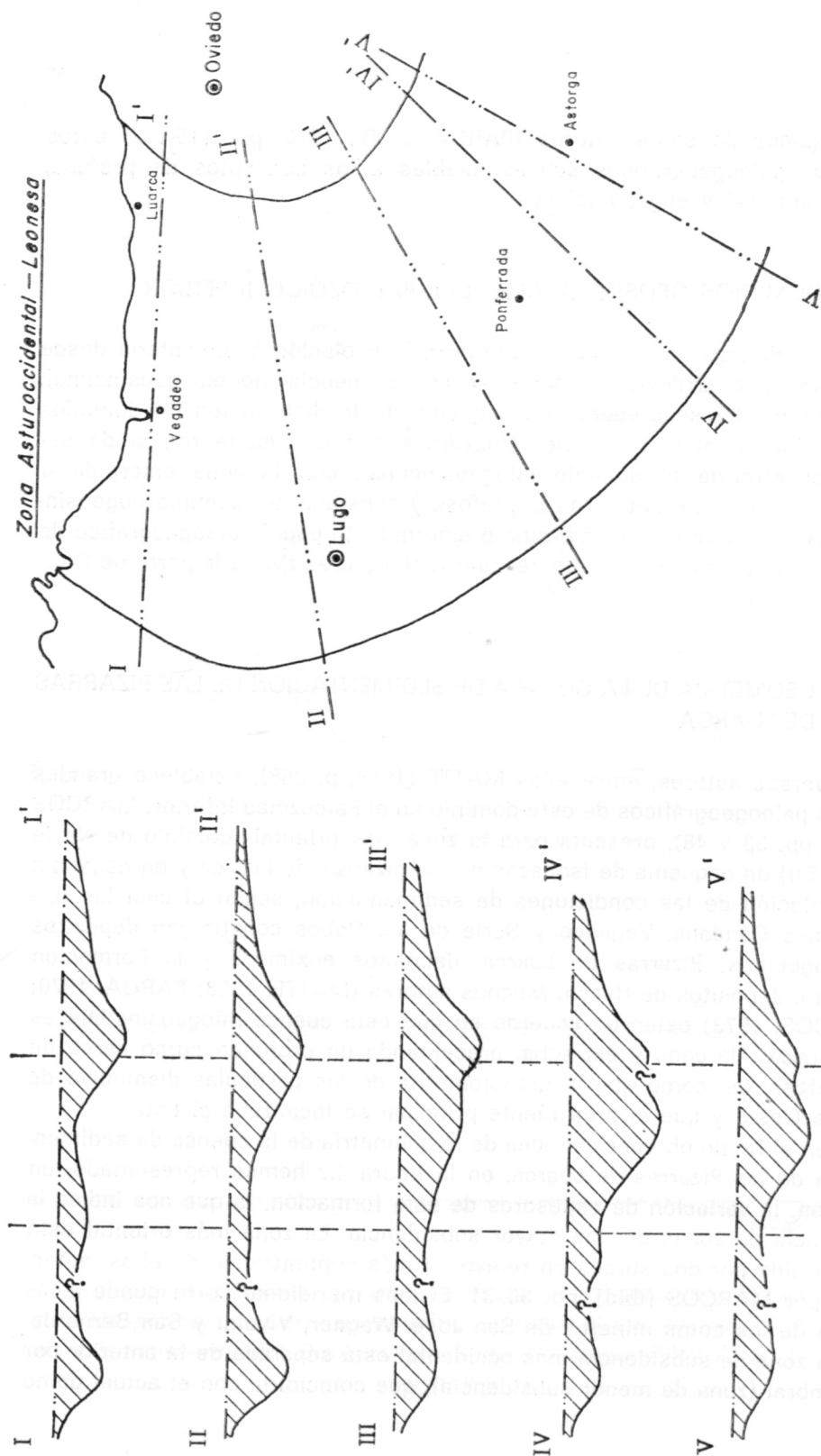


Figura 4.2.—Geometría probable de la cuenca de sedimentación de las Pizarras de Luarca, expresada por su espesor relativo de acumulación

de Lugo y limitada por su parte externa por un umbral subemergido en unas zonas y emergido en otras, que originaría pequeñas variaciones de facies de sedimentación.

En líneas generales, estas dos zonas de subsidencia y de máximos espesores de sedimentos coinciden con los dos grandes arcos que describen los afloramientos actuales y que denominamos arco externo al más oriental e interno al occidental. La separación en la cuenca de sedimentación de estas dos zonas fue mayor que la que actualmente presentan los afloramientos, ya que la cuenca se comprimió lateralmente durante la deformación hercínica.

4.2 AMBIENTE SEDIMENTARIO EN LA CUENCA

El conocimiento del ambiente de deposición de esta formación es uno de los datos básicos para poder proponer la génesis de los yacimientos de hierro. En Capítulos sucesivos se aportan datos geoquímicos más precisos para establecer este ambiente. En este epígrafe sólo trataremos de exponer algunas ideas de partida, que nos ayuden en su interpretación.

4.2.1 TOPOGRAFIA DE LA CUENCA

En el epígrafe 4.1.2 expusimos unas ideas cualitativas de la geometría de la cuenca. De ellas se deduce que es una cuenca estrecha, alargada, con un fondo ondulado, constituida por surcos prolongados, en relevo, en la dirección de la cuenca y separada por umbrales de diversa magnitud. Pero no disponemos de un orden de magnitud de la profundidad.

En las filitas del miembro inferior de la formación Pizarras de Luarca, en la columna de Onamio, figuras 2.5, y en la roca de caja de la mineralización en Gestoso, se han encontrado *Didymograptus*, y MARCOS (1973), p. 29, cita también varios yacimientos de *Didymograptus murchisoni* (BECK), *Neseuretus Tristani* (BRONG) y restos de *Asaphidae*. Esta fauna no nos sirve de indicadores paleoambientales, pues los *Didymograptus*, como es sabido, tenían una vida planctónica, si bien su deposición nos habla de unas condiciones de aguas tranquilas. Los trilobites fueron animales bentónicos, abundantes en la zona nerítica (menos de 200 metros de profundidad), pero diversos estudios paleontológicos demuestran que también es posible su existencia en zonas pelágicas y aun batiales, sin que haya acuerdo entre los diversos especialistas.

Afortunadamente, en la zona de Orrea (Lugo), en la roca de caja de la

mineralización se ha encontrado fauna de Braquiópodos dispersa en la roca de caja (ENADIMSA, 1975, p. 119), que han sido clasificados como:

Corineorthis aff. biconvexa MAC GREGOR.
Platystrophia ef. precedens major WHITTINGTON.
Paurosthis ef. parva (Pander).
Dalmella ef. Lepta (ancreft)
Paucicrura immatura (?) WILLIAMS.
Rafinesquina aff. simplex MAC GREGOR.
Sowerbyella antiqua JONES.

Todos ellos son neríticos, que viven sujetos por un pedúnculo al fondo marino. Existen estudios paleocológicos que determinan con cierta precisión el medio, basándose en el grosor o rugosidad de la concha, diámetro del foramen a través del cual sale el pedúnculo, etc. Aunque este tipo de estudio (LAPORTE LEO, F., 1974) ha dado resultados satisfactorios para formaciones más recientes, muchos autores la consideran arriesgada en depósitos muy antiguos. No obstante, el hábitat de estos fósiles podría ser a profundidades de 60 a 50 metros.

Otra acotación de la profundidad del mar nos la puede proporcionar la textura oolítica de la capa mineralizada. De acuerdo con la mayor parte de los autores, para la formación de un oolito se requieren ciertas condiciones de agitación. En el mar esta agitación la pueden producir las olas. Se ha demostrado, BLOOM, A. L. (1973), que la agitación producida por las olas en la superficie del mar disminuye rápidamente con la profundidad, lo que explica que un submarino puede resistir bien la tormenta más fuerte mediante sumersión a 30 metros o más. En efecto, una ola de mar tendida, que tenga una longitud de 30 metros y una altura de 1,2 metros, agitará una partícula de agua a una profundidad de 30 metros por medio de un pequeño círculo vertical de menos de 2,5 milímetros de diámetro. Agitación más que suficiente para la formación de un oolito.

Todo esto nos indica, pues, que la cuenca, no obstante presentar diversos surcos, debía de tener poca profundidad, en general menor de 100 metros, en el momento de la deposición del hierro.

4.2.2 PROBABLE AMBIENTE DEPOSICIONAL

Hemos visto en el epígrafe anterior que probablemente se trate de una cuenca poco profunda (menos de 100 metros) con una topografía suave, aunque existan surcos de gran subsidencia, capaces de acumular depósitos superiores a 1.000 metros de potencia. De las condiciones paleoco-

lógicas de la fauna encontrada se deduce las condiciones de aguas relativamente tranquilas con corrientes suaves.

Otra característica inmediata de la observación del color y la presencia de sulfuros en esta formación es la de un probable ambiente euxínico. Cabe establecer dos hipótesis para tratar de explicar la formación de este ambiente. La primera podría ser que, dada la presencia masiva de nutrientes (fosfatos, nitratos, etc.), hubiese una fauna de microorganismos y bacterias numerosas, pero metabólicamente poco eficiente, como la existente en un medio anaeróbico, y en consecuencia se produce esta acumulación de sedimentos rica en materia orgánica, o bien se podría establecer otra hipótesis: que la fauna bacteriana fuese aeróbica, pero poco numerosa, e incapaz de metabolizar toda la materia orgánica disponible. Dadas las condiciones de poca agitación del medio, al no existir una renovación relativamente rápida del agua en las partes más profundas, el oxígeno se utiliza tan rápidamente que su nivel permanece extremadamente bajo, TURKIAN (1973), p. 41.

En cuanto al origen de la materia orgánica, creemos puede haber dos fuentes razonables:

- a) La propia flora y fauna de la cuenca.
- b) Aportación de las áreas emergidas.

La primera hipótesis implicaría una estratificación neta en el ambiente neotónico y pelágico. La segunda implicaría a su vez la existencia en el área continental de flora suficiente, tema muy discutido.

Como creemos que este tema está íntimamente relacionado en el transporte del hierro, lo volveremos a plantear desde otros puntos de vista en capítulos sucesivos.

4.3 AMBIENTE EN LAS AREAS EMERGIDAS

La procedencia de la materia orgánica y del hierro nos plantea el ambiente geológico existente en las zonas emergidas, pero previo a ello quizá sea necesario establecer cuáles fueron éstas.

4.3.1 PROBABLES AREAS FUENTE

Al hablar de los dominios geosinclinales (epígrafe 4.1.1) dijimos que, de acuerdo con la mayoría de los autores, el área emergida se encontraba al actual este del dominio considerado, en una región posteriormente sumergida y recubierta con materiales del Paleozoico Superior y Mesozoico.

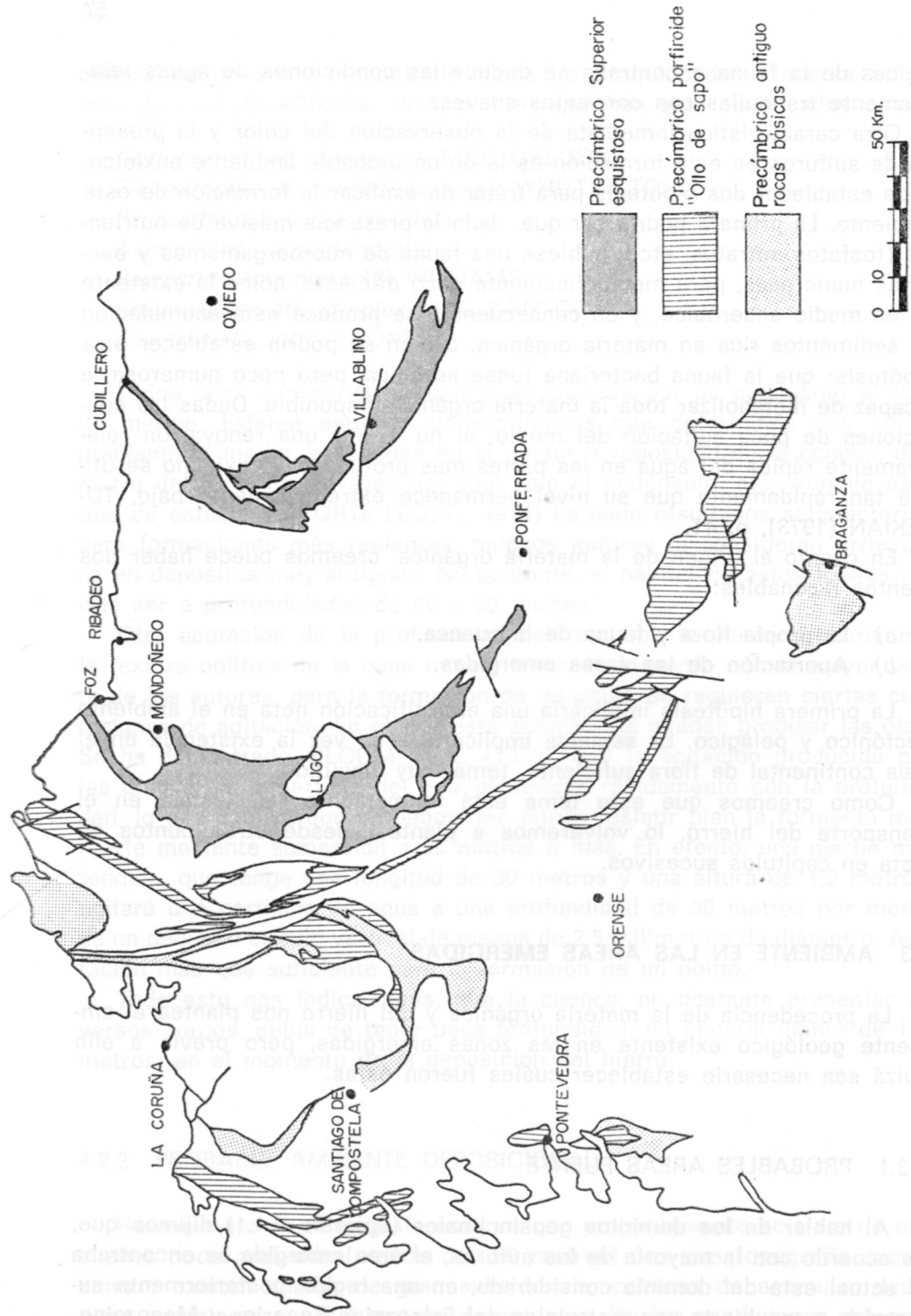


Figura 4.3.—Afloramiento de terrenos Precámbricos en el NW. de la Península, según MATTE (1968; fig. 19)

La extensión de esta zona la desconocemos, pero creemos debía ser suficiente como para permitir que con los materiales procedentes de su desmantelamiento se formasen los potentes depósitos del Paleozoico Inferior, suponiendo la velocidad de emersión del área continental igual a la subsidencia del geosinclinal.

También es probable la existencia de un área sumergida en el actual norte de nuestra zona, de acuerdo con el esquema de MATTE (1968), figura 128. Al establecer las relaciones de esta zona con la cadena hercínica europea estas áreas serían las probablemente afectadas por la orogenia caledoniana.

También en el epígrafe 4.1.1 hicimos referencia al umbral de separación con el dominio eugeosinclinal. Este estrecho umbral en algunas zonas parece ser subemergido y no debió ser un área fuente de sedimentos importante, máximo en el momento de deposición de las Pizarras de Luarca, en el que no existe vulcanismo orogénico. Tan sólo parece que tiene cierta importancia local en las zonas emergidas, una de las cuales podría ser a la altura de Vivero.

En cuanto a la edad de los materiales de las áreas continentales, para el momento de deposición de las Pizarras de Luarca, teniendo en cuenta que la sedimentación del Paleozoico Inferior es continua y transgresiva, debió ser Precámbrico.

En la figura 4.3 se muestran los afloramientos actuales de los terrenos precámbricos, que lógicamente no coinciden con los que hemos hecho anterior referencia, pero nos proporciona una orientación de la posible litología de estos terrenos.

4.3.2 AMBIENTE GEOLOGICO EN LAS AREAS EMERGIDAS

La textura de los sedimentos acumulados en la cuenca, en este período de tiempo, indican que en las áreas emergidas existía una fuerte alteración química de las rocas, en un ambiente húmedo con precipitaciones continuas y poco violentas, pues de lo contrario existirían en la cuenca clastos de granulometría más grosera.

La litología probablemente la formasen rocas ígneas, básicas y ácidas, procedentes de las orogenias precámbricas, y rocas sedimentarias, principalmente lutitas, poco consolidadas.

El relieve posiblemente fuese abrupto bajo este régimen geomorfológico, en un área de continua emersión.

La presencia entre los sedimentos de la cuenca de abundante hierro junto con materia orgánica indican que, aparte de ser las rocas del área madre ricas en hierro, debió haber una preconcentración de este elemen-

to antes de su transporte a la cuenca. Varios son los regímenes pedogenéticos capaces de originar esta «preconcentración», pero esto supone a la vez la existencia de vegetación, que aporte materia orgánica. De todos es sabido que la gran explosión de la flora se produjo en el Devónico. Pero existe controversia, en cuanto a la existencia de flora en el Ordovícico. DUMBAR, 1961; STRAKHOV, 1962; BRINKMANN, 1966; KUMMEL, 1970; WOODFORD, 1970, entre otros, opinan que las plantas terrestres y las complejas de agua dulce se desarrollan al tiempo que los vertebrados terrestres, siendo las floras más antiguas conocidas en el Silúrico. Sin embarco, ERHART, 1956, 1961, 1963, 1964, 1966 y 1967, parte de la base que ya existían ciertas formas de flora continental desde el Precámbrico Superior y en el Cámbrico. Se basa sobre todo en trabajos rusos, que citan la existencia de esporas vegetales terrestres en materiales antiguos.

Los principales regímenes pedogenéticos en que se produce la removilización del hierro, según DUCHAUFOR (1975), son:

- a) Andosoles, formados sobre escorias o cenizas volcánicas, o rocas volcánicas consolidadas, en clima tropical o templado húmedos, abundante humus. Se forman complejos insolubles de alúmina y hierro libres.
- b) Suelos lavados (Anfisoles), sobre rocas sedimentarias con considerable espesor, no calizas (limos), clima húmedo con estaciones poco contrastadas. Arrastre mecánico por lavado de arcillas y hierro, en medio poco ácido y biológicamente activo.
- c) Podsoles, alteración química intensa, clima frío o húmedo, vegetación acidificante y abundante (humus bruto), roca madre cuarzosa, con textura gruesa poco homogénea. Migración de sexquióxido de hierro en aguas subterráneas.
- d) Suelos hidromorfos, en cualquier tipo de clima, vienen condicionados por estar saturados en agua, el ión ferroso se moviliza y acumula en zonas aireadas como $\text{Fe}(\text{OH})_2$ o CO_3Fe .
- e) Suelos ferruginosos tropicales, en clima tropical, con pluviosidad alta y con período seco pronunciado, origina corazas de óxidos de hierro en las depresiones, con capa freática permanente.
- f) Suelos ferralíticos, en climas ecuatoriales húmedos, se forman corazas de caolinita cementada por óxidos de hierro y alúmina.

Todos estos tipos de suelos, de los que hemos hecho un sucinto resumen, son capaces de producir la removilización del hierro en diverso grado y de producir su migración a mayor o menor distancia o su concentración en forma de costras o de corazas ferruginosas. Varios de estos tipos de suelos pueden coexistir en una región determinada, dependiendo de la roca del substrato o de la altitud topográfica.

De todos los tipos de suelos citados los podsoles son los más eficaces en cuanto a la movilización y migración del hierro y de la materia orgánica. (POUGUET, J., 1966.)

4.4 DISCUSION Y CONCLUSIONES

Dejando al margen lo especulativo de las conclusiones que obtenemos y la crítica de los datos utilizados, parece ser que la región estudiada constituyó el dominio miogeosinclinal del geosinclinal del Paleozoico Inferior. Este presenta una forma alargada, y teniendo en cuenta que la anchura actual media de los afloramientos es de 100 kilómetros, aunque es difícil calcular la magnitud en que se ha comprimido la cuenca por la orogenia hercínica, es probable que la anchura original fuera de 150 a 200 kilómetros o más.

La topografía del fondo de la cuenca debió ser suave, con pequeñas ondulaciones, como muestra la homogeneidad, en facies que presentan las Pizarras de Luarca. La profundidad de la cuenta, teniendo en cuenta la profundidad de la base del tren de ondas de las olas (actuales) y la profundidad que se asigna paleoecológicamente a la fauna de braquiópodos encontrada, es posible que oscilara entre más de treinta metros y menos de cien.

La explicación razonable de la existencia del medio euxínico presenta mayores dificultades; pudiera ser que el metabolismo de los microorganismos y bacterias fuese poco eficiente o bien que éstos fueran poco numerosos frente a los grandes volúmenes de materia orgánica existentes.

El área emergida principal estaría en el este actual de la cuenca, y la reconstrucción de un ambiente geológico presenta aún mayores dificultades que el de la cuenca. Esta dificultad radica principalmente en intentar insertar modelos de proceder actuales en los tiempos ordovícicos.

De acuerdo con la textura de los materiales existentes en la cuenca, el clima debía ser húmedo y/o frío, produciéndose una intensa alteración química de las rocas para producir arcillas. Las precipitaciones debían ser continuas y suaves, pues de lo contrario tendríamos clastos groseros en la cuenca.

En cuanto a la removilización del hierro, aplicando métodos actuales no es posible sin desarrollo de un suelo edáfico, como propone ERHAR, creador de la teoría biorresistásica; lo que implicaría existencia de flora, extremo en el que no hay unanimidad. Pero aunque todos los autores están de acuerdo en que la gran explosión de la flora fue en el Devónico y Carbonífero, no descartan, y parece lógico, que en el Ordovícico existieran unas predecesoras de esta flora, suficientes para aportar materia or-

gánica al suelo. Esto lo puede apoyar la existencia de esporas fósiles en sedimentos de esta época, como argumentan varios autores. Aceptando la existencia de suelos edáficos en los que se produzca una movilización y preconcentración de hierro, el transporte a la cuenca se podría producir en períodos resistásicos, cíclicos, como propone ERHAR, lo que creemos poco probable, puesto que tendríamos en la cuenca sedimentos rítmicos o bien un aporte continuo por un mecanismo muy eficiente, como el que proponemos más adelante, en el epígrafe 9.4.

SEGUNDA PARTE

CARACTERISTICAS INTERNAS DE ESTOS YACIMIENTOS

Dentro de las características internas de estos yacimientos, en el orden formal analizaremos su morfología; en el orden material, su composición química, mineralogía y las paragénesis minerales.

5 GEOMETRIA DE LOS YACIMIENTOS

Los minerales de hierro aparecen en forma de capas interestratigráficas, como vimos en el Capítulo 2, en un tramo pizarroso de bajo grado de metamorfismo y con algún nivel intercalado de cuarcitas, denominado ya por BARROIS (1882) Pizarras de Luarca, y atribuidas paleontológicamente desde C. DEL PRADO (1857) al Ordovícico Medio-Superior. Los afloramientos de las capas de hierro son escasos, y cuando afloran presentan fenómenos superficiales de limonitización.

5.1 ARCO EXTERNO

(Con el significado dado en el epígrafe 4.1.2.)

En este arco se encuentran situados los yacimientos de Villaodrid, San Pedro del Río (zona 3), Orrea (zona 2), Fonfría (4 *a*) y los cotos mineros San José, Vivaldi, Wagner y San Bernardo (4 *b*).

Las capas de hierro, más continuas y extensas, como vimos ya en el Capítulo 2, pertenecen a un mismo nivel estratigráfico, el Llandiliense Medio-Superior, aunque las facies y las potencias del tramo pizarroso varíen de unas zonas a otras. Existen no obstante algunas mineralizaciones encima y debajo de esta formación.

5.1.1 ZONA 4. LOS OSCOS-SAN JOSE-PONFERRADA

En la zona comprendida entre Ponferrada y Astorga, a través de las series litológicas de los sondeos de reconocimiento, se puede compro-

bar que estas capas a veces se adelgazan mucho, llegando incluso a desaparecer, y otras veces se repiten debido a que son materiales muy tectonizados y se encuentran replegados y fallados. El número de capas que se han encontrado oscila de una a seis, y su potencia, de algunos centímetros a varios metros. Por otra parte, esta zona mineralizada se sigue casi de forma continua desde el coto Vivaldi hasta el coto San Bernardo, aunque con las variaciones indicadas respecto a su potencia y número de capas, lo cual nos indica un ambiente de sedimentación muy constante.

El coto Vivaldi se encuentra bajo el potente terciario del Bierzo; pero en el coto Wagner, cuando las capas de hierro son potentes, dan grandes crestos, como los de la Peña del Cuervo o Peñas Negras, mientras que cuando tienen poca potencia éstas no dan resaltes.

En el coto San José (ASENSIO, B., 1974), separado de la zona anterior por el recubrimiento terciario del Bierzo, la potencia de las capas de hierro queda disminuida por numerosas intercalaciones de pizarras, intercalaciones que también existen en los cotos Vivaldi, Wagner y San Bernardo, pero con menor frecuencia. En este caso aparecen tres capas de hierro, que han sido denominadas, de Oeste a Este, Sotelo, Siena y Balantex, cuya potencia real es difícil apreciar como consecuencia de las intercalaciones pizarrosas. En el paquete Sotelo, esta potencia parece ser muy variable, desde escasos centímetros hasta siete metros. En el paquete Brezo, situado hacia el centro de Sotelo, se han atribuido potencias superiores (hasta 30 metros), posiblemente como consecuencia del desplazamiento producido por pequeñas fallas rumbo-deslizantes. El paquete Balantex no presenta tanta continuidad como los otros dos, y en él parecen ser menos frecuentes las intercalaciones de pizarras, presentándose el hierro más compacto y más duro que en los otros paquetes. En este coto minero sólo aflora el hierro esporádicamente en superficie, y cuando lo hace no alcanza una potencia grande.

5.1.2 ZONA 2. SINCLINORIO, ORREA, FONTANEIRA

En las proximidades de Orrea existe gran número de socavones realizados a principios de siglo y casi impracticables en la actualidad. Exactamente en Orrea existen cuatro, y todos cortaron la capa de hierro. Esta aflora también en un camino cercano a este pueblo, con una potencia que oscila de dos a tres metros. Todos los socavones investigaron la capa situada en la rama invertida del sinclinal, no habiéndose encontrado la capa correspondiente al otro flanco.

5.1.3 ZONA 3. SINCLINORIO VILAODRID-SAN PEDRO DEL RIO

El sinclinal de Villaodrid-San Pedro del Río (fig. 4, ap. 2) se prolonga

de Norte a Sur, desde las proximidades de Mondoñedo hasta cerca de Navia de Suarna, donde cierran las cuarcitas del Arening, que delimitan este sinclinal. En Villaodrid las antiguas explotaciones beneficiaban una capa de seis a ocho metros de potencia. La longitud de la mineralización es escasa (3 kilómetros).

5.2 ARCO INTERNO

Los yacimientos que hemos estudiado dentro de este arco son los de Gestoso y los de Vivero.

5.2.1 ZONA 1. VIVERO- GUNTIN - GESTOSO

La zona de Gestoso, 1 b del epígrafe 3.2.1, se caracteriza por su estilo tectónico con grandes pliegues similares, con condiciones de presión mucho más altas durante la orogenia hercínica. A los indiscutibles problemas estructurales que presenta la zona se suma lo abrupto de su topografía y, sobre todo, la falta de accesos.

Se trata de un sinclinal volcado, bien definidas sus dos ramas por las cuarcitas del Arening, y todos los indicios conocidos, hasta el momento, están situados sobre la rama invertida, aunque de acuerdo con ENADIMSA (1975) puede esperarse que la misma mineralización aparezca en la rama normal del sinclinal, donde se ha encontrado, en la única calicata existente, magnetita.

En la zona de Vivero, 1 a del epígrafe 3.2.1, los sondeos de reconocimiento cortan una capa de hierro cuya potencia oscila de algunos centímetros a varios metros. Esta capa de hierro se encuentra intercalada en un tramo pizarroso, que localmente lleva incluidos algunos niveles de areniscas y cuarcitas.

En general, parece que la existencia dentro de la serie ordovícica de un tramo de filitas cuarzosas está relacionada con la aparición de estos yacimientos oolíticos de hierro. Estas filitas cuarzosas parecen adquirir mayor desarrollo en el arco externo que en el interno, lo cual parece indicar, como vimos en el epígrafe 4.3.1, proximidad al área fuente.

6 MINERALOGIA DE LOS YACIMIENTOS

Dentro de este apartado trataremos la mineralogía de la mena y de su roca encajante y analizaremos las variaciones que existen tanto en el espacio como en el tiempo. La base de este estudio es la zona comprendida entre Ponferrada y Astorga, zona que hemos denominado «modelo», de manera que las conclusiones que obtengamos aquí las intentaremos correlacionar con otras áreas menos conocidas.

6.1 ESTUDIO DE LA ROCA DE CAJA DE LA MINERALIZACION

El estudio de la roca de caja en este tipo de yacimientos sedimentarios singenéticos tiene gran interés desde el punto de vista genético, ya que los procesos de formación de la mineralización y de su roca encajante van a ser semejantes.

Las muestras que hemos estudiado corresponden: unas, a sondeos realizados por IGME-ADARO (1974-75), cuya situación puede verse en la figura 6.1, y otras son muestras recogidas en afloramientos o en antiguas labores mineras, muestras que generalmente presentan alteraciones importantes (fig. 6.2).

6.1.1 ZONA COMPRENDIDA ENTRE PONFERRADA Y ASTORGA (ZONA MODELO)

En esta zona es donde se encuentran los cotos mineros Vivaldi, Wagner y San Bernardo. Las muestras que se han estudiado están situadas a uno y a dos metros del muro de la capa más importante de hierro, o de la única capa cuando sólo existe una.

Aunque gran parte de los trabajos petrológicos de tipo regional de la zona gallega o asturiana incluyen la formación de Pizarras de Luarca, esta zona sólo ha sido tratada con cierto detalle por A. ARGÜELLES (1975).

Rocas de metamorfismo regional

En esta zona modelo la roca encajante de los niveles de hierro puede ser de tres tipos:

- A) Esquistos.
- B) Cuarcitas.
- C) Mármoles sideríticos y rocas con textura oolítica.

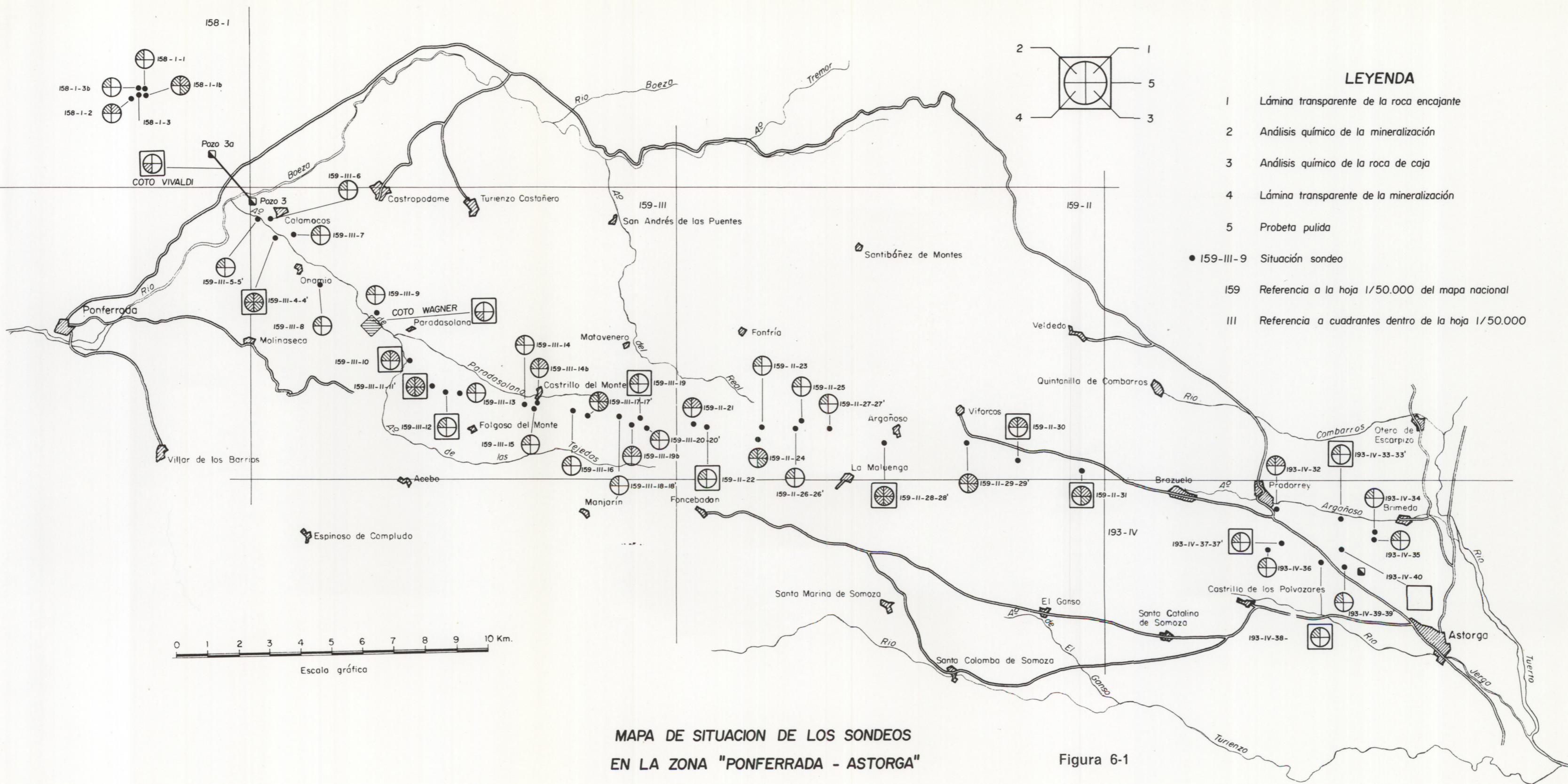
A) *Esquistos*

Bajo esta denominación se incluyen dos grupos de rocas con composición mineralógica diferente: cloritaesquistos y micaesquistos. Los cloritaesquistos son rocas de grano fino, de color oscuro (verdoso) y con una esquistosidad clara a todas las escalas, a menudo deformada. En este tipo de roca es frecuente observar (fig. 6.3) lechos alternantes claros y oscuros dispuestos paralelamente a la esquistosidad principal y que representan en gran parte el bandeo original. Los lechos claros están constituidos fundamentalmente por cuarzo, que se concentra formando pequeños lentejones, alrededor de los cuales se adaptan los minerales micáceos. Estos lechos claros presentan una granulometría más grosera y es donde se concentran los minerales accesorios: circón, rutilo, turmalina, etc. Los lechos oscuros están constituidos fundamentalmente por clorita y, en menor proporción, grafito y menas metálicas.

Los micaesquistos (fig. 6.4) son rocas constituidas por cuarzo, micas blancas, óxidos de hierro y grafito. Como minerales accesorios: clorita, apatito, circón, rutilo, turmalina, etc. El tamaño de grano y la textura son semejantes a los cloritaesquistos, aunque aquí es menos frecuente la presencia de lentejones constituidos casi únicamente por cuarzo. La esquistosidad en estas rocas aparece más marcada aún que en el caso anterior.

B) *Cuarcitas*

Además de las cuarcitas propiamente dichas existen también rocas de transición con los esquistos, ricas en cuarzo, pero con cierta proporción en minerales micáceos. En algunas de las cuarcitas estudiadas el mineral micáceo principal es la mica blanca, mientras que en otras es la clorita el filosilicato más abundante. En cuanto a la composición mineraló-

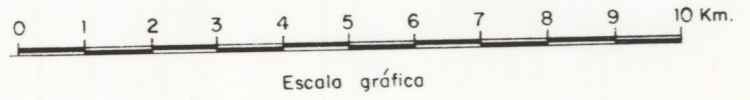


LEYENDA

- 1 Lámina transparente de la roca encajante
- 2 Análisis químico de la mineralización
- 3 Análisis químico de la roca de caja
- 4 Lámina transparente de la mineralización
- 5 Probeta pulida
- 159-III-9 Situación sondeo
- 159 Referencia a la hoja 1/50.000 del mapa nacional
- III Referencia a cuadrantes dentro de la hoja 1/50.000

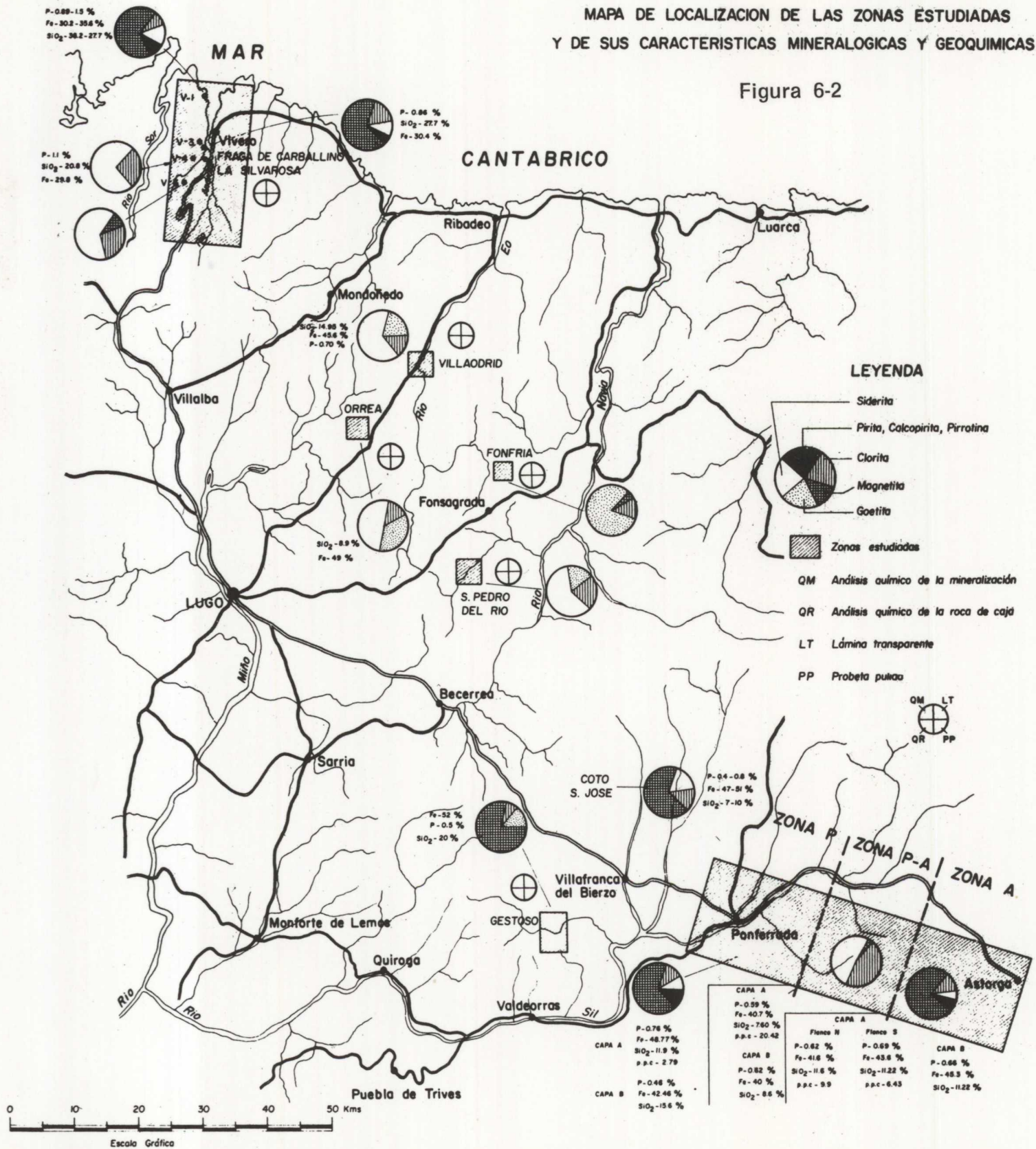
MAPA DE SITUACION DE LOS SONDEOS EN LA ZONA "PONFERRADA - ASTORGA"

Figura 6-1



MAPA DE LOCALIZACION DE LAS ZONAS ESTUDIADAS
Y DE SUS CARACTERISTICAS MINERALOGICAS Y GEOQUIMICAS

Figura 6-2



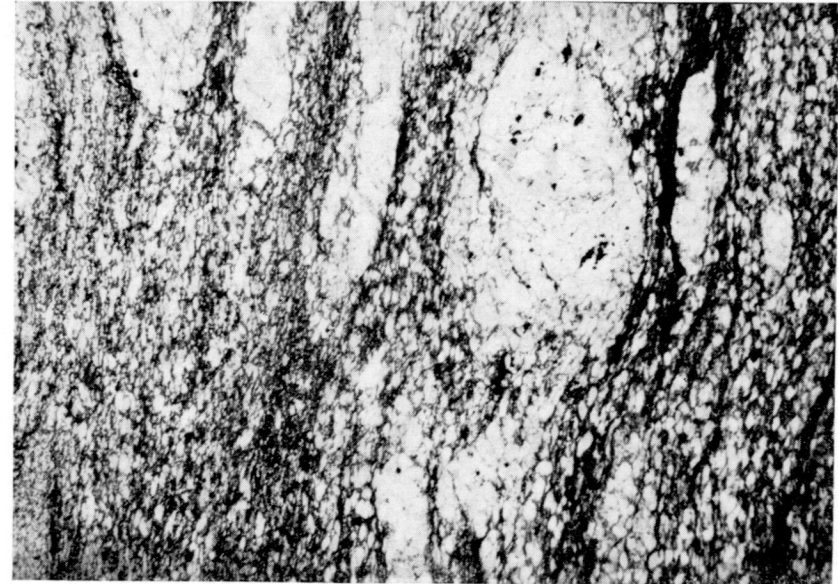


Figura 6.3.—Aspecto que frecuentemente presenta el cuarzo en los esquistos. Las micas, el grafito y los opacos se adaptan a la forma de los lentejones de cuarzo. N. C. $\times 10$



Figura 6.4.—Aspecto al microscopio de un micaesquisto. N. C. $\times 6,5$

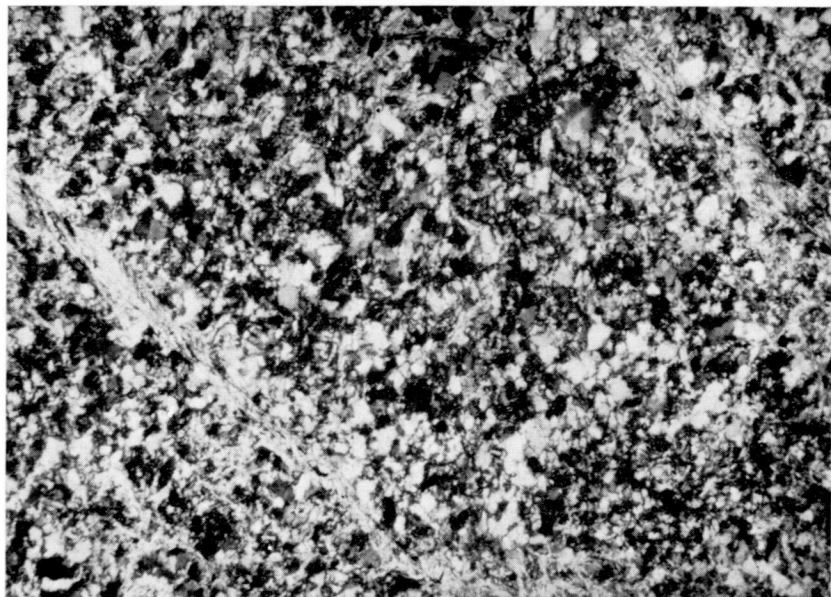


Figura 6.5.—Aspecto de una cuarcita, en la que puede apreciarse un bandeo marcado por los lechos micáceos. N. C. $\times 25$

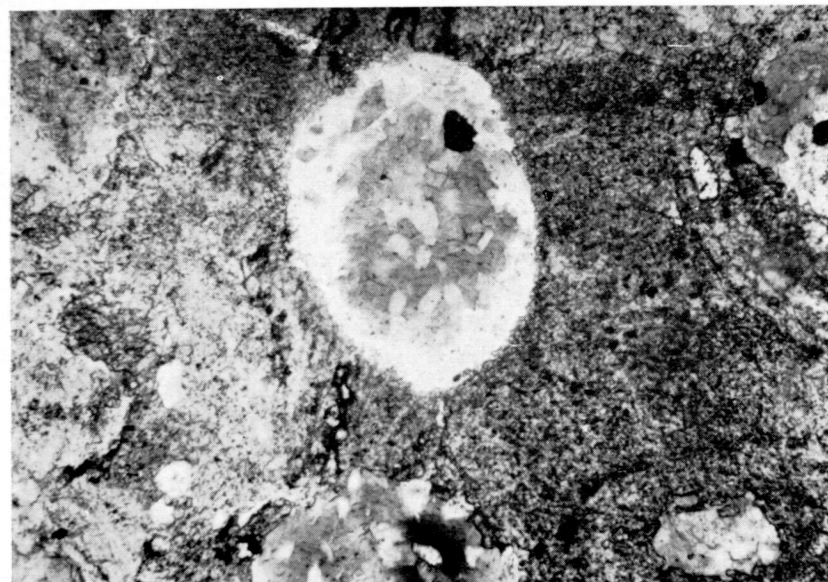


Figura 6.7.—Aspecto de una roca con textura oolítica. N. C. $\times 25$. Esta textura es muy frecuente en las rocas de caja muy próximas a la mineralización. En este caso el oolito del centro de la foto está constituido por apatito (color blanco) y clorita (gris claro) y empastados por siderita (gris más oscuro).



Figura 6.6.—Mármol siderítico. N. C. $\times 25$. Son rocas de caja de la mineralización poco frecuentes.

gica, el cuarzo, mineral más abundante, aparece acompañado de mica blanca, minerales de hierro, grafito y cloritas. Como accesorios existen turmalina, circón, apatito, epidota, rutilo, albita, etc.

C) Mármoles sideríticos y rocas con textura oolítica

Estos dos tipos de rocas poseen cualitativamente una composición mineralógica semejante, pero presentan textura diferente. Este grupo de rocas es el que predomina a un metro de la mineralización. De ellas, son mucho más frecuentes las rocas con textura oolítica.

Los mármoles sideríticos están constituidos esencialmente por siderita con clorita en proporción variable, siendo rara la presencia de oolitos. La textura es variable, dependiendo de la proporción de clorita; cuando son mármoles puros aparecen formando grandes cristales de carbonatos, con textura granoblástica (fig. 6.6). Cuando la proporción de clorita aumenta es frecuente que el carbonato se disponga en lechos de varios milímetros de espesor, que alternan con lechos cloríticos mucho más delgados, marcando la esquistosidad.

Las rocas oolíticas están constituidas por clorita y siderita como minerales esenciales y siempre con textura oolítica (fig. 6.7). Dentro de ellas se pueden diferenciar claramente dos grupos, uno en el que el mineral esencial es el carbonato de hierro y otro en el que la clorita constituye el mineral principal, y en las que la siderita es mucho menos frecuente.

Los oolitos suelen tener un tamaño bastante uniforme y aparecen tramados en una matriz de clorita o siderita. Estos oolitos no presentan siempre la misma secuencia zonal, ni siquiera dentro de una misma muestra. Se han observado tipos tan diferentes como los que se exponen en la figura 6.8. Son frecuentes los oolitos constituidos exclusivamente por siderita, clorita o incluso apatito, pero en el caso más general aparecen constituidos por secuencias concéntricas de estos minerales.

Según lo que acabamos de ver, la paragénesis detectada en esta zona comprendida entre Ponferrada y Astorga presenta muy poca variedad, debido por una parte a la poca variedad litológica y por otra al bajo y uniforme grado de metamorfismo. La evolución del proceso metamórfico se

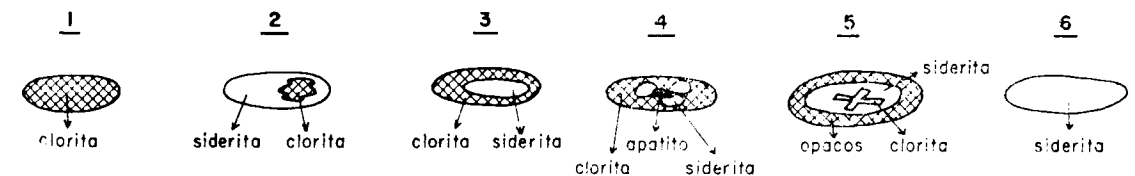


Figura 6.8.—Oolitos constituidos por clorita, siderita y apatito

deduce mejor en los cloritaesquistos y micaesquistos, y se tratará más detalladamente en el epígrafe 6.3.

En general, la paragénesis mineral característica de estas rocas:

cuarzo-clorita
cuarzo-clorita-moscovita

permite clasificarlas en las facies de los esquistos verdes, subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita (WINKLER, 1967). En la moderna clasificación de WINKLER (1973) estas rocas corresponderían a un metamorfismo de bajo grado («low-stage metamorphism»).

Características mineralógicas

Veamos con mayor detalle las características mineralógicas de los minerales que aparecen de forma constante en las rocas de caja, y que tienen mayor interés en el estudio de estos yacimientos de hierro.

Cloritas

Son un componente esencial en muchas de las muestras estudiadas, llegando a constituir el 90 por 100 en las que hemos clasificado como cloritocitas (tipo particular de cloritaesquistos).

El tamaño más frecuente es bastante pequeño, aunque a veces, por recristalización metamórfica, forma grandes placas. Por otra parte, el grado de compenetración de estos cloritas con el apatito y mineral metálico es bastante elevada, necesitándose una molienda sumamente fina para llegar a una separación completa.

Por difracción de rayos X, en muestras que primeramente fueron concentradas por separación magnética, se ha determinado, en diagramas de agregado orientado, la especie de clorita basándonos en:

1.º Cantidad de aluminio sustituyendo al silicio en la capa tetraédrica (Al^{IV}). Para ello hemos seguido la fórmula de BRINDLEY (1961):

$$d(001) = 14,55 \text{ \AA} - 0,29 x$$

donde:

x = es el número de átomos de aluminio para cuatro huecos tetraédricos.

2.º Cantidad de aluminio total ($A^{IV} + A^{VI}$). Para ello hemos seguido la fórmula de ALBEE (1962):

$$d(001) = 14,52 \text{ \AA} - 0,14 x$$

siendo:

x = suma de átomos $A^{IV} + A^{VI} + Cr$, para diez cationes.

En nuestro caso, a la vista de los análisis químicos, hemos considerado que el contenido en cromo era nulo, y por tanto el Al^{VI} lo calculamos por diferencia.

3.º Cálculo de átomos pesados en la capa octaédrica. Se determina el grado de asimetría de la clorita según el método de PETRUK (1964) y el número de átomos pesados en la capa octaédrica.

Hemos supuesto que los átomos pesados son Fe^{2+} , salvo el Fe necesario para compensar la diferencia de carga entre el Al^{IV} y A^{VI} .

Con los datos obtenidos a partir del diagrama de difracción hemos calculado:

$$\begin{array}{l} Al^{IV} = 1,86 \\ Al_{total} = 3,64 \end{array} \left\{ \begin{array}{l} \text{por lo que: } Al^{VI} = 1,78 \end{array} \right.$$

De acuerdo con PETRUCK, el grado de asimetría de la clorita es + 0,80, y el número de átomos pesados en la capa octaédrica es 3,25.

De esta forma, la fórmula de la clorita estudiada debe ser próxima a:



Teniendo en cuenta el porcentaje de Al^{IV} y la relación $Fe_{total}/Fe + Mg$, la clorita es una *seudoturingita*, de acuerdo con la clasificación de cloritas de HEY (1954).

Carbonatos

Se presentan igual que las cloritas, formando parte de las capas de los oolitos, en el núcleo de ellos y también como matriz.

Por sus características ópticas, así como por difracción de rayos X, se comprueba que la siderita forma casi la totalidad de los carbonatos presentes, aunque en algunas muestras aparecen también pequeñas grietas rellenas de carbonato cálcico posterior. También se comprobó en algunas muestras la existencia de siderita mediante tinción en lámina delgada, siguiendo el método WARNE.

Fosfatos

El fósforo es un elemento de gran importancia económica en los yacimientos de hierro, ya que cuando su porcentaje se eleva por encima de un máximo estos hierros requieren una siderurgia especial.

El apatito forma granos de tamaño variable; normalmente son pequeños cristallitos que se unen y forman agregados mayores. A veces se presenta en forma de agregados criptocristalinos e isotropos, siendo denominada esta variedad colofano.

El apatito se encuentra unas veces en la matriz de los oolitos y otras

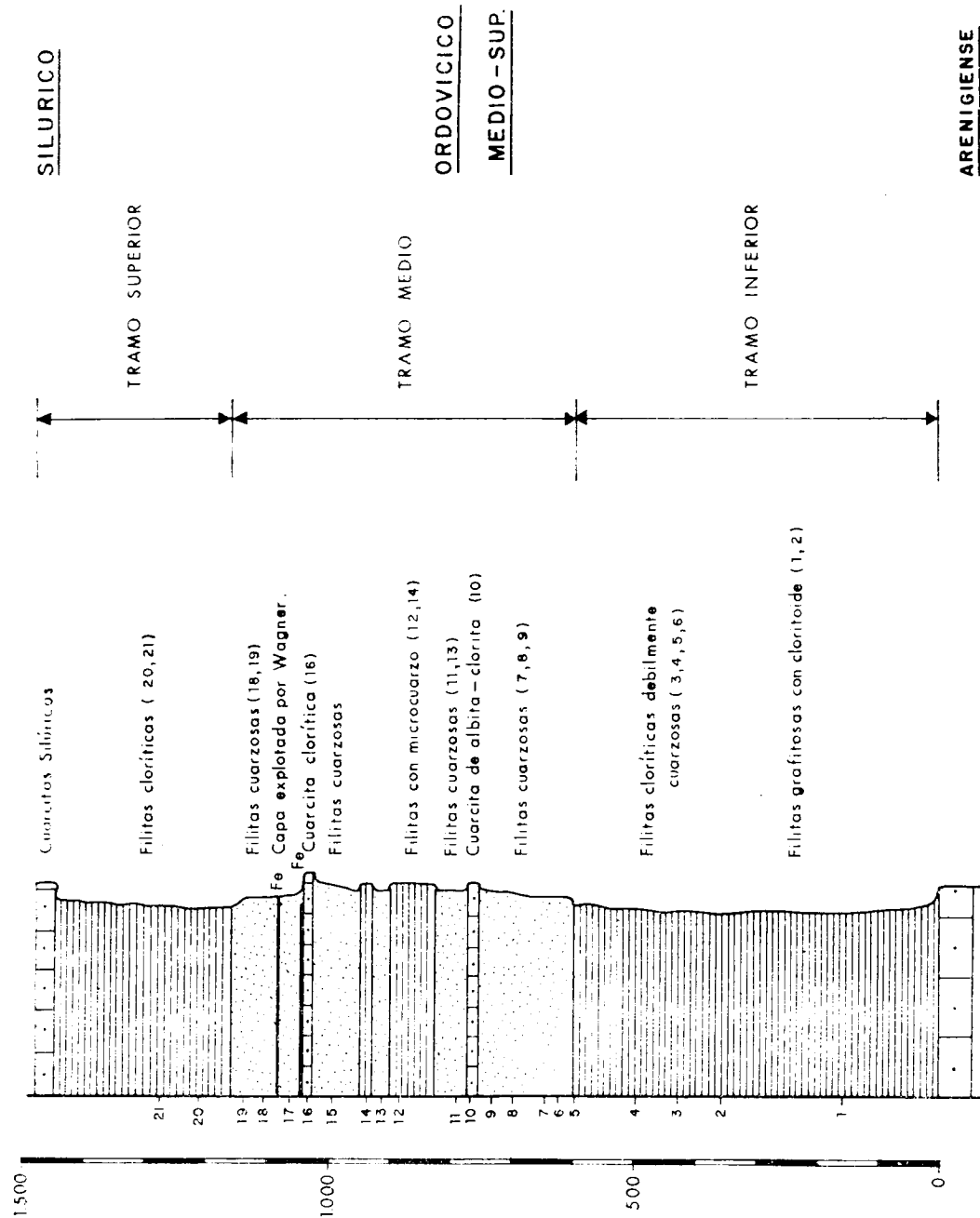


Figura 6.9.—Columna tipo de la zona de Ponferrada

formando parte de las secuencias zonales (fig. 6.2); incluso llegan a formarse oolitos constituidos exclusivamente de apatito.

MARTIN MOYANO (1966) hace estudios del ángulo $2V$ en apatitos de muestras del coto Wagner, Vivaldi y San José, y obtiene valores medios de 52° y el signo siempre negativo, muy distinto de $2V = 0$, que presenta el apatito. Justifica esta variación tan grande suponiendo que en un principio el fosfato depositado sería coloidal y durante la diagénesis y etapas posteriores iría recristalizando y subiendo la simetría hasta ser pseudo-hexagonal.

Aunque los cristales de apatito normalmente forman agregados de cristallitos muy pequeños, en los que no es posible siquiera determinar el signo óptico, nosotros en algunas muestras hemos podido obtener su figura de interferencia —biáxica negativa— con un ángulo $2V$ de 10 a 15° .

Según DEANS (193), el apatito es ópticamente negativo y normalmente uniaxial, aunque las especies que contienen carbonato (carbonato-apatito) pueden tener anomalías ópticas del $2V$ hasta 40° . Siendo el carbonato y la clorita las especies minerales principales en la mayoría de las muestras que se han estudiado, no sería éste un tipo de sustitución difícil y, por tanto, podría tratarse de carbonatos apatitos, y en efecto, como veremos en el Capítulo 7, el fósforo va asociado al carbonato.

Para MAC CONNELL y GRUNNER (1940) las propiedades ópticas diferentes del carbonato apatito (fundamentalmente referidas al ángulo $2V$, aumento de birrefringencia y disminución del índice de refracción) no deben ser justificadas en términos de contaminación de carbonato cálcico. Sólo cuatro tipos de sustituciones iónicas del fósforo se pueden esperar para que decrezca el índice de refracción: C, F, Mg y Na, y de ellas, sólo el carbono aumenta la birrefringencia. SILVERMAN et al. (1952) piensan que los apatitos que contienen $CO_3^{=}$ son una especie distinta y que no todo el carbonato está en forma de calcita.

Estudio petrológico de una serie tipo del Ordovícico Medio-Superior en la zona de Ponferrada

Una columna litoestratigráfica general del Ordovícico Medio-Superior de la zona próxima a Ponferrada estaría compuesta a grandes rasgos por tres miembros (fig. 6.9), como se vio en el Capítulo 2:

Miembro inferior. Constituido por filitas de color negro, que presentan las siguientes variaciones:

- Disminución del cloritoide de muro a techo.
- Paso gradual de mica blanca, predominante en el tramo más bajo a clorita, constituyendo la mayor parte de los microporfiroblastos.

- Disminución progresiva del grafito.
- Aumento del contenido Q/feldespato con respecto a los filosilicatos.

Miembro medio. En el que aparecen los niveles de hierro oolítico. Son filitas cuarzosas con textura granolepido-blástica, con algún nivel intercalado de cuarcitas de albita-clorita, de grano muy fino, y algunos niveles de filitas con textura microlaminar, con una constitución predominantemente micácea y con microcuarzo subordinado.

Este tramo de filitas cuarzosas está constituido por micas blancas: clorita y cuarzo como minerales esenciales, y como accesorios, turmalina, circón, apatito, feldespato (albita-oligoclasa), etc.

Miembro superior. Lo constituyen unas filitas cloríticas con textura microporfiroblástica. Los componentes principales son sericita, clorita, cuarzo, y como accesorios, feldespato, esfena, turmalina y circón.

Otros estudios petrográficos (ENADIMSA, 1974) sobre muestras recogidas en dos calitas más al sur de Ponferrada ponen de manifiesto que las rocas con clorita y cuarzo abundante suelen acompañar al hierro, y que el grafito y la sericita suelen ser minerales principales, presentes en casi todas las muestras. También en muchas de estas muestras se presenta un claro bandeo alternante de lechos micáceos-grafíticos con otros cuarcíticos con minerales de hierro.

Rocas de metamorfismo de contacto

La serie Ordovícica se encuentra afectada en la zona próxima a Ponferrada por una intrusión granítica postorogénica que metamorfiza esta serie pizarrosa y produce, como ahora veremos, importantes cambios en la mineralogía. El metamorfismo de contacto tiene un efecto siempre local y más o menos extenso, según la naturaleza de la roca de caja, la temperatura de intrusión, etc. CAPDEVILA y FLOOR (1970) afirman que los granitos de dos micas, como el de Ponferrada, se han engendrado a profundidades moderadas y temperaturas relativamente bajas.

En la figura 8.1 se ha representado la extensión aproximada de la aureola de metamorfismo de contacto y la zonación mineralógica que produce. La extensión de esta zona se ha podido determinar gracias a los sondeos, ya que superficialmente estos materiales están recubiertos por el terciario del Bierzo. Los efectos térmicos y metasomáticos van generalmente unidos y sus acciones se pueden extender a mayor distancia si existe fracturación que facilite la circulación de los fluidos, o bien de acuerdo con la mayor o menor porosidad de la roca.

En el estudio microscópico que sigue se trata de evitar en lo posible

toda repetición de lo ya dicho al hablar del metamorfismo regional; por ello nos vamos a limitar a describir las variaciones producidas por los efectos de contacto en la mineralogía inicial, prestando atención sólo a los minerales nuevos.

Las principales variaciones que introduce este tipo de metamorfismo son:

1. Aparición de granates, biotita, epidota férrica (clinozoisita, zoisita) y anfíbol (actinolita, tremolita).
2. Crecimiento de cristales de cloritas y micas y, en ciertos casos, disminución del tamaño de grano y sericitación.
3. Aumento de minerales opacos y disminución de siderita.

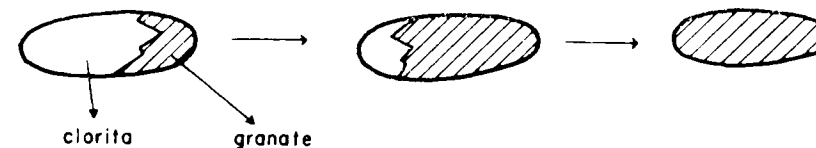
Las rocas de caja de la mineralización en estas zonas de contacto son corneanas de cuarzo-biotita y esquistos cloríticos mosqueados, con abundantes granates. Presentan textura granoblástica, heterométrica fina, orientada, las primeras, y textura lepidogranoblástica, las segundas.

De las paragénesis encontradas se deduce que se trata de un metamorfismo de contacto de las facies hornbléndica (WINKLER, 1967) en la zona de metamorfismo más intenso, pasándose insensiblemente a las facies albita-epidota. La presencia del granate determina en estas rocas el paso de una facies a otra.

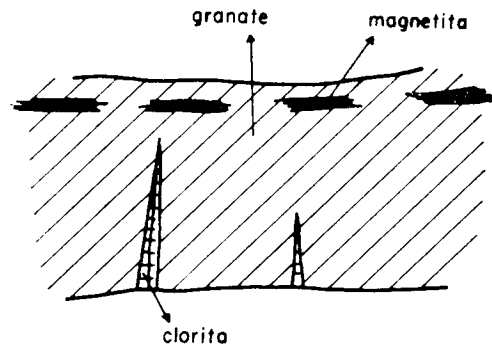
Estos minerales (granate, anfíbol, epidota) se forman a partir de las cloritas y de la siderita, como consecuencia de este aumento de temperatura, y al microscopio se pueden observar una gran cantidad de texturas de sustitución:

1. Sustitución de cloritas por granate (fig. 6.10).

A veces se puede seguir toda una secuencia en la que, en último término, se formarían oolitos formados exclusivamente por granate.



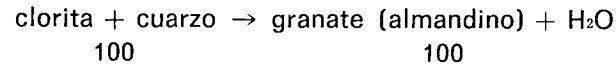
Otras veces esta sustitución no tiene lugar en los oolitos, y lo que se observan son grietas rellenas de granate, con inclusiones de opacos



orientados en las que quedan restos de cloritas. Esto significa que los opacos (magnetita) se originaron antes que el granate, como ya discutiremos en el apartado 8.4.

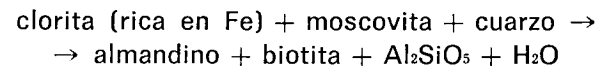
También hemos observado cómo en algunas láminas transparentes toda la clorita está pasando a granate, y lo que encontramos es una clorita casi isótropa, con un pleocroísmo muy débil y muy incolora.

Este tipo de transformación ha sido ampliamente tratado en la literatura. Por ejemplo, KORIKOVSKY (1974) define la formación de granate a partir de la clorita por la reacción:

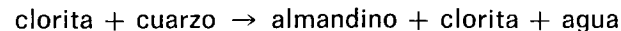


siendo menor la temperatura necesaria para esta sustitución cuanto menor sea el contenido en magnesio, y por eso las isograsas del granate realizadas en distintas regiones son difícilmente comparables entre sí.

HISCHBERG and WINKLER (1968), citados por WINKLER (1973), también producen granate rico en almandino a partir de:



CAPDEVILA (1969), al tratar en su tesis doctoral de los esquistos de Luarca, dice que la asociación: cuarzo-moscovita-clorita-granate es una asociación relativamente frecuente, indicando que el granate se pudo formar por la reacción de C. TILLEY (1924):



Esta asociación almandino + clorita + moscovita permanece estable hasta el comienzo del metamorfismo de grado medio.

2. Otra transformación que se observa en las rocas de contacto es la sustitución de clorita por epidota. Los minerales de este grupo que encontramos son zoisitas y clinozoisitas, y, en general, pistacitas. Frecuentemente las zoisitas se encuentran englobando al anfíbol (fig. 6.11), lo cual podría indicarnos una temperatura de formación más elevada para las zoisitas.

3. Aparición de anfíbol (actinolita), tanto dentro como fuera de los colitos (fig. 6.12). Cuando la sustitución se hace dentro de éstos, el resultado es que se llegan a formar oolitos constituidos íntegramente por ac-

tinolita. A veces estos anfíboles quedan englobados por granate, lo cual podría indicar una temperatura de formación menor para el anfíbol.

4. En relación también con el metamorfismo de contacto hemos observado en algunas muestras texturas de sustitución de biotita por epidota.

5. Aparecen opacos en relación con el granate en los bordes, o bien incluidos en él (fig. 6.13).

En general, todos los minerales formados por un aumento de temperatura están desorientados (fig. 6.14).

6.1.2 ZONA DE VIVERO (zona 1 a)

En esta zona, situada sobre lo que hemos denominado arco interno, se encuentra la mina de la Silvarosa y la de Fraga de Carballino. En la figura 6.2 se representa la situación de las muestras que hemos estudiado; unas son muestras de sondeos, recogidas a uno y dos metros de la mineralización, y otras son muestras más alteradas, recogidas en labores mineras.

El metamorfismo regional que han sufrido las rocas de esta zona es un metamorfismo de bajo grado, pero algo mayor que el de la zona modelo, zona de Ponferrada y Astorga, correspondiente a las facies esquistos verdes, subfacie del granate, caracterizado por la presencia de granate + clorita.

Las rocas que aparecen son cloritaesquistos cuarzosos y cloritaesquistos, constituidas las primeras por cuarzo, clorita y mica blanca, como minerales esenciales, y con circón, rutilo, apatito, etc., como accesorios. El segundo tipo de roca está constituido por clorita, cuarzo y micas blancas, como minerales principales, y como accesorios, rutilo, apatito, turmalina y circón.

A este metamorfismo regional se superpone en algunas zonas (Fraga de Carballino y la Silvarosa) un metamorfismo de contacto, como consecuencia de una intrusión granodiorítica. En estas áreas de contacto, los minerales esenciales de la roca encajante son clorita, cuarzo, minerales opacos, granates, epidota y mica blanca, y como accesorios, biotita, grandes cristales de apatito, circón, carbonatos, rutilo, etc. Estas rocas son cloritaesquistos granatíferos y cuarcitas epidóticas.

El apatito forma aquí unos cristales mucho más grandes que en el resto de las muestras estudiadas. Presentan formas tabulares y se encuentran fracturados y con una cierta orientación.

Los granates también aparecen deformados y fracturados, observándose en estas fracturas restos de clorita y carbonatos.

De lo que acabamos de ver resulta que los minerales nuevos que se forman por efecto de la intrusión granodiorítica son los mismos que en la zona modelo: granate, epidota, biotita y anfíboles. El hecho de que las asociaciones minerales que se forman por efecto del metamorfismo de contacto sean iguales en zonas tan distintas como son Vivero, arco interno y Ponferrada, arco externo, nos podría sugerir que la roca de caja de la mineralización va a estar ligada a una facies deposicional muy semejante y/o que las condiciones del metamorfismo térmico serían análogas.

En las zonas afectadas por metamorfismo térmico aparecen granates de dos generaciones (fig. 6.15), que presentan al microscopio características diferentes en cuanto al color, más claro el granate de segunda generación, y en cuanto a la forma de presentarse: el de primera generación es masivo, y el de segunda generación crece en forma de estrella sobre éste.

Se ha realizado un barrido radial mediante microsonda electrónica en uno de estos granates, desde el núcleo a la periferia (corte A-A' del esquema), observándose que el contenido en manganeso decrece en forma continua desde el núcleo hacia el exterior. También hemos comprobado mediante esta técnica que estos granates son de tipo almandínico.

En la figura 6.16 se puede ver un granate de primera generación. En resumen, las diferencias observadas en la mineralogía y textura de estas rocas y las de la zona de Ponferrada son:

1. Presencia de granates de dos generaciones, en la zona de Vivero.
2. Desarrollo de grandes cristales de apatito, en esta misma zona.

6.1.3 ROCA ENCAJANTE DE LA MINERALIZACION EN OTRAS ZONAS

Los afloramientos de las capas de hierro no son muy abundantes en la zona que se ha estudiado. En este apartado vamos a estudiar la roca de caja, en algunos de los lugares donde estas capas afloran.

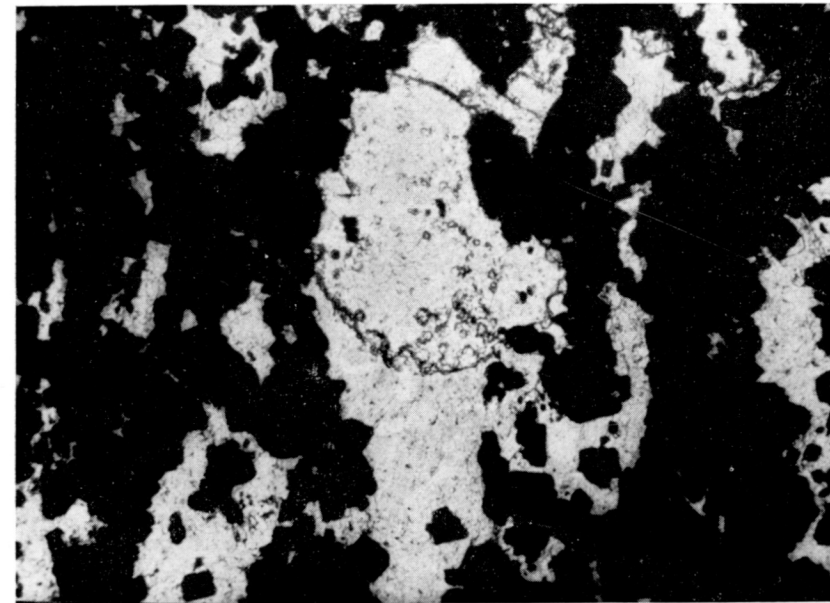


Figura 6.10.—Transformación de clorita en granate en un oolito incluido en magnetita (opaco). Muestra coto Vivaldi. N. P. $\times 200$

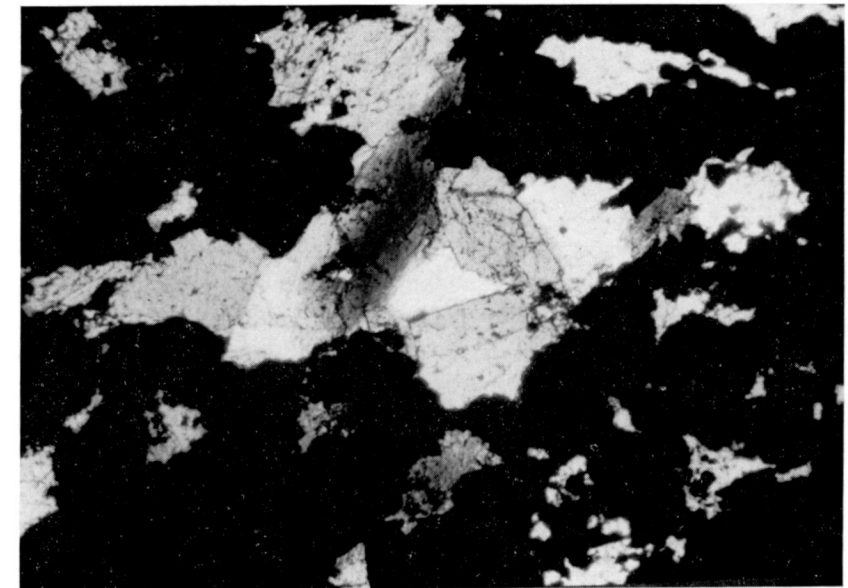
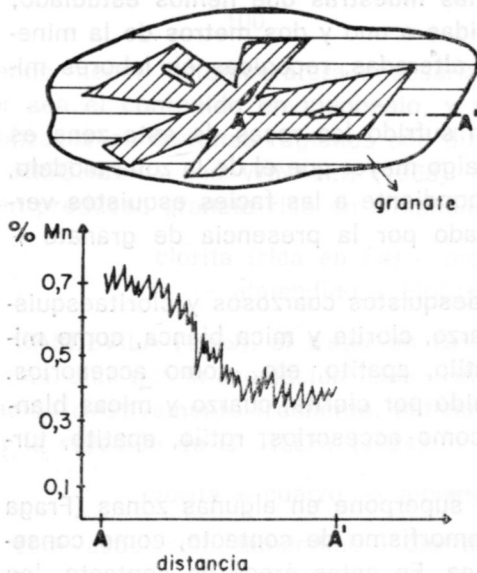


Figura 6.11.—Zoisita (blanco) englobando anfíbol (gris más oscuro). N. P. $\times 200$

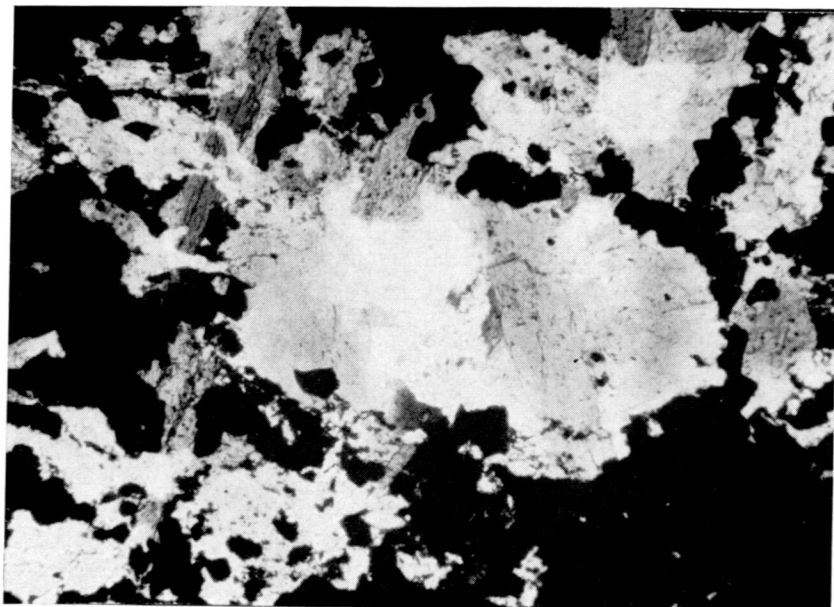


Figura 6.12.—Transformación de clorita (color más claro) en anfíbol (gris más oscuro) incluidos en magnetita (opacos). N. P. $\times 200$

Zona 3. Villaodrid. San Pedro del Río

Los yacimientos de Villaodrid se encuentran situados en las montañas de Voulloso y Villaodrid, alineadas de NE. a SO. (ver mapa geológico). Estas minas fueron denunciadas en el año 1894, y en el año 1904 comenzó su explotación.

Las muestras que se han estudiado están recogidas en un socavón a muro y techo de la capa de hierro. Petrológicamente, estas rocas son cuarcitas micáceas y filitas cuarzosas, sin presentar ninguna de ellas textura oolítica. Los componentes principales son cuarzo y mica blanca, y como accesorios, apatito, grafito, circón, turmalina, rutilo y óxidos de hierro.

En el mismo sinclinal en que se encuentra situado Villaodrid, cerca de 40 kilómetros al sur, está San Pedro del Río. La roca de caja, constituida por siderita y cuarzo como componentes esenciales, presenta textura oolítica, en la que los oolitos se forman a favor de un grano de cuarzo, y menos frecuentemente a partir de mica blanca (fig. 6.17). Al estudiar, mediante luz reflejada, la mineralogía de la mena, ya veremos cómo el cuarzo nunca aparece aquí formando el núcleo del oolito, e intentaremos justificar este hecho al hablar de la génesis de los yacimientos. Sin embargo, esta textura y este tipo de roca no se conserva en toda la región, pues en esta misma zona, en una escombrera antigua, las rocas que aparecen son filitas cuarzosas, semejantes a las de Villaodrid.

En el sinclinal de Orrea, próximo a un socavón, hemos recogido dos muestras a techo y a muro de la capa de hierro. Las dos rocas corresponden a filitas cuarzosas, que no presentan textura oolítica y que tienen como componentes esenciales cuarzo y mica blanca, y como accesorios, los comunes en estas rocas.

Zona 4 a. Miñide (alineación de Fonfría)

Las muestras que hemos estudiado están recogidas en Miñide, al sur de Fonfría. Aquí la capa de hierro aparece casi horizontal y estratigráficamente, por encima de esta capa, aparece una cuarcita clorítica que en el campo se la sigue perfectamente en toda la alineación y se la distingue por su color verde. Lo más destacable es que en una de las muestras aparece, en una filita cuarzosa, finas láminas de biotita cloritizada.

6.2 ESTUDIO DE LA MINERALIZACIÓN

En el desarrollo de este apartado también distinguiremos una zona modelo, la comprendida entre Ponferrada y Astorga, en la cual el número de observaciones realizadas es muy grande, como consecuencia de la cam-

pañía de sondeos realizada por el IGME y que nos servirá de base para la comparación con otras áreas menos conocidas.

6.2.1 ZONA COMPRENDIDA ENTRE PONFERRADA Y ASTORGA

A grandes rasgos, por las características mineralógicas, texturales y geoquímicas, se pueden distinguir tres subzonas, cuyos límites se han representado en la figura 7.1.

Zona P.—Próxima a Ponferrada y afectada por metamorfismo de contacto. En ella se sitúa el coto minero Vivaldi y parte del coto Wagner.

Zona A.—Próxima a Astorga. En ella se sitúa el coto San Bernardo. Presenta unas características mineralógicas semejantes a la zona P.

Zona P-A.—Zona comprendida entre las anteriores, con unas características mineralógicas y geoquímicas muy uniformes y bastante diferentes a las de la zona A y P.

ZONA P

Es una zona afectada por metamorfismo térmico como consecuencia de la intrusión granítica de San Miguel de Dueñas, próxima a Ponferrada (ver Mapa de Síntesis Geológica).

La mineralización está constituida por minerales magnéticos con textura oolítica, que se asocian fundamentalmente a una paragénesis de tipo silicatado. Los minerales principales en esta zona son: magnetita, siderita, clorita y, como accesorios, ilmenita, arsenopirita, apatito, rutilo, etc. La pirrotina, pirita y calcopirita son minerales que se presentan como constituyentes principales en las zonas internas de la aureola de contacto.

La mayor parte de las muestras estudiadas ponen de manifiesto la textura oolítica y la naturaleza magnética, carbonatada y cloritosa, así como el carácter fosforoso de estos hierros. Los oolitos suelen tener un tamaño bastante uniforme y están constituidos por capas concéntricas alternantes de siderita, clorita y magnetita, que no presentan siempre la misma secuencia zonal. El estudio estadístico de estas secuencias parece indicar que la clorita es el mineral más frecuente en el núcleo.

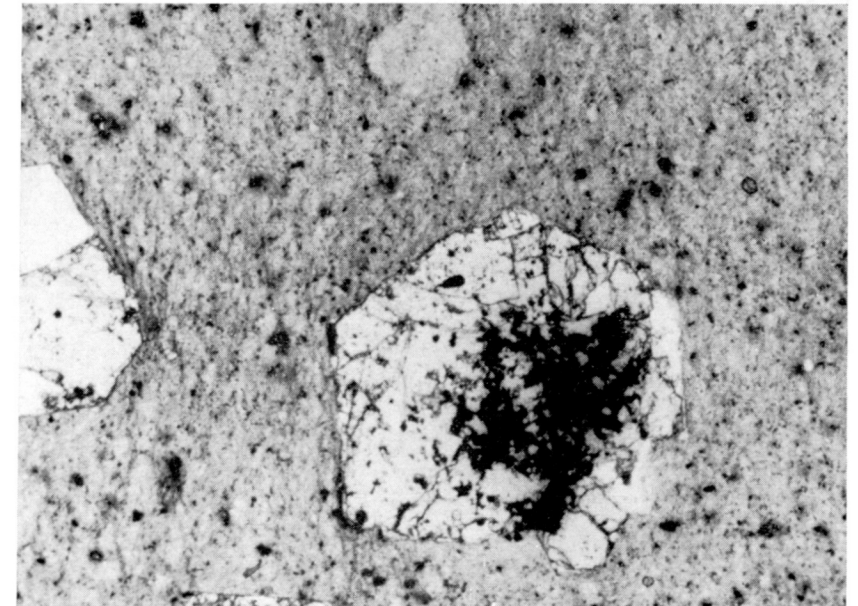


Figura 6.13.—Granates ideomorfos, de metamorfismo de contacto, con opacos incluidos en una filita clorítica mosqueada, con numerosos circones que presentan halos pleocroicos. N. P. $\times 80$

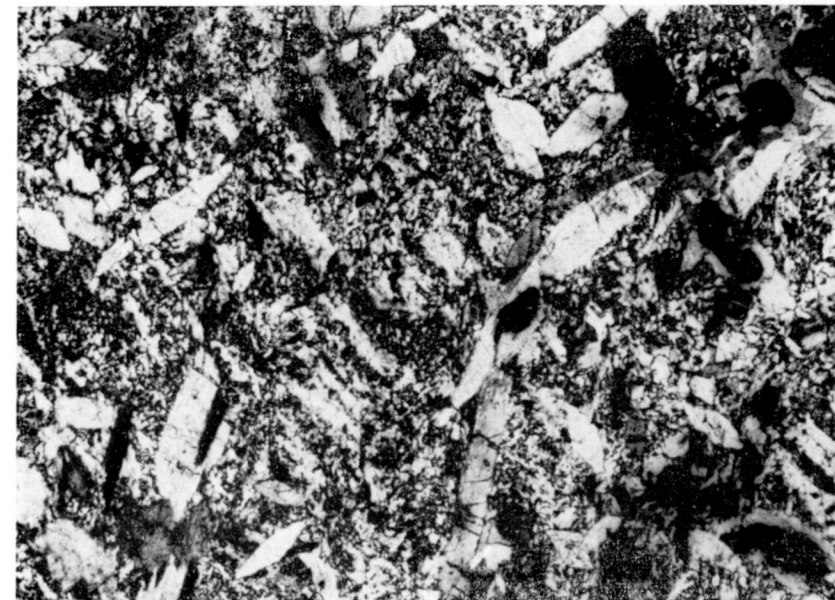


Figura 6.14.—Anfíboles desorientados, originados en el metamorfismo de contacto, que afecta a la zona próxima a Ponferrada. N. P. $\times 200$

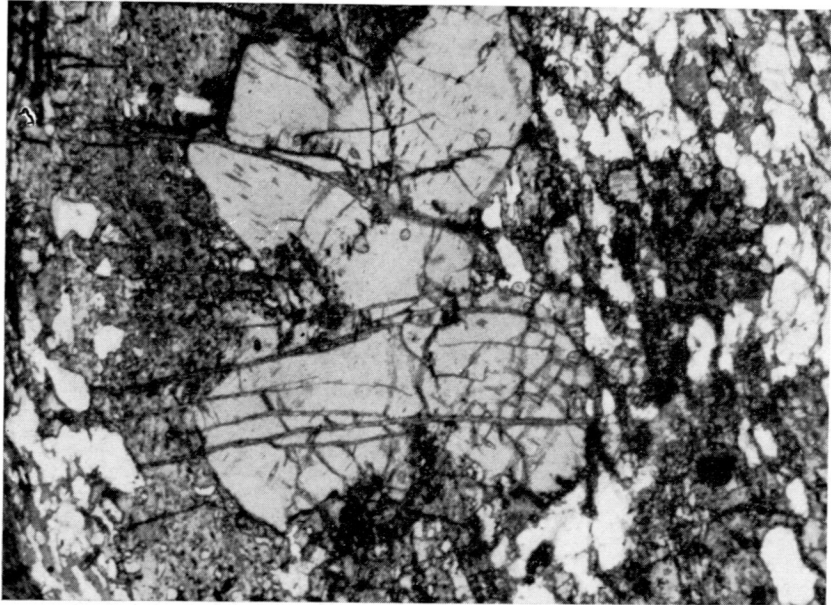


Figura 6.15.—Cloritaesquisto granatífero, de la zona de Vivero, en el que se observa cómo sobre un granate de primera generación crece otro de segunda generación, con caracteres texturales diferentes. Ambos muy fracturados. N. P. $\times 30$

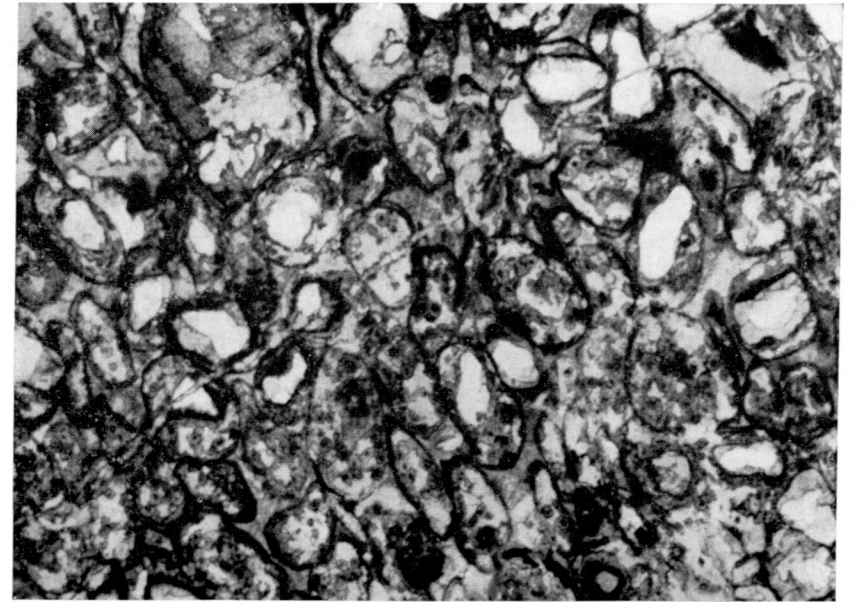


Figura 6.17.—Oolitos formados a partir de un grano de cuarzo, y menos frecuentemente a partir de una mica blanca. La periferia de oolito y la matriz que los empasta es siderita. Obsérvese la película de hidróxido de hierro que bordea a los oolitos. Muestra de San Pedro del Río. N. P. $\times 80$

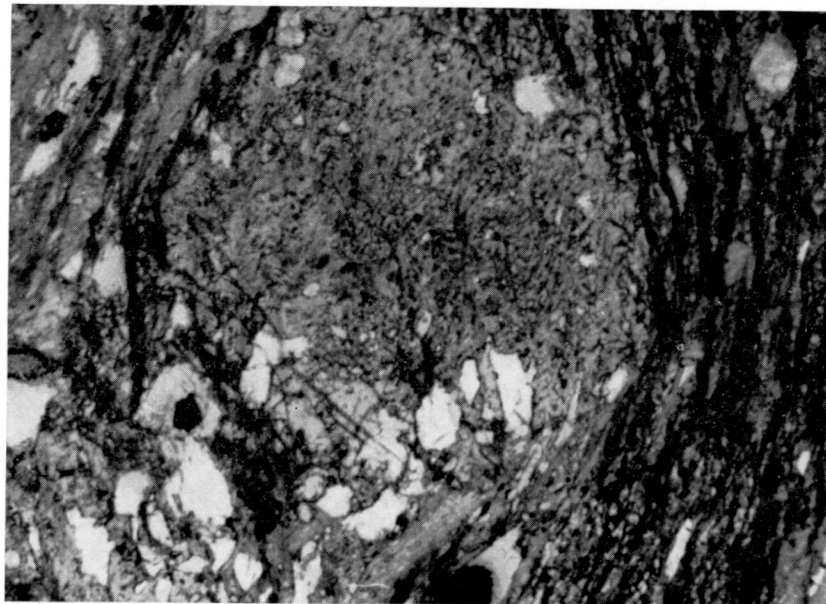


Figura 6.16.—Cloritaesquisto granatífero de la zona de Vivero con granate de primera generación que presenta inclusiones de cuarzo. N. P. $\times 30$

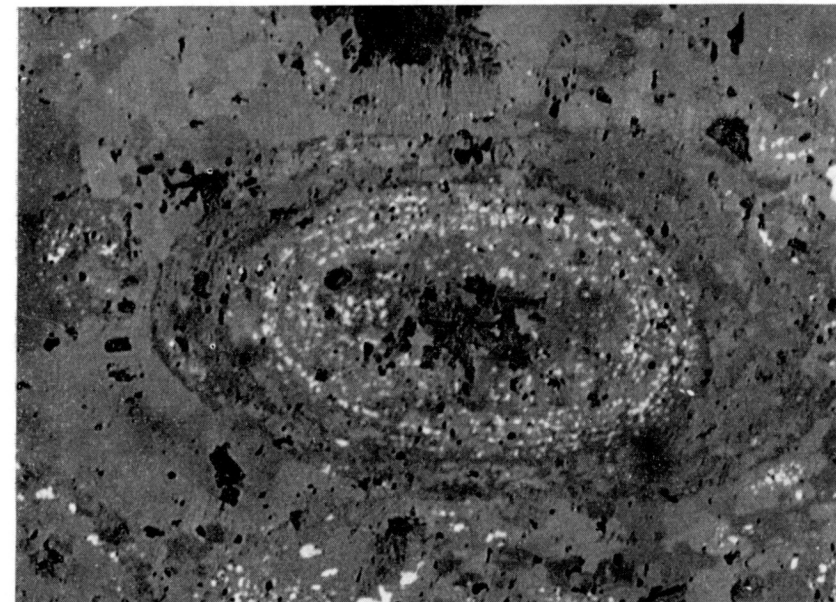


Figura 6.18.—Mineralización en la zona límite P, P-A. Oolito formado por siderita (gris claro) y cristales de magnetita (blanco)

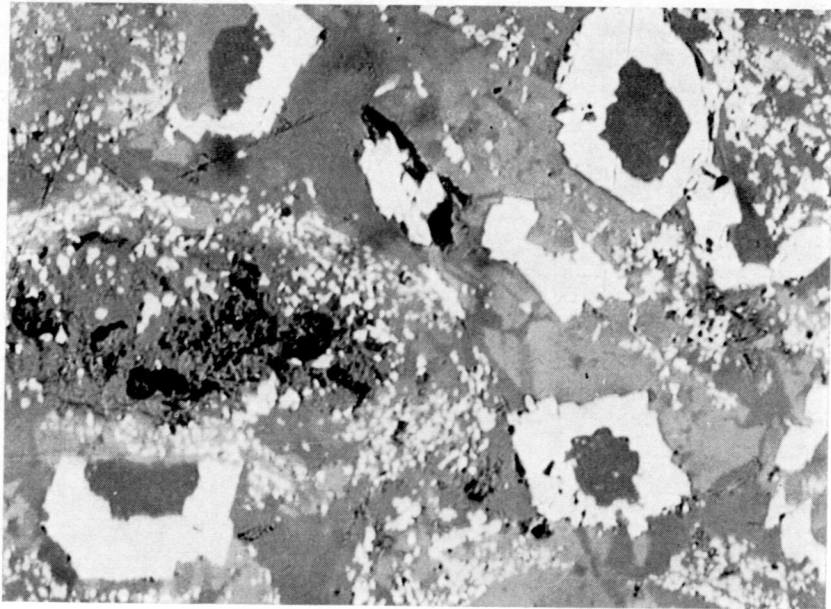


Figura 6.19.—Cristales cúbicos de magnetita (blanco) entre los oolitos. Obsérvese cómo los oolitos suponen una barrera física para el crecimiento del cristal. La siderita (gris claro) empasta a los oolitos, cuyo núcleo es de clorita (negro). N. P. $\times 200$

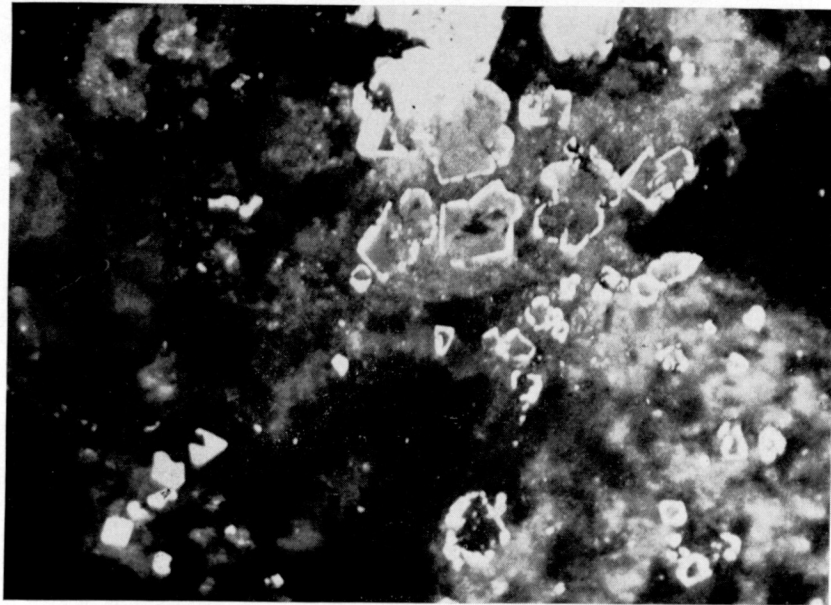


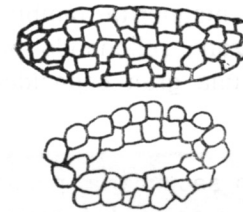
Figura 6.20.—Cristales de magnetita (gris claro) con núcleo de siderita (gris oscuro). N. P. $\times 310$

Magnetita:

Es la especie mineral de mayor interés económico, y en algunas zonas constituye la casi totalidad de la mineralización. Las características de este mineral son las propias de la especie, aunque en algunos casos parece mostrar débil anisotropía, debido probablemente a deformación en la red como consecuencia de ser zonas próximas a fenómenos tectónicos, como fallas, etc.

La forma de presentarse este mineral varía con el grado de metamorfismo de contacto de la zona.

1. En el límite de la zona P con la zona intermedia P-A, donde los efectos del metamorfismo ya no se manifiestan, la magnetita aparece formando parte de las secuencias de los oolitos, en forma de pequeños cristallitos redondeados, alrededor de un núcleo de clorita o siderita (fig. 6.18).

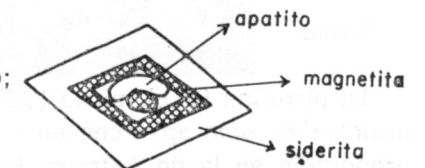


2. En zonas algo más próximas, aunque todavía alejadas al granito de Ponferrada, por efecto de recrystalización, los cristales se agrupan y forman un mosaico, pero normalmente sin borrar la textura oolítica.

3. En zonas más internas de la aureola empieza a presentarse la magnetita, en forma de grandes cristales, en la matriz carbonatada que cementa a los oolitos (fig. 6.19). Son generalmente de tamaño inferior a ellos y se observa que, cuando un cristal tropieza con un oolito, su crecimiento se detiene, por lo que pensamos que éstos constituyen una barrera física para el crecimiento del cristal de magnetita. La forma que adoptan estos cristales es generalmente octaédrica, con un núcleo de carbonato y una periferia que toma forma de cristal idiomorfo. A veces se puede observar una serie de etapas desde donde estos cristales comienzan sólo a manifestarse hasta donde están desarrollados de manera clara (fig. 6.20).

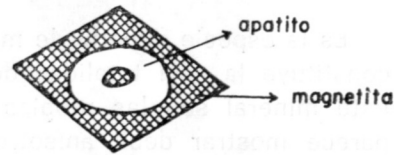
En el coto Wagner encontramos algunos de estos cristales grandes de magnetita, en los que se puede observar desde el núcleo hacia la periferia la siguiente secuencia:

- núcleo de magnetita;
- apatito bordeando al núcleo;
- secuencia de magnetita;
- periferia de siderita;



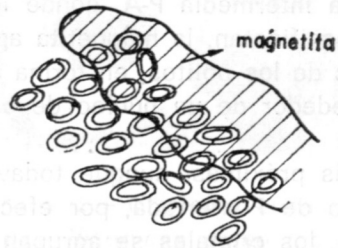
y otras veces estas secuencias se simplifican, encontrando sólo:

- magnetita en el núcleo;
- apatito;
- magnetita.



Estos cristales los podríamos interpretar como resultado de una recrystalización selectiva, en la que el apatito quedaría sin transformar.

4. En las zonas más próximas al granito, la magnetita es masiva. Aparece invadiendo a los oolitos como si se tratara de un frente de recrystalización (fig. 6.21). Nosotros lo hemos interpretado en este sentido, observando la disposición discordante de la magnetita con los oolitos.



Por último, la magnetita también aparece en esta zona rellenando pequeñas microfracturas y vetas, lo que indica una gran capacidad de movilización.

Ante el problema de si la magnetita es primaria o secundaria, pensamos que ambos fenómenos deben tener lugar. Por una parte, los pequeños cristales de magnetita, que forman parte de la secuencia de los oolitos, pensamos que sería de origen primario, mientras que los cristales grandes o esta magnetita masiva que hemos descrito podrían ser producto de una recrystalización posterior, como consecuencia de los fenómenos metamórficos.

Los cristallitos que forman parte de los oolitos sufren también una recrystalización, pero el resultado será el de cristales algo mayores que llegan en parte a fusionarse, pero que no borran la textura oolítica.

RAMDOHR (1969) pone de manifiesto que la transformación de la siderita (y hematites) en magnetita es una transformación relativamente frecuente en los depósitos afectados por metamorfismo de contacto, como son los de esta zona de Ponferrada.

Sulfuros:

La pirrotina (SFe), pirita (S_2Fe) y calcopirita (S_2CuFe), como minerales principales, sólo aparecen en esta zona próxima a Ponferrada y en menor proporción en la de Astorga. Pensamos que la formación de estos mine-



Figura 6.21.—Magnetita de recrystalización invadiendo a un oolito de cuarzo (blanco) en las zonas más internas de la aureola de metamorfismo. El núcleo del oolito es de clorita. N. C. $\times 310$

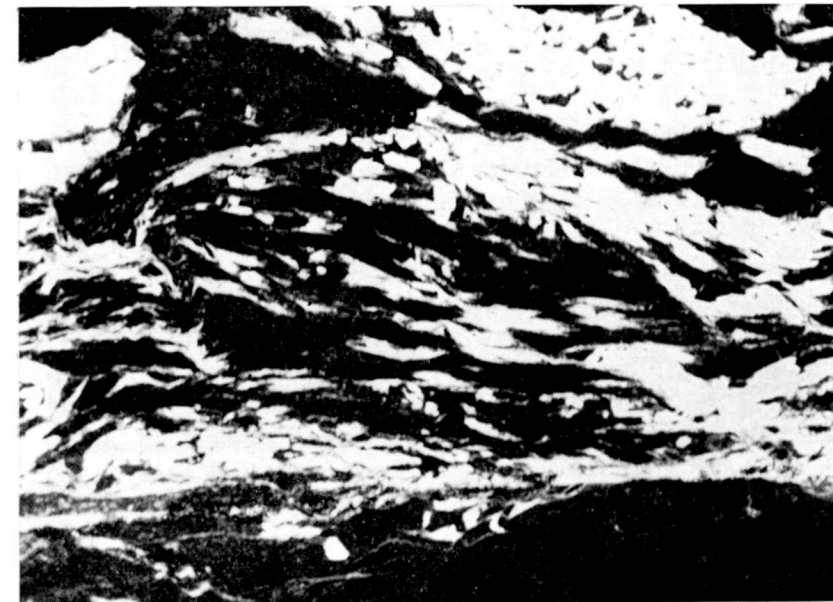


Figura 6.22.—Formación de cristales tabulares de ilmenita (blanco) en relación con fracturas, en este caso rellena de carbonato (negro). N. P. $\times 310$

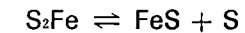
rales, en parte, puede estar relacionada con el metamorfismo de contacto por aporte de fluidos hidrotermales.

Normalmente, cuando aumenta el contenido en magnetita aumenta la pirrotina, pero ésta siempre en menor proporción. Al microscopio se observan microfracturas de pirrotina dentro de la magnetita y viceversa; otras veces aparecen estos dos minerales relacionados, de manera que uno está incluido en el otro, en forma de pequeños cuerpos o asociados íntimamente.

Estas texturas se podrían interpretar como que la formación de los dos minerales, magnetita (secundaria) y pirrotina, sería simultánea.

También la pirrotina en esta zona de Ponferrada, P, aparece íntimamente asociada con calcopirita y pirita. Cuando ocurre esto, la calcopirita y pirita se presentan en masas de gran tamaño y con formas irregulares, en vez de formando granitos pequeños, caso más frecuente en la zona P-A.

La pirrotina puede ser sustituida por pirita cuando el contenido en azufre aumenta, de acuerdo con la reacción:



La magnetita, ocasionalmente, también sustituye a la pirrotina, frecuentemente con cristalización simultánea de pirita, $6 \text{FeS} + 4 \text{O} \rightleftharpoons 3 \text{Fe}_3\text{O}_4 + 2 \text{S}_2$, y localmente la pirrotina también sustituye a la magnetita, como hemos señalado.

La pirrotina es el sulfuro de hierro que más fácilmente se destruye.

Como conclusión, pensamos que la pirrotina asociada a la magnetita secundaria (no a la que se forma en los oolitos), a la calcopirita y a la pirita, se forma simultáneamente con estos minerales, como consecuencia del efecto de metamorfismo de contacto, a partir de los minerales que contienen el hierro y por aportes de azufre.

La pirita aparece también rellenando fracturas y huecos entre los demás minerales, por lo que la atribuimos un origen secundario.

También entre los minerales accesorios son frecuentes los cristales idiomorfos de arsenopirita, a veces englobando pequeños granos de magnetita, lo cual indica la posterioridad del arseniuro con respecto a la magnetita. En algunos casos, por medio de ataque se ha diferenciado lollingita, menos frecuente que la arsenopirita y muy difícil de diferenciar de ella; su formación puede ser debida, por un lado, al aporte de arsénico, y por otro, a la presencia de pequeñas concentraciones de níquel y cobalto. Este mineral puede estar relacionado también con el efecto térmico.

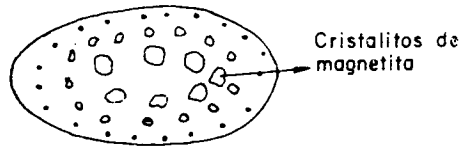
Zona P-A

Situada entre la zona de Ponferrada y Astorga. Está constituida por

minerales carbonatados, asociados a silicatos de hierro con baja proporción de magnetita.

La siderita, CO_3Fe , con cierta cantidad de CO_3Mn , CO_3Mg y CO_3Ca , constituye el mineral opaco más abundante en esta zona.

La magnetita se encuentra formando parte de las secuencias de los oolitos, en forma de cristales más pequeños que los que aparecían en la zona P (fig. 6.18). A veces los pequeños cristales de magnetita, que son los que marcan la textura oolítica, comienzan a aparecer a una cierta distancia del núcleo carbonatado, aunque en menos ocasiones aparezcan ya desde el núcleo. También se ha observado que en algunos oolitos se presenta una gradación de tamaños desde el núcleo a la periferia, como se representa en el esquema.



Aunque es frecuente encontrar la magnetita en pequeñas proporciones, en algunas muestras está ausente. Los pequeños cristalitos de magnetita se disponen dentro del oolito, formando capas a partir de una cierta distancia del núcleo. No se han encontrado, en ninguna muestra de esta zona, esos cristales grandes de magnetita ni esas zonas de magnetita masiva.

La existencia de este mineral en esta zona intermedia no afectada térmicamente por ninguna intrusión granítica podría indicarnos su naturaleza primaria.

La pirrotina se hace muy escasa o muy frecuentemente desaparece, y la pirita y calcopirita se presentan como minerales accesorios en forma de pequeños granitos dispersos entre la siderita.

En la mayor parte de las muestras de esta zona, con mayor porcentaje en carbonatos y menor cantidad de magnetita, es frecuente encontrar minerales de titanio: ilmenita y rutilo. Los granos de rutilo presentan formas más o menos redondeadas, y en muchos casos se observa cómo sus bordes se han transformado en ilmenita, dando como resultado granos que muestran un núcleo de color más o menos blanco y la periferia de color rosado. Esto se detectó mediante microsonda electrónica. Esta técnica también ha puesto de manifiesto que el contenido en manganeso en dichos granos varía en relación inversa al contenido en titanio. Los bordes de estos granos de rutilo son irregulares, debido a los fenómenos de sustitución que han actuado sobre ellos.

El manganeso aparece siempre en proporciones muy pequeñas, y no forma minerales propios. Los cristales de ilmenita también son muy frecuentes. Tienen formas tabulares y tamaños pequeños. Normalmente, estos cristales aparecen dentro de la siderita y con una marcada orientación.

Los cristales de ilmenita también son muy frecuentes. Tienen formas tabulares y tamaños pequeños. Normalmente, estos cristales aparecen dentro de la siderita y con una marcada orientación.

En muchas ocasiones hemos podido comprobar la relación de este mineral con fracturas, donde aparecen alineadas infinidad de laminillas de ilmenita, que al alejarnos desaparecen. Los cristales mayores que hemos encontrado han sido precisamente en relación con estas fracturas.

Es posible que la ilmenita tenga, igual que la magnetita, dos orígenes: por una parte, su presencia en las muestras carbonatadas y con menos magnetita (a veces adaptándose a la forma oolítica) hace pensar que se trate de un mineral primario, que posteriormente, por efecto del metamorfismo regional y de contacto, recristalizó. Por otra parte, su relación con fracturas parece indicar un origen de formación secundario.

El grafito es también un mineral frecuente que procede de la transformación de la materia orgánica contenida en los sedimentos.

Zona A

Zona más próxima a Astorga. Es una zona compleja desde el punto de vista mineralógico, ya que no existe uniformidad como en las zonas anteriores, pues si bien en gran parte el mineral fundamental vuelve a ser de tipo magnético, como en la zona P, existe también mineral de tipo carbonatado (siderita), como en la zona P-A. Aparte de magnetita y siderita, en mucha menor proporción, se presentan en esta zona apatito, ilmenita, rutilo, grafito, etc.

Como se puede observar en la figura 7.1, la zona A comenzaría más o menos a partir del sondeo 159-II-31, en que vuelve a existir magnetita como componente esencial.

En esta zona aparecen los dos flancos del sinclinal ordocívico, ambos mineralizados; el flanco N, que es el que aparece en las zonas anteriores P y P-A, y el flanco sur, que en aquéllas quedaba cabalgado. Las diferencias entre los dos flancos de la zona A y el flanco N de las zonas P y P-A se discutirá detalladamente en el Capítulo de geoquímica.

Magnetita

Es el mineral más abundante de la mena. La manera de presentarse es muy diferente al de las zonas anteriores. Forma grandes placas con contornos muy irregulares y a veces ligeramente martitizada. Cabe destacar el hecho de que la magnetita, mineral normalmente isótropo, presenta a veces un anisotropismo bien manifiesto. Con cierta frecuencia se presenta este mineral con una orientación muy acusada, como se representa en

el esquema, en el que se puede observar además inclusiones de pirita dentro de este mineral, orientadas perpendicularmente a la orientación general de la muestra. Pensamos que tanto la magnetita como la pirita que incluye son minerales secundarios, formados por el efecto de recristalización y, posiblemente, de una manera simultánea.

Las texturas oolíticas, si bien escasas, no han desaparecido totalmente, y se pueden observar oolitos de siderita con pequeños cristales de magnetita dispersos, formando una o varias capas de esta textura oolítica.

También en esta zona, igual que en la zona P, se presentan texturas que se podrían interpretar como residuales, como la que se presenta en el dibujo, donde aparecen en una masa de magnetita restos de siderita, formando una textura bandeadada. En el interior de estas bandas empiezan a manifestarse pequeños gérmenes de magnetita.

La recristalización de este mineral pensamos que tendría lugar por la acción del metamorfismo de contacto, producido posiblemente por un granito subaflorente. Pensamos esto ya que si partimos de una facies deposicional semejante, como parece ser a la vista de la composición mineralógica de toda la zona y los efectos que encontramos en la zona P, donde aflora el granito, y en la zona A, donde no aflora, son semejantes, sería lógico pensar que las causas que han actuado en las zonas A y P son las mismas.

Siderita

En la mayoría de las muestras no es un constituyente importante. Se presenta unas veces incluido en la magnetita, con formas oolíticas, o con formas irregulares, y otras veces como mineral independiente, también con textura oolítica.

Minerales accesorios

La ilmenita, con formas tabulares, es un mineral que se suele presen-

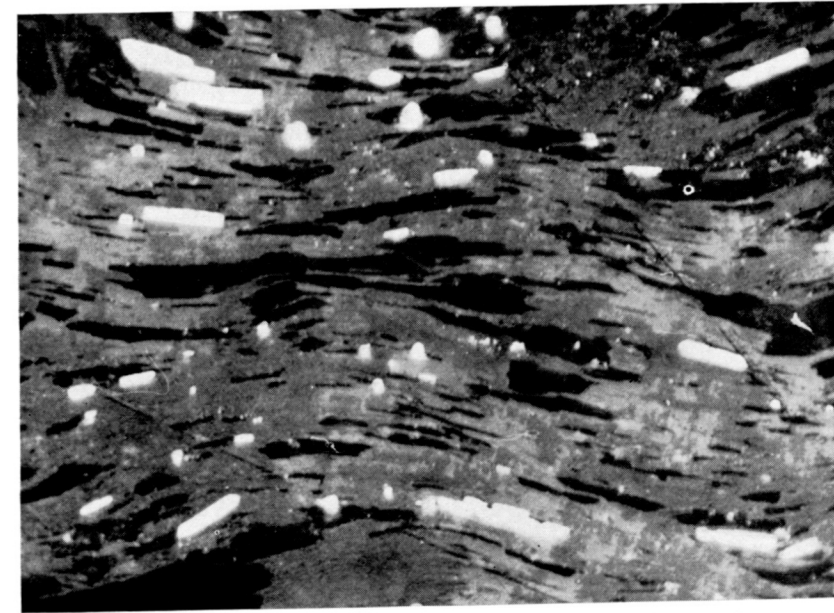
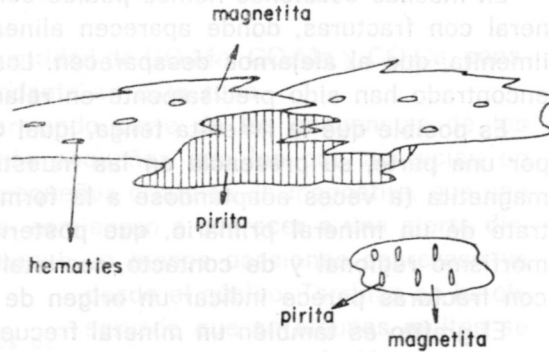


Figura 6.23.—Cristales de ilmenita que se adaptan a una fase de deformación que afecta a una esquistosidad anterior. También algunos cristales de pirita (blanco más brillante). N. P. $\times 310$

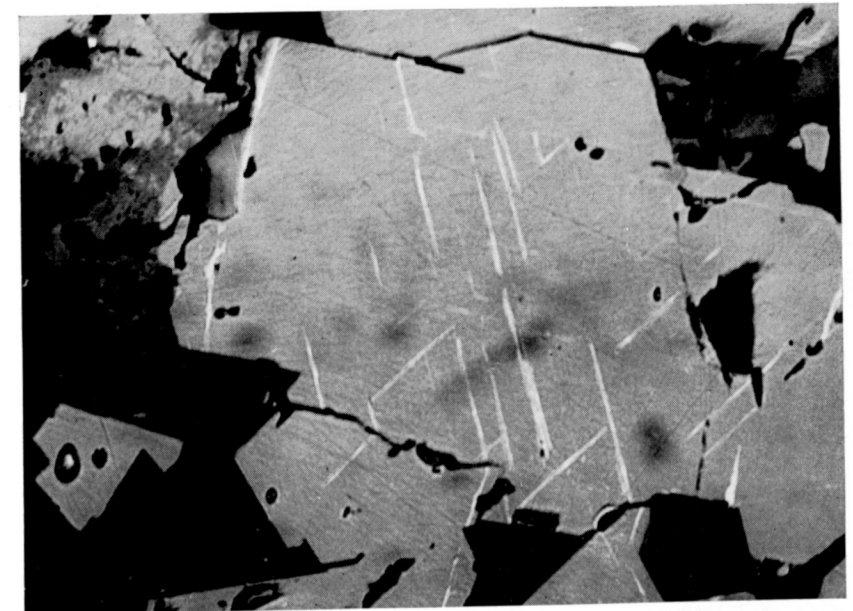


Figura 6.25.—Cristales de magnetita (gris claro) con hematites (blanco) en forma de láminas según el cruce (111) de la magnetita. La goetita aparece como gris más oscuro. N. P. $\times 30$

tar de forma constante en toda la zona. A veces se observa cómo estas láminas de ilmenita se adaptan a una fase de deformación que afecta a una esquistosidad anterior, lo cual indica la anterioridad de este mineral a esta fase o bien su formación durante la misma (fig. 6.23).

El resto de la mineralogía lo constituyen algunos granos de rutilo-ilmenita, que aparecen afectados también por esta recrystalización algunos granos de pirita, y como en la mayoría de las muestras de las zonas P y P-A, aparecen láminas de grafito.

En las zonas donde han existido fenómenos de oxidación se observan fenómenos de alteración de tipo:

pirita → goetita
siderita → goetita
magnetita → hematites
pirita → marcasita

Los minerales transparentes que aparecen en la mineralización, en esta zona comprendida entre Ponferrada y Astorga, son un reflejo de los minerales de la roca de caja. Los minerales que aparecen definen un metamorfismo, tanto de tipo regional como de contacto, semejante al descrito en el apartado 6.1.1.

No obstante esta semejanza, existen algunas diferencias en las zonas afectadas por metamorfismo de contacto. Entre las variaciones que se encuentran, la más significativa es que los granates, minerales frecuentes en la roca de caja de las zonas afectadas por un metamorfismo térmico, son mucho más abundantes en la mineralización. Estos suelen presentar una textura estrellada y, a veces, engloban anfíboles, lo que nos indica una temperatura de formación más elevada para los granates.

La explicación de esto podría buscarse en que durante la transformación de la siderita y de las cloritas en magnetita, transformación demostrada experimentalmente, el calcio y la sílice liberadas, unido al hierro que contienen estas rocas, forman granate, con lo cual efectivamente habría más granate en las zonas donde se dé esta magnetita secundaria, formada a partir de carbonatos y cloritas.

6.2.2 ZONA DE VIVERO

En esta zona se encuentran las minas de la Silvarosa, y la de Fraga de Carballino. No obstante, la mayoría de las muestras estudiadas corresponden a muestras recogidas en sondeos de reconocimiento, cuya situación puede verse en la figura 6.24.

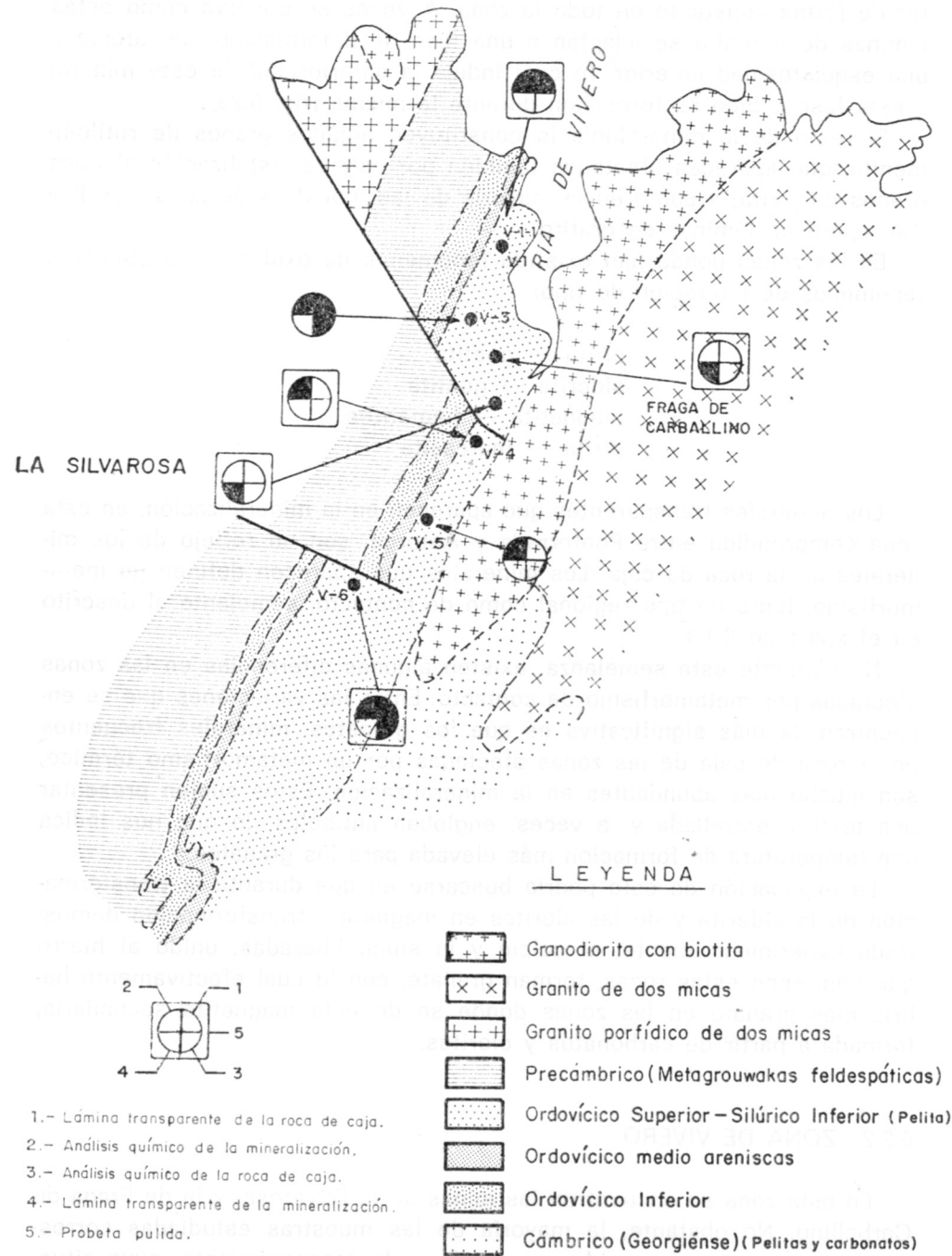


Figura 6.24.—Esquema de situación de los sondeos de la zona de Vivero

El metamorfismo de contacto que se superpone al regional, en determinadas áreas, como consecuencia de la intrusión granodiorítica que afecta a esta zona, produce importantes cambios en la mineralogía tanto de la roca de caja como de la mena. En el Capítulo 8 se tratará ampliamente de la zonalidad mineralógica que se produce como consecuencia del metamorfismo de contacto.

La paragénesis mineral que se presenta en esta zona es bastante similar a la de la zona piloto, en cuanto a las especies minerales, pero no en cuanto a la distribución de las mismas. Los minerales que constituyen la mineralización son:

a) En las zonas de metamorfismo de contacto, por orden de abundancia:

- | | | |
|---|----------|-----------|
| magnetita | siderita | granate |
| calcopirita | clorita | epidota |
| pirita | | anfíboles |
| grandes cristales de apatito, ilmenita, rutilo. | | |

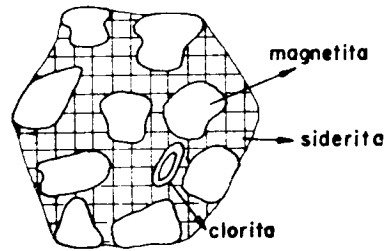
b) En las zonas de metamorfismo regional, la siderita y clorita aumentan mucho; la magnetita, pirita y calcopirita se hacen mucho más escasas, y los granates, epidotas y anfíboles desaparecen. De igual modo, los cristales de apatito presentan tamaños mucho menores.

En general, el grado de recristalización que presentan los minerales es mayor aquí que en la zona piloto, ya que el grado de metamorfismo regional, como se ha señalado en el epígrafe 6.1.2, es mayor en esta zona de Vivero.

Magnetita

Es el mineral de mayor interés económico. En las zonas de aureola (sondeos V-1, V-1.1, Fraga de Carballinos y la Silvarosa, cuya situación se representa en la figura 6.24) este mineral forma cristales grandes e idiomorfos, con bordes muy nítidos y a veces con calcopirita en emulsión, hecho que se puede interpretar como formación simultánea de estos dos minerales. Otras veces estas placas grandes de magnetita presentan numerosas inclusiones de carbonatos y clorita, así como fenómenos de martitización, en forma de láminas según el cruceo (111) de la magnetita o en forma de pequeños granos de hematites incluidos de forma irregular en la magnetita, o bien en los bordes de este mineral.

Otra forma de presentarse la magnetita en estas aureolas de contacto



es formando un mosaico, dentro de la masa de siderita, con formas que tienden a ser bastante idiomorfas. Esta textura parece indicar que la formación de la magnetita tiene lugar a partir de la siderita, como consecuencia de una recristalización, de igual forma que ocurre en las zonas P y A.

En las zonas que no están afectadas por el metamorfismo de contacto se han observado cristales de magnetita, formando parte de las secuencias de los oolitos, que por otra parte frecuentemente en esta zona no aparecen. Este mineral se presenta sólo en algunas muestras en forma de pequeños cristales de magnetita incluidos de forma irregular en la siderita.

El color que presentan las placas de magnetita varía de unas zonas a otras, posiblemente debido a variaciones en la composición química.

El origen de los cristales grandes de magnetita debe ser secundario, como consecuencia de procesos que originan fenómenos de recristalización. Estos procesos pueden ser de tipo metamórfico o tectónico. En este sentido, J. L. AMOROS y S. MIGUEL (1961) aplican el concepto de cristal dinámico y consideran que las rocas (asociaciones minerales) sufren bajo la acción dinámica de la corteza importantes transformaciones mineralógicas y estructurales y explican, por ejemplo, cómo el fenómeno de cataclasis favorece con la rotura de los minerales la movilidad de sus iones, con los consiguientes fenómenos de difusión y la producción de cambios fundamentales en la composición mineralógica y estructural.

El mayor desarrollo de los cristales de magnetita y apatito que tienen estas rocas se podría interpretar como consecuencia de un metamorfismo de mayor grado, así como a la acción de fenómenos tectónicos más intensos. Esto podría originar la no existencia de cristales pequeños de magnetita, más que en el sondeo V-6.

En cuanto al resto de los minerales, rutilo, ilmenita, turmalina, grafito..., no existe ninguna diferencia con la zona Ponferrada-Astorga. La ilmenita se presenta en forma de pequeños cristales de hábito prismático, frecuentemente orientados según una dirección, y también en forma de granos algo más redondeados, dispersos entre los carbonatos o cloritas, y los granos de rutilo presentan alteración a ilmenita en los bordes.

6.2.3 ESTUDIO DE LA MINERALIZACION EN OTRAS ZONAS

Siguiendo con el estudio de la mena de hierro, veamos ahora los yacimientos de Villaodrid, San Pedro del Río, Orrea, Fonfría y Gestoso, cuya

roca de caja se discutió en el apartado 6.1.3. Todas las muestras están recogidas en afloramientos en el campo, por lo que presentan fuerte alteración.

Como puede verse en los mapas de situación, la muestra de Gestoso, recogida en un socavón, estaría situada sobre el arco interno, mientras el resto se sitúan sobre lo que hemos denominado arco externo.

La mineralogía es semejante a las zonas de Vivero y Ponferrada, en cuanto a las especies minerales presentes, aunque aquí por esta alteración de las muestras la goetita (lepidocrocita) ausentes allí, aquí aparece como mineral principal.

Sólo hemos encontrado magnetita en la zona de Gestoso (1 b) y en la alineación de Fonfría (zona 4).

GESTOSO

En Gestoso la magnetita es el mineral principal de la mena. Forma grandes cristales idiomorfos con martitización incipiente en forma de pequeñas láminas, según el crucero (111) de la magnetita (fig. 6.25).

Entre estos cristales de magnetita aparece un relleno de minerales transparentes y algo de goetita (goetita + lepidocrocita), aunque aquí no hemos encontrado siderita.

Siguiendo el mismo criterio que venimos exponiendo, el origen de la magnetita podría ser secundario, por recristalización, bajo la acción dinámica de la corteza (procesos tectónicos violentos y metamorfismo regional de grado mayor). Pero estos cristales grandes de magnetita podrían ser de origen primario, si consideramos que no existe ninguna intrusión granítica próxima, y que las rocas de caja tampoco presentan efecto alguno de metamorfismo. Por otra parte, en las muestras estudiadas no hemos determinado la presencia de siderita, mineral a partir del cual podría haberse formado; por esto, estos cristales de magnetita podrían haberse formado primariamente como consecuencia de unas condiciones de Eh, pH, etcétera, adecuadas, propias de un medio menos reductor que la de los carbonatos, como lo prueba el hecho de aparecer asociadas a materiales más detríticos (cuarcitas, ver Capítulo 9). Posteriormente, como consecuencia de un metamorfismo regional de grado mayor que el que afecta a la zona del arco extremo, así como consecuencia de una tectónica violenta, tiene lugar una recristalización. Además, como ya discutiremos en el Capítulo 7, al hablar de la geoquímica, en las zonas afectadas térmicamente el contenido en fósforo de la misma suele aumentar, y en Gestoso, precisamente, el contenido medio en este elemento es 0,5 por 100, un valor muy bajo para este tipo de mena.

FONFRÍA

En Fonfría, el mineral principal es goetita, que empasta oolitos de clorita y algún rutilo. A pesar del estado de oxidación de la muestra se observan pequeños granitos de magnetita, formando parte de las secuencias de los oolitos, cuyo núcleo suele ser clorita. Fijándonos con atención, observamos cómo estos granitos de magnetita están transformados en el borde a hematíes.

A esta magnetita la atribuimos un origen primario, semejante a la magnetita de la zona Ponferrada-Astorga, que aparece formando parte de los oolitos y muy diferente en cuanto a tamaño, forma de presentarse y abundancia a la que aparece en las zonas de mayor recristalización (Vivero, Gestoso y zonas P y A de la zona modelo).

Si recordamos la roca de caja de este yacimiento de Fonfría, el techo son unas cuarcitas cloríticas, que presentan finas laminillas de biotita, que las atribuimos a un metamorfismo regional de la facies esquistos verdes zona de la biotita. Esta asociación mena-cuarcita nos podría también sugerir unas condiciones de formación menos reductora capaz de originar magnetita primaria.

En el resto de las zonas estudiadas no se ha encontrado magnetita, siendo los minerales principales de la mena siderita y goetita (como consecuencia de ser muestras alteradas).

6.3 TRANSFORMACIONES MINERALÓGICAS

La aparición de una fase cristalina necesita primero la nucleación de la misma. Cuando ya existen núcleos antes de llegar al estado termodinámico, en el cual se forma el mineral metamórfico, el proceso se verifica por simple crecimiento. En caso contrario, es necesario la formación de estos núcleos, lo que hace que la probabilidad de que aparezca el nuevo mineral disminuya, aunque se alcancen las condiciones de formación de dicho mineral.

Esto puede explicar que en zonas afectadas por un metamorfismo de intensidad semejante aparezcan a veces grandes cristales de magnetita. Cuando existieron primeramente cristallitos de este mineral, éstos sirvieron de germen para su crecimiento, dando como resultado mineralizaciones muy magnéticas. Cuando no existía magnetita, la probabilidad de formación de este mineral a partir de carbonatos de hierro y de las cloritas fue menor, aunque existiera la misma causa.

También puede explicar este fenómeno el desarrollo de granates de dos

generaciones en la zona de Vivero. Durante el metamorfismo regional se formarían los de primera generación, que servirían de germen para que durante el metamorfismo de contacto se originaran sobre éstos unos de segunda generación.

Pero, además, si un mineral tiene una forma desordenada de alta energía y la probabilidad de que se creen núcleos es mayor para esta forma desordenada tendrá mayor probabilidad de formarse como mineral metamórfico.

6.3.1 METAMORFISMO REGIONAL

Las rocas encajantes de la mineralización son rocas bastante ricas en calcio, pero sin llegar a ser metabasitas. El estudio detallado de las asociaciones metamórficas y de algunos minerales, realizados en los últimos años, destacan serias complicaciones, tanto al establecer los límites de facies como al tratar de correlacionar las facies de metapelitas y metabasitas.

En las metabasitas, prácticamente todas las reacciones límites, o no se producen en estado puro o se extienden en un gran intervalo de temperatura, lo que dificulta la delimitación de las facies. Esto es debido principalmente a que las rocas ricas en calcio (metabasitas) a diferencia de las metapelitas, contienen gran número de minerales cálcicos y sódico-cálcicos de un isomorfismo Na, Ca, Mg, Fe, Si, Al. Por ello, los equilibrios en las rocas básicas, incluyendo las limítrofes, son mucho más complicados que en las metapelitas pobres en calcio, y dependen no sólo de la temperatura y presión, sino también de otros factores subordinados, como el contenido en Na, Ca y Si y del grado de oxidación del hierro.

Las rocas básicas están formadas por minerales y paragénesis que se encuentran en casi todas las facies, no se observa un cambio de paragénesis, sino tan sólo la transformación paulatina de la composición química de los principales minerales (por ejemplo, anfíboles, epidotas, biotita, granates, Fe-Mg-cálcicos, plagioclasas).

Con respecto al granate, debido a que la reacción de su formación depende del contenido de Mg y Mn, surge la indeterminación de la isograda, ya que los cristales de neoformación nunca son de almandino puro. La solución sólida parcial de espesartita-almandino hace que crezcan los primeros granates ferromagnéticos en la zona de clorita (BROWN, 1967). El crecimiento de estos minerales con el aumento de temperatura da lugar a la formación de cristales zonados debido al aumento del contenido de hierro en la aureola exterior, donde disminuye el contenido en manganeso.

Como ya hemos discutido en el epígrafe 6.1, las rocas encajantes de

los niveles mineralizados están afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado, «low stage metamorphism», de acuerdo con la clasificación de WINKLER (1973-1975), o facies de los esquistos verdes de TURNER (1963) y KORIKOVSKY (1974). Esta facies metamórfica está caracterizada por la amplia estabilidad de las cloritas, cloritoide, stilpnomelano, moscovita-phengita y carbonatos de baja temperatura. En la parte media y superior de esta facies pueden aparecer granates (almandino y espesartita-almandínico).

En el arco externo (zonas 4, 3 y 2) el metamorfismo hercínico es epizonal, no sobrepasando la isograda de la biotita. Debido a esto las relaciones existentes entre la deformación y la aparición de nuevos minerales por efecto del metamorfismo no son fáciles de establecer, ya que la recristalización es poco intensa y los minerales que se forman son de pequeño tamaño.

En la roca de caja de los yacimientos de Fonfría (zona 4 a) aparece biotita muy fina cloritizada. Aquí el metamorfismo regional es de grado algo más elevado —subfacies biotita— de KORIKOVSKY (1974). Se piensa que este mineral se formó por efecto del metamorfismo regional y no como consecuencia del metamorfismo de contacto producido por alguna intrusión próxima y subaflorante, ya que la magnetita mineral típico de este tipo de transformación sólo aparece en Fonfría en forma de pequeños cristales formando secuencias de los oolitos, pero no en forma de grandes cristales, como ocurre en las menas afectadas térmicamente.

En el arco interno, el metamorfismo hercínico de las Pizarras de Luarca es de grado más elevado, subfacies del granate, caracterizada por la presencia de almandino y clorita, y en consecuencia el grado de recristalización es mayor.

La aparición de magnetita metamórfica parece estar relacionada con la formación de biotita. En la tabla I, en la que se indica el orden de estabilidad de algunos minerales en función de sus energías reticulares (se-

TABLA I

MINERAL	Er	Kcal/mol.
Rutilo	—	1.876,41
Glaucofana	—	1.630,69
Moscovita	—	1.561,80
Epidota	—	1.555,55
Biotita	—	1.444,30
Magnetita	—	1.264,27
Apatito	—	724,22

mejante al de temperaturas), se puede observar cómo la magnetita es el mineral que aparece inmediatamente después de la biotita.

WINKLER (1973; p. 206) también establece la transformación:



para la temperatura donde es válida la paragénesis:



En conclusión, la magnetita se puede formar en el metamorfismo regional por encima de la isograda de la biotita y antes de la formación del granate, aunque este mineral tenga mayor probabilidad de formarse cuando existan pequeños gérmenes (magnetita primaria). En la figura 6.13 se puede observar un granate de metamorfismo de contacto, englobando magnetita, de formación anterior, en una filita clorítica mosqueada.

6.3.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

En el arco más externo existen pequeños afloramientos graníticos (Boal, El Pato, Ancares, Campo de Agua y Ponferrada) que han sido objeto de estudio recientemente por SUAREZ (1970, 71, 72) y SUAREZ y SUAREZ (1970). Estos granitos son posteriores a la tercera fase de deformación, como se vio en el epígrafe 3.1.5, y producen un metamorfismo de contacto, que se superpone al regional. En estas aureolas se desarrollan grandes porfiroblastos de biotita, andalucita, quiastolita, etc., posteriores a la esquistosidad primaria.

La figura 8.1 representa un ejemplo de zonalidad mineralógica en la zona próxima a Ponferrada, por efecto de la intrusión granítica de San Miguel de Dueñas, y en la figura 8.2 se presenta otro ejemplo de zonación en la zona de Vivero, de formación análoga a la anterior. En los dos casos se observa cómo en las aureolas de contacto se forman minerales nuevos a expensas de los preexistentes. En las zonas muy próximas a la aureola aparecen como minerales metálicos importantes pirrotina, lollingita y arsenopirita, y en zonas algo más alejadas, pirita y calcopirita. Además, en estas aureolas tiene lugar la transformación de los carbonatos y cloritas en magnetita, de manera que este mineral se constituye en estas zonas en componente principal de la mena.

Es posible que las intrusiones graníticas que aparecen en la zona 4, próximas al frente de cabalgamiento, correspondan a una misma intrusión, con afloramientos esporádicos, lo que haría posible la existencia en este arco (y siempre próximo al frente de cabalgamiento) de otras áreas afec-

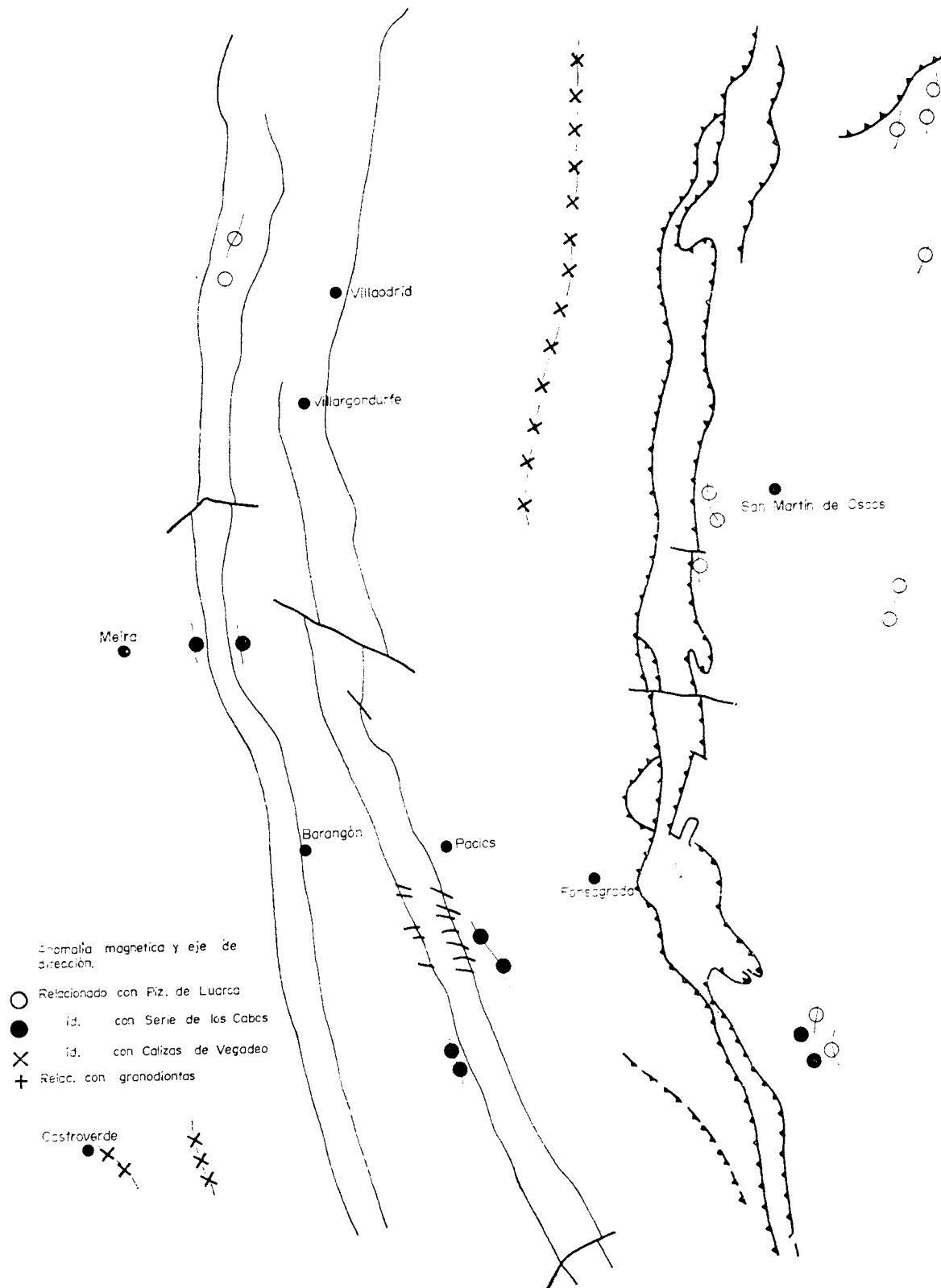


Figura 6.26.—Anomalías magnéticas. Datos de un vuelo magnético realizado por IGME-ADARO

tadas por este tipo de metamorfismo, con la consecuente magnetización de las capas de hierro. En este sentido, ASENSIO (1975) sugiere la existencia de una intrusión granítica subaflorante en la zona centro del coto de San José, y en el coto San Bernardo la existencia de filitas mosqueadas, así como la presencia de magnetita, calcopirita y pirita como minerales esenciales, parecen indicar también en esta zona la existencia de un plutón granítico, que no llega a aflorar.

En la figura 6.26 se muestra un esquema con las principales anomalías magnéticas registradas en un vuelo de prospección realizado por encargo del IGME a ADARO. En él se puede observar que estas anomalías no siempre están relacionadas con el nivel de hierro que hemos estudiado, sino que también lo está con la magnetita que cementa las areniscas en la serie de los Cabos, bien al techo o a la base, relacionados con granodioritas u otras formaciones posteriores.

Las anomalías en las pizarras de Luarca parecen presentarse en dos grupos, uno de ellos relacionado con el frente de cabalgamiento y el diastrófismo que produce, y otro dispersas, y probablemente relacionadas con fenómenos de metamorfismo térmico.

6.4 CONCLUSIONES DERIVADAS DE LA MINERALOGIA

6.4.1 VARIACIONES ESPACIALES

Las variaciones mineralógicas que se observan a lo largo de toda la zona son:

1) La roca de caja de la mineralización pueden ser esquistos, cuarcitas, mármoles sideríticos y rocas con textura oolítica. Esta diferenciación en el tipo de roca es más una variación temporal que espacial, ya que la textura oolítica aparece con más frecuencia en las rocas situadas a un metro del hierro que en las que están a dos metros y más aún en la mineralización, donde normalmente siempre aparecen. La textura oolítica está ligada a estos yacimientos, pero no tanto a su roca de caja. Podríamos decir que las condiciones del medio variaron en un intervalo relativamente corto en la columna estratigráfica.

2) Los oolitos que forman la mena no presentan siempre la misma secuencia zonal, ni incluso dentro de una misma muestra. Se han observado desde oolitos constituidos exclusivamente por clorita, carbonatos y apatito, hasta un gran número de combinaciones. Esto podría ser debido a varios factores, desde el efecto del corte al confeccionar la probeta, hasta pequeñas variaciones dentro de la cuenca, que darían lugar a pequeños cambios en el orden de deposición.

3) Las paragénesis minerales de estos yacimientos, así como la de su roca de caja, es semejante, aunque no su distribución, por lo que pensamos que la facies deposicional sería muy similar; podría tratarse de un medio rico en material arcilloso y detrítico con abundantes carbonatos y rico en materia orgánica.

4) El metamorfismo regional que afecta a las rocas que contienen los niveles de hierro es un metamorfismo de bajo grado («low stage metamorphism») de WINKLER (1970-73), o «facies de los esquistos verdes» de TURNER (1963), aunque la subfacies no es la misma en toda la región estudiada. En la zona (4 a), Fonfría, corresponde a la subfacies de la biotita, y en la (1 a), Vivero, corresponde a la subfacies del granate.

5) Las áreas donde se superpone al metamorfismo regional un metamorfismo de contacto, como consecuencia de intrusiones graníticas o granodioríticas posteriores, tienen un gran interés por el mayor desarrollo de magnetita. Los cambios mineralógicos que se originan por el metamorfismo de contacto se traducen en la mineralización, además de por un aumento de magnetita, en forma de cristales grandes, o masiva, por la disminución de siderita y clorita y aumento de arsenopirita y lollingita, pirrotina, piritita y calcopirita. En la roca de caja, en las aureolas de contacto, aparecen granates, biotita, epidota, anfíbol, y los cristales de apatito alcanzan unos tamaños muy superiores al que presentan en zonas de metamorfismo regional.

6.4.2 VARIACIONES TEMPORALES

1) Aumento de la fracción detrítica (cuarzo) en el tramo medio, en que aparecen las capas de hierro (fig. 6.9). Este tramo está constituido por filitas cuarzosas con textura granolepidoblástica y con algún nivel intercalado de cuarcitas de albita-clorita de grano fino. En el tramo inferior y superior estas filitas dejan de ser cuarzosas.

A escala de yacimiento el cuarzo es más abundante en la roca de caja, estando ausente o en muy pequeñas proporciones en la mena.

2) El grafito, más abundante en las filitas negras infrayacentes y menos abundantes en las rocas con textura oolítica próximas a la mineralización.

3) Los granates son minerales más abundantes en la mineralización que en la roca de caja.

4) El rutilo es un mineral mucho más abundante en la mineralización que en la roca de caja. Además, estos rutilos aparecen con sustituciones de ilmenita tanto en los bordes como en las partes centrales, aquí siguiendo el crucero (110) del rutilo.

7 ESTUDIO GEOQUIMICO

7.1 GEOQUIMICA DE LA MINERALIZACION

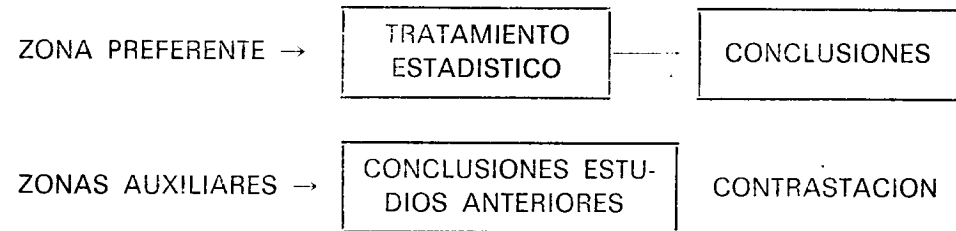
El estudio geoquímico de la mineralización tiene un gran interés, ya que al tratar los datos de un modo estadístico se obtienen unas tendencias generales en el comportamiento de los elementos químicos, interesantes desde el punto de vista genético, pero también desde el punto de vista económico y de explotación al marcar una zonación.

Con los noventa análisis químicos de las zonas de Ponferrada-Astorga y Vivero se han elaborado las tablas del apéndice 3. Estas tablas se han ordenado primeramente por zonas y posteriormente de acuerdo con las distintas capas de hierro. Hemos denominado, cuando aparece más de un nivel, capa «a» a la más próxima al techo de la serie; capa «b», a la intermedia, y capa «c», a la más próxima al muro. Dados los escasos datos que teníamos de la capa «c» no la hemos tratado, ciñéndonos sólo al estudio geoquímico de las capas «a» y «b».

Estos análisis químicos se han realizado moliendo primeramente la muestra a un tamaño inferior a 120 mallas. Se homogeniza y se introduce en el Tubo Davis, del cual se obtiene una fracción magnética y una fracción no magnética. A partir de estas dos fracciones se reconstruye el porcentaje total o «todo uno». Los elementos que se han analizado son: Fe, Fe magnético, P. P. C. (carbonatos medidos como pérdidas por calcinación), SiO₂, Al₂O₃, P y, naturalmente, se han obtenido en cada caso el porcentaje de fracción magnética y no magnética.

La información geoquímica de la región que se estudia no es uniforme en cuanto al número de datos; se han considerado tres tipos de zonas:

1. Una zona preferente o zona modelo, de la cual se posee una gran información y que se estudia sistemáticamente mediante un modelo matemático.
2. Una segunda zona, que la componen pequeñas áreas, que van a ser utilizadas para comparar con la zona preferente.
3. El resto de la zona, sobre la que se preguntarán las conclusiones obtenidas.



7.1.1 ZONA PREFERENTE: ZONA COMPRENDIDA ENTRE PONFERRADA Y ASTORGA

En esta zona las capas de hierro aparecen, como se puede ver en el mapa geológico, en un sinclinal cuyo flanco sur está cabalgando desde Ponferrada hasta próximo a Astorga, aflorando sólo los dos flancos en la zona próxima de Astorga. En el texto denominaremos A_N al flanco norte de esta zona y A_S al flanco sur.

El primer paso a dar es seleccionar una muestra que nos permita tratarla estadísticamente. El número de elementos necesarios se ha obtenido en esta muestra de acuerdo con los resultados propuestos por MILLS (1969; p. 697).

Los 87 análisis químicos, que figuran en el apéndice, se han subdividido en tres grupos:

1. Zona P — 48 por 100 de hierro.
2. Zona P-A — 40 por 100 de hierro.
3. Zona A — { flanco norte - A_N - 41 por 100 de hierro.
 } flanco sur - A_S - 43 por 100 de hierro.

Los valores de la media y de la desviación son:

$$Fe = 42,75 ; S_{Fe} = 3,08$$

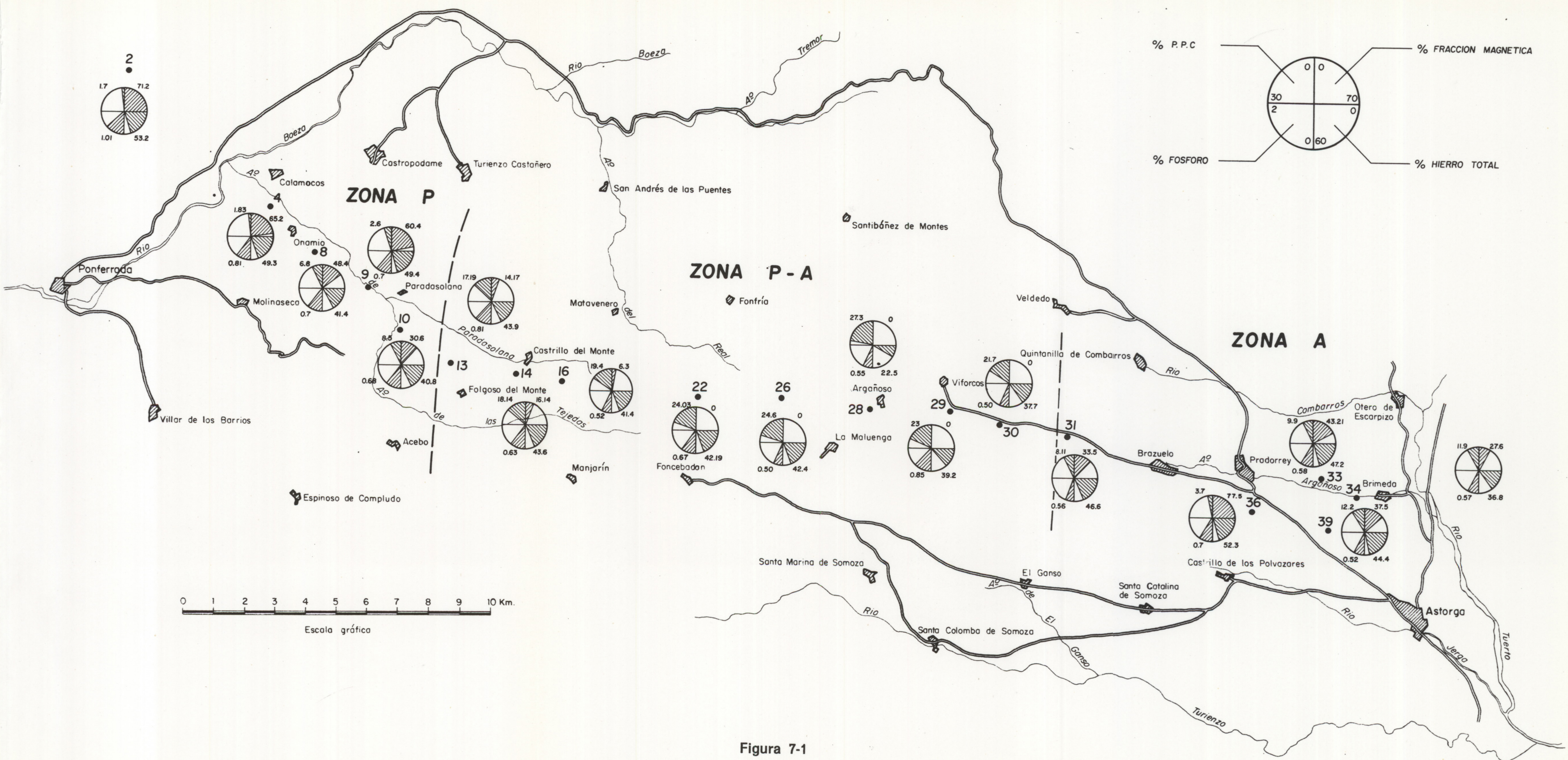


Figura 7-1

Variación relativa de las observaciones originales:

$$r = \frac{S_{Fe}}{Fe} = 0,07 ; r^2 = 0,0049$$

Variación relativa:

$$\frac{r^2}{Fe} = \frac{r^2}{N} = \frac{r^2}{4} = 0,0012$$

N = número de subzonas consideradas

Es decir, el coeficiente de variación es del 3 por 100, que nos indica que la media real oscilará entre $Fe \pm D$. Fe con una confianza del 95 por 100 cuando $D = 2 r_{Fe}$. Es decir, la media real estará entre los límites $(42,7 \pm 6)$ con una confianza del 95 por 100.

Así pues, el tamaño de la muestra necesario para trabajar a este nivel de confianza viene dada por:

$$n = \frac{k^2 \cdot r^2}{D^2} = \frac{9 \cdot r^2}{\frac{4 r^2}{n^2}} = 36$$

Como se disponía de 87 análisis químicos, se han rechazado aquellos que no presentaban excesiva garantía, y el resto se han reducido para obtener medidas parciales, quedándonos exclusivamente con 39, que en lo sucesivo representaremos por S1, S2, ..., S39.

COMPORTAMIENTO DE LOS ELEMENTOS

Para el estudio de las tendencias de los elementos se han realizado diagramas binarios, que expresan sus variaciones espaciales. Se representan en ordenadas, concentraciones, y en abscisas, distancias, referidas a la situación de las muestras dentro del área y poniendo en el centro de coordenadas la muestra más próxima a Ponferrada (sondeos 1, 2 y 3) y siendo la última la más próxima a Astorga (fig. 7.1). Los números que figuran en abscisas se refieren al número que se ha dado a los sondeos de esta zona (fig. 6.1) y a la distancia aproximada en kilómetros de unas muestras a otras.

Las figuras 7.2, 7.3, 7.4 y 7.5 corresponden a los diagrama de la capa «a», y las 7.6, 7.7 y 7.8, a la capa «b».

De la observación detallada de estas gráficas, la primera conclusión importante que sacamos es la existencia de tres zonas, bien diferencia-

das, que llamaremos P, P-A, A, y que hemos representado en la figura 7.1, donde se puede comprobar que:

Zona de Ponferrada: P.—Desde el sondeo 1 hasta los sondeos 13-14. En ella todos los elementos presentan un aumento (o disminución) continuo al alejarnos del origen.

Zona de Ponferrada y Astorga: P-A.—Desde el sondeo 13-14 hasta el sondeo 31. Aquí todas las composiciones se estabilizan y se mantienen constantes.

Zona de Astorga: A.—A partir del sondeo 31. Quedan diferenciados en esta zona los dos flancos del sinclinal, el N. y el S. El comportamiento geoquímico es bastante similar al de la zona P, en el sentido de que existe un salto brusco en la composición y a partir de él aparece un aumento o disminución continuo.

Una segunda conclusión es que el comportamiento de los elementos son prácticamente igual en las capas «a» y «b».

Alrededor del 70 por 100 de la composición global de la muestra está constituida por la suma del hierro y de los carbonatos (medidos como pérdidas por calcinación), cifra que se mantiene constante en las zonas P, A y P-A. Sin embargo, el porcentaje de estos componentes sí que varía considerablemente a lo largo de la zona, de tal forma que al aumentar el hierro disminuyen los carbonatos casi en la misma proporción, manteniéndose como consecuencia constante la composición global.

La *fracción magnética* disminuye continua y bruscamente desde el sondeo 1 al sondeo 13-14, en el que prácticamente es nula, y vuelve a tomar un valor considerable en el sondeo 31 y más aún, en el 32; a partir de aquí, igual que en la zona P, el contenido en fracción magnética disminuye continua y bruscamente hasta el sondeo 39, próximo ya a Astorga.

En la capa «a», en la primera parte de la curva (fig. 7.2), la fracción magnética aumenta más rápidamente que el hierro magnético; en cambio, en la capa «b» (fig. 7.6), la diferencia entre la fracción magnética y el contenido en hierro en esta fracción se mantiene siempre constante.

En cuanto al comportamiento del fósforo (figs. 7.4 y 7.8) se diferencian también tres zonas:

- Una zona, primera, en la que la concentración disminuye lentamente desde el sondeo 1 hasta el 14.
- Una segunda zona, desde el sondeo 14 hasta el 31, en el que la concentración se mantiene constante.
- Una última zona, donde se observa que a partir del sondeo 31 hay un aumento brusco en la concentración, desde el cual comienza a disminuir.

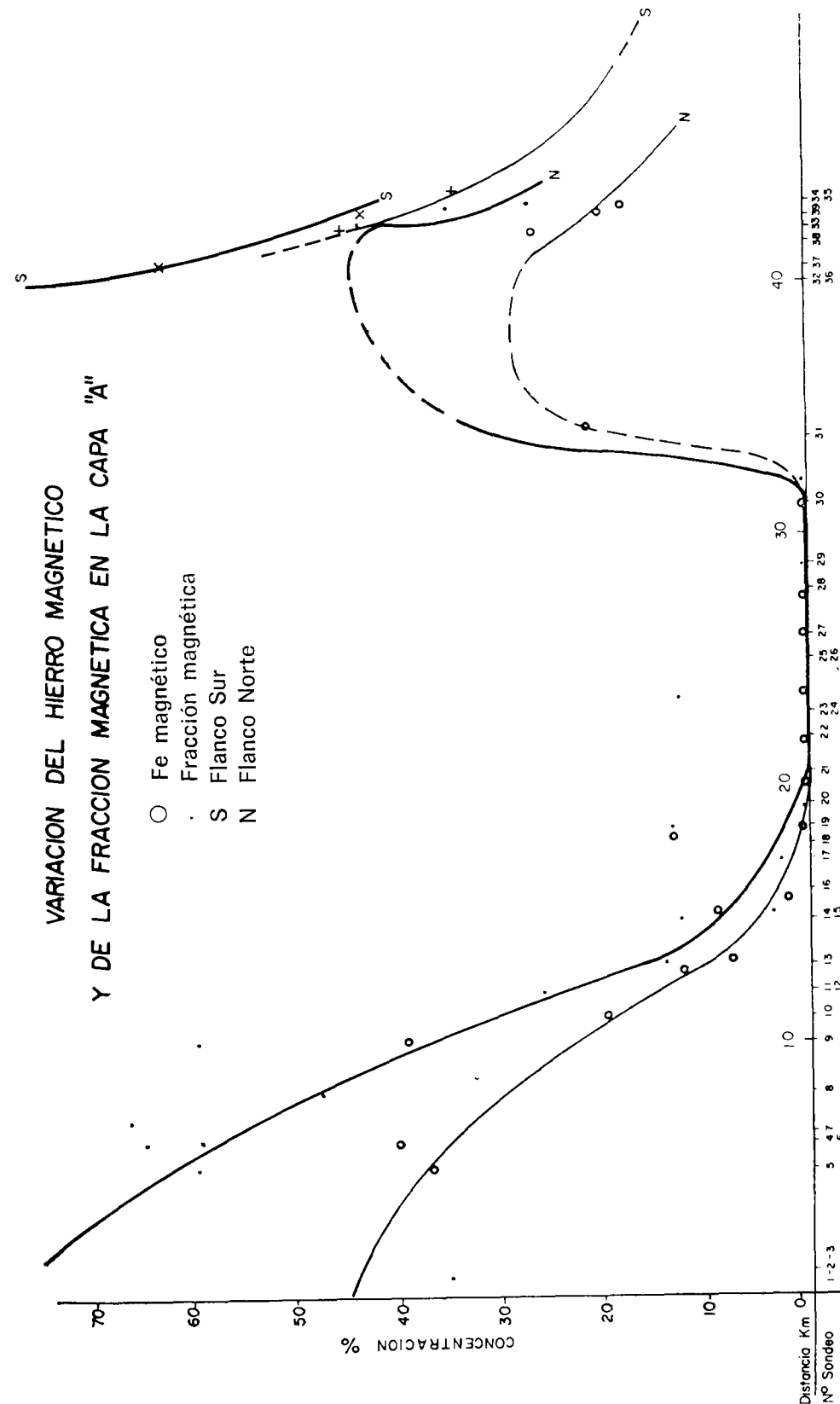


Figura 7.2

VARIACION DE LAS P.P.C Y DEL HIERRO TOTAL EN LA CAPA "A"

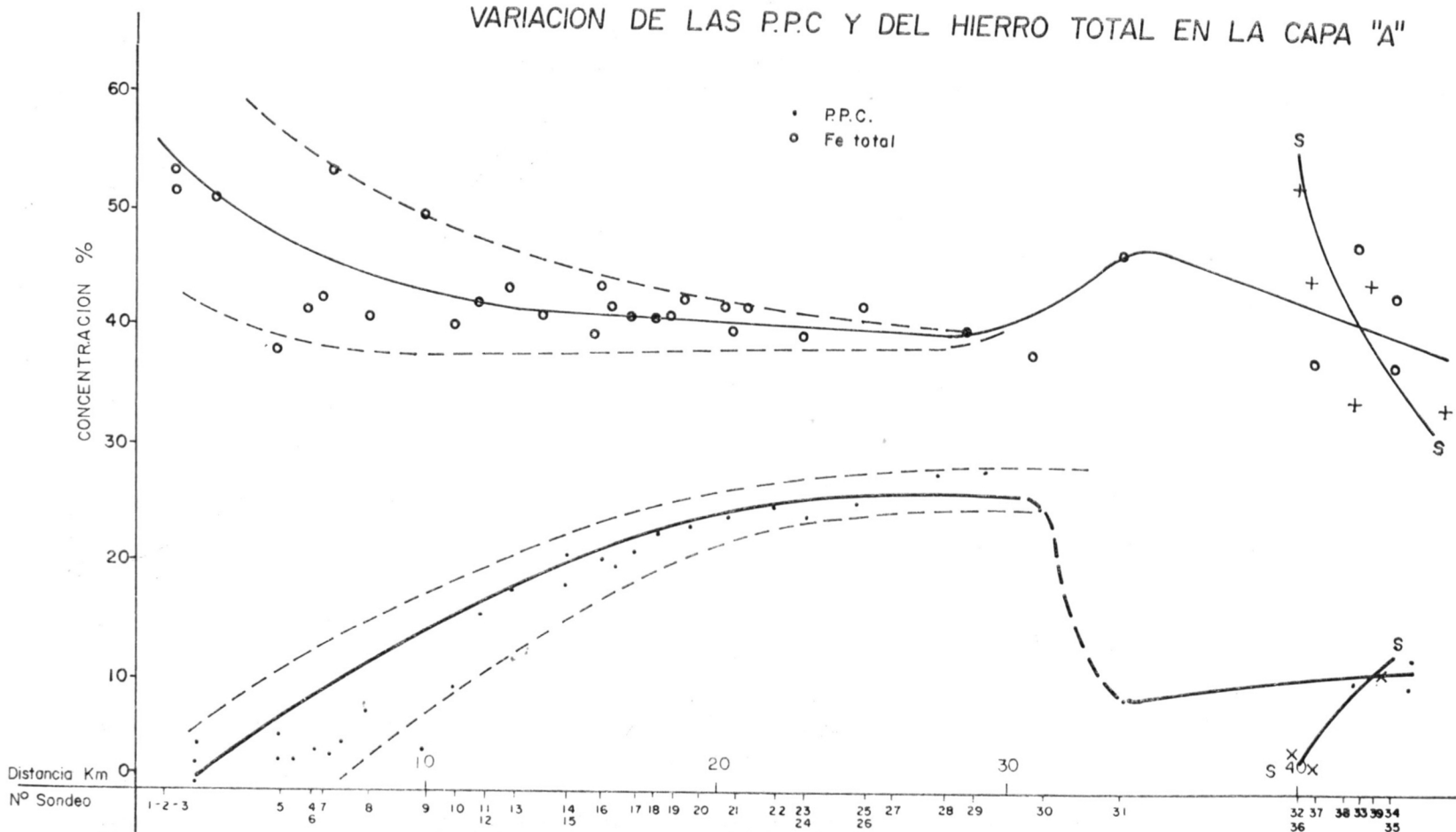


Figura 7.3

VARIACION DEL FOSFORO EN LA CAPA "A"

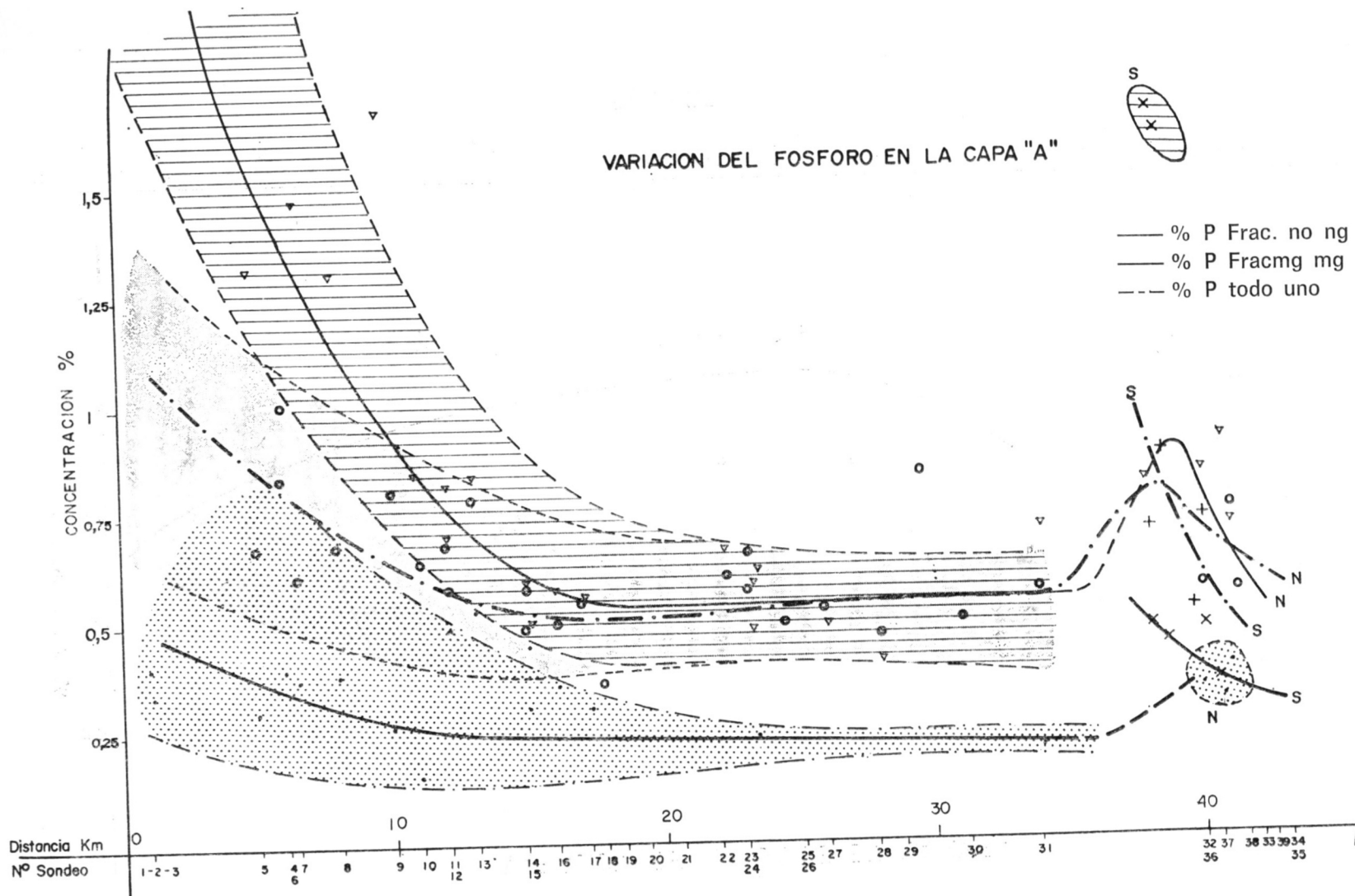


Figura 7.4

VARIACION DE LA SILICE EN LA CAPA "A"

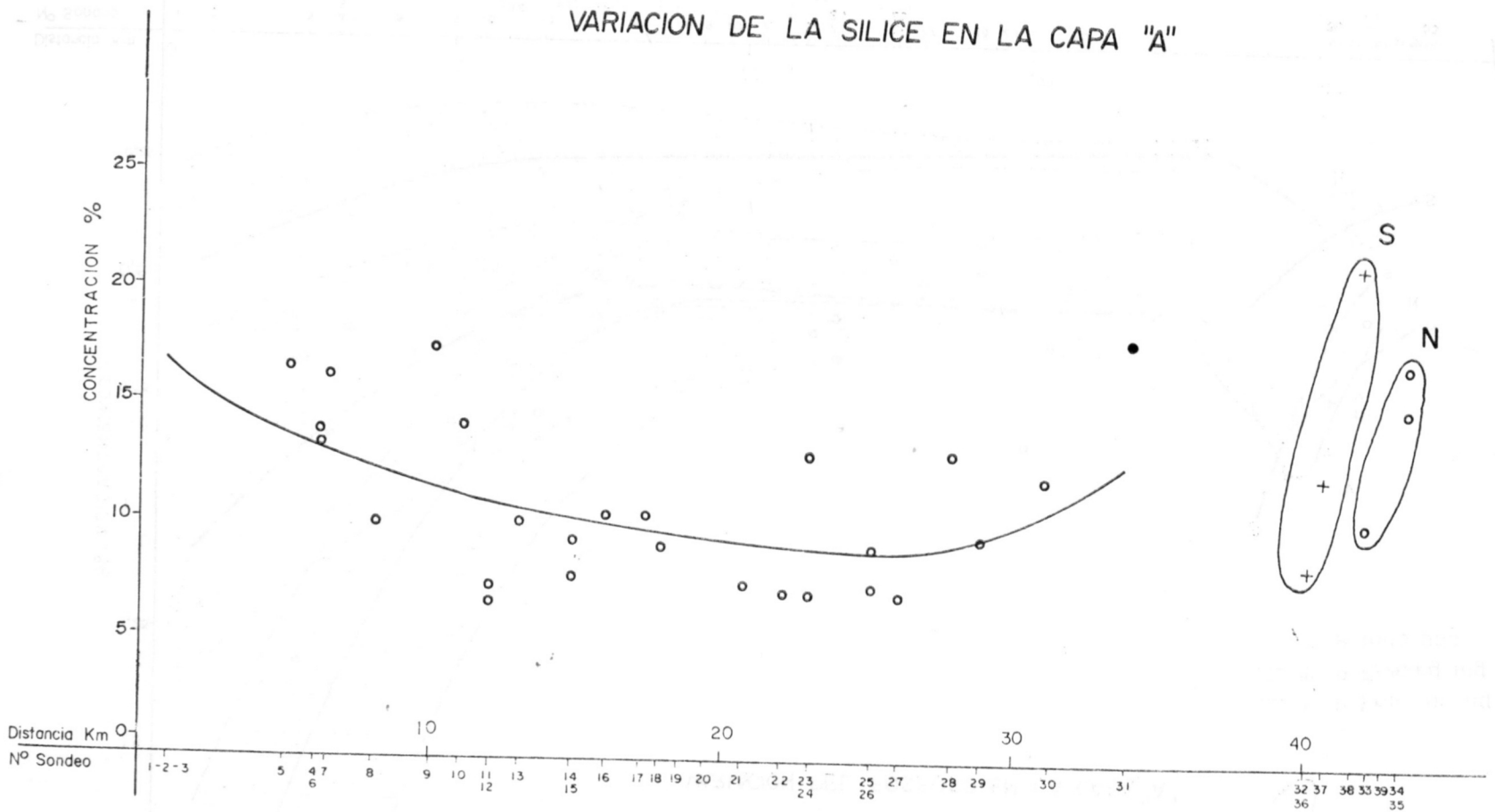


Figura 7.5

VARIACION DEL HIERRO MAGNETICO Y DE LA FRACCION MAGNETICA EN LA CAPA "B"

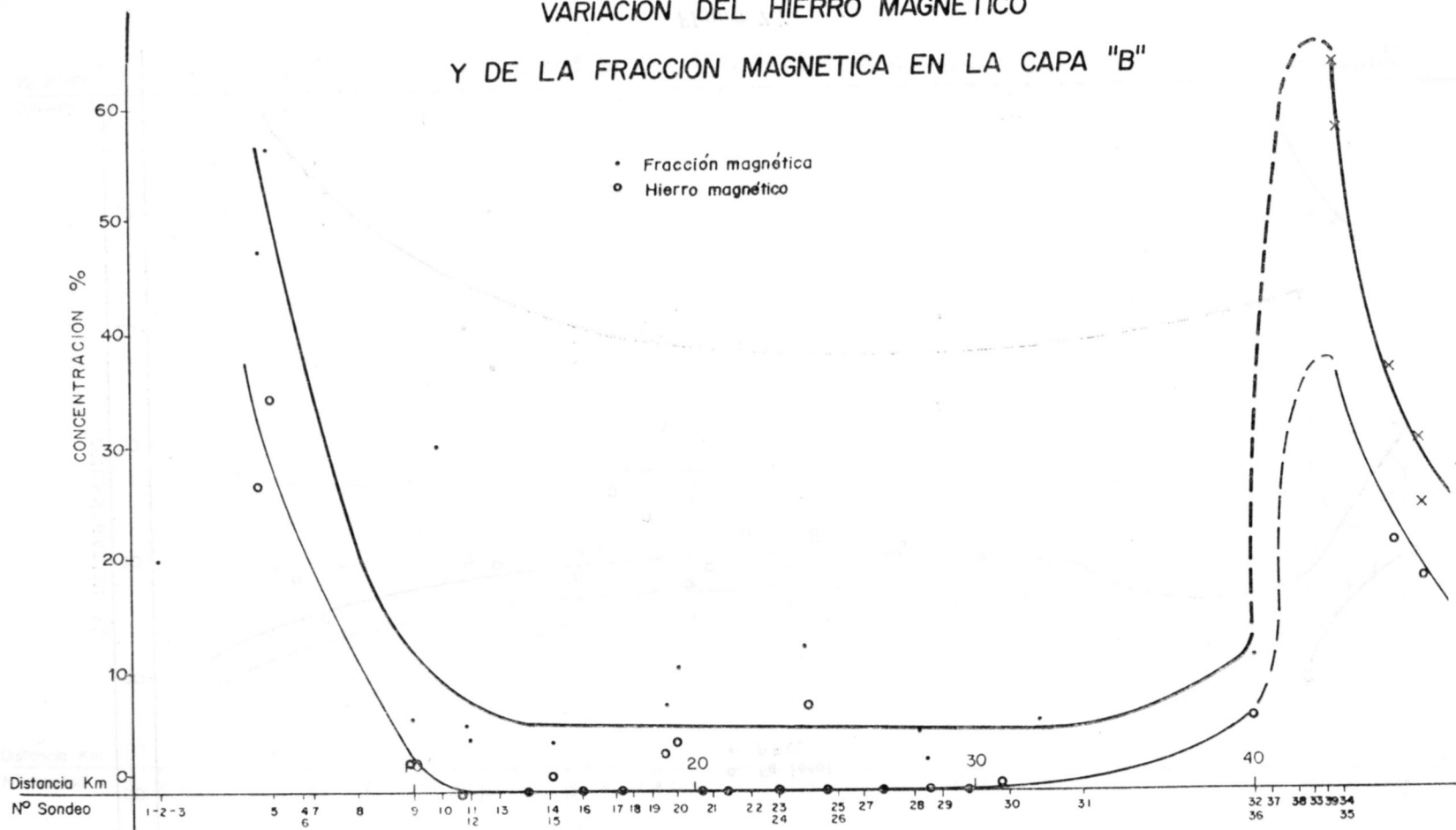


Figura 7.6

VARIACION DE LAS P.P.C Y DEL HIERRO TOTAL EN LA CAPA "B"

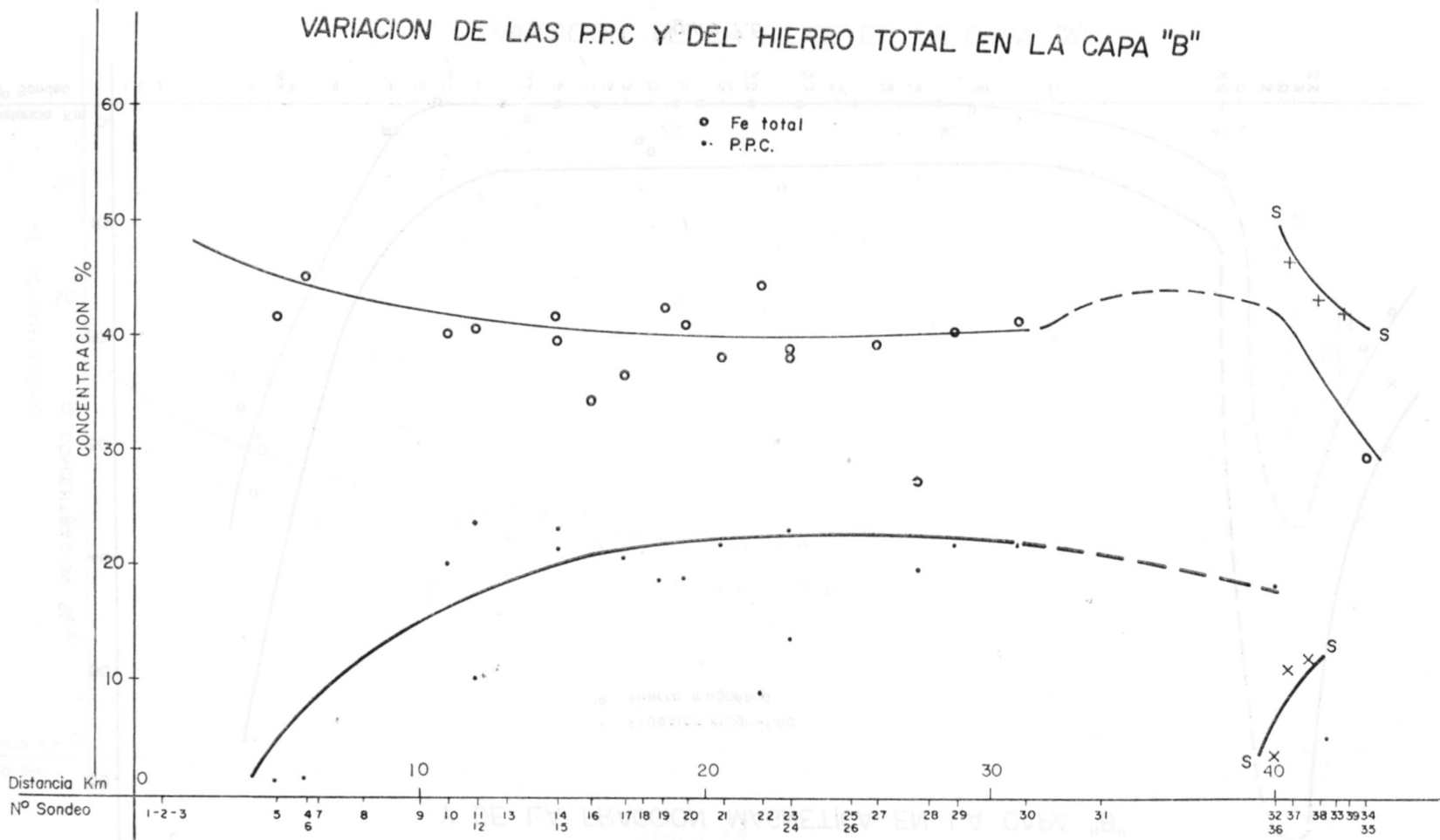


Figura 7.7

VARIACION DEL CONTENIDO EN FOSFORO EN LA CAPA "B"

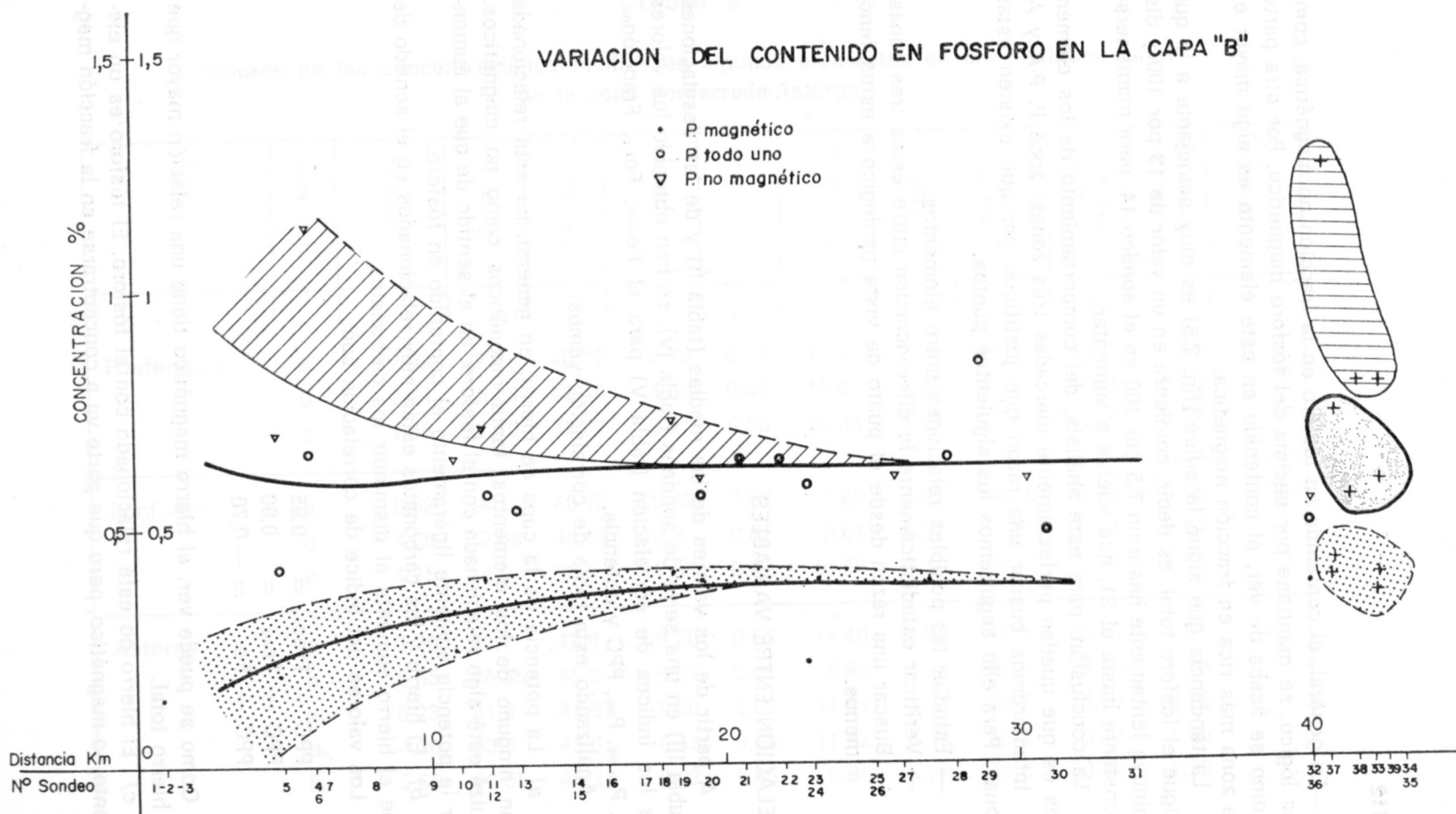


Figura 7.8

En general, el contenido en fósforo en la fracción no magnética, como es lógico, se mantiene por encima del fósforo magnético. Por otra parte, como se acaba de ver, el contenido en este elemento es algo mayor en la zona más rica en fracción magnética.

La tendencia que sigue la *silice* (fig. 7.5) es muy semejante a la que sigue el fósforo total, es decir, comienza en un valor de 13 por 100 y disminuye lentamente hasta un 7,5 por 100 en el sondeo 14, para mantenerse constante hasta el 31, que vuelve a aumentar.

La conclusión, para este análisis, del comportamiento de los elementos es que quedan perfectamente marcadas tres zonas: zona P, P-A y A.

Intentaremos buscar una razón que justifique por qué existen estas zonas. Para ello seguiremos los siguientes puntos:

- Estudiar las posibles relaciones entre elementos.
- Verificar estadísticamente la diferenciación entre estas tres zonas.
- Buscar una razón desde el punto de vista geológico a estos fenómenos.

RELACION ENTRE VARIABLES

A partir de los valores de las medias (tabla II) y de las desviaciones (tabla III) en una serie de sondeos (tabla IV), se han obtenido los valores de los índices de correlación (tabla V) para el Fe_{total} , Fe_{mg} , $Frac_{mg}$, P_t , $P_{no\ mg}$, P_{mg} , PPC y potencia.

Analizando esta tabla de correlación vemos:

a) La potencia de la capa de hierro, en general, no está relacionada con ninguno de los elementos, tanto magnéticos como no magnéticos. Quizá esté algo relacionada con el fósforo, en el sentido de que al aumentar la potencia aumente ligeramente el contenido en fósforo.

b) El hierro y los carbonatos están muy relacionados en el sentido de que el hierro aumenta al disminuir los carbonatos.

Los valores del índice de correlación son:

$$PPC - Frac_{mg} = 0,95$$

$$PPC - Fe_{mg} = 0,90$$

$$PPC - Fe_t = -0,70$$

Como se puede ver, el hierro magnético tiene una relación mayor que el hierro total.

c) El hierro no está relacionado con el fósforo. El fósforo es un elemento no magnético, pero que parte va a concentrarse en la fracción mag-

TABLA II
Valores de las concentraciones medias en algunos elementos en las distintas capas de la zona Ponferrada-Astorga

Número muestra . . .	Ponferrada			Ponf.-Ast.			Astorga					
% P Frac. no magnét. .	9	1,85		20	0,66		a	1,01				
% P Frac. magnética .	3	0,37		17	0,40		b	0,35				
% Frac. magnética . .	2	59,9		6	8,99		a _N	47,5				
% Al ₂ O ₃		7,28			5,91		a _S	44,6				
% SiO ₂		7,82			6,27		b _S	34,7				
% P		42,13			4,98			60,2				
% PPC		25			7,7			44,6				
% Fe total . .		8,48			6,10			0,42				
% Fe mg . . .		23,35			10,88			0,35				
Potencia . . .		0,76			0,59			0,35				
Capa		2,79			20,42			0,35				
Zona		4,53			19,8			0,35				
		3,2			17,35			0,29				
		48,77			40,72			0,42				
		37,7			4,17			0,66				
		25,23			2,69			0,62				
		13,10			4,0			0,62				
		12,93			6,62			0,69				
		2,24			4,60			0,66				
		1,55			4,75			0,69				
		42,46			40,09			0,66				
		31,87			38,8			0,66				
		42,6			42,6			0,66				
		45,3			45,3			0,66				
		41,67			41,67			0,66				
		43,6			43,6			0,66				
		45,3			45,3			0,66				

TABLA III

Valores de las desviaciones en las capas a y b en la zona Ponferrada-Astorga

Zona	Capa	Número muestra	Potencia	TODO UNO				
				% Fe magn.	% Fe total	% P	% P Fe mg.	% P frac. no magnética
Ponferrada	a	9	9,78	7,75	4,32	0,05	0,60	0,77
	b	5	0,40	9,70	3,43	0,11	0,07	0,78
Astorga	a	8	4,29	9,26	6,0	0,12	0,08	0,48
	a.	4	5,36	3,55	5,24	0,09	0,06	0,05
	a+	4	2,51	9,63	6,54	0,14	0,05	0,58
	b+	3	0,86	0,18	1,73	0,07	0,04	0,68
Ponf.-Astorga	a	10	4,48	6,48	5,95	0,12	0,17	0,16
	b	10	3,21	6,22	4,88	0,11	0,24	0,06

TABLA IV

Valores que se han utilizado para hallar los índices de correlación

Sondeo	Potencia	Fe mg	Fe total	PPC	P	Frac. mg	P en mg	P en N mg
S-2	35,9	46	51,5	1,7	1	71	0,34	2,9
S-3	12,2	44,7	52,5	1,9	0,95	71,5	0,42	2,7
S-5	9	37	50	1,93	0,66	60	0,29	1,33
S-4	8,8	41	50	1,8	0,8	65	0,4	1,8
S-6	8,3	37	48	3	1	59	0,40	2,56
S-7	14,5	43,8	53	2,7	0,65	67,5	0,34	1,48
S-8	21	30	41	6,8	0,7	48	0,38	1,3
S-9	5,7	41	49,5	2,6	0,8	60,4	0,25	1,7
S-10	8,7	19,5	41	8,5	0,68	30,5	0,15	0,85
S-11	10	13	42	15,5	0,70	26	0,49	0,67
S-13	23	7,5	44	17	0,8	14,7	0,55	0,85
S-14	10,8	8,9	43,6	18	0,6	16	0,44	0,61
S-16	12,3	3,22	41,4	19,4	0,5	6,3	0,38	0,59
S-17	5,2	1,9	41	20	0,57	3,92	0,3	0,57
S-18	3,2	0	42	22	0,35	0	—	0,35
S-20	2,88	0	42,6	23,79	—	0	—	—

Sondeo	Potencia	Fe mg	Fe total	PPC	P	Frac. mg	P en mg	P en N mg
S-22	2,6	0	42	24	0,67	0	—	0,67
S-25	6	0	42	23,5	0,50	0	—	0,5
S-27	2,67	0	42,2	0	0,55	0	—	0,55
S-29	1,65	0	39	23	0,85	0	—	0,85
S-30	0,48	0	37,7	21,7	0,50	0	—	0,50
S-31	2,13	22,2	46,6	8,11	0,56	33,5	0,2	0,70
S-32	0,70	—	36	—	—	—	—	0,80
S-33	14,3	26	47	9,9	0,58	43,2	0,35	0,83
S-33	1,70	—	30	—	0,30	—	—	0,30
S-34	7,8	17,6	36,8	12	0,57	27,6	0,33	0,7
S-36	2	45	52	3,2	0,7	77	0,47	1,8
S-37	3,2	34	44	3,4	0,87	66	0,45	1,75
S-38	8,6	0	33,9	0	—	0	—	0,52
S-39	3,6	21	44,4	12,2	—	37,5	0,35	—

TABLA V

Valores del índice de correlación de algunos elementos en la zona Ponferrada-Astorga

	Potencia	Fe mg	Fe total	PPC	P	Frac. mg	P mg	P no mg
Potencia	1	0,09	0,08	0,03	0,5	0,08	0,25	0,20
Fe mg		1	0,8	0,9	0,5	0,7	0,2	0,67
Fe total			1	-0,7	0,3	0,85	-0,1	0,6
PPC				1	-0,5	0,95	0,5	-0,7
P					1	0,5	0,5	-0,88
Frac. mg						1	-0,2	0,6
P mg							1	0,25
P no mg								1

nética, bien porque para el tamaño de molienda no queda totalmente liberado, bien porque la separación en el tubo Davis no sea perfecta.

El fósforo presenta una relación inversa, acusada, con las PPC (pérdidas por calcinación). Los valores de índice de correlación son:

$$\begin{aligned} P \text{ no mg} - \text{PPC} &= -0,70 \\ P - \text{PPC} &= 0,5 \\ P - \text{Fe}_{\text{total}} &= 0,3 \end{aligned}$$

d) El fósforo de la fracción magnética está asociado a las PPC, como se puede ver en la figura 7.9.

e) La concentración en sílice, sin embargo, no está relacionada con el contenido en fósforo (fig. 7.10). En todo caso, aumenta ligeramente con la disminución en PPC (fig. 7.11). En esta figura se diferencian las tres zonas, P, P-A y A, ambas con una proporción de sílice bastante semejante, pero con variación en el contenido de carbonatos, de manera que la zona P es la que menos carbonatos tiene, y la de contenido en sílice algo mayor, la zona intermedia P-A, es de alto contenido en carbonatos y proporción algo menor de sílice, y la zona A, situada intermedia, pero más próxima a la zona P.

CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS DE LAS TRES SUBZONAS

Zona de Ponferrada — P

Zona muy poco uniforme en cuanto al comportamiento geoquímico de los elementos, presenta un magnetismo muy acusado, que disminuye al alejarnos de Ponferrada (fig. 7.1). Los carbonatos están en concentraciones pequeñas, y siempre en relación inversa con la fracción magnética. El fósforo disminuye al alejarnos de Ponferrada. Cuando este elemento aumenta, la concentración de carbonatos disminuye.

Zona intermedia — P-A

En esta zona todos los elementos tienen un comportamiento geoquímico muy uniforme. Las concentraciones de hierro, fósforo y pérdidas por calcinación se mantienen constantes. La fracción magnética presenta concentraciones nulas o muy pequeñas.

Zona de Astorga — A

Es también una zona magnética igual que P, en la que el contenido de

VARIACION DE LOS CONTENIDOS EN PPC Y EN FOSFORO DE LA FRACCION NO MAGNETICA EN LA CAPA "A"

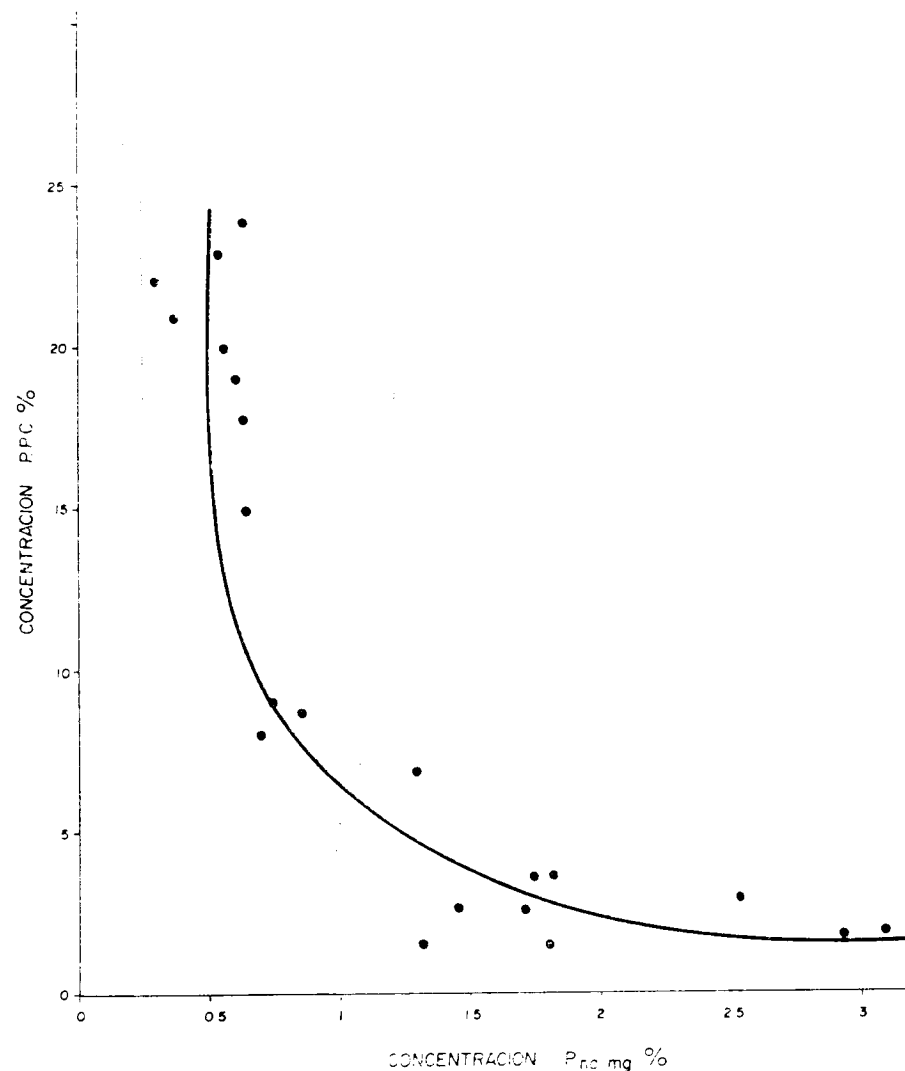


Figura 7.9

VARIACION DEL CONTENIDO EN SILICE CON EL FOSFORO DE LA FRACCION NO MAGNETICA EN LA CAPA "A"

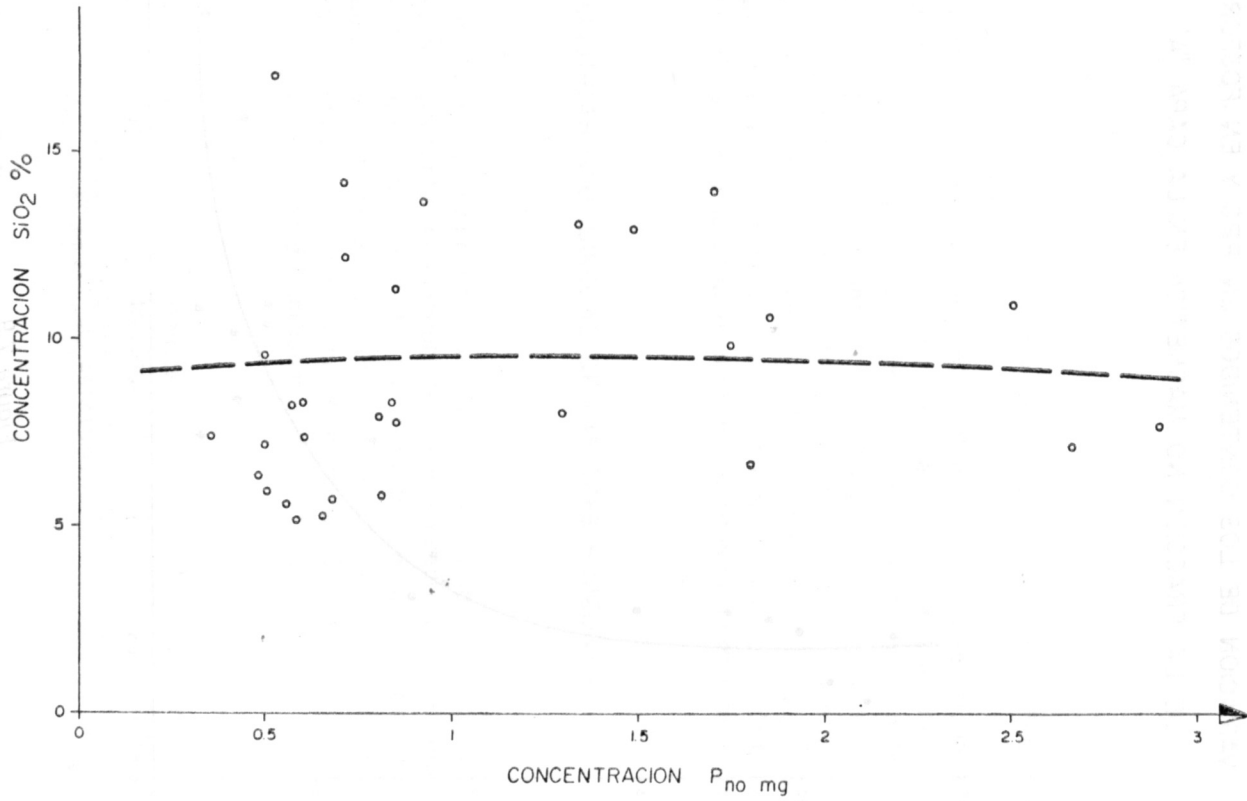


Figura 7.10

VARIACION DE LOS CONTENIDOS EN SILICE Y P.P.C EN LA CAPA "A"

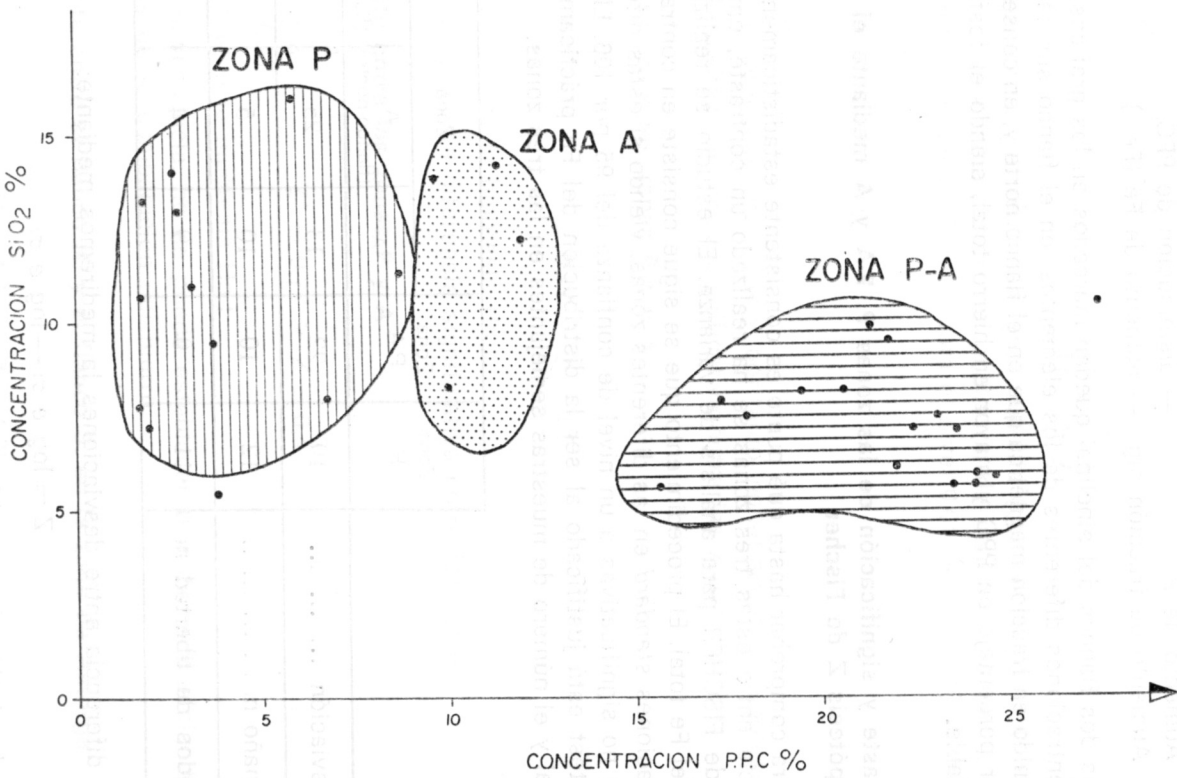


Figura 7.11

los elementos varía considerablemente, siempre siguiendo las relaciones ya establecidas.

- Aumento de Fe — disminución de PPC
- Aumento de P — disminución de PPC
- Aumento de fracción mg — aumento de Fe (Fe_{tot})

Los dos flancos del sinclinal quedan marcados en los gráficos, por las concentraciones diferentes de los elementos, en el flanco sur hay mayor contenido en fracción magnética que en el flanco norte y, en consecuencia, menor porcentaje en PPC y mayor en hierro total, siendo el fósforo casi invariable.

Contraste y significación de las zonas P, P-A y A mediante el test de hipótesis Z de Fischer

Para comprobar hasta qué punto es consistente estadísticamente la diferencia entre estas tres zonas se ha realizado un contraste, empleando la Z de FISCHER para análisis de varianza. El estudio se realiza a través del Fe total. El procedimiento que se sigue consiste en contrastar las desviaciones *standard* en las diferentes zonas, viendo si estas diferencias son o no significativas a un nivel de confianza del 95 por 100. El uso de este test está justificado al ser la distribución del Fe prácticamente Lg normal y el número de muestras semejantes en las tres zonas.

	Zona P	Zona P-A	Zona A		
			A	A (flanco norte)	A (flanco sur)
Desviación	19	22	13	25	6,3
Tamaño n _i	12	10	10	5	5
Grados de libertad n _i	11	9	9	4	4

La diferencia entre desviaciones la mediremos mediante:

$$Z = \log e \sigma_1 - \log e \sigma_2$$

La desviación de esta diferencia nos viene dada por:

$$\sigma_z = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)$$

Contraste entre las zonas P y P-A

Ho = hipótesis nula = no hay diferencia significativa entre las zonas.

$$Z = \log e 19 - \log e 2,2 = 2,3.$$

$$\sigma_z = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{11} + \frac{1}{9} \right) = 0,3$$

La verificación se reduce a: ¿es probable (con un 99 por 100) de que Z = 2,3 se haya obtenido de una población de media 0 y desviación 0,3?

El límite superior de Z = Z* para el nivel 0,01 (99 por 100) viene dado por:

$$Z^* = 2,57 \cdot 0,33 = 0,9$$

$$Z = 2,3$$

$$Z^* = 0,9$$

(No cae dentro de ese límite y, por tanto, *no se acepta* la hipótesis Ho.)

Es decir, hay diferencia significativa entre las zonas P y P-A.

Contraste entre las zonas P-A y A

$$Z = 1,9$$

$$\sigma_z = 0,3$$

$$Z^* = 0,77 < Z = 1,9$$

$$Z^* = 0,77$$

(No se acepta la hipótesis Ho.)

Por tanto, existe diferencia significativa entre las zonas.

Contraste entre las zonas P y A

$$Z = 0,4$$

$$\sigma_z = 0,3$$

$$Z^* = 0,77 > Z = 0,4$$

$$Z^* = 0,77$$

(Se acepta la hipótesis Ho.)

En consecuencia, no se puede establecer una diferencia significativa a través de la comparación del hierro.

Contraste entre el flanco N. y el flanco S. en la zona de Astorga

$$Z = 1,38$$

$$\sigma_z = 0,5$$

$$Z^* = 1,25 < Z = 1,38$$

$$Z^* = 1,25$$

(No se acepta la hipótesis.)

Por tanto, existen diferencias significativas entre los dos flancos.

Relación entre los flancos N. y S. en la zona de Astorga

En las inmediaciones de Brazuelo, próximo ya a Astorga, deja de existir el cabalgamiento que afecta al sinclinal ordovícico, apareciendo a partir de aquí los dos flancos del sinclinal, ambos mineralizados. Veamos ahora qué diferencias y analogías presenta la mineralización del flanco N. y la del flanco S. desde el punto de vista geoquímico.

Las relaciones establecidas entre los diferentes elementos se conservan igual que en las zonas P y P-A, y su evolución es semejante a la zona P, presentando siempre un punto máximo, para unos elementos, o mínimo, para otros, aproximadamente a la altura del sondeo 31, a partir del cual las concentraciones crecen o decrecen progresivamente hasta el sondeo 39.

El contenido en fracción magnética y en hierro magnético en el flanco S. es mayor que en el flanco N., tanto en la capa a como en la b; gráficamente tienen tendencias paralelas, aunque las concentraciones del N. están siempre por debajo. Las máximas concentraciones están en el sondeo 31, y a partir de aquí decrecen continuamente hasta el sondeo 39, como consecuencia las PPC (carbonatos) relacionadas directamente serán menores en el flanco S.

Relación entre el flanco S. de la zona A y el flanco N. de las zonas P y P-A

En la tabla VI se pueden ver de un modo cuantitativo algunas diferencias entre la mineralización del flanco S. y la del flanco N.

La capa «a» en el flanco N., en la zona P y P-A, siempre tiene mayor contenido en hierro total y en fracción magnética que la capa «b». En el mismo flanco, en la zona de Astorga, para la capa «b», sólo existen dos valores muy distintos, por lo que no nos atrevemos a generalizar, pensando por otra parte que quizá aquí sea a la inversa, es decir, la capa «b» mayor concentración en hierro total y fracción magnética, dado que aquí la serie no está invertida como en Ponferrada y la capa «b» está más profunda que la «a».

En el flanco sur la capa «b» tiene mayor contenido en hierro total que la «a», pero menor fracción magnética.

En todo el flanco N. la sílice es mayor en la capa «b» que la «a», mientras que en el flanco S. ocurre lo inverso.

Por otra parte, esta capa «b» del flanco S. tiene mayor concentración en fracción magnética que la capa «a» y «b» del flanco N.

TABLA VI
Valores de las concentraciones medias y extremas de algunos elementos en la zona de Ponferrada-Astorga

Concentración % Anal.	ZONA PONFERRADA (P)		ZONA PONFERRADA - ASTORGA (P-A)		ZONA ASTORGA (A)			
	FLANCO NORTE		FLANCO NORTE		FLANCO NORTE		FLANCO SUR	
	Capa a	Capa b	Capa a	Capa b	Capa a	Capa b	Capa a	Capa b
Fe total	48,77 53,2 - 41,4	42,46 39,7 - 45,6	40,72 43,9 - 37,7	40,06 43 - 28	41,6 47	43,5 - 30,7	43,6 52,3 - 33,9	45,3 47,7 - 43,6
Fracción magnética	59,9 71,5 - 35,5	42,13 21 - 57,2	8,99 0 - 26	4,98 0 - 13,5	34,7 27,6 - 35,3	12,6 - 40	60,2 77,2 - 37,5	44,6 65 - 31
P.P.C.	2,79 6,8 - 1,7	4,53 1,6 - 10,06	20,42 14,2 - 27,3	19,8 23,7 - 9,7	9,90 9,4 - 11,9	19,3 - 6,84	6,43 3,7 - 12,2	9,97 13,7 - 4,06
SiO ₂	11,9 22,8 - 7,3	15,6 13,2 - 17,7	7,6 10,5 - 5,7	8,6 15,8 - 5,3	11,6 13,8 - 8,3	8,43-20	11,22 17 - 6,7	9,96 9,3 - 11,2
P total	0,76 1,06 - 0,28	0,46 0,31 - 0,67	0,59 0,8 - 0,35	0,62 0,85 - 0,50	0,62 0,57 - 0,8	0,51 - 0,30	0,69 0,87 - 0,52	0,66 0,75 - 0,56
P no mg	1,85 2,8 - 0,3	0,73 0,35 - 1,15	0,66 0,85 - 0,35	0,64 0,73 - 0,59	0,75 0,92 - 0,7		1,35 1,8 - 0,52	1,28 2,25 - 0,80
Potencia	12,9 0,52-35,9	2,24 10 - 2	6,6 23,5 - 0,90	4,6 10 - 0,8	6,23 7,8 - 0,7	4,4 - 12,7	4,36 8,6 - 2	5,6 4,7 - 6,8

Las PPC estarán relacionadas con la fracción magnética y el fósforo está relacionado con las PPC, de manera que cuanto menor es la concentración en PPC, algo mayor es el contenido en este elemento.

El contenido en fracción magnética y en hierro total es mayor también en la capa «b» de la mineralización del flanco S., que en la capa «a» y «b» del flanco N. (ver tabla VI).

La concentración en sílice es muy semejante en los dos flancos, mientras que el porcentaje de fósforo es algo más elevado en el sur, tanto en el fósforo de la fracción no magnética como en el total. Este contenido disminuye desde el sondeo 31 hacia Astorga.

Discusión y conclusiones sobre la zona piloto

1) En el estudio geoquímico que se ha realizado se puede apreciar que existe un modelo general de comportamiento en las relaciones de los elementos, sin indicar esto que el modelo sea uniforme, variando el grado de relación fundamentalmente según el magnetismo.

2) En la zona de Ponferrada-Astorga se pueden diferenciar tres subzonas (fig. 7.1): una zona P magnética; una zona P-A, poco o incluso nada magnética, y una zona A, también magnética. En las zonas P y A al disminuir la fracción magnética aumentan los carbonatos y disminuye ligeramente el fósforo, la sílice y el hierro total. En la zona intermedia, P-A, la evolución de estos elementos es prácticamente una recta (figs. 7.2 a 7.8).

3) En la zona de Ponferrada P, el metamorfismo de contacto que se desarrolla como consecuencia de la intrusión granítica de San Miguel de Dueñas afecta de un modo muy directo a la mineralización, transformando la siderita en magnetita.

En la zona intermedia P-A la fracción magnética es pequeña y se mantiene muy constante, por lo que esta transformación siderita-magnetita no debe ser favorecida ni acelerada por procesos metamórficos de este tipo. En la zona de Astorga, tanto en el flanco N. como en el flanco S., vuelve a manifestarse el magnetismo de un modo acusado, presentando los elementos análogas relaciones y análogas tendencias, por lo que pensamos debe existir un proceso semejante al de la zona P, que produzca el mismo efecto, probablemente un granito subaflorante, que estaría situado en las proximidades de Astorga.

4) El estudio de las relaciones entre: hierro, fósforo, PPC, sílice y potencia de las capas de hierro han puesto de manifiesto que:

— El fósforo de la fracción no magnética está relacionado con las PPC

(carbonatos). Su índice de correlación es $-0,7$. Esta relación también se pone en evidencia de un modo gráfico en la figura 7.9.

— la *fracción magnética* está muy relacionada con las PPC. El índice de correlación es $+0,95$.

— La *potencia* de las capas no tiene relación con ningún elemento. Quizá esté algo relacionado con el fósforo, de manera que al aumentar la potencia aumente el contenido en fósforo. El índice de correlación tiene un valor $+0,5$ para el fósforo total y un valor inferior $+0,20$ para el fósforo de la fracción no magnética.

— El fósforo no tiene relación con el hierro.

5) Las capas «a» y «b» no presentan grandes diferencias en la zona estudiada. Las variaciones que existen pueden ser debidas a que en la zona de Ponferrada P la serie está invertida y la capa «a» sería la más profunda, mientras que en la zona de Astorga la serie está normal y la capa más profunda es la «b». Esto podría justificar el que en la zona P la capa «a» sea la más magnética, mientras que en la zona A la capa «b» sea a veces más magnética que la «a», y siempre más magnética que la capa «b» del flanco N. del sinclinal ordovícico en toda la zona desde Ponferrada hasta Astorga.

7.1.2 OTRAS ZONAS

Zona de Vivero

En las tablas XI y XII del apéndice se exponen algunos análisis químicos correspondientes a la mineralización de la zona de Vivero. Veamos si las conclusiones geoquímicas de la zona modelo Ponferrada-Astorga se siguen conservando en esta zona, alejada de la anterior y afectada también por metamorfismo de contacto, como consecuencia de una intrusión granodiorítica.

En la tabla VII se exponen los valores medios de las concentraciones de estas muestras, y en la figura 7.12 se han representado gráficamente, siguiendo un criterio de representación análogo al de la zona anterior, es decir, en ordenadas, concentraciones en porcentaje, y en abscisas, situación de las muestras, conservando más o menos una escala.

Las relaciones establecidas en la zona modelo Ponferrada-Astorga se siguen conservando, y así:

Aumento de fracción magnética — disminución de carbonatos —
aumento de sílice — aumenta ligeramente el hierro total

VARIACIONES GEOQUIMICAS DE ALGUNOS ELEMENTOS EN LA ZONA VIVERO

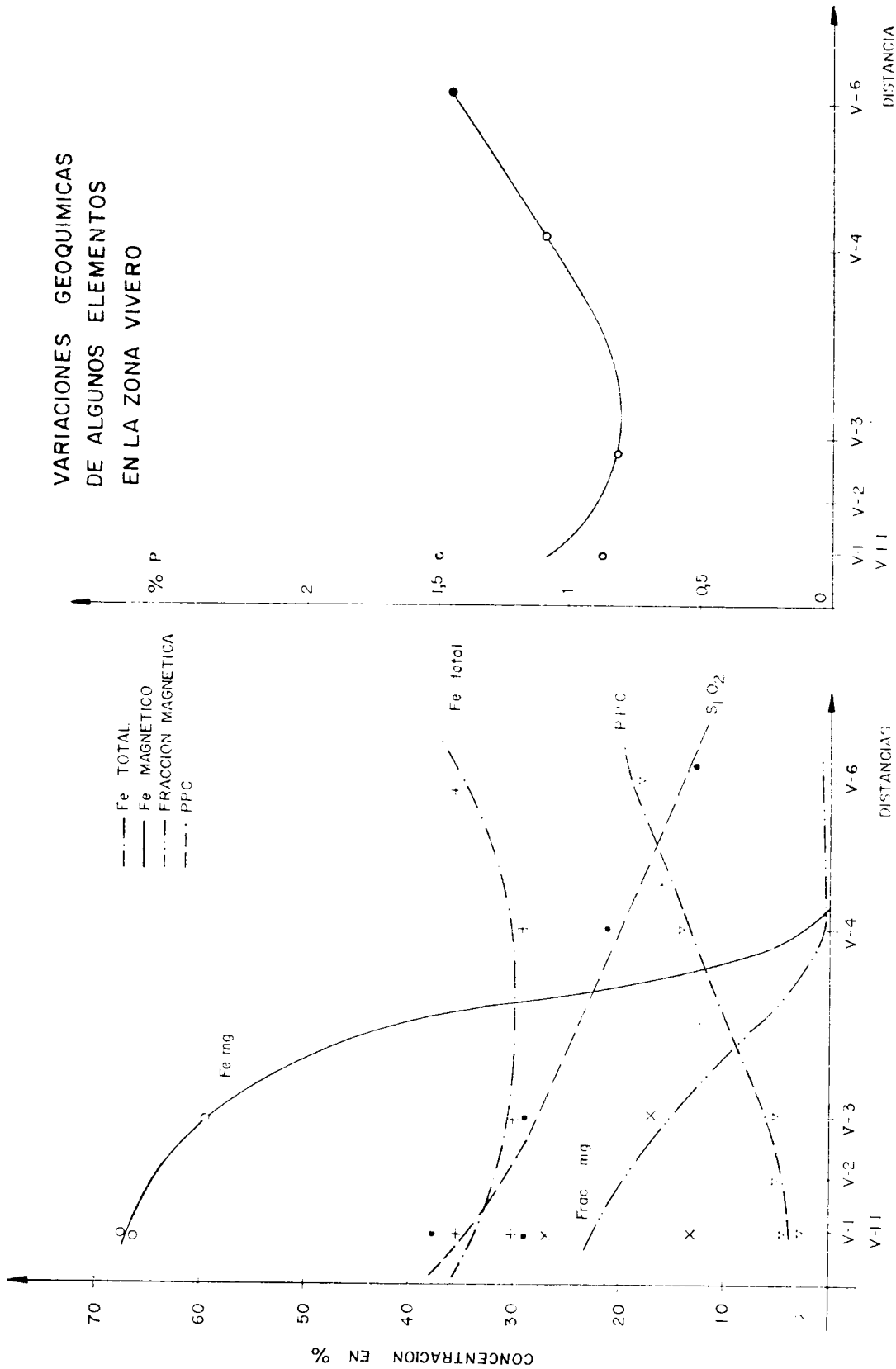


Figura 7.12

El fósforo no sigue una relación tan estrecha con los carbonatos. En la figura 7.13, al representar gráficamente las concentraciones de carbonatos y fósforo se observa cómo el comportamiento de estos elementos no sigue ninguna tendencia característica, y lo único que obtenemos es un comportamiento diferente para estos elementos en cada sondeo, quedando reflejado en este diagrama tres zonas.

El hierro total aumenta ligeramente en el sondeo V-1 y V-5 (fig. 6.24). Aunque no tenemos análisis químicos del sondeo V-6, si se recuerda, en el Capítulo anterior comentamos que en este sondeo volvían a aparecer cristales grandes de magnetita; con lo cual este aumento de hierro en el sondeo V-5, próximo al V-6, podría ser ya un reflejo de este fenómeno.

TABLA VII

Valores de las concentraciones medias de algunos elementos en la zona de Vivero

Sondeo	% Fe mg ...	% Fe total	% ppc ...	% P ...	% SiO ₂ ...	% Al ₂ O ₃ ...	% fracc. mg	% P fr. no mg. ...	N.º muestra .
V-1	66,9	30,23	4,8	0,89	36,2	14,74	13	1,0	2
V-1-1	67,4	35,6	3,0	1,5	27,7	—	27,5	1,9	3
V-3	60,8	30,4	5,1	0,86	27,7	4,3	17,0	1,1	5
V-4	—	29,8	14,1	1,1	20,8	4,9	trazas	—	4
V-5	—	36,0	18,5	1,45	13,9	4,0	trazas	—	12

Coto San José

El coto San José es la continuación de los cotos mineros San Bernardo, Wagner y Vivaldi, y separado de ellos por el recubrimiento terciario de El Bierzo.

Este coto ha sido estudiado intensamente para establecer sus características geológicas, mineralógicas y geoquímicas con vistas a su explotación (ALONSO y SUAREZ DE INFONZON y VILLALBA ANDRES, G., 1960, 1965).

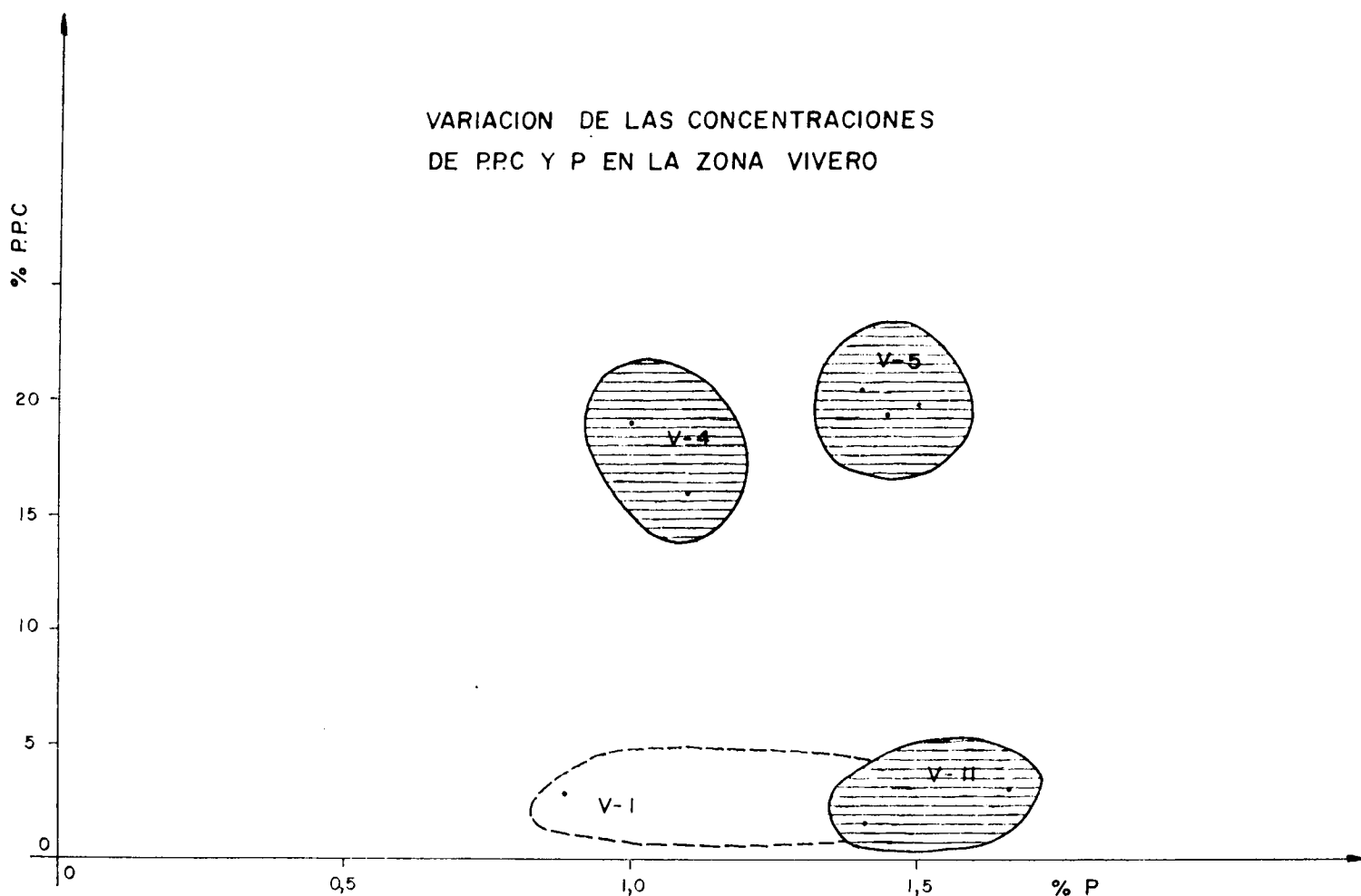


Figura 7.13

TABLA VIII

Análisis químico de 16 sondeos de la zona Centro del Coto Minero San José

Sondeo . . .	Capa	Profundidad .	Fe	Si O ₂	P	S	Observaciones
A- 1	Siena	13,4	55,5	7,25	0,31	0,10	Hidratado-poco magnético
A- 3	Siena	8	50,8	8,70	0,3	0,21	Hidratado-poco magnético
A- 4	Siena	24	56,8	8,24	0,17	0,03	Poco hidratado-magnético
A- 5	Siena	12	57,8	6,34	0,34	0,41	Hidratado-poco magnético
A- 6	Siena	15,4	55,9	7,85	0,29	0,20	Poco hidratado-magnético
A- 7	Siena	24	51,18	10,34	0,38	0,13	Muy magnético
A-13	Sotelo	55,5	55,12	6,49	0,46	0,25	Muy magnético
A-14	Siena	99	56,31	7,65	0,29	0,11	Muy magnético
3	Sotelo	90	54,15	9,19	0,63	0,12	Muy magnético
4	Sotelo	150	53,71	7,88	0,72	0,07	Muy magnético
5	Siena	93	51,48	7,32	0,29	0,34	Muy magnético
7	Sotelo	84	50,37	8,95	0,43	0,41	Muy magnético
8	Sotelo	120	55,12	6,47	0,64	0,03	Muy magnético
9	Sotelo	70	50,99	10,02	0,21	0,24	Muy magnético
10	Sotelo	130	53,3	6,84	0,82	0,05	Muy magnético
11	Siena	60	56,76	6,96	0,47	0,32	Muy magnético

Los análisis químicos realizados en las tres alineaciones de hierro se hicieron de muestras tomadas en calicatas, sondeos y socavones; como término medio se encontraron los siguientes resultados:

Contenido en Fe	entre 47	y 55	por 100
» » SiO ₂	entre 7	y 10	por 100
» » P	entre 0,40	y 0,8	por 100
» » S	entre 0,10	y 0,25	por 100

A diferencia de las muestras de la zona de Ponferrada-Astorga y de la de Vivero, estas muestras pueden ser alteradas por su proximidad con la superficie, lo que puede falsear la realidad de la composición mineralógica.

En la tabla VIII se recogen (IGME, 1965) determinaciones analíticas correspondientes a 16 sondeos de la «zona Centro» del coto minero San José. Estos análisis corresponden a la parte de testigo mineral. Como no conocemos la distribución espacial de estas muestras no se ha hecho ningún diagrama para representar gráficamente las concentraciones de estos elementos, pero si observamos con detalle la tabla VIII vemos:

1. Que al igual que en la zona considerada modelo las muestras más magnéticas tienen mayor contenido en fósforo.
2. La sílice también aumenta con el magnetismo.
3. El contenido en hierro total en todas las muestras es muy semejante, variando desde 50,37 a 57,8 por 100.

Estas variaciones son lógicas si pensamos que en la transformación de la hematites y de los silicatos de hierro, durante el metamorfismo, en magnetita (FEBREL, 1957), el hierro es liberado, y por tanto la sílice se concentrará. En cuanto al apatito, fosfato cálcico, es lógico también pensar que parte del carbonato emigre por los procesos metamórficos y, en consecuencia, el fósforo aumente su concentración.

Villaodrid, Orrea y Gestoso

Hemos recopilado, por último, algunos análisis químicos de las zonas de Villaodrid, Orrea, Incio y Vivero, del libro de HERNANDEZ SAMPELAYO «Hierros de Galicia», tomo I, pp. 262-267, con el fin de extrapolar las conclusiones también a estas zonas. Todo lo que digamos va a tener grandes limitaciones; desde limitaciones de número hasta limitaciones de elaboración, etc... No obstante estas limitaciones, creemos interesante comparar estas áreas:

TABLA IX

Concentración por 100	Villaodrid	Orrea	Incio	Vivero
PPC	—	10	0,60	2,20
SiO ₂	14,95	8,40	50,00	7,00
Al ₂ O ₃	4,10	no cont.	1,20	no cont.
Cal	1,03	0,40	indicios	4,00
Magnesia	0,32	0,80	indicios	0,87
Protóxido de hierro	6,48	0,35	0,15	0,20
Peróxido de hierro	58,06	69,15	46,45	82,35
Oxido de manganeso manganesífero	0,34	1,25	no cont.	0,48
Anhídrido fosfórico	—	1,85	0,75	1,40
Agua de combinación.	7,77	—	—	—

A la vista de la tabla IX se puede apreciar que la diferencia mayor está en los minerales de Incio, donde los carbonatos están prácticamente ausentes (PPC = 0,6 por 100) y, sin embargo, la sílice aumenta mucho su concentración (50 por 100), mientras que el fósforo no es demasiado elevado (0,75 por 100).

En el mapa de indicios de hierro (ADARO, 1974) para los minerales de Gestoso, próximo a Incio, dan el siguiente análisis químico:

Fe = 52 por 100
SiO₂ = 20 por 100
P = 0,5 por 100

Y para los minerales de Vivero:

Fe = 40-50 por 100
SiO₂ = 17-18 por 100
P = 1,1 a 1,7 por 100

Si recordamos, en el Capítulo 6, al hablar de la mineralogía de los yacimientos de Gestoso, comentábamos que el mineral principal era la magnetita en forma de grandes cristales, y que la siderita en las muestras que habíamos estudiado se encontraba ausente. Por otra parte, decíamos que no existían indicios aparentes de un metamorfismo de contacto y que la característica fundamental de esta zona era su complicada tectónica, que el origen de la magnetita en parte podría ser primario y en parte secundario, por la acción dinámica de la corteza, muy acusada en esta zona.

En este Capítulo hemos visto cómo en las zonas afectadas por metamorfismo de contacto, como Vivero, Ponferrada, Coto San José y Coto San Bernardo, la fracción magnética aumenta considerablemente, mientras que los carbonatos disminuyen y los silicatos aumentan, esto nos indica que los carbonatos y silicatos de hierro son los que están transformándose en magnetita, transformación muy frecuente en este tipo de materiales (NICOLINI, 1970). También hemos visto cómo al aumentar la fracción magnética el fósforo aumentaba ligeramente, siendo en las zonas más carbonatadas su concentración más pequeña.

En el caso de los minerales de Gestoso, pensamos que si hubiera existido un metamorfismo de contacto posiblemente el contenido en fósforo sería mayor de 0,7 por 100. Su alto contenido en sílice, unido a la falta de carbonatos residuales en las probetas pulidas, nos puede indicar que estos depósitos inicialmente fueron ricos en silicatos, y que la pequeña cantidad de carbonatos que tuviera se hubieran transformado en las modificaciones posteriores que sufre el depósito.

7.2 GEOQUIMICA DE LA ROCA DE CAJA

Las rocas metamórficas, a diferencia de los productos de meteorización o de los minerales metálicos, son, con ciertas excepciones similares por lo general en su composición química a las rocas de las cuales proceden, sobre todo si se prescinde del contenido en agua.

En la tabla XIII del apéndice se pueden ver algunos análisis químicos de la roca de caja de la mineralización de la zona de Ponferrada-Astorga y Vivero a uno y a dos metros del muro de la capa principal del hierro. El objeto de estos análisis es observar las variaciones en el tiempo de algunos elementos, importante desde el punto de vista de la génesis de estos yacimientos. En esta tabla observamos:

- 1) Disminución de la sílice en las rocas más próximas a la mineralización. En la figura 7.14 hemos representado las concentraciones en sílice de las rocas situadas a uno y dos metros de la mena, y en este diagrama se puede comprobar gráficamente cómo la concentración es mayor en las rocas más alejadas de la mena. También se observa que el comportamiento de la sílice es diferente, y así, mientras que en las rocas a dos metros de la mineralización la tendencia marca una disminución ligera desde el sondeo 16, próximo a Ponferrada, hasta el 31, próximo a Astorga, en las rocas a un metro de la mena el comportamiento es más heterogéneo, no siguiendo ninguna tendencia definida.

De la zona de Astorga no tenemos análisis químicos.

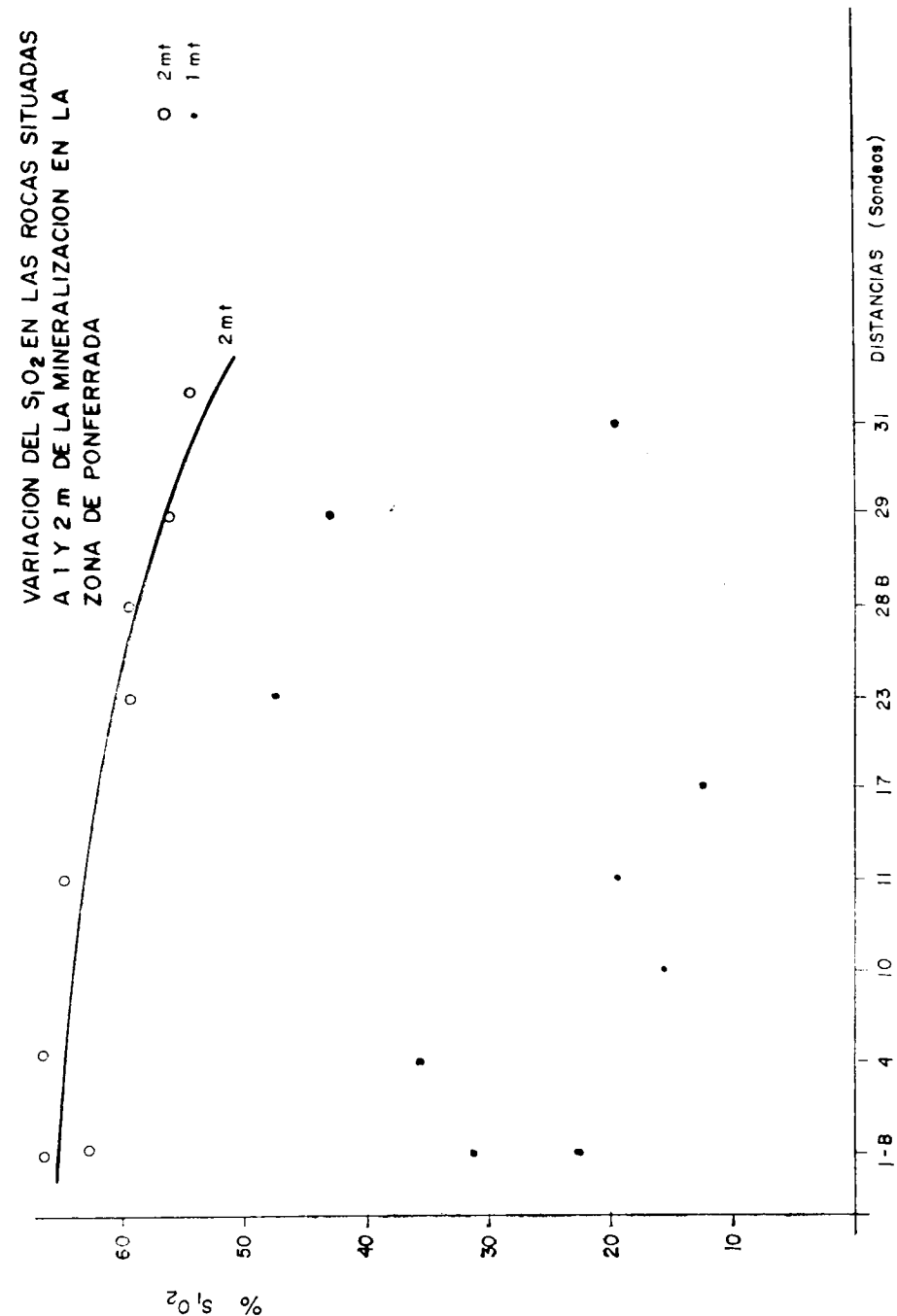


Figura 7.14

- 2) El manganeso aumenta su concentración en las rocas a un metro de la mena en todos los sondeos, excepto en el 159-III-17.
- 3) El calcio y el magnesio también aumentan siempre al aproximarnos a la mineralización.
- 4) En cuanto al P_2O_5 y al TiO_2 , se han representado gráficamente (figura 7.15) las variaciones de estas rocas en la zona próxima a Ponferrada. Se observa que el fósforo en las rocas situadas a dos metros del muro es mucho más escaso y su distribución más homogénea que a un metro del muro.

En el Capítulo 6 se ha indicado que las ilmenitas y rutilos son minerales mucho más frecuentes en la mineralización que en la roca encajante. Los análisis químicos corroboran esto, observándose que el contenido en TiO_2 es mayor en las rocas próximas a la mineralización. También se observa en la figura 7.15 que a partir del sondeo 28 b este orden se invierte, siendo el contenido en TiO_2 mayor en las rocas a dos metros de la mineralización.

En conclusión, los análisis químicos indican que al aproximarnos a la mineralización aumentan las concentraciones en hierro, óxido de calcio, manganeso, magnesio, fósforo, titanio y anhídrido carbónico.

VARIACION DEL P_2O_5 Y TiO_2 EN LAS ROCAS SITUADAS A 1 Y 2 m DE LA MINERALIZACION EN LA ZONA DE PONFERRADA

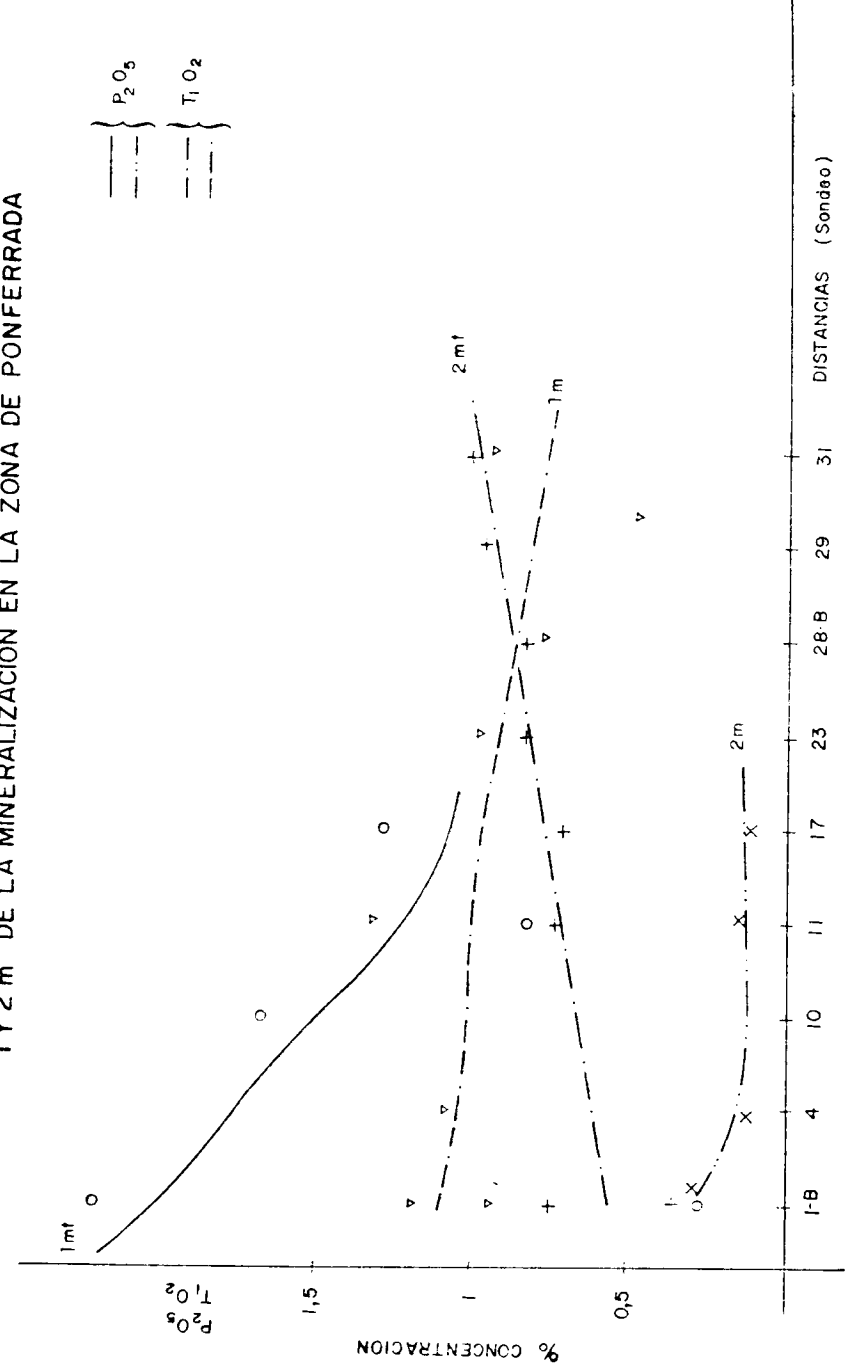


Figura 7.15

8 ASPECTOS METALOGENICOS-ECONOMICOS

La zonalidad es un concepto útil, porque sirve desde el punto de vista teórico para la interpretación metalogenética, y desde el punto de vista práctico, como guía de prospección. Hemos tenido este concepto presente al estudiar las variaciones mineralógicas y geoquímicas de estos yacimientos, pero creemos útil, con fines de prospección, presentar aquí conjuntamente todas las características que definen la zonalidad.

8.1 ZONALIDAD SEDIMENTARIA

La sucesión y la zonalidad son efecto de una misma causa. La sucesión es el orden de deposición de los minerales en el tiempo. La zonalidad nos refleja estos mismos cambios en la deposición, pero en el espacio.

En los Capítulos 3, 4 y 6 vimos cómo, a pesar de que la sedimentación de la capa mineralizada era homogénea y continua en toda la región, se presentaban zonas con espesores y mineralogía variables, controladas principalmente por la distancia a la línea de costa.

De esta manera podemos distinguir dos zonas:

- Zonas 4 y 1, con magnetita primaria y de recristalización.
- Zonas 2 y 3, con carbonatos (siderita) y silicatos (cloritas).

En las zonas 4 (Los Oscos-Fonfría-San José-Ponferrada-Astorga) y 1 (Vivero-Guntín-Gestoso), próximas al área emergida continental, y al rosario de islas que originara el umbral que limitaba este dominio del eugeosinclinal, la sedimentación es algo más grosera. Suponemos que se depositó

magnetita primaria. La paragénesis que encontramos es: silicatos (clorita), óxidos (magnetita) y carbonatos (siderita). La magnetita, cuando no existe ningún proceso que origine una recristalización posterior a su formación, suele tener unos porcentajes pequeños, siendo en este caso los silicatos y carbonatos los que forman la mayor parte de la mena.

A escala pequeña, este tipo de transformación se ve en algunas zonas como, por ejemplo, en el sondeo 159-III-11, el cual, a pesar de no contener magnetita en grandes cantidades en las capas primera y segunda por efecto de una falla, en la capa tercera este mineral formaba la especie más importante.

En las zonas 2 (Orrea-Fontaneira) y 3 (Villaodrid-San Pedro del Río), más alejadas de las áreas emergidas, los sedimentos se componen de materiales más finos, y no se deposita magnetita. Son zonas con carbonatos (siderita) y silicatos (clorita).

8.2 ZONALIDAD POR METAMORFISMO TERMICO

Superpuesta a la zonalidad sedimentaria se presenta en algunos lugares una zonalidad concéntrica originada por las intrusiones graníticas posthercínicas, que afectan principalmente a la zona 4, y próximas a los frentes de cabalgamiento.

En la figura 8.1 se puede ver un ejemplo de zonalidad mineralógica en la zona próxima a Ponferrada, por efecto del granito de San Miguel de Dueñas.

En la parte más interna de la aureola, en la que se encuentra situado el coto Vivaldi, existe una zona de metamorfismo de contacto más elevado, apareciendo como minerales opacos principales magnetita, pirrotina, calcopirita y pirita, en este orden de abundancia, y como minerales transparentes, granates, biotita y epidota, entre otros. También aparecen arsenopirita y lollingita, en menor proporción (zona I). En la parte más externa, zona II, persiste la magnetita de recristalización formando grandes cristales idiomorfos entre los oolitos y en forma masiva. El resto de los minerales de la zona I están ausentes.

La zona III, más externa, es más estrecha que las anteriores, y en ella aún persiste algo de magnetita recristalizada, aunque no es un hecho tan general. A partir de esta zona III sólo existe magnetita primaria en forma de pequeños cristallitos, formando parte de las secuencias de los oolitos.

En el coto San Bernardo (Astorga) esta zonación se vuelve a repetir, aunque aquí es menos acusada, quizá por la mayor distancia a que se encuentra el granito subaflorante, y como consecuencia no llega a aparecer pirrotina y calcopirita.

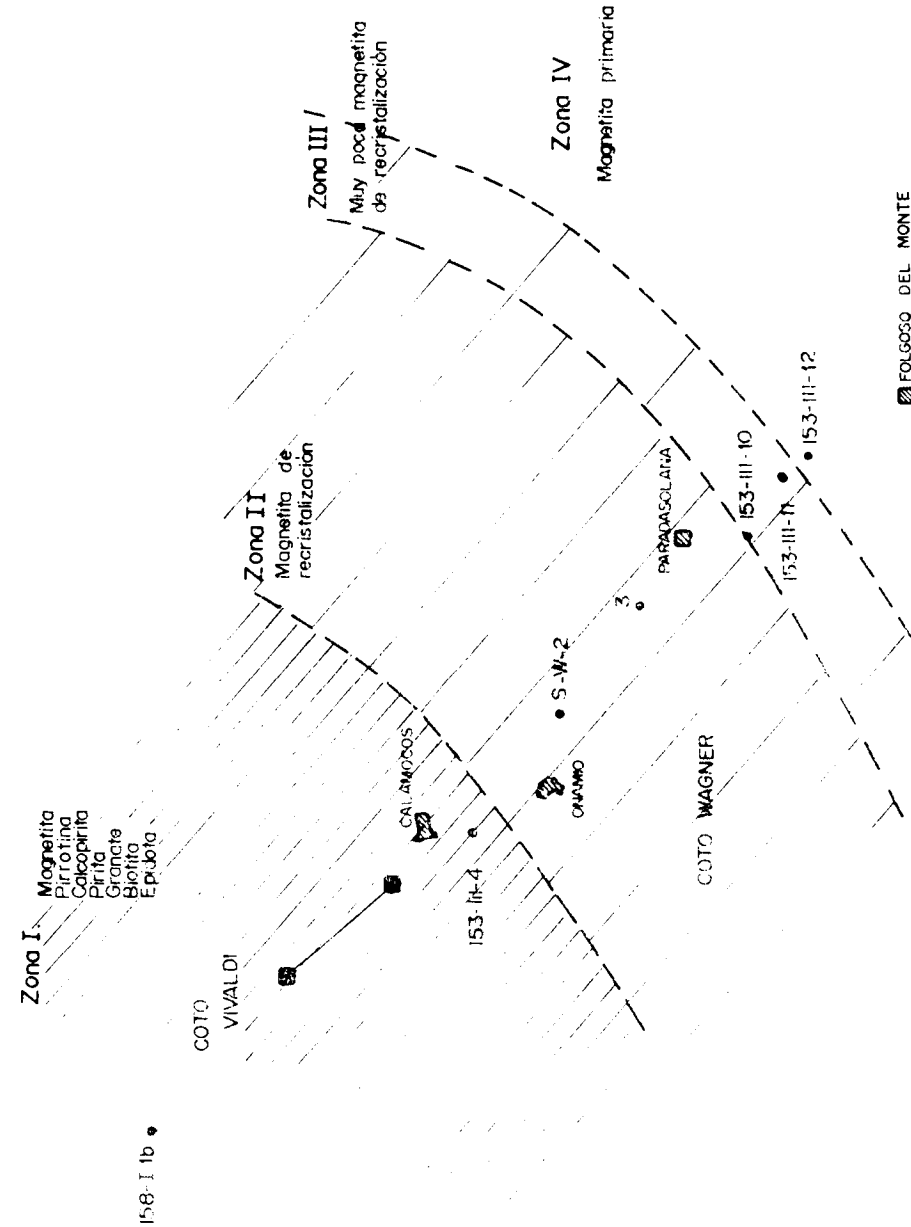


Figura 8.1.—Zonalidad mineralógica en la zona de Ponferrada

En la zona de Vivero (1 b) no se puede reconocer una zonación tan típica como las anteriores. En la figura 8.2 se ha representado esquemáticamente esta zonación mineralógica y se puede apreciar cómo la zona I es muy semejante a la de Ponferrada, con magnetita de recristalización, pirita y, en menor proporción, calcopirita, así como con biotita, granates y epidota. Una diferencia con aquella zona es la ausencia de pirrotina como mineral principal.

La zona II, como sólo disponíamos del dato del sondeo V-6, la hemos marcado con un pequeño círculo, aunque probablemente también fuera más o menos concéntrica con la anterior. En la zona III no aparece ya ninguno de estos minerales.

Posiblemente esta disposición zonal anómala sea debida al efecto tectónico de la falla que pone en contacto la granodiorita con las pizarras de Luarca.

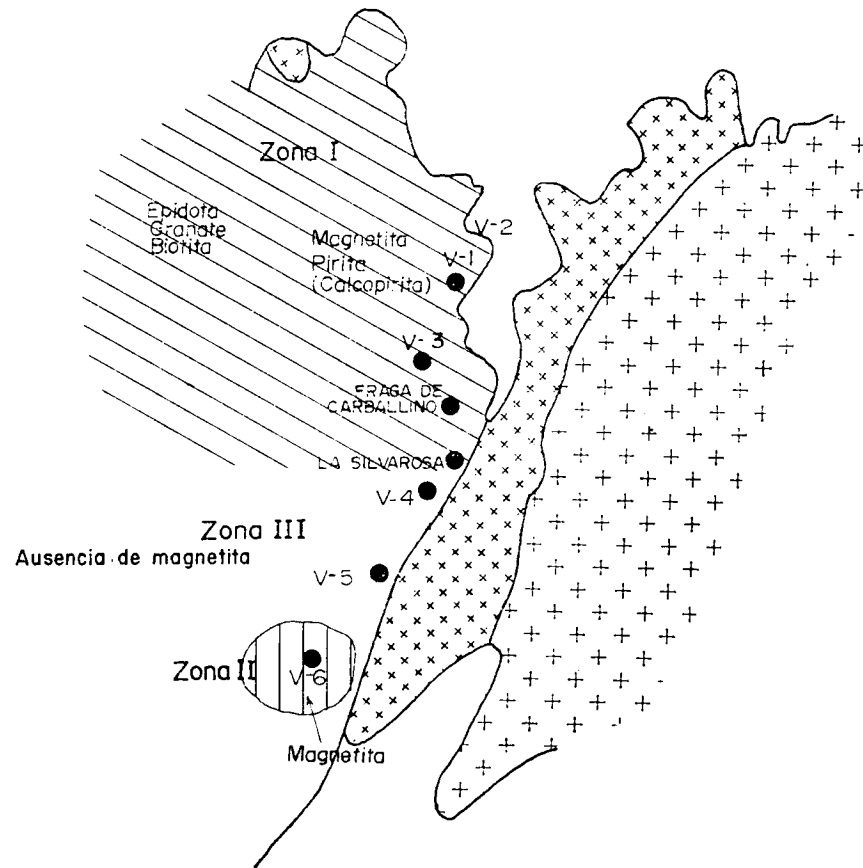


Figura 8.2.—Zonalidad mineralógica en la zona de Vivero

Desde el punto de vista geoquímico, también existe esta zonación, aumentando, en las zonas más internas de la aureola, el contenido en hierro magnético, sílice y fósforo, y disminuyendo los carbonatos (medidos como PPC).

8.3 SIGNIFICADO ECONOMICO

El hierro, segundo metal en cuanto a abundancia en la corteza, es la columna vertebral de la civilización moderna; representa más del 95 por 100 de todos los metales usados. Una proporción importante de los otros: níquel, cromo, tungsteno, vanadio, cobalto y manganeso son extraídos principalmente para ser agregados al hierro para darle propiedades más deseables de fuerza y resistencia a la corrosión.

La forma mineral en que se presenta el elemento es la que determina si una concentración dada es económicamente aprovechable. Así, por ejemplo, las cloritas (seudoturingitas) de estos yacimientos, minerales característicamente refractarios y difíciles de descomponer, son fuente indeseable para la obtención de hierro. Por lo general, las formas minerales en que se busca preferentemente el hierro son aquellas en las cuales se puede extraer este metal con mayor facilidad; éstos son los óxidos e hidróxidos como la magnetita (Fe_3O_4) y la goetita (HFeO_2), y también del carbonato siderita (FeCO_3).

La fundición del hierro a partir de los minerales oxidados es químicamente un proceso sencillo, en el cual el carbono, en forma de coque, y el óxido de hierro reaccionan a altas temperaturas para formar hierro metálico y anhídrido carbónico. Como el hierro rara vez se halla puro, debe agregarse también caliza como fundente, para que se combine con las impurezas y las elimine en forma de escoria. Por ejemplo, para producir una tonelada de hierro en lingotes se requieren aproximadamente 275 Kg. de caliza y 1.100 Kg. de carbón coquizable (SKINNER, B. J., 1974). Tradicionalmente esto ha significado que los minerales de mayor provecho son aquellos que ocasionan gastos de transporte menores. El ascenso de Gran Bretaña a primera potencia mundial productora de acero, durante el siglo pasado, se debió a la proximidad de yacimientos de carbón de alta ley y de abundantes minerales de hierro.

El contenido en hierro de estos minerales es:

- Magnetita, 72,4 por 100.
- Hematites, 70 por 100.
- Goetita, 62,9 por 100.
- Siderita, 48,2 por 100.

De aquí se desprende el porqué la magnetita es la especie mineral de estos yacimientos que tiene mayor interés económico. La siderita es la que tiene menor interés, ya que el carbonato primero hay que transformarlo en óxido para luego seguir el mismo tratamiento que éstos. (*)

Entre los factores que condicionan la explotabilidad cabe distinguir entre:

A) *Naturaleza del yacimiento*

- Relación entre la ley límite y las reservas.
- Composición química, mineralógica y textural.

B) *Factores técnicos*

- Tipo de mineralización } Posibilidad de mecanización.
- } Influencia de la composición mineralógica y textural.

C) *Factores económicos*

- Exito coyuntural.
- Factor competitivo.
- Crisis de un sector industrial, consumidor, básico.

8.4 COMPARACION DE ESTOS YACIMIENTOS CON DIVERSOS HOLOTIPOS

Las clasificaciones de los distintos holotipos están basadas en la mineralogía del yacimiento, tipo de roca asociada, morfología y ambiente geotectónico. Existe una gran dificultad para establecer una tipología de yacimientos, dada, por una parte, la abundancia del hierro en la corteza, y por otra, su escasa diversidad de paragénesis.

En la tabla X se exponen las características mineralógicas de los yacimientos de hierro del Noroeste en algunas de las zonas estudiadas. De acuerdo con esta mineralogía, y considerando su textura oolítica, según la clasificación de ROUTHIER (1963), tabla XI, serían yacimientos sedimentarios de tipo oolítico (minette), subtipo II a, hematítico (clintón); aunque las analogías que existen entre este subtipo y el II b, limonítico (Lorena) trae como consecuencia cierta dificultad en encajar algunos yacimientos ricos en goetita. Sin embargo, como se puede observar en el esquema de esta figura, precisamente los yacimientos ricos en goetita corresponden a los que se han estudiado sobre muestras alteradas, por lo que pensa-

mos que si hubieran sido muestras frescas, como el resto, también probablemente corresponderían al subtipo hematítico.

Las diferencias que presentan estos yacimientos con los hematíticos de ROUTHIER están basadas en la pequeña cantidad de hematites que presentan; si recordamos, en el apartado anterior decíamos que este mineral en las muestras frescas sólo lo hemos encontrado como transformación dentro de la magnetita (martitización).

Las diferencias que presentan en cuanto a la existencia como minerales principales de pirrotina, calcopirita y piritita se justifican teniendo en cuenta el metamorfismo de contacto que se superpone al metamorfismo regional.

En el Mapa Metalogenético de España (previsor de mineralizaciones de hierro (IGME, 1972), se han clasificado estas zonas del noroeste como yacimientos del subtipo II b, limonítico. Estos yacimientos representan el 32 por 100 de las reservas totales de España y son quizá los que ofrecen un mayor porvenir en cuanto a existencia de reservas, siempre con el inconveniente de su contenido en fósforo.

Por el resto de las características: asociación a series arenosas (filitas cuarzosas), en un nivel estratigráfico definido (Llanvir-Llandeilo) que se puede extender varios centenares de kilómetros (Coto San Bernardo-Coto San José, Villaodrid-San Pedro del Río) serían análogos al subtipo hematítico definido por ROUTHIER (ibíd).

* En estos yacimientos del NO., la siderita tiene mayor interés económico que la magnetita, debido a su menor contenido en fósforo.

TABLA X
Características mineralógicas de las distintas zonas

MINERALES PRINCIPALES	ZONA PONFERRADA - ASTORGA				ZONA DE VIVERO						
	Zona P	Zona P-A	Zona A		V-1 y V-3	V-4	V-6	GESTOSO	MIÑIDE	VILLA-ODRID	ORREA
			Flanco N.	Flanco S.							
MINERALES ACCESORIOS	Siderita. Clorita. Arsenopirita Lollingito. Ilmenita. Rutilo. Marcasita. Grafito. Apatito.	Magnetita. Ilmenita. Rutilo. Pirita. Grafito. Calcopirita. Arsenopirita.	Siderita. Hematites. Marcasita. Ilmenita. Rutilo. Goetita. Pirrotina. Clorita.	Rutilo. Ilmenita. Goetita. Siderita. Grafito. Clorita.	Arsenopirita. Calcopirita. Ilmenita. Rutilos. Marcasita. Clorita. Siderita.	Rutilos. Ilmenita.	Pirita abund. Ilmenita. Rutilos. Calcopirita.	Hematites.	Magnetita. Rutilos. Ilmenita. Pirita.	Rutilos. Pirita. Calcopirita.	Pirita. Rutilos.
OBSERVACIONES	Zona afectada por metamorfismo de contacto (granito de Ponferrada).	Magnetita mineral, principal en una zona de brecha. Zona muy homogénea mineralógicamente.	<i>Magnetita martitzada</i> y asociada a piritas, ilmenitas sintectónicas y rutilos anteriores.	Se observan texturas residuales de transformación de magnetita. La magnetita no está martitzada.	Cristales grandes de magnetita con contornos muy netos. Calcopirita en emulsión en la magnetita.		Sólo aparece magnetita en una muestra y con textura diferente a las anteriores (ver apéndice 3). También algún cristal pequeño de magnetita.	Cristales grandes e idiomorfos de magnetita con incipiente martitzación. No carbonato.	Pequeños granos de magnetita, martitzada en los bordes forman parte de las secuencias de los oolitos.	Textura oolítica siempre presente.	

TABLA XI

Tipos de yacimientos de hierro semejantes a los del NW. español (según ROUTHIER, 1963, pp. 911-914)

<p>Yacimientos sedimentarios o en rocas sedimentarias sin relación con plutones</p>	<p>II. Tipo oolítico (minette) II a. Subtipo hematítico (clinton)</p>	<p>Series arcillo-arenosas (conglomerados). Con estratificación cruzada. Frecuentemente son series muy arenosas que se extienden en un nivel estratigráfico definido varios centenares de kilómetros. Ej. Clinton segundo yacimiento de U. S. A. (1/10 de la producción de U. S. A.). PALEOZOICO</p>	<p>P - 0,4 - 0,8 Fe - 35 - 50 % SiO₂ - 8 - 18 % (en Normandie)</p>	<p>— Oligisto (hematites) ferromagnetita, carbonatos (siderita), silicatos (clorita). — Epigénesis ferruginosa.</p>	<p>LONG-YEAR — China — Cámbrico. WABANA — Terranova — Ordovícico. NORMANDIE-ANJOU — Francia — Ordovícico. CLINTON — Alabama — Gotlan. BRETAÑA — Francia — Devónico. GARA — DJEBILET — A. occ. francés — Devónico.</p>
	<p>II b. Subtipo limonítico (Lorena)</p>	<p>Series con samitas. margas calizas-margosas o arenosas, arcillas y conglomerados. MESOZOICO y TERCIARIO</p>	<p>Fe, inferior a 40 % en Lorena: 28 a 41 % P - 1,5 % SiO₂ - Localmente en Lorena existen variedades calcáreas</p>	<p>Hidróxidos (goetita), sobre todo en los oolitos, digisto, magnetita, carbonatos y silicatos. Materiales clásticos (cuarzo mica, feldespato, turmalinas, materia orgánica).</p>	<p>CLEVELAND — Inglaterra — Lías Medio. LORENA — Luxemburgo — Bélgica — Aale-niense. NORTHAMPTON — Inglaterra — Dogger EUROPA Occ. y Centro — Dogger. ASSOUAN — Egipto — Senonense.</p>
<p>Yacimientos asociados con plutones graníticos</p>	<p>V. Tipo pirometasomático</p>	<p>Series muy arenosas.</p>	<p>Fe - 45 - 66 % P - 0,01 - 1 %</p>	<p>Magnetita, martita, oligisto, pirita, calcopirita, silicatos muy variados (piroxenos, anfíboles, granates, etc.), poco apatito.</p>	<p>MAGNITNAYA — Urales — Hercínico. BLAGODAT — Urales — Hercínico. VYSOKAYA — Urales — Hercínico. IRON SPRING — Utah — Larámica Terciaria. CHINA — Utah — Larámica Terciaria. JAPON — Utah — Larámica Terciaria.</p>

9 MINERALOGENESIS

Los yacimientos de hierro que hemos estudiado son sedimentarios sin-genéticos; por consiguiente, al estudiar la génesis de estas menas tendremos que analizar análogos factores a los que concurren en la formación de las rocas sedimentarias:

1. Ambito generador. Movilización del hierro.
2. Transporte a la cuenca de sedimentación en forma de solución, dispersión coloidal o detritus.
3. Características de la cuenca en términos de potencial de oxidación-reducción, pH, profundidad y relación con líneas de costas que condicionan la precipitación.
4. Precipitación, fundamentalmente controlada por variaciones de Eh, pH, y hasta un punto no bien establecido todavía por procesos bioquímicos.

Para que se origine una concentración mineral es necesario que se conjuguen los factores más favorables, y son a éstos a los que nos vamos a referir para explicar la formación de los yacimientos que se han estudiado.

Para conocer un proceso genético existen variables de tres órdenes: espacio, tiempo y composición. Las relaciones espaciales pueden ser muy variables; las relaciones temporales son casi siempre desconocidas, pero hay que tenerlas en cuenta. La tercera variable, la composición, es más asequible.

9.1 AMBITO GENERADOR

De las tres fuentes principales que pueden aportar hierro a la cuenca de sedimentación: erosión continental, actividad volcánica y los detritos del océano que contienen este elemento, la actividad volcánica no ha debido ser la fuente del hierro en los yacimientos del noroeste de la Península, ya que nunca se les ha visto asociados a este tipo de rocas, ni en el espacio ni en el tiempo. La fuente del hierro habrá que buscarla, por tanto, en la erosión continental y en los detritos del océano.

Erosión continental

El contenido medio en hierro de los materiales que forman las masas continentales, en una capa de 16 kilómetros de espesor (F. MINGARRO, 1970), es del 4,98 por 100. Para que el hierro que contienen los minerales que forman estas rocas pase a disolución y sea transportado a la cuenca de sedimentación para formar yacimientos, se requieren unas condiciones físico-químicas adecuadas. La mayor parte de este hierro está formando silicatos y, en mucha menor proporción, óxidos.

El hierro es un elemento que requiere unas condiciones muy especiales para movilizarse. El Fe^{3+} , que es la forma estable en los medios naturales o alcalinos, solamente es soluble en medios muy ácidos, como $\text{SO}_4 = \text{Fe}^{3+}$. Para un pH superior a 4 es prácticamente insoluble y precipita como $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Su máxima solubilidad para un pH de 3,5 es del orden de 1 mg/m^3 .

El Fe^{2+} en soluciones ácidas y condiciones reductoras puede alcanzar una solubilidad de 50 mg/m^3 . Es decir, 50.000 veces mayor que el Fe en presencia de oxígeno (BORCHERT, 1960).

Parece aceptado en la actualidad que ya desde el Precámbrico ha existido oxígeno libre en la atmósfera, por lo que el hierro de las rocas ígneas y sedimentarias se oxidaría inmediatamente al estado férrico, siendo prácticamente insoluble. Su movilización, por tanto, habrá tenido que ser precedida por una reducción al estado ferroso.

La solubilidad del Fe^{++} y Fe^{+++} puede incrementarse notablemente por la actividad biológica de organismos que incorporan covalentemente los hidróxidos de hierro a radicales del ácido oxálico, ferrosilícico o a complejos húmicos. Todos se comportan como coloides electronegativos de floculación más difícil que la del $\text{Fe}(\text{OH})_3$, coloide positivo.

Las condiciones apropiadas para la disolución del hierro son medios ácidos y reductores, que en un diagrama Eh-ph (fig. 9.1) correspondería más o menos a la zona rayada (KRAUSKOPT, 1967). Las líneas de $\text{Eh} = -0,059 \text{ pH}$ y $\text{Eh} = 1,2 - 0,059 \text{ pH}$, representan los límites de estabilidad

del agua y la línea de $\text{Eh} = +0,4$, separa aproximadamente los ámbitos en contacto con la atmósfera de los separados por ella.

Las movilizaciones más frecuentes del hierro, aplicando modelos actuales, es posiblemente en el desarrollo de un suelo en el que se produzca una acumulación previa de hierro. Este elemento puede encontrarse en el suelo en formas más o menos solubles, en todo caso fácilmente movilizables, o por el contrario en forma insoluble, no movilizable. Las formas movilizables son la forma de cambio y la forma complejada por la materia

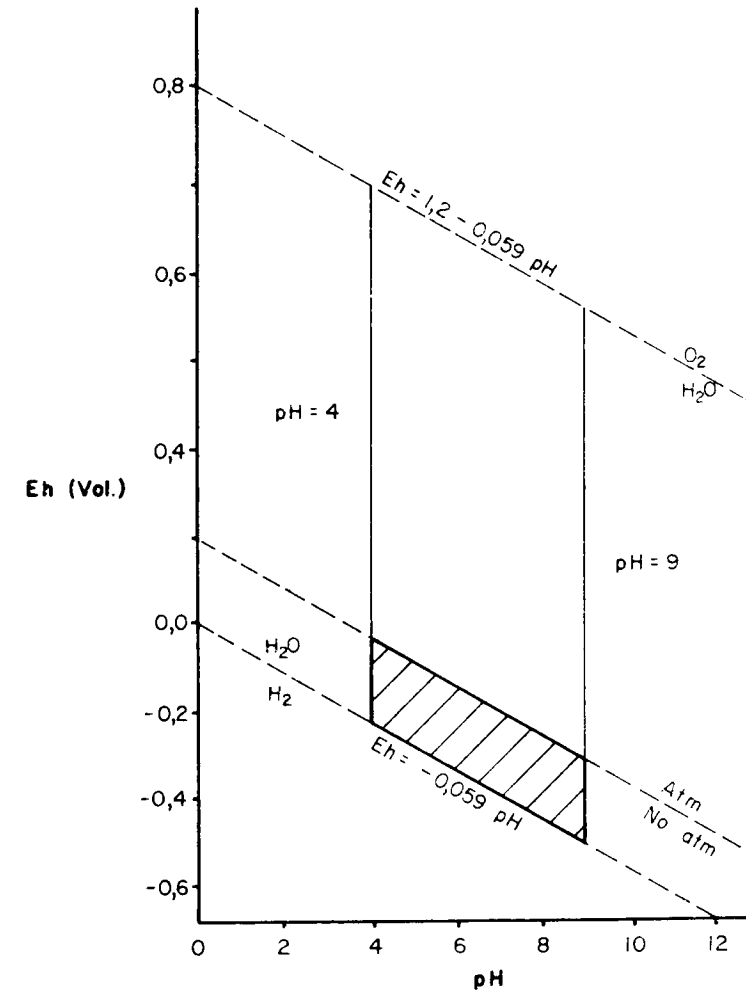


Figura 9-1.—Diagrama Eh-pH. El paralelogramo indica los valores más comunes encontrados en los medios naturales (KRAUSKOPT, 1967). La zona rayada representa las condiciones aproximadas para la disolución de hierro

orgánica soluble (DOUCHAUFOR, 1975). La forma inmóvil es siempre férrica, ligada al complejo húmico-arcilloso o precipitada después de una movilización más o menos transitoria. A partir simplemente de una roca madre con minerales ricos en hierro, lo que se obtiene en los modelos de sedimentación actuales (como el delta del Níger, el lago Malawi y lago Chad) son depósitos diseminados con muchos detritus, pero no grandes concentraciones.

Detritus de los océanos y lagos

Otra fuente del hierro sería a partir de los detritus del fondo de los océanos y lagos (BORCHERT, 1960; HOUGH, 1958, y GOVETT, 1966). Estos autores suponen que el hierro es liberado de los minerales que lo contienen en el mismo océano. Los detritus de la erosión continental son transportados hasta el mar; allí será movilizado en una zona rica en CO₂, situada entre la zona superficial oxidante y la zona profunda más reductora.

9.2 AMBITO DE TRANSPORTE

Una vez movilizado el hierro en unas condiciones de pH y Eh adecuadas será transportado hasta la cuenca de sedimentación.

Vamos a distinguir dos tipos de transporte: un transporte efectuado por las aguas superficiales que desmantelan las áreas emergidas ricas en hierro, y un transporte que tiene lugar en la misma cuenca de sedimentación por las corrientes marinas.

Transporte por las aguas superficiales

A partir de los suelos formados por alteración química intensa, con abundante humus (tipo podsólico), se pueden originar preconcentrados de hierro con mucha materia orgánica que serán desmantelados por erosión y transportados por las aguas subterráneas. El hierro iría en forma de complejos organoférricos en las aguas superficiales y en forma de bicarbonato ferroso en las subterráneas, de carácter más reductor, que se oxidaría y precipitaría al descargarse en los ríos. Seguramente este tipo de transporte está más de acuerdo con la génesis de los yacimientos estudiados, que el transporte que propone ERHART (ibid) en forma de grandes masas de hierro coloidal, originadas en virtud de la rotura del equilibrio biológico que supone el paso de una fase de biostasia a otra de resistasia, ya que los depósitos rítmicos que cabrían esperar, como consecuencia de la alternancia de estos períodos, no se encuentran en los yacimientos del noroeste.

Transporte en la misma cuenca

De acuerdo con BORCHERT (1960), el hierro que contienen los sedimentos que han sido transportados por las aguas superficiales sería disuelto en la misma cuenca en una zona intermedia ácida, rica en ácido carbónico (fig. 9.2), por la oxidación parcial de la materia orgánica, y que mantiene todavía condiciones más o menos reductoras. Parte del hierro solubilizado sería transportado a zonas oxigenadas más superficiales para precipitar como limonita, y parte sería transportado a zonas reductoras más profundas para precipitar como sulfuros o silicatos.

9.3 AMBITO DE CONSTITUCION

Aunque existen controversias referidas principalmente a la importancia de los cambios diagenéticos, parece que la distribución y constitución mineralógica de los yacimientos de hierro está gobernada por modelos de facies sedimentarios, controlados por variaciones en las condiciones físico-químicas del medio, particularmente del potencial de oxidoreducción, relacionado íntimamente con la configuración de la cuenca de sedimentación, pasándose progresivamente de unas facies a otras.

El mecanismo de deposición del hierro en la cuenca dependerá, naturalmente, de la forma en que es aportado, de las condiciones existentes en el mar y de las condiciones existentes por debajo de la entrecara de deposición.

9.3.1 PROCESOS

Puesto que los yacimientos que estamos estudiando están constituidos por óxidos, carbonatos, silicatos y sulfuros, como minerales principales, los sistemas acuosos de interés inmediato serán aquellos que contienen más o menos proporción de oxígeno, dióxido de carbono, sílice y azufre disuelto.

En la figura 9.3 (GARRELS, 1965) se muestran los campos de estabilidad de algunos minerales de hierro en función de pH y Eh, en un sistema acuoso a 25° C, una atmósfera de presión total, un total de azufre disuelto de 10⁻⁶ m y un total de carbonatos disueltos de 10 m. Para estas condiciones, este diagrama muestra los grupos de minerales que son capaces de coexistir bajo condiciones de Eh y pH, y por tanto los que son lógico esperar que aparezcan asociados bajo las mismas condiciones sedimenta-

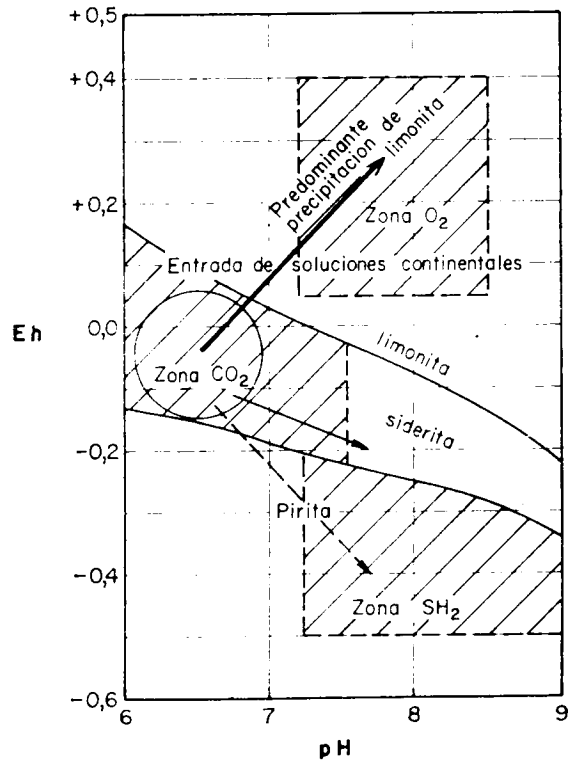
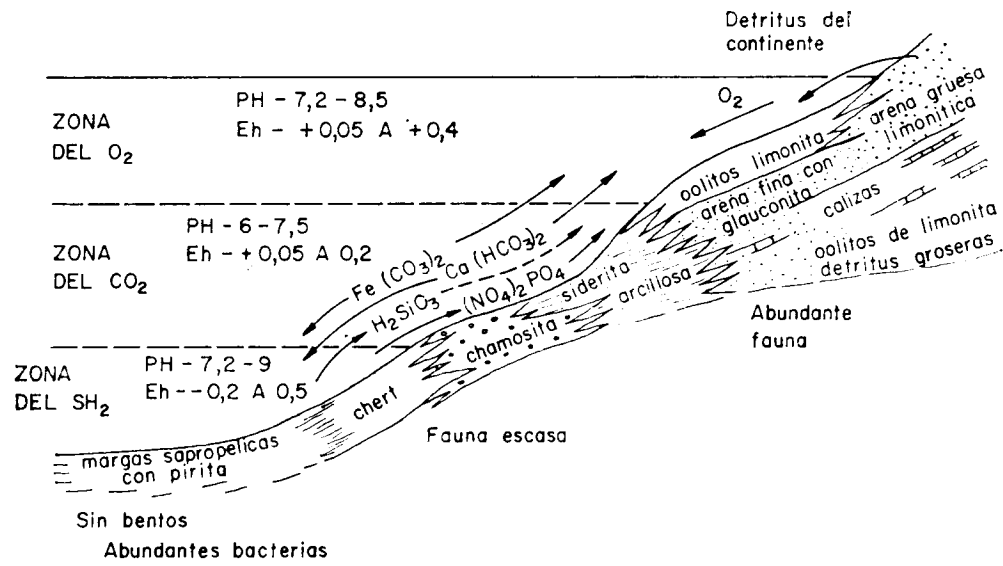


Figura 9.2.—Sección esquemática de las facies de los depósitos de hierro y sus condiciones físico-químicas (BORCHERT, 1960)

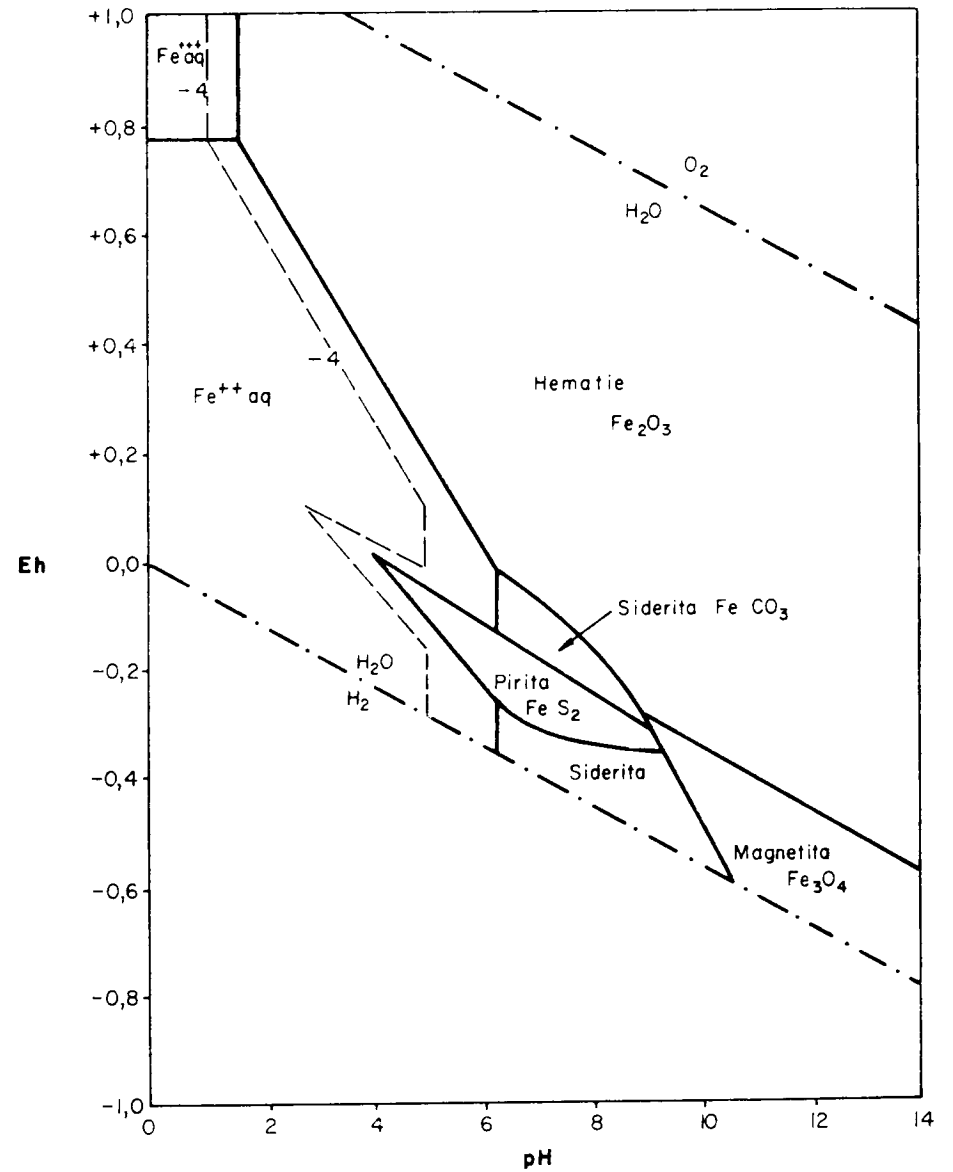


Figura 9.3.—Relaciones de estabilidad de los óxidos, sulfuros y carbonatos de hierro en agua a 25° C y 1 atm. de presión total

Total de azufre disuelto = 10^{-6} .
 Total de carbonatos disueltos = 10^0 .
 (Según GARRELS y CHRIST, 1965).

rias. Cualquier cambio en las condiciones dadas modificaría los campos de estabilidad, al menos en su extensión.

En este diagrama se observa que en condiciones oxidantes el hierro se deposita bajo una combinación férrica (hematites), en condiciones reductoras podrá hacerlo como silicato, carbonato o magnetita, llegándose incluso, en condiciones muy reductoras, a la precipitación del sulfuro. Además, el medio alcalino favorece la precipitación de siderita y el ácido la de silicato o magnetita.

El hierro, en la cuenca marina, se encuentra formando compuestos orgánicos, en estado coloidal, en suspensión, formando parte de los seres vivos, y formando parte de los elementos detríticos. Las aguas del mar contienen iones: CO_3^- , SO_4^- , OH^- , Ca^+ , Fe^{++} , Al^{+++} , Mn^{++} , y por la ley de acción de masas precipitará el compuesto cuya concentración sea superior a su límite de estabilidad.

Estas condiciones físico-químicas, necesarias para la formación de los distintos minerales, están de acuerdo con nuestras observaciones litoestratigráficas y geoquímicas, ya que en las zonas donde la mena está asociada a tramos más arcillosos, San Pedro del Río, Orrea, Villaodrid, aparecen carbonatos (medio de menor energía, con mayor proporción en materia orgánica y, por tanto, con un Eh menor), mientras que en las zonas donde la mena aparece relacionada con niveles más arenosos, cuarcitas, areniscas filita más cuarzosas, como en Gestoso, Vivero, Astorga y Fonfría, aparece magnetita, zonas de mayor energía, menor contenido en materia orgánica y, en suma, un Eh menor que en las condiciones anteriores.

También se ha visto cómo existe relación química, ya que cuando el contenido en hierro total aumenta, la sílice también aumenta. Por otra parte, también se vio, Capítulo 7, cómo el contenido en fósforo está relacionado con los carbonatos.

9.3.2 CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA DE SEDIMENTACION

El mecanismo de precipitación del hierro está íntimamente relacionado con las características de la cuenca de sedimentación.

De acuerdo con las conclusiones paleogeográficas, expuestas en el Capítulo 4, las condiciones en que debieron originarse estos yacimientos probablemente fueron cuencas restringidas, poco profundas, con materia orgánica abundante, con una actividad biológica intensa y con concomitante reducción del Eh.

KRUMBEIN y GARRELS (1952) han indicado las diferencias entre cuencas restringidas y abiertas en términos de Ph y Eh:

1. Cuenca restringidas

Medios con circulación cerrada. En el fondo el Eh es fuertemente negativo. El hierro está esencialmente en estado ferroso y se combina con CO_2 para formar siderita y con sílice, aluminio y magnesio para dar silicatos.

2. Cuenca aireadas

Medios con circulación abierta. En estas condiciones el hierro precipitaría esencialmente en estado férrico.

El concepto de cuenca restringida ha sido tomado por los diferentes autores en distinto sentido. Para algunos autores a esa organización de Eh se llega por la evolución de la cuenca al variar la profundidad, para otros sería por condiciones especiales oceanográficas de corrientes marinas que producen una zona no oxigenada.

JAMES (1954) esquematiza las zonas de deposición en una hipotética cuenca restringida, en la que se están depositando compuestos de hierro (fig. 9-4). Las facies menos profundas serían las de los óxidos y progresivamente al aumentar las condiciones reductoras, se forman carbonatos y sulfuros. Este esquema tan simple se complica en la naturaleza como consecuencia de las fluctuaciones que se producen en la cuenca y por los fenómenos diagenéticos y metamórficos. Desde el punto de vista de las especies minerales la interpretación de BORCHERT (1960) coincide

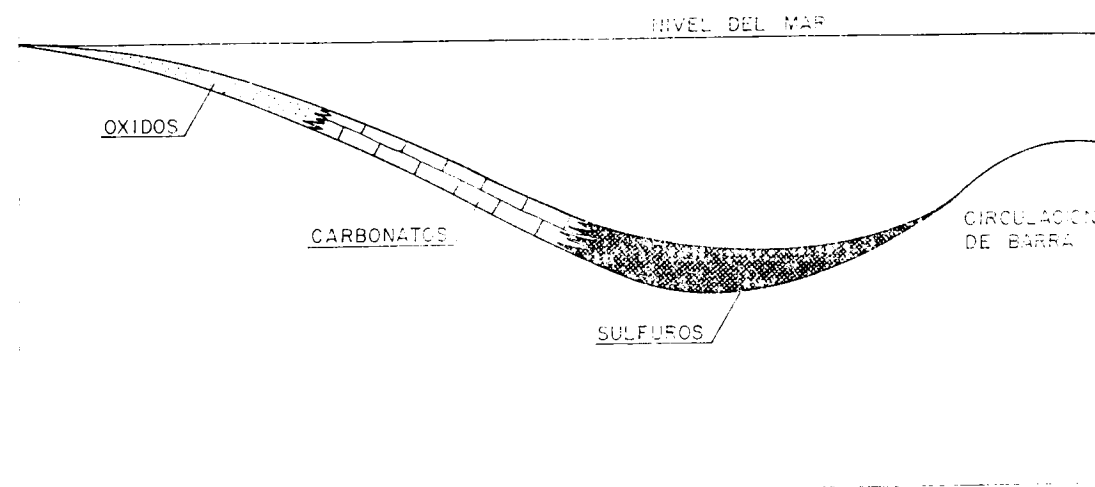


Figura 9-4.—Esquema de relación entre diferentes tipos mineralógicos y la línea de costa (profundidad) en el desarrollo de las facies de las formaciones de hierro (JAMES, 1954)

con la de JAMES, pues ambos utilizan el esquema de GARRELS; la única diferencia estriba en la situación de los silicatos ferruginosos, particularmente en la chamosita.

CHAUVEL (1974), al estudiar los hierros oolíticos de Bretaña, sugiere también una cuenca de sedimentación poco profunda en la que existe agitación del agua con abundante materia orgánica y con umbrales, a la que llegaría el hierro disuelto desde las zonas emergidas.

Los yacimientos oolíticos de Lorena han sido ampliamente estudiados por BUBENICEK (1960, 1961, 1971), BERNARD (1971), CAILLERE y KRAUT (1953). Estos autores, para explicar la mineralización, recurren a procesos de sedimentación deltaica. Sin embargo, a los yacimientos que hemos estudiado no les atribuimos este origen, porque no presentan ninguna característica peculiar de este tipo de sedimentación.

Modelos de sedimentación actuales

PORRENGA (1967) describe un ejemplo de modelo de facies de sedimentos marinos actuales en el delta del Níger, y muestra una distribución zonal muy clara de goetita, chamosita y glauconita, según se profundiza en la cuenca marina. Los minerales de hierro formados no constituyen más que una enorme masa diseminada de detritus normales, sin llegar a constituir «yacimientos», aunque sí podrían representar un modelo de facies desarrollado esencialmente en el momento de la deposición.

A esta misma conclusión, de depósitos dispersos con gran cantidad de material detrítico, llegan MULLER y FORSTNER (1973) al estudiar los depósitos de natronita, limonita y vivianita que se están formando en la actualidad en las partes aireadas y poco profundas del lago Malawi.

Por esto pensamos que para que se originen grandes concentraciones de hierro, es necesario que antes de ser transportada el área madre a la cuenca de sedimentación, tenga lugar una preconcentración de hierro, con lo cual a la cuenca llegará material detrítico con mucha cantidad de hierro. De acuerdo con LEMOALLE y DUPPONT (1971), que estudian el lago Chad, el hierro sería disociado de las partículas arcillosas y coprecipita con sílice en la cuenca, ya que la afinidad de estas dos sustancias es muy grande. Los oolitos sobre pequeños agregados arcillosos o sobre granos de cuarzo del fondo de la cuenca, poco profunda, estrecha y con aguas bien aireadas. Esta disolución del hierro y el material arcilloso que entra a la cuenca, podía tener lugar en una zona determinada del océano, según propone BORCHERT, en la que se den unas características fisicoquímicas adecuadas, en términos de pH y Eh. La afinidad de la sílice y el hierro también lo hemos puesto de manifiesto en el Capítulo 7, y, si re-

cordamos, estas sustancias seguían un comportamiento análogo, de manera que al aumentar el contenido en hierro la sílice también lo hacía.

9.4 TEORIA GENETICA PROPUESTA

Una vez analizados los datos disponibles y las principales teorías genéticas de otros yacimientos de hierro sedimentarios (oolíticos), con los cuales los yacimientos del Noroeste de la Península presentan ciertas analogías y diferencias, trataremos de presentar una posible teoría genética, que explique la formación de estos yacimientos.

9.4.1 AMBITO GENERADOR

La fuente del hierro podría estar en las zonas continentales emergidas durante la época en que se formaron estos depósitos, el Llarviense Medio-Superior. En el Capítulo 4, al discutir la paleogeografía hemos establecido, de acuerdo con la mayoría de los autores, que el principal área emergida se encontraba al actual Este del dominio considerado, en una región que posteriormente fue sumergida y recubierta por materiales del Paleozoico Superior y Mesozoicos. También es probable la existencia de un área emergida en el actual Norte de la zona, de acuerdo con MATTE (1968), y con mucha menor importancia hicimos referencia al umbral de separación con el dominio eugeosinclinal, umbral que sólo debió tener cierta importancia en algunas zonas (ej. Vivero, donde encontramos materiales detríticos groseros).

Las rocas de caja de la mineralización, Pizarras de Luarca, constituidas por cloritas, micas blancas y cuarzo como minerales esenciales, indican que en estas áreas emergidas existió una alteración química intensa, en un ambiente posiblemente húmedo, con precipitaciones continuas y poco violentas, ya que de lo contrario la granulometría del sedimento sería mayor.

Debe suponerse que para que se originen estas grandes concentraciones de hierro, además de un área madre, rica en este elemento, debió haber una preconcentración de hierro antes de su transporte a la cuenca. Según discutimos en el epígrafe 4.3.2, un tipo de régimen pedogenético capaz de originar este preconcentrado, en unas condiciones que posiblemente se adaptaran a las que pudieron existir en este área y en este período, es el tipo podsólico.

La existencia de flora continental es un tema polémico en el que no existe acuerdo de los diferentes autores, como ya hemos destacado an-

teriormente. Para que se origine este tipo de suelo, sin embargo no sería necesario recurrir a una flora muy desarrollada, si se combina con factores climáticos, que originen una descomposición lenta de la materia orgánica. Para que el hierro contenido en las rocas, en forma férrica, se movilice, son necesarias unas condiciones físico-químicas determinadas (epígrafe 9-1) en las cuales se reduzca el Fe^{+++} . Estas condiciones son difíciles de suponer en un área continental sin la presencia de materia orgánica.

Una vez movilizado el hierro, es posible que se produzca una primera concentración, bien en los horizontes de acumulación (DUCHAUFOR, 1975, p. 306) del perfil del suelo en forma de hidróxido férrico y/o complejos orgánicos, o bien por medio de su incorporación junto con la materia orgánica a percolación profunda (menos probable, dado el tipo de mineral arcilloso que compone la mena) donde se mantiene un ambiente reductor (HEM, 1970, pp. 114-125). Estas aguas subterráneas, con un pH entre 6 y 8, pueden ser suficientemente reductoras como para transportar 50 mg/l. de hierro ferroso en equilibrio, donde la actividad del carbonato no exceda 6/mg/l.

9.4.2 TRANSPORTE DEL HIERRO

El lavado superficial y la erosión de los horizontes de acumulación de hierro aporta a las aguas superficiales complejos organoférricos que se transportan a la cuenca de sedimentación. Por otra parte, la descarga de las aguas subterráneas se produce naturalmente en la red de drenaje superficial. En el agua subterránea, el hierro se encuentra disuelto en forma de bicarbonato ferroso, $Fe(HCO_3)_2$. En contacto con el oxígeno disuelto en las aguas superficiales, estas sales pasan a férricas y precipitan en forma de hidróxido férrico, siendo esta precipitación instantánea cuando el pH es superior a 7,5. De esta manera sería transportado hasta la cuenca.

9.4.3 AMBITO DE DEPOSICION

Este conjunto de sedimentos, de granulometría principalmente fina y rica en hidróxidos de hierro y coloides, llega a una cuenca de sedimentación, estrecha y alargada, con una topografía suave, formando pequeñas ondulaciones, y poco profunda. En esta cuenca parte del hierro se reduce y se disocia de los materiales arcillosos en una zona que, probablemente, según propone BORCHERT (1960), estaría situada a una profundidad intermedia entre la superior oxidante y la inferior más reductora, zona

rica en CO_2 , con un Eh entre + 0,05 y - 0,2 y un pH entre 6-7, 5, y en la que los iones más importantes serían HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} y NO_2^- . Este hierro solubilizado será posteriormente removilizado por corrientes marinas, para precipitar, bien la zona más oxidante, como limonita, bien en la zona más reductora, como chamosita. Es decir, una vez disuelto el hierro, la forma mineral que precipitará será la que sea estable en las condiciones físico-químicas de la cuenca. En este sentido y como ya hemos comentado anteriormente, en las zonas donde la mena aparece asociada a tramos más arcillosos ésta está constituida fundamentalmente por carbonatos (siderita) mientras que en las zonas donde la mena aparece relacionada con niveles más arenosos (cuarcitas, areniscas, filitas más cuarzosas) aparece magnetita.

9.5 MODIFICACIONES POSTERIORES

Los yacimientos de hierro que estamos estudiando han sufrido procesos diagenéticos y metamórficos tanto de tipo regional como de contacto.

9.5.1 DIAGENESIS

Sólo discutiremos en este apartado aquellos cambios que originen sustituciones de un mineral de hierro por otro diferente. La diagénesis representa una parte del gran ciclo geológico y no un mecanismo particular y aislado. Las fronteras de este dominio son consideradas como puntos sensibles, donde las definiciones chocan con problemas insolubles de límites. En general, el enterramiento de los sedimentos representa un potencial redox más bajo (favoreciendo la reducción del hierro) por dos razones:

1. Descomposición de la materia orgánica.
2. El sedimento queda aislado de las aguas marinas oxigenadas.

Durante este proceso, el sedimento se enriquece en hierro por la pérdida de agua y por la formación de minerales menos hidratados. Durante la diagénesis se puede formar la mayoría de los minerales ferruginos, pues este proceso sobre este tipo de sedimentos no produce cambios en los minerales originales (AMSTUTZ et BUBENICEK, 1967); pero las migraciones de MgO , CO_2 , CaO , sí pueden modificar, en cambio, considerablemente los contenidos en hierro por acción de una diagénesis diferencial.

De las tres etapas que distingue DAPPLER (1962) en la diagénesis de los sedimentos, la primera o etapa redoxomórfica tiene un gran interés para el tipo de yacimientos que se estudian, ya que en ella tienen lugar como reacciones principales los fenómenos de oxidación-reducción, que es el factor más importante, como hemos señalado en el apartado 9-1, para la formación de los minerales de hierro.

A la vista de la mineralogía existente en la actualidad, en los yacimientos de hierro que se han estudiado (cloritas, siderita, magnetita, grafito, etc.) vamos a analizar cuáles pudieron ser las transformaciones diagenéticas que sufrió el sedimento:

La diagénesis de las rocas ricas en hierro provoca el desarrollo masivo de *cloritas* muy ferríferas. La diagénesis precoz es el medio de elección de las cloritas, porque el magnesio es abundante en las soluciones intersticiales. Las cloritas degradadas cicatrizan allí, mientras que las montmorillonitas pueden clorotizarse pasando por la corrensita (DUNOYER, 1969). En la diagénesis profunda se encuentran sólo presentes illita y clorita, que constituyen las dos redes estables en profundidad, dando lugar a la facies de illita y clorita de la ankizona. La epizona representa ya el dominio de los clorita-esquistos. En condiciones de presión y temperatura menos elevada que las de la epizona las cloritas se muestran inestables. La relación de estas cloritas con las micas fengíticas por una parte y con las biotitas nacientes por otra, son estrechas y mal conocidas. El paso de la clorita a la biotita en la frontera de la mesozona es otro problema. Pertenece al metamorfismo, como veremos más adelante, y no a la diagénesis.

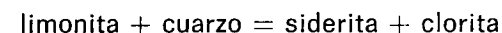
En esta época de ciclo geológico, diagénesis, el hierro se encuentra en gran parte reducido (valencia 2), pero esta operación es larga y tardía. Al comienzo las montmorillonitas e illitas son ferríferas, las cloritas son aluminosas; las redes se van regularizando poco a poco intercambiando hierro y aluminio. Esta operación no es terminada en la cima de la epizona, donde las micas son fengíticas todavía, ricas en hierro, y las cloritas contienen hierro que es en gran parte férrico (cloritas oxidadas). Hace falta esperar al desarrollo de la biotita para que el hierro sea enteramente reducido en la red de los filisicatos.

Por tanto, creemos que las cloritas comenzarían a formarse durante la diagénesis y que su formación continuaría por efecto del metamorfismo regional de bajo grado que ha afectado a estos yacimientos. No obstante, hay algunos autores, como HAYES, A. O. (1928-1930), que estudia los yacimientos de wabana que consideran estas cloritas como de precipitación primaria, a partir de las aguas del mar ordovícico. Según este autor, es posible, además, que una gran parte de la hematites fuera formada por oxidación de los silicatos, cuando al principio precipitaron como fan-

gos y fueron expuestos a la atmósfera en la marea baja o bajo influencias oxidantes de las aguas superficiales.

La *siderita*, mineral importante en estas menas, de acuerdo con NICOLINI (1970), es un mineral que se origina fundamentalmente durante la diagénesis, en zonas donde se dan las condiciones físico-químicas adecuadas para la formación de este mineral referidas a términos de $pH-Eh$.

BUBENICEK (1967) explica la aparición de este mineral en los yacimientos de Lorena, mediante reacciones como esta:



en presencia de calcita, ya que este mineral, igual que la dolomita, se puede formar en detrimento de la calcita. Para que la siderita sea estable (BERNER, 1971) en relación con la calcita, la concentración de hierro debe ser mayor en un 5 por 100 al del calcio. Por eso cuando el hierro ferroso sea mayor que el calcio en esta cantidad, la siderita será más estable que la calcita.

Esta reacción podría estar de acuerdo con nuestras observaciones microscópicas y geoquímicas, ya que si recordamos (Capítulo 6), el cuarzo es un mineral mucho más abundante en la roca encajante de la mineralización que en ésta. Por ejemplo, en San Pedro del Río la roca de caja está formada por oolitos que se han formado a partir de un clasto de cuarzo o menos frecuentemente a partir de micas blancas, mientras que en la mineralización lo que encontramos son oolitos constituidos por cloritas y sideritas.

Para BERNER (1971) las condiciones termodinámicas, bajo las cuales son estables la siderita, son muy restringidas. El Eh debe ser bajo, y el pS^{2-} (logaritmo negativo de la actividad del ion azufre) alto. Estas condiciones, según este autor, no son fáciles de encontrar en los sedimentos marinos, ya que un Eh bajo es el resultado de la descomposición anaerobia bacteriana de la materia orgánica, y en el agua del mar (con abundantes sulfatos disueltos) esta descomposición anaerobia casi siempre incluye la reducción del sulfato a SH_2 . De esta manera, la siderita sólo podría formarse a partir del agua del mar donde la reducción del sulfato es inhibida, de tal manera que persista SO_4^{2-} aq. metaestable. Esta situación no es corriente y como resultado, siderita marina es rara (para BERNER). Sin embargo, los sedimentos de lagos o zonas pantanosas no son de naturaleza ácida, porque están resguardados por silicatos de grano fino y/o una alta alcalinidad de carbonatos (BAAS BECKING et al. 1960), pudiéndose formar siderita en estos sedimentos bajos en sulfatos y con mucha materia orgánica. La figura 9-5 ilustra las condiciones sedimentarias donde varios minerales diagenéticos de hierro se pueden formar de

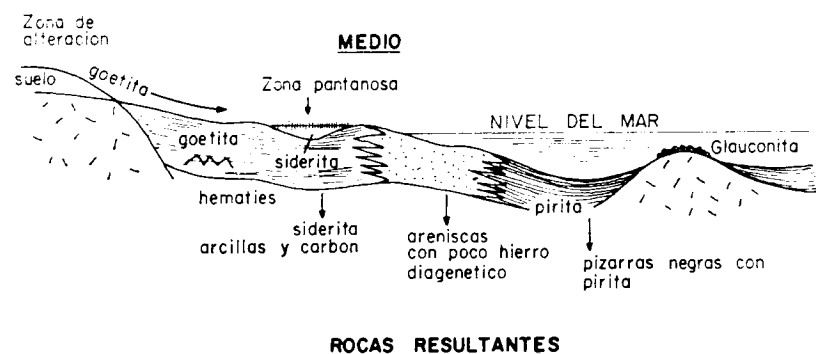


Figura 9-5.—Sección idealizada ilustrando las condiciones sedimentarias de algunos minerales de hierro (BERNER, 1971, p. 201)

una forma semejante. Este diagrama, según el autor citado, no debe ser interpretado demasiado literalmente como representando los únicos lugares donde cada mineral de hierro se puede formar.

Este diagrama de BERNER difiere considerablemente con el resto de los expuestos, sobre todo en lo que se refiere a la siderita. Es común, en la mayoría de los autores estudiados, el considerar este mineral como diagenético, originado en un medio de cuenca oceánica más o menos restringida, y no solamente en zonas empantanadas, aunque quizá éste sea un pequeño matiz, pues a la postre todos coinciden en considerar zonas más o menos separadas del mar abierto, bien por una barrera de tipo físico, como en este caso, bien por condiciones oceanográficas de las corrientes marinas.

En cuanto a la *magnetita*, hay muchos autores (JAMES, BORCHERT, etcétera) que piensan en un origen primario, aunque algunas veces pueda tener un origen diagenético o se halla originado por reacciones metamórficas a partir de carbonatos y silicatos de hierro. Como ya hemos señalado, las condiciones de precipitación primaria de este mineral son aquellas en las que el Eh alcanza valores intermedios entre los óxidos (hematites) y los carbonatos.

9.5.2 PROCESOS METAMORFICOS

Posteriormente a la deposición de los materiales que componen los yacimientos, la región fue afectada por sucesivas fases de deformación

hercínicas, de estilo tectónico diferente y acompañadas de un metamorfismo regional, de grado algo mayor en el arco interno que en el externo.

El efecto del metamorfismo es de gran importancia por su incidencia en la calidad de la mena. Tanto los carbonatos como los silicatos de hierro pueden pasar a óxidos-ferroso-férrico, por un aumento de T y P. De acuerdo con lo expuesto en el epígrafe 6, la magnetita por efecto del metamorfismo aparece por encima de la isograda de la biotita, y anterior a la formación del granate (fig. 6-11).

El metamorfismo regional en el arco externo en la zona 4 b, es de bajo grado, facies esquistos verdes subfacies de la prebiotita, por lo que la magnetita que existe debe ser de origen primario, aunque en algunas zonas como en los cotos Vivaldi y San Bernardo, por efecto del metamorfismo térmico, la mena sufre una recristalización posterior.

En la zona 4 b (Fonfría), el metamorfismo regional es algo más elevado, alcanzando la subfacies de la biotita. En esta zona aparece magnetita, que la hemos atribuido un origen primario por su forma de presentarse, pequeños granitos que forman parte de las secuencias de los oolitos.

En la zona 1 a el grado de metamorfismo es más elevado, subfacies del almandino, y la recristalización de los minerales mayor. La magnetita es un mineral frecuentemente formado por grandes placas, pero nunca formando secuencias en los oolitos, textura que casi nunca aparece, borrada posiblemente por la gran recristalización que presentan las muestras (tengamos en cuenta que al metamorfismo regional se superpone el de contacto producido por una intrusión grandiorítica, que afectada por una falla, actualmente se presenta a una distancia de las menas probablemente mayor).

Por último, en la zona 1 b, en Gestoso, también aparecen grandes placas de magnetita martitizada. Su roca de caja no se ha estudiado, pero en el campo no se ha visto ninguna intrusión granítica, causa de un metamorfismo térmico, por lo que, con los datos que disponemos, no lo relacionamos con este proceso. Esta zona de Gestoso es tectónicamente muy compleja (zona de pliegues tumbados) y es muy probable que el metamorfismo regional sea, al menos, de la subfacies de la biotita. Ahora bien, la ausencia de carbonatos, unido a la asociación de la mineralización a niveles detríticos, así como sus contenidos en fósforo relativamente pequeños, y en sílice grande, nos podría indicar un origen primario, en unas condiciones de pH y Eh intermedias. Posteriormente, como consecuencia de las acciones tectónicas y metamórficas regionales (por encima de la biotita), tendría lugar una recristalización, que daría lugar a grandes cristales.

En algunas zonas de la región estudiada, a este metamorfismo regional se superpone un metamorfismo de contacto como consecuencia de

pequeños stocks graníticos o granodioríticos. Las consecuencias de este metamorfismo han sido expuestas ya en los Capítulos 6 y 7, de manera que aquí sólo señalaremos cuáles son a grandes rasgos los cambios introducidos en la mena; éstos se refieren a:

- Predominio de magnetita.
- Aumento de pirrotina, piritita, calcopirita y arsenopirita.
- Aparición de granates, anfíboles y biotitas.
- Aumento de la ley media del hierro total, la del fósforo, sílice y fracción magnética.
- Disminución del contenido en carbonatos.

10 RESUMEN DE CONCLUSIONES

10.1 FACTORES GEOLOGICOS QUE CONTROLAN LA FORMACION DE LOS YACIMIENTOS

10.1.1 METALOTECTO

Los yacimientos principales de hierro del Noroeste de la Península constituyen un metalotectolito litoestratigráfico, asociado al miembro medio de la formación de las Pizarras de Luarca. Esta formación presenta características muy homogéneas en toda la zona estudiada, con pequeñas variaciones en cuanto a la textura de los sedimentos originales. Cronológicamente se sitúan, de acuerdo con la fauna encontrada, como del Llandeiloense Medio-Superior. También aparecen mineralizaciones menos importantes en cuanto extensión y potencia, asociadas a las series de los Cabos, capas de Queixoiro e incluso en el terciario.

La mena presenta, generalmente, textura oolítica, y aparece formando una o varias capas de espesor variable, que oscilan entre algunos centímetros a varios metros. Estas capas a veces se pueden seguir varios kilómetros, encontrándose deformadas por los procesos diastrosóficos.

Los afloramientos de las capas de hierro son escasos, y cuando esto ocurre aparecen totalmente limonitizados.

10.1.2 FACTORES PALEOGEOGRAFICOS

La formación de estos yacimientos está en estrecha relación con las condiciones paleogeográficas.

La cuenca de sedimentación, de acuerdo con la distribución de los afloramientos del Paleozoico Inferior, era alargada (varios cientos de kilómetros) y estrecha (quizá del orden de 150 ó 200 kilómetros). La topografía del fondo, dada la homogeneidad de facies que presentan las Pizarras de Luarca, debió ser suave, con pequeñas ondulaciones, existiendo surcos de mayor subsidencia paralelos a la costa y al umbral que separan esta cuenca del dominio eugeosinclinal.

La profundidad de la cuenca, dada la textura oolítica que presentan los minerales que forman la mena, debió ser pequeña. Teniendo en cuenta la profundidad media de la base del tren de ondas de las olas actuales, y las condiciones paleoecológicas de la fauna de braquiópodos encontrada, podría oscilar entre 30 y 100 metros.

La presencia de sulfuros y grafito indica que el ambiente de la cuenca debió ser de tipo euxínico.

El área emergida principal debió estar situada al Este de la zona actual y su ambiente, por la textura y composición de los sedimentos, debió ser húmedo, más o menos frío, predominando la alteración química sobre la mecánica.

10.1.3 AMBIENTE FISICO-QUIMICO

Observamos una zonación que desde la parte más próxima al área emergida, hacia el interior, marca un aumento en las condiciones reductoras. Esta zonación está formada por óxidos (magnetita) en la proximidad a las áreas continentales, y carbonatos (siderita) en las zonas más alejadas. Esta observación coincide, parcialmente, con el esquema expuesto por JAMES (1954), faltando en esta región la zona de los sulfuros, pues la pirrotina, pirita, calcopirita y arsenopirita que aparecen son minerales que se originan sólo en las zonas afectadas por metamorfismo de contacto.

Apoya lo anteriormente expuesto el que los óxidos estén asociados a niveles detríticos de mayor tamaño (arenosos), lo que indica mayor energía en el medio y un Eh superior. Los carbonatos van asociados a materiales detríticos de menor tamaño (arcillas), lo que indica un medio de menor energía y, por tanto, un Eh menor.

Desde el punto de vista geoquímico, también se observa cómo al aumentar el contenido en hierro (óxidos) aumenta el de la sílice y disminuyen las pérdidas por calcinación (carbonatos).

10.1.4 MINERALOGIA

A grandes rasgos, los minerales principales de estos yacimientos son óxidos (magnetita), carbonatos (siderita) y silicatos (cloritas), y como

accesorios pirita, calcopirita, arsenopirita, apatito, rutilo, ilmenita, grafito, etc.

La magnetita, mineral de mayor interés económico, se presenta de manera diferente, según sea su origen. Cuando tiene un origen primario, se presenta en forma de pequeños cristallitos formando parte de las secuencias de los oolitos, alternando con otras capas de siderita y cloritas. Cuando su origen es secundario, por recristalización posterior (metamórfica), se presenta, unas veces, como cristales cúbicos, que se desarrollan entre la matriz que une a los oolitos, con contornos irregulares y con un núcleo, frecuentemente de carbonato (siderita). Otras veces son frentes de recristalización que invaden toda la muestra y, por último, se puede presentar este mineral como cristales muy grandes que forman placas, de contornos muy nítidos, estando ausente la textura oolítica.

Los fenómenos de martitización, según el crucero (111) ó (100), son frecuentes en las muestras superficiales que han sufrido procesos de oxidación.

Las cloritas, componente esencial en la mayoría de las muestras, se presentan constituyendo el núcleo de los oolitos, formando parte de las secuencias y también en la matriz entre los oolitos. La fórmula de la clorita estudiada, por difracción de rayos X, debe ser próxima a: $Si_{2,14} Al_{1,86} O_{10} (OH)_8 Al_{1,78} Fe_{0,08}^{3+} (Fe^{2+} + Mn^{2+})_{3,17}^{M9} 0,97$, y se ha clasificado como una pseudoturingita, de acuerdo con la clasificación de HEY (1957).

Los carbonatos se presentan igual que las cloritas, formando parte de las capas de los oolitos, en el núcleo de ellos y también como matriz. Por sus características ópticas, así como por difracción de rayos X y tinción, se ha comprobado que la mayor parte del carbonato es siderita.

El apatito es un mineral que acompaña a los minerales principales en casi todas las muestras. Forma granos de tamaño variable, que normalmente son pequeños cristales que se unen y forman agregados mayores. Aparece unas veces en la matriz de los oolitos y otras formando parte de las secuencias zonales e incluso llega a formar oolitos. Por las características ópticas, biáxico negativo, con un ángulo 2V de 10 a 15°, y birrefringencia algo mayor, pensamos que se puede tratar de carbonatos-apatitos. Además, se ha comprobado geoquímicamente, que el fósforo va asociado a los carbonatos (medidos como pérdidas por calcinación).

La ilmenita, mineral accesorio muy frecuente en todas las muestras estudiadas, es mucho más abundante en la mineralización que en la roca encajante. Puede tener un origen primario o secundario. Las ilmenitas primarias son pequeños cristales tabulares que normalmente están orientados y siguen las deformaciones, y las ilmenitas secundarias son las que aparecen con frecuencia en las zonas de fracturas, bien dentro de

ellas, bien relacionadas con ellas. Estas últimas forman cristales mayores, a veces transformados, en parte, en rutilo.

Se han agrupado los distintos yacimientos de esta región en cuatro zonas, con características mineralógicas, geoquímicas, estratigráficas y tectónicas análogas.

La zona 1 (Vivero, Guntín, Gestoso), se caracteriza por la presencia de magnetita en grandes cristales, siderita y cloritas como minerales esenciales.

Las zonas 2 (Villaodrid-San Pedro del Río) y 3 (Orrea-Fontaneira), son muy semejantes mineralógicamente. Sólo aparece siderita y clorita, pero no se ha encontrado magnetita en ninguna de las muestras estudiadas.

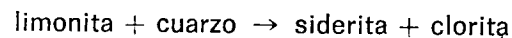
La zona 4 es una zona que presenta magnetita, primaria y secundaria, siderita y cloritas. Además, en las zonas afectadas por metamorfismo de contacto, como minerales esenciales hay pirrotina, calcopirita y pirita.

10.1.5 TRANSFORMACIONES POSTERIORES

Los yacimientos de hierro que hemos estudiado han sufrido procesos diagenéticos y metamórficos, tanto de tipo regional como de contacto, que han dado lugar a cambios mineralógicos y geoquímicos.

Durante la diagénesis se forman gran parte de las cloritas, y en el metamorfismo regional de bajo grado que afecta a la zona de estudio continúan su formación.

También se pueden originar transformaciones del tipo:



en presencia de carbonatos, y en las condiciones de cuenca ya expuestas. Así podría originarse siderita diagenética, y posiblemente también podría haber precipitado primariamente, en zonas de bajo Eh.

Los fenómenos metamórficos son de gran interés, por la incidencia que tienen en la calidad de la mena. El metamorfismo regional, aunque de bajo grado—facies de los esquistos verdes—no tiene el mismo grado en toda la región. En la zona 4 *b*, 2 y 3, corresponde a la subfacies de la prebiotita; en la zona 4 *a*, a la subfacies de la biotita, y en la zona 1 *a*, a la del granate.

La magnetita, metamórfica, aparece por encima de la isograda de la biotita, y la primaria recristaliza también, dando lugar a cristales mayores dentro de los oolitos. En las zonas de fractura, se observan, también, importantes recristalizaciones de este mineral. En general, la recristalización es mayor en la zona 1 que en la 4, y por supuesto mayor que en

las zonas 2 y 3, donde sólo se observan pequeñas recristalizaciones de cloritas.

El metamorfismo de contacto, en los cotos mineros de Vivaldi, San Bernardo y San José y en Vivero, da lugar a nuevos minerales como pirrotina, pirita, calcopirita y lollingita, y a la recristalización de los existentes como magnetita y clorita. Normalmente, siempre se puede marcar el efecto de la intrusión por la disminución de los minerales opacos, así como por la falta de minerales transparentes, como epidota, biotita, granate y actinolita. En las zonas más externas de la aureola todos estos minerales desaparecen y únicamente se conservan los cristales grandes de magnetita, como ocurre en el coto Wagner.

10.2 ANALOGÍAS Y DIFERENCIAS CON EL HOLOTIPO

Los yacimientos de hierro del Noroeste se pueden asemejar al tipo denominado por ROUTHIER (1963), yacimientos sedimentarios oolíticos, subtipo hematítico o clintón. Este subtipo es semejante también a los de Wabana, en Terranova (Ordovícico); Lung-Yen, en China (Cámbrico); Normandía Anjou, en Francia (Ordovícico), y Clinton, en Alabama (Gotlandiense).

Las analogías de las menas estudiadas con este holotipo se refieren parcialmente a la mineralogía, a la litología, son series arcilloarenosas, frecuentemente muy arenosas, que se pueden seguir varios centenares de kilómetros de longitud (cotos San Bernardo, Wagner, Vivaldi, San José), y todos de edad Paleozoica. La diferencia que presentan está en la escasez de hematites y mayor abundancia de siderita y magnetita.

10.3 CONSIDERACIONES SOBRE LA PROSPECCION DE ESTOS YACIMIENTOS

En la prospección de estos yacimientos, de acuerdo con lo que hemos visto anteriormente, hay que tener en cuenta dos factores, por una parte las zonas de máxima acumulación del mineral de hierro, que lógicamente serán los surcos de máxima subsidencia, que hemos puesto de manifiesto al hablar de la paleogeografía. Esto corresponde con lo que hemos denominado zona 1 (Vivero-Guntín-Gestoso) y zona 4 (Los Oscos-Fonfría-San José-Ponferrada-Astorga).

El segundo factor, es la mineralogía de la mena. Para estos yacimientos, las zonas de máxima subsidencia coinciden también con las de pre-

citación de magnetita primaria. Pero son las acciones metamórficas las que tienen una mayor incidencia en la calidad de la mena.

La zona 1 *a* (Vivero-Guntín), próxima al umbral que separaba el miogeosinclinal del eugeosinclinal, presenta un gran interés mineralógico. En las zonas próximas a intrusiones granodioríticas los minerales principales son magnetita de cristalización en forma de grandes placas, siderita, cloritas y a veces pirita. Los minerales accesorios son los comunes en estas menas. Desde el punto de vista químico, el contenido en hierro magnético y sílice es elevado, bajo el de carbonatos y alto el del fósforo. En zonas alejadas, esta mineralogía es diferente, en lo que se refiere a la abundancia de magnetita; son pobres en este mineral.

La zona 1 *b* (Guntín-Gestoso), zona sin carbonatos y con mucha magnetita y cloritas, geoquímicamente tiene gran proporción en sílice, hierro magnético y poco en fósforo.

Las zonas 2 (Orrea-Fontaneira) y 3 (Villaodrid y San Pedro del Río) ocupan paleogeográficamente zonas centrales de la cuenca, y litológicamente están constituidas por materiales más finos. La mineralogía en ambas zonas es similar y uniforme. Son carbonatos (siderita), silicatos (cloritas), sin haber encontrado magnetita, primaria ni secundaria.

La zona 4 (Los Oscos-Fonfría-San José-Ponferrada-Astorga) constituye paleogeográficamente una serie de surcos de máxima subsidencia próximos y paralelos a la línea de costa de la cuenca paleozoica. Al Oeste se encuentra cabalgada por series del Cámbrico y Ordovícico Inferior, e intensamente deformada, aflorando paralelamente a este frente un rosario de pequeñas intrusiones graníticas posthercínicas.

Mineralógicamente la zona 4 *b* está constituida por magnetita primaria, siderita y clorita como minerales principales. En los cotos Vivaldi y San Bernardo, por efecto de metamorfismo de contacto, se origina una zonación con aparición de pirita, calcopirita y arsenopirita en San Bernardo y además con pirrotina en Vivaldi.

En el estudio geoquímico detallado, que se ha realizado en la zona comprendida entre los cotos mineros Vivaldi y San Bernardo, se puede apreciar que existe un modelo general de comportamiento en las relaciones de los elementos, sin indicar esto que sea un modelo uniforme, variando el grado de relación fundamentalmente según el magnetismo. Se pueden diferenciar tres subzonas (fig. 7-1): Una zona P (Ponferrada), magnética; una zona P-A (entre Ponferrada y Astorga), poco o nada magnética, y una zona A (Astorga), también magnética. En las zonas P y A al disminuir la fracción magnética aumentan los carbonatos y disminuyen ligeramente el fósforo, la sílice y el hierro total. En la zona intermedia P-A, la evolución de estos elementos es prácticamente una recta (figs. 7-2 a 7-8). Por otra

parte, la potencia de las capas de hierro parece que no tiene relación con ningún elemento.

En la zona 4 *a* (Los Oscos-Fonfría) existe también magnetita primaria, en forma de pequeños cristallitos formando secuencias en los oolitos. Es una zona con gran proporción de cloritas y carbonatos (siderita).

1

APENDICE
DATOS QUIMICOS

En este apéndice figuran tabulados los resultados de los análisis químicos,
tanto de la mineralización como de la roca de caja

TABLA I

Análisis químicos de las capas de hierro en la zona de Ponferrada-Astorga

Sondeo	Capa	Profundidad .	Espesor	FRACCION MAGNETICA						FRACCION NO MAGNETICA					
				% peso	% Fe	% P	% S	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃	% peso	% Fe	% PPC	% P	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃
158-I-1b	a	297,6	12,13	68,09	65,23	0,47	—	4,51	3,19	31,91	30,54	6,76	1,88	18,15	13,23
158-I-1	a	368,2	0,52	35,5	58,2	0,25	0,49	9,68	6,9	66,5	32,8	4,04	0,30	29,4	16,3
	b	389,0	2,12	21	59,4	0,15	0,15	7,08	5,1	79,0	34,5	12,7	0,35	20,5	10,2
158-I-2	a	312,0	35	71,2	64,1	0,34	0,10	3,79	4,25	28,7	26,2	5,8	2,9	19,2	16,1
158-I-3	a	328	12,29	71,5	62,4	0,42	0,10	3,9	2,02	28,4	27,7	6,76	2,68	18,10	15,01
158-I-3b	a	295,7	24,8	48,9	65,8	0,23	0,10	2,82	0,46	51,09	27,18	8,10	1,33	26,14	9,65
159-III-4	c	110	1,66	24,5	53,05	0,45	0,21	11,8	6,12	75,5	23,4	4,09	0,50	27,18	12,7
	b	121	2,61	57,5	61,9	0,35	0,10	5,62	4,59	42,5	23,5	4,55	1,15	23,08	15,8
159-III-4'	a	155	8,78	65,2	62,04	0,40	0,27	4,79	4,27	34,7	22,8	5,45	1,85	21,6	15,42
	a	228,9	5,13	42,8	62,8	0,3	0,6	7,8	3,3	51,17	35,08	3,93	0,75	23,6	13,8
159-III-5	b	180,3	1,03	26	59,9	0,3	2,5	8,6	5,5	74,0	32,2	4,6	0,50	28,7	13,2
	c	160	1,53	25,5	51,6	0,30	0,27	17,14	2,64	74,5	26,8	4,4	0,55	28	6,9
159-III-5'	b	173	2	48,25	57	0,20	0,10	8,7	3,3	51,7	27,8	3,13	0,71	25,7	6,9
	a	217,8	9,09	60,9	60,7	0,29	0,10	7,43	3,15	39,10	30,8	4,63	1,33	21,4	8,17
159-III-5'	a	152	8,28	68,9	66,8	0,22	0,10	3,18	3,6	31,08	29,8	6,03	1,8	19,6	14,13

Sondeo	Capa	Profundidad	Espesor	FRACCION MAGNETICA					FRACCION NO MAGNETICA						
				% peso	% Fe	% P	% S	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃	% peso	% Fe	% PPC	% P	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃
	b	119	1,50	56	62,8	0,30	0,14	5,8	2,5	44	29,4	6,16	0,9	22,1	17,35
	c	107	1,30	11,5	51,2	0,37	3,45	14,08	4,08	88,5	35,6	4,8	0,15	26,5	12,2
159-III-6	a	204	8,3	59,15	61,12	0,40	0,27	5,89	2,9	40,85	27,4	7,09	2,56	21,05	16,26
159-III-7	a	353	14,5	67,5	64,49	0,34	0,14	3,22	2,07	32,43	26,5	8,7	1,48	26,44	9,12
159-III-8	a	378	21,4	48,4	52,2	0,38	0,20	4,24	3,09	51,5	22,12	12,6	1,3	17,3	11,5
159-III-9	a	440	5,7	60,4	67,4	0,25	0,10	2,11	0,42	39,5	22,6	6,9	1,7	31,02	21,15
159-III-10	a	210	8,7	30,5	63,8	0,15	0,10	5,3	2,6	69,5	30,9	11,9	0,85	13,4	9,3
	b	139	10,9	6,58	17,8	0,25	0,10	7,6	2,4	93,4	39,6	27,7	0,65	8,53	7,31
	c	19,3	12,06	10,27	22,4	0,30	0,10	2,86	2,9	89,7	41,3	22,6	0,71	7,51	6,12
159-III-11	a	80,8	16,9	26,14	41,3	0,47	0,05	2,95	3,92	73,8	39,9	21,5	0,81	7,21	6,7
	b	155,5	5,9	31,6	55,8	0,40	0,76	5,87	2,96	68,3	34,5	15,5	0,72	12,02	7,95
	c	164,8	3,68	26,2	53,6	0,41	0,55	9,54	3,74	73,7	31,4	10,64	0,82	21,54	7,15
159-III-11'	a	58,3	10,02	19,20	45,10	0,42	0,10	2,28	0,64	80,8	43,4	20,95	0,78	7,38	5,27
	b	89,6	5,38	—	—	—	—	—	—	100	43,8	—	0,50	6,48	4,71
	c	108,5	1,44	—	—	—	—	—	—	100	38,15	—	0,70	—	—
159-III-12	a	129,6	9,40	26,3	48,4	0,49	3,13	2,51	3,05	73,5	39,9	21,09	0,67	5,96	6,74
	b	175	6,40	—	—	—	—	—	—	100	41,13	24,2	0,57	4,6	5,5
159-III-13	a	53,19	23,5	14,7	42,8	0,53	0,10	2,62	2,29	85,29	42,8	20,2	0,85	8,63	5,78
159-III-14	a	35,14	10,8	16,15	31,69	0,44	0,10	3,02	2,3	83,8	41,4	21,49	0,61	8,32	6,07

159-III-14	b	56,2	4,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
159-III-14b	a	62,15	15,8	7,25	25,2	0,40	0,11	2,5	1,1	92,7	41,8	22,5	0,56	7,04	5,29
159-III-15	a	125,2	13,6	4,3	19,8	0,3	—	2,6	1,63	95,7	42,10	23,59	0,48	6,38	5,10
	b	65,6	3,0	5	49,7	0,35	—	—	—	95	37,3	22,16	—	—	—
159-III-16	a	84	12,8	6,33	25,04	0,38	0,10	3,7	1,91	93,6	40,8	22,19	0,59	8,9	5,4
159-III-17	a	115,9	5,2	3,9	23,9	0,30	—	2,86	3,10	96,03	40,7	21,34	0,57	8,48	7,36
	b	141,19	1,0	—	—	—	—	—	—	100	37,4	21,4	—	—	—
159-III-17'	a	158,26	8,59	9,6	28,9	0,35	0,10	4	2,04	90,4	41,5	22,31	0,37	6,83	5,71
159-III-18	a	76,6	3,23	—	—	—	—	—	—	100	42,3	22,3	0,35	7,24	4,70
	b	91,20	8,7	9,07	27,08	0,34	0,10	4,06	3,06	90,9	42,27	22,3	0,41	6,71	5,41
159-III-18'	b	207	1,70	—	—	—	—	—	—	100	36,2	22,36	—	—	—
	a	61	4,8	1,5	12,6	0,25	—	—	—	98,5	42,01	23,14	0,31	6,57	5,24
159-III-19	a	58,7	4,2	27,5	51,6	0,75	—	—	—	72,50	40,07	19,6	—	—	—
	b	97,18	10,07	8,14	27,85	0,41	0,10	2,50	2,80	91,8	42,9	20,9	0,73	6,76	5,86
159-III-19b	a	157,3	16,2	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
	b	192,16	1,05	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
159-III-20	a	22,9	2,88	—	—	—	—	—	—	100	42,6	23,79	—	—	—
	b	236	7,54	11,75	33,11	0,39	0,10	2,84	6,20	88,2	40,5	22,05	0,59	9,61	6,83
	c	261	9,9	12,45	25,34	0,39	0,10	3,24	3,92	87,5	41,46	22,43	0,60	7,89	6,48
159-III-20'	a	296	14,05	3,25	6,24	0,45	—	—	—	96,7	38,6	23,12	0,82	8,19	4,92
159-II-21	b	67,15	3,71	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
	c	94,3	5,71	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
159-II-22	a	52,5	2,68	—	—	—	—	—	—	100	42,18	24,03	0,67	5,77	6,12
	b	64,60	1,47	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
159-II-23	a	49,2	0,90	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	b	59,2	4,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	c	92,101	3,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Sondeo	Capa	Profundidad	Espesor	FRACCION MAGNETICA						FRACCION NO MAGNETICA					
				% peso	% Fe	% P	% S	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃	% peso	% Fe	% PPC	% P	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃
159-II-23'	a	104,4	6,06	2,25	—	—	—	—	—	97,7	—	—	—	—	—
159-II-24	a	55,5	1,50	—	—	—	—	—	—	100	41,7	23,4	0,7	5,7	6,12
	b	63,6	0,84	13,5	53,2	0,22	—	—	—	86,5	36,6	15,9	—	—	—
159-II-25	a	65,5	6	—	—	—	—	—	—	100	42,4	23,5	0,50	7,12	4,5
159-II-26	a	84,6	3,0	—	—	—	—	—	—	100	42,4	24,6	0,50	5,9	4,2
159-II-26'	b	112,8	1,78	—	—	—	—	—	—	100	40,6	—	0,65	6,32	5,10
159-II-27	a	27,9	2,67	—	—	—	—	—	—	100	42,15	—	0,55	5,6	4,59
	b	38,7	4,60	—	—	—	—	—	—	100	40,05	—	0,62	7,5	5,10
159-II-27'	a	73,6	0,45	—	—	—	—	—	—	100	38,07	—	0,55	—	—
	b	109,5	2,96	—	—	—	—	—	—	100	40,31	—	0,40	8,18	5,10
159-II-28	a	179,5	2,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	b	185,14	0,69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	c	188,14	2,61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	d	196,5	2,65	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
159-II-29	a	229,5	1,65	—	—	—	—	—	—	100	39,2	23,0	0,85	7,68	8,16
	b	239,4	5	3,33	—	—	—	—	—	96,6	40,21	23,3	0,87	8,6	5,6
159-II-29'	a	284	1,20	—	—	—	—	—	—	100	35,08	18,4	—	—	—
	b	295	2,63	—	—	—	—	—	—	100	41,87	23,6	0,25	8,8	5,72

159-II-30	a	130,5	0,48	—	—	—	—	—	—	100	37,7	21,7	0,50	9,7	6,35
	b	141,4	1,76	—	—	—	—	—	—	100	42,2	22,5	0,50	5,34	6,35
159-II-31	a	138,8	2,13	33,5	66,4	0,20	—	5,24	1,63	66,5	36,7	12,10	0,70	17,4	5,10
193-IV-32	a	87,3	0,70	—	—	—	—	—	—	100	36,08	—	0,80	—	—
	b	101,7	4,40	12,6	56,8	0,38	0,37	4,47	0,76	87,3	41,7	21,8	0,55	9,27	5,61
193-IV-33	a	250,9	14,3	43,21	59,8	0,35	0,10	4,21	0,68	56,79	36,54	16,79	0,83	12,48	9,94
193-IV-33'	a	156,8	1,70	trazas	—	—	—	—	—	100	30,12	—	0,301	7,8	4,8
193-IV-34	a	123	2,3	35,5	59,19	0,4	0,10	5,18	0,20	64,5	34,3	14,6	0,92	17,54	2,0
	b	148	9,66	44,8	62,6	0,3	0,2	3,5	0,12	55,2	24,0	15,6	0,86	20,43	2,3
193-IV-35	a	317	7,85	27,6	47,9	0,33	0,37	6,03	0,27	72,3	29,7	17,2	0,7	14,3	1,36
193-IV-36	a	64,2	2,0	77,2	58,5	0,47	0,10	5,24	2,04	22,7	31,21	16,3	1,8	15,2	9,9
193-IV-37	a	192,6	3,24	66	56,9	0,45	0,10	6,921	2,55	34	30,5	12,3	1,75	17,6	10,7
	b	205,4	6,84	65	57,8	0,40	0,10	8,2	2,8	35	27,9	10,7	2,25	23,8	9,5
193-IV-37'	b	103,4	4,4	59,3	57,6	0,42	0,13	9,84	2,42	40,6	33,2	14,05	1,25	19,01	6,63
193-IV-38	a	64,8	8,6	—	—	—	—	—	—	100	33,9	—	0,52	17,19	3,95
	b	86	5,40	37,7	57,4	0,3	0,10	4,54	0,51	62,2	36,10	19,3	0,80	14,06	9,15
193-IV-39	a	79,6	3,6	37,5	58,2	0,35	—	—	—	62,5	36,1	19,5	—	—	—
	b	91,9	4,77	31,3	60,4	0,36	0,19	2,13	0,5	68,6	35,6	20,03	0,8	12,7	8,15
193-IV-39'	b	63,23	2,67	25,7	60,5	0,40	0,10	3,5	1,78	74,251	48,75	8,06	0,65	9	2,29

TABLA II

Análisis químicos de la capa primera de hierro «a» en la zona de Ponferrada

Sondeo	Potencia	TODO UNO						% Fracción magnética	% P Fracción magnética	% P Frac. no magnética
		% Fe mg	% Fe total	% PPC	% P	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃			
158-I-1	0,52	19,5	41,5	2,7	0,28	22,8	13,1	35,5	0,25	0,30
158-I-2	35,9	45,7	53,2	1,7	1,01	7,8	7,3	71,2	0,34	2,9
158-I-3	12,2	44,7	52,5	1,9	0,95	7,3	5,12	71,5	0,42	2,68
159-III-4	8,7	41,04	49,39	1,83	0,81	10,78	8,24	65,2	0,40	1,85
159-III-5	9,09	37,4	49,6	1,93	0,66	13,3	5,21	60,9	0,29	1,33
159-III-6	8,3	36,7	48,2	3,03	1,06	11,3	7,15	59,15	0,40	2,56
159-III-7	14,5	43,8	53,4	2,7	0,65	13,06	4,79	67,5	0,34	1,48
159-III-8	21,4	30,4	41,4	6,8	0,7	7,9	5,6	48,4	0,38	1,3
159-III-9	5,7	40,7	49,4	2,6	0,8	14,09	9,06	60,4	0,25	1,7

TABLA III

Análisis químicos de la capa primera de hierro «a» en la zona entre Ponferrada y Astorga

Sondeo	Potencia	TODO UNO						% Fracción magnética	% P Fracción magnética	% P Frac. no magnética
		% Fe mg	% Fe total	% PPC	% P	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃			
159-III-10	8,7	19,5	40,8	8,5	0,68	11,4	7,17	30,5	0,15	0,85
159-III-11	16,9	13,4	42,8	16,08	0,71	5,87	5,82	26,14	0,47	0,81
159-III-12	9,40	12,79	42,2	15,6	0,62	5,3	6,16	26,3	0,49	0,67
159-III-13	23,5	7,43	43,9	17,19	0,81	8,09	5,34	14,7	0,53	0,85
159-III-14	10,8	8,9	43,6	18,14	0,63	7,57	5,5	16,15	0,44	0,61
159-III-15	13,6	2,12	42,42	22,6	0,48	6,26	5,04	4,3	0,3	0,48
159-III-16	12,3	3,22	41,4	19,43	0,52	8,34	5,09	6,33	0,38	0,59
159-III-17	5,20	11,9	41,02	20,5	0,57	8,38	7,28	3,92	0,30	0,57
159-III-18	3,23	—	42,32	22,3	0,35	7,24	4,70	—	—	0,35
159-III-19	4,2	14,2	43,2	14,2	—	—	—	27,5	0,75	—
159-III-20	2,88	—	42,6	23,79	—	—	—	—	—	—
159-II-22	2,68	—	42,18	24,03	0,67	5,7	6,12	—	—	0,67
159-II-23	0,90	—	38,10	21,19	0,60	10,5	7,39	—	—	—
159-II-24	1,5	—	41,7	23,4	0,7	5,7	6,12	13,5	0,22	—
159-II-25	6	—	42,4	23,5	0,50	7,12	4,58	—	—	0,50
159-II-26	3	—	42,4	24,6	0,50	5,9	4,2	—	—	0,50
159-II-27	2,67	—	42,15	—	0,55	5,6	4,59	—	—	0,55
159-II-28	2,9	—	22,5	27,3	0,4	10,6	6,8	—	—	—
159-II-29	1,65	—	39,2	23,0	0,85	7,68	8,16	—	—	0,85
159-II-30	0,48	—	37,7	21,7	0,50	9,7	6,35	—	—	0,50

TABLA IV

Análisis químicos de la primera capa de hierro «a» en la zona de Astorga

Sondeos de la rama norte del sinclinal Ordovícico

Sondeos de la rama sur del sinclinal Ordovícico

Sondeo	Potencia	TODO UNO						% Fracción magnética	% P Fracción magnética	% P Frac. no magnética
		% Fe mg	% Fe total	% PPC	% P	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃			
159-II-31	2,13	22,2	46,6	8,11	0,56	14,24	4,20	33,5	0,20	0,70
193-IV-32	0,70	—	36,08	—	0,80	—	—	—	—	0,80
193-IV-33	14,3	26,28	47,20	9,9	0,58	8,31	5,3	43,21	0,35	0,83
193-IV-35	7,8	17,6	36,8	11,9	0,57	12,3	1	27,6	0,35	0,7
193-IV-34	2,3	20,95	43,08	9,47	0,76	13	1,43	35,5	0,4	0,92
193-IV-36	2	45,2	52,3	3,7	0,7	6,7	3,70	77,2	0,47	1,8
193-IV-37	3,24	33,7	44,01	3,40	0,87	9,86	4,79	66	0,45	1,75
193-IV-38	8,6	—	33,9	—	0,52	17,1	3,95	—	—	0,52
193-IV-39	3,6	21,6	44,4	12,2	—	—	—	37,5	0,35	—

TABLA V

Análisis químicos de la segunda capa de hierro «b». Zona de Ponferrada

Sondeo	Potencia	TODO UNO						% Fracción magnética	% P Fracción magnética	% P Frac. no magnética
		% Fe mg	% Fe total	% PPC	% P	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃			
158-I-1	2,12	12,4	39,7	10,06	0,31	17,7	9,14	21,01	0,15	0,35
159-III-4	2,61	35,6	45,6	1,9	0,67	13,2	9,47	57,2	0,35	1,15
159-III-5	2,0	27,7	42,1	1,67	0,42	15,9	4,86	48,2	0,20	0,71
159-III-4'	1,03	15,5	39,4	3,45	0,45	23,5	11,2	26	0,3	0,5
159-III-5'	1,5	35,17	48,11	2,71	0,57	13	9,06	56	0,3	0,9

TABLA VI

Análisis químicos de la segunda capa de hierro «b» en la zona entre Ponferrada y Astorga

Sondeo	Potencia	TODO UNO						% Fracción magnética	% P Fracción magnética	% P Frac. no magnética
		% Fe mg	% Fe total	% PPC	% P	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃			
159-III-10	10,9	3,55	40,79	20,47	0,62	8,46	7,06	6,58	0,25	0,65
159-III-11	5,9	18,04	41,5	10,9	0,58	9,3	6,19	31,6	0,40	0,72
159-III-12	6,40	—	41,12	24,2	0,57	4,68	5,53	—	—	0,57
159-III-14	4,7	—	40,6	23,7	0,55	7,03	5,44	—	—	—
159-III-15	2,44	2,49	42,2	22,3	—	—	—	5	0,35	—
159-III-16	0,57	—	34,9	—	0,80	—	—	—	—	—
159-III-17	1	—	37,4	21,4	—	—	—	—	—	—
159-III-19	10,07	3,96	43,3	19,3	0,71	6,4	5,6	8,14	0,41	0,73
159-III-20	7,54	5,95	41,6	19,5	0,58	10,12	6,9	11,7	0,39	0,59
159-II-21	5,71	—	38,9	22,5	0,64	9,04	6,12	—	—	—
159-II-22	1,47	—	45,15	9,7	0,65	15,88	6,33	—	—	—
159-II-23	4,6	—	38,9	23,8	0,60	8,40	6,6	—	—	—
159-II-24	0,84	7,44	39,4	14,22	—	—	—	13,5	0,22	—
159-II-27	4,60	—	40,05	—	0,62	7,5	5,10	—	—	0,62
159-II-28	0,69	—	27,9	20,2	0,65	11,5	8,9	—	—	—
159-II-29	5	1,6	40,5	22,5	0,85	8,3	5,5	3,3	—	—
159-II-30	1,76	—	42,2	22,5	0,50	5,34	6,35	—	—	—

TABLA VII

Análisis químicos de la segunda capa de hierro «b» en la zona de Astorga

Sondeos de la rama norte del sinclinal Ordovícico

Sondeos de la rama sur del sinclinal Ordovícico

Sondeo	Potencia	TODO UNO						% Fracción magnética	% P Fracción magnética	% P Frac. no magnética
		% Fe mg	% Fe total	% PPC	% P	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃			
193-IV-32	4,40	7,06	43,5	19,13	0,51	8,43	4,76	12,6	0,38	0,55
193-IV-37	6,8	37,8	47,7	4,06	0,75	11,2	4,09	65	0,40	2,25
193-IV-38	5,40	22,13	47,7	12,16	0,56	9,39	4,92	37,7	0,3	0,8
193-IV-38	5,40	30,06	47,6	9,22	9,56	9,36	4,92	49	—	—
193-IV-38	5,40	14,19	41,9	15,10	—	—	—	26,5	—	—
193-IV-39	4,77	19,13	43,6	13,7	0,67	9,31	5,93	31,3	0,36	0,8

TABLA VIII
Análisis químicos de la tercera capa de hierro «c»

Sondeo	Potencia . . .	TODO UNO							% Fracción magnética . .	% P Fracción magnética . .	% P Frac. no magnética . .
		% Fe mg . .	% Fe total .	% PPC . . .	% P	% SiO ₂ . . .	% Al ₂ O ₃ . .	% SiO ₂ . . .			
159-III-4	1,6	13	30,6	3,1	0,5	23,4	11,13	24,5	0,45	0,50	
159-III-5	1,5	13,2	33,14	3,3	0,5	23,3	5,83	25,5	0,30	0,55	
159-III-10	8,7	19,5	40,8	8,5	0,68	11,4	7,17	30,5	0,15	0,85	
159-III-11	3,68	13,98	37,19	7,86	0,67	17,7	6,06	26,2	0,41	0,82	
159-III-15	0,5	—	37,34	22,16	—	—	—	—	—	—	
159-III-20	9,9	6,31	42,5	19,70	0,57	7,25	6,17	12,45	0,39	0,60	
159-II-27	3,15	—	40,3	21,9	0,57	9,8	6,29	—	—	—	
159-II-28	2,61	—	35,2	24	0,65	8,28	4,84	—	—	—	

TABLA IX

Análisis químicos en algunos yacimientos del arco interno (datos del IGME)

M, magnetita; C, carbonatos; H, hematites

N.º Hoja E. 1:200.000	Tipo yacimiento	% Fe	% P	% S	% SiO ₂
1	C	40,00	1,1	0,1-0,8	17,0
	C	55,00	—	—	—
	H	80,00	1,3	—	—
	H	70,00	1,0	—	—
	H	71,20	1,2	—	—
	H	42,50	1,0	—	18,0
8	H	49,00	—	—	—
	H	—	—	—	12,0
	H	49,00	0,3	—	—
	H	49,00	0,3	—	12,0
	H	55,00	0,2	—	7,0
	H	55,00	0,2	—	7,0
17	C	55,00	—	—	—
	C	55,00	—	—	—
	—	58,00	0,1	—	7,0
	C	52,00	0,1	—	9,0
	C	54,00	0,8	—	7,8
	C	51,00	1,3	0,02	9,0
18	H	57,00	—	—	2,0
	H	52,00	0,2	0,20	2,0
	H	58,00	0,1-0,4	—	6,9
	M	52,00	0,5	—	20,0
	M	55,00	—	—	—
	H	55,00	2,5	—	12,0
H	50,00	—	—	—	

TABLA X

Análisis químicos en algunos yacimientos del arco externo (datos del IGME)

M, magnetita; C, carbonatos; H, hematites

N.º Hoja E. 1:200.000	Tipo yacimiento	% Fe	% P	% S	% SiO ₂
1	C	—	0,70	—	14,00
	C	—	0,80	—	19,00
	C	—	—	—	6-12
2	C	—	0,70	0,100	15,00
	C	45,00	—	—	—
	C	46,00	0,4-1,2	—	10-14
	C	46,00	0,22	—	11,00
	C	—	0,70	—	8,00
	C	—	0,80	0,060	11,00
	C	—	0,40	0,280	13,00
	C	43,00	0,80	—	9,00
	C	—	0,6-0,8	—	10-14
	C	—	0,65	—	8-10
9	C	—	0,6-0,8	—	10-14
	M	50,00	0,35	0,340	9,00
	H	50,00	—	—	6-10
	H	—	0,70	—	10,00
	H	50,00	—	—	—
	C	49,00	—	—	5,80
	M	46,00	—	—	—
	C	45,00	—	—	—
	C	—	0,6-0,8	—	13,18
	C	—	—	—	16,00
8	C	—	0,6-0,8	—	12-16
	C	—	0,80	—	21,00
	C	—	0,6-0,8	—	14,18
	M	53,00	0,70	0,100	8,00
	M	48,70	0,80	0,023	8,28
	M	53,00	0,80	—	8,00
18	H	40,00	0,40	0,070	20,00
	H	57,40	0,21	0,470	11,40
	M	53,50	0,70	—	9,00
	C	40,00	0,40	—	25,00
	C	54,00	—	—	—
	C	52,00	—	—	—
C	61,00	—	—	—	

TABLA XI

Análisis químicos de muestras de la zona de Vivero

Sondeo	Número	FRACCION MAGNETICA						FRACCION NO MAGNETICA					
		% Fe	% P	% S	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃	% Peso	% Fe	% PPC	% P	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃	
V-3	2	58,3	—	—	14,38	1,27	82	26,8	—	1,10	44,2	5,10	
	3	62,26	0,25	—	—	—	82	31,27	0,52	—	—	—	
	4	61,9	0,15	3,15	0,38	1,53	84	27,3	5,75	1,0	18,10	4,59	
V-1	1	68,12	0,26	0,10	3,08	0,25	86	22,34	3,6	1,0	41,6	17,11	
	2	65,8	0,15	—	—	—	88	27,08	6,18	—	—	—	
V-1-1	1	68,1	0,70	—	4,68	0,25	79,5	24,29	1,94	1,60	37,52	11,22	
	2	68,3	0,20	—	3,16	20,25	79,5	24,07	3,68	2,20	32,9	2,3	
	3	67,0	0,25	—	—	—	64,5	22,1	3,39	—	—	—	

TABLA XII

Análisis químicos de muestras de la zona de Vivero

Sondeo	Número	TODO UNO					% Fracción magnética	% P Fracción magnética	% P Frac. no magnética
		% Fe	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃	% PPC	% P			
V-1	1	28,74	36,20	14,74	3,6	0,89	14	0,25	1
	2	31,72	—	—	6,18	—	12	0,15	—
V-1-1	1	33,27	30,70	8,97	1,94	1,41	20,5	0,70	1,60
	2	36,06	24,87	1,70	3,68	1,66	27	0,20	2,20
	3	37,59	—	—	3,39	—	35	0,25	—
V-3	1	20,94	—	—	0,13	—	trazas	—	—
	2	32,4	38,8	4,4	—	—	18	—	1,1
	3	36,84	—	—	0,52	—	18	0,25	—
	4	33,8	16,7	4,10	5,75	0,86	16	0,15	1
	5	28,20	—	—	9,24	—	trazas	—	—
V-4	1	25,69	—	—	9,24	—	trazas	—	—
	2	30,99	25,9	5,10	16,12	1,1	trazas	—	—
	3	26,5	—	—	12,6	—	trazas	—	—
	4	36,3	15,8	4,8	18,5	1,0	trazas	—	—
V-5	1	12,8	—	—	4,9	—	trazas	—	—
	2	34,6	14,8	5,6	19,2	1,45	trazas	—	—
	3	44,3	—	—	12,9	—	trazas	—	—
	4	37,13	—	—	20,29	—	trazas	—	—
	5	34,6	—	—	18,5	—	trazas	—	—
	6	36,8	13,4	3,06	20,09	1,5	trazas	—	—
	7	33,7	—	—	18,38	—	trazas	—	—
	8	34,3	—	—	18,2	—	trazas	—	—
	9	35,7	—	—	19,6	—	trazas	—	—
	10	36,8	—	—	19,1	—	trazas	—	—
	11	37,4	13,8	3,5	20,5	1,40	trazas	—	—
	12	32,9	—	—	18,8	—	trazas	—	—

TABLA XIII

Análisis químicos de la roca encajante de la mineralización en algunas muestras a 1 m. y a 2 m. del muro de la capa de hierro principal

Sondeo	Número	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	Fe	MnO	CaO	MgO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O
158-I-1b	1	22,68	20,14	28,51	3,60	0,32	1,40	2,52	1,20	0,29	0,05	0,01
158-I-1b	2	63,68	15,30	5,93	0,77	0,04	0,70	1,51	0,72	0,34	0,91	2,99
158-I-1b	3	31,78	9,44	29,69	2,42	0,71	3,92	2,52	0,96	2,43	0,25	0,23
158-I-1b	4	69,44	7,39	9,99	2,02	0,04	0,35	1,26	0,38	0,28	0,10	0,01
159-III-10	6	16,12	6,12	21,11	2,68	0,34	7,0	5,03	0,33	1,72	0,07	0,12
159-III-4	5	36,32	19,63	19,53	3,93	1,30	1,75	3,02	1,11	0,16	0,43	0,95
159-III-11	7	20,46	9,95	29,02	3,37	0,13	2,10	4,27	1,34	0,83	0,04	0,01
159-III-11	8	66,06	15,8	4,23	1,36	0,04	1,75	1,26	0,77	0,18	1,53	2,89
159-III-17	9	13,72	11,98	34,27	1,86	0,46	1,40	1,51	0,77	1,32	0,05	0,01
159-III-17	10	48,94	13,77	16,03	2,96	0,84	0,70	2,27	0,77	0,16	0,11	0,70

(Continuación)

TABLA XIII

Análisis químicos de la roca encajante de la mineralización en algunas muestras a 1 m. y a 2 m. del muro de la capa de hierro principal

Sondeo	Número	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	Fe	MnO	CaO	MgO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O	H ₂ O
159-II-23	11	60	19,37	5,61	1,75	0,05	0,35	2,02	0,87	4,10	0,94	0,04	0,08	2,86
159-II-23	12	48,28	20,39	5,31	2,07	0,05	0,35	1,76	1,0	3,97	1,25	1,32	0,05	2,80
159-II-28b	13	60,86	12,49	13,27	1,87	0,08	0,35	0,76	0,81	1,36	0,18	0,44	0,17	4,20
159-II-28b	14	—	—	—	—	—	—	—	—	0,72	0,02	—	—	—
159-II-29	15	44,86	10,45	27,44	2,25	0,39	0,70	2,02	0,50	0,01	0,01	4,40	0,05	4,54
159-II-29	16	57,42	20,90	5,25	1,36	0,05	0,70	2,52	1,0	4,10	1,36	0,40	0,06	3,36
159-II-31	17	20,20	19,63	36,36	3,12	0,28	2,80	3,53	1,0	0,02	0,02	3,96	0,05	9,26
159-II-31	18	55,06	19,12	7,76	2,16	0,08	1,75	2,77	1,0	0,96	8,09	0,88	0,09	2,66
V-3	19	65,08	8,67	16,38	1,76	0,05	1,05	2,52	0,75	0,05	0,05	1,76	0,02	2,48
V-3	20	85,6	4,07	1,72	1,67	0,08	3,5	0,50	0,56	0,04	0,20	0,44	0,05	0,68
V-3	21	49,3	11,22	23,71	1,60	0,12	2,8	2,52	0,50	—	—	3,96	0,05	4,02
V-6	22	46,42	12,24	25,43	2,88	0,05	1,40	3,28	0,62	0,008	0,004	3,08	0,06	5,20
V-6	23	13,22	4,84	41,25	10,46	0,12	4,20	1,26	0,57	0,005	0,001	2,20	0,05	1,18
V-6	24	13,22	13,82	43,39	1,69	0,51	5,60	1,51	0,5	0,007	0,001	1,76	0,05	0,72
V-6	25	38,08	13,50	27,09	3,84	0,08	2,10	4,03	0,62	0,005	0,001	4,40	0,12	6,64

BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. (1884).—«Noticias sobre Quirós». *Revista Minera*. Serie C, tomo II, pp. 285, 293 y 301.
- ADARO, L., y JUNQUERA, G. (1916).—«Criaderos de hierro en España. Tomo II: Asturias». *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*.
- AGER, D. (1963).—«Principles of Paleocology». McGraw-Hill, Nueva York.
- ALBEE, A. L. (1962).—«Relationships between the mineral association; chemical composition and physical properties of the chlorite series». *Am. Mineralogist*, 47, pp. 851-870.
- ALDAMA, L. (1951).—«Descripción de la mina de hierro 'Triano' en Somorrostro, con un apéndice sobre los demás criaderos de este mineral». *Rev. Minera*, serie A, tomo II, pp. 302, 353 y 385.
- ALONSO, J. F., y VILLALBA, G. (1969).—«Coto Minero San José. Informe de investigación y anteproyecto de explotación». Inédito. E. N. ADARO, S. A.
- AMOROS, J. L., y MIGUEL, A. S. (1961).—«El mecanismo plutónico como fenómeno cooperativo: Introducción a la teoría». *Not. y Com. del IGME*, núm. 61, año 1961, pp. 181-98.
- AMSTUTZ et BUBENICEK (1967).—«Diagenesis in Sedimentary mineral deposits». Amsterdam. *Elsevier*, chap. 9, pp. 417-475.
- ANONIMO (1903).—«Hierro. Minas de Villaodrid». Lugo. *Rev. Minera*, serie C, p. 21.
- (1918).—«Los minerales de hierro de Galicia». *Boletín Oficial de Minas y Metalurgia*, número 9, p. 1.
- ARCE FERNANDEZ, T., y ALVAREZ MENENDEZ (1972).—«Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Puentes de García Rodríguez». Hoja 27/74, IGME, 1973.
- ASENSIO, B. (1975).—«Estudio Geológico del Coto Minero San José». Tesis de Licenciatura. Fac. de Ciencias.
- BAAS BECKING, L. C.; KAPLAN y MOORE, D. (1960).—«Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation reduction potentials». *J. Geol.*, 68.

- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1971).—«La structure de la chaîne hercynienne de la Mesete Iberique: comparaison avec les segments voisins». *Publications de l'Institut Français du Pétrole*. Collection Colloques et Séminaires, 22, tomo I.
- BARROIS, C. H. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice (Espagne)». *Mem. Soc. Geol. du Nord*, tomo II, núm. 1, pp. 1-630. Lille.
- BERNER, R. A.—«Principles of chemical sedimentology. Cap. 1. Diagenesis of iron minerals». *McGraw-Hill Book Company*, 240 pp.
- BERNARD, A. J. (1971).—«A review of processes leading to the formation of mineral deposit in sediments». *Internat. Union of Geological Sciences*, serie A, núm. 3 (VIII Internat. Sedimentological Congress).
- BIROT, P., y SOLE SABARIS (1954).—«Recherches morphologiques dans le Nord-Oest de la Península Iberique». *Etudes et Memoires*, un mapa E. 1:666.666. IGME.
- BORCHERT, H. (1960).—«Genesis of Marine Sedimentary Iron Ores». *Int. Mining and Metal*, pp. 261-279, 3rd March.
- BRINDLEY, G. W. (1961).—«Chlorite minerals: In the X-ray identification and Cristal structures of clay minerals». *G. Brow*, Editor. Chap 6, pp. 242-296. London.
- BRINKMANN, R. (1966).—*Compendio de geología histórica*. Ed. Labor, 337 pp.
- BUBENICEK, L. (1960).—«Developpement diagenetique des clorites de la minette Lorraine». *C. R. Ac. Sc. Paris*, 1 agosto, tomo CCLI, núm. 5, pp. 765-767.
- (1961).—«Recherches sur la constitution et la repartition du mineral de fer dans l'Alenien de Lorraine». *Sc. de la Terre*, 8, núms. 1-2, pp. 5-204.
- (1971).—«Geologie du gisement de fer de Lorraine». *Bull. Centre Rech. de Pau*, 5, pp. 233-320, 1972.
- CAILLERE, S., y KRAUT, F. (1953).—«Considerations sur la genese de minerals de fer oolitiques Lorrains». *Congres Geologique International*. Alger, 1953, fasc. X.
- CAPDEVILA, R., et VIALETTE, I. (1965).—«Premier mesures d'age absolu effectuées par la methode au strontium sur les granites et micoschistes de la province de Lugo (NW. de l'Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. CCLX, pp. 5081-5083.
- CAPDEVILA, R. (1967).—«Extension du metamorphisme regional hercynien dans le nord-ouest de l'Espagne». *C. R. Som. Soc. Geol. Fr.*, pp. 277-279.
- (1969).—«Le metamorphisme regional progresif et les granites dans le segment hercynien de Galicia Nord Orientale». Univ. de Montpellier, Fac. de Scienc. (these). IGME.
- CAPDEVILA, R., et FLOOR, P. (1970).—«Les differents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne». III Reunión sobre Geología del NW. de la Península Ibérica (1969). *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI, II-III (215-225).
- CARLE, W. (1950).—«Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia». *P. Ex. G. E.*, núm. 5, pp. 59-90.
- CENIM (1967).—*Memoria de los estudios realizados en el CENIM sobre revalorización de los minerales de hierro del NO. de España*. Madrid (1967).
- CHAO, E. C. T. (1956).—«La difusión en los fenómenos de granitización y basificación». *Est. Geol.*, v. XII, 1956.
- CHAUVEL, J. J. (1974).—«Les minerals de fer de l'ordovien inferieur du bassin de Bretagne-Anjou, France». *Sedimentology*, v. XXI, núm. 1, pp. 127-149.
- McCONNELL, DUNCAN and GRUNER, J. W. (1940).—«The problem of the carbonate-apatites. III. Carbonate-apatite from Magnet Cove, Arkansas». *Am. Mineral*, 25, pp. 157-167.
- CORTAZAR, D. (1873).—*Estudio geológico de Orense*. Madrid.
- CRAMER, H. (1954).—*The elements of probability theory and some of its aplicaciones*. Wiley, New York, 1954.
- DEL CUETO, R., e IRIMO, A. (1910).—*La minería en Galicia*. La Coruña.

- CUETO, R. (1918).—«Un coto importante de mineral de hierro». *Boletín Oficial de Minas y Metalurgia*, núm. 12, año 1918. *Catálogo descriptivo de memorias y estudios acerca de los criaderos minerales de España*, tomo I, fas. I, pp. 68-71.
- (1933).—«Un coto importante de mineral de hierro (Lugo)». *Cat. Des. Cri. Min.*, t. I, pp. 68-70.
- DAPPLES, E. C. (1962).—«Stages of diagenesis in the development of sandstone». *Bull. Geol. Soc. Am.*, 73, núm. 8, pp. 913-933.
- DEANS, T., and VICENT (1938).—«Francolite from sedimentary ironstones of the coal measures». *Mineral. Mag.*, 25, pp. 135-139.
- DEN TEX, E. (1962).—«Some preliminar results of petrological work in Galicia (NW. Spain)». *Leids Geol. Med. Deel.*, 26.
- DE TENA DAVILA (1972).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Lugo. Hoja 72/7-5». *Magna*. IGME, 1973.
- (1972).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Villalba. Hoja 47/7-5». *Magna*. IGME, 1973.
- DOETSCH y ALMELA (1958).—«Estudio geológico y minero del coto Wagner». Informe realizado por encargo de la M. S. P.
- DUCHAUFOR (1975).—*Manual de Edafología*. Ed. Toray-Masson, Barcelona.
- DUNBAR, C. O. (1961).—*Geología Histórica*. Comp. Ed. Continental, México, 556 pp.
- DUNOYER (1969).—«Les mineraux argileux dans la diagenese passage au metamorphisme». *Mem. du Serv. Carte Geol. d'Alsace et de Lorraine*, núm. 29, 320 pp. Strasbourg.
- ELEIZEGUI, A. (1909).—«Mineral de hierro de la provincia de Lugo». *Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.*, tomo IX, p. 336.
- ENADIMSA (1975).—*Estudio de los yacimientos de mineral de hierro del noroeste de España*. Vol. I: Estudio económico. Vol. II: Geología de la zona. Vol. III: Tratamiento y concentración de carbonatos de hierro.
- ERHART, H. (1956).—«La vie vegetale continentale aux epoques predevoniennes vue sous l'angle de la theorie bio-rhexistasiqye et des dernières decouvertes palynologiques». *Bull. Soc. Geol. Fr. Paris*, fasc. IV-V, pp. 445-450.
- (1961).—«Sur la genèse de certains gites miniers sedimentaires en rapport avec la phénoméne de la bio-rhexistasiqye et avec des mouvements tectoniques de faible amplitude». *C. R. Acad. Sc. Paris*, tomo CCLII, pp. 2904-2906.
- (1961).—«Sur la genèse de certains gites sedimentaires de fer». *C. R. Acad. Sc. Paris*, tomo CCLII, pp. 3307-3309.
- (1964).—«Consequences logiques de la bio-rhexistasiqye sur le chimisme des mers anciennes et sur les sediments qu'elles ont engendres». *C. R. Acad. Sc. Paris*, tomo CCLIX, pp. 2669-2671.
- (1966).—«Bio-rhexistasiqye, biostasiqye, evolutive, heterostasiqye. Importance de ces notions en gitologie miniere exogene». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 17 octubre 1966, t. CCLXIII, serie D, núm. 16, pp. 1048-1051.
- (1967).—*La genèse des sols en tant que phénoméne géologique. Esquisse d'une théorie géologique et geochemique: Biostasiqye et Rhexistasiqye*. Masson et Cie., Ed., Paris.
- (1973).—*Itinéraires geochemiques et cycle géologique du Sicilium*. Ed. Doin-Deren et Cie., Paris, 215 pp.
- ESTEP, H. C. (1921).—«Minerales de hierro españolas». *Iron Trade Review*, 20 enero.
- FEBREL (1957).—«Estudio petrográfico de muestras de mineral de hierro de Sotelo (León)». Inédito. E. N. ADARO, S. A.
- FERNANDEZ BECERRIL, J. M. (1963).—«Estudio de concentración de los minerales de hierro de Vivero (Lugo)». *Not. y Com. del IGME*, primer trimestre, 1963, núm. 69, pp. 207-215.

- FISHER (1950).—*Contributions to mathematical statistics*. Wiley, New York, 1950.
- FLOOR, P. (1970).—«Session de travail consacré à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest péninsulaire». III Reunión sobre Geología del NW. de la Península Ibérica (1969). *Bol. Geol. y Min.*, tomo LXXXI, fasc. II-III.
- GONZALEZ, MARTINEZ, ARRIBAS y ALDAYA (1972).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Chantada. Hoja 155/7-9». *Magna*. IGME, 1973.
- GOVETT (1966).—«Origin of banded iron formations». *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. LXXVII, pp. 1191-1212.
- HAYES, A. O. (1928).—«Wabana iron mines and deposits. New founland». *Mining and Metallurgy*, vol. IX, august.
- (1928).—«Further studies of the origin of the wabana iron ore of Newfoundland». *Ec. Geol.*
- (1930).—«Structural geology of the conception bay region and of the wabana iron ore deposits of Newfoundland». *Ec. Geol.*, abril.
- HEM, I. D. (1970).—«Study and interpretation of the chemical characteristics of Natural water». *Geol. Suru. Wat-supply*. Paper, 1473, pp. 114-125.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1913).—«Informe sobre las minas de hierro de Pousadoira. Vegadeo». *Catálogo de Estudios de Criaderos Minerales de España*. Oviedo, núm. 45.051.
- (1914).—«Informe sobre las minas de hierro, Coto Wagner». *Catálogo de Estudios de Criaderos Minerales de España*. León, núm. 36.009, 1914.
- (1915).—«Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 36, pp. 277-303.
- (1916).—«Criaderos de mineral de hierro en Los Oscos y criaderos de hierro en la zona de Luarca». *Memorias del IGME*. Tomo II de *Criaderos en España (Criaderos de Asturias)*, pp. 611-621.
- (1919).—«Informe sobre las minas de hierro de Laseara y Gestoso». *Catálogo de Estudios de Criaderos Minerales de España*. León, núm. 36.010.
- (1922).—«Criaderos de hierro de España. Hierros de Galicia». *Memorias del IGME*, tomo I.
- (1924).—«Rectificación geológica de las cuencas del Navia y del Ibias». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, tomo XLV (tomo V, serie 3, 1924), pp. 253-261, 1 fig. Madrid.
- (1923).—«Menas de hierro gallegas». *Ingeniería y Construcción*, año 1923, p. 206.
- (1931).—«Criaderos de Fe de España». *Hierros de Galicia*, tomo II. *Memorias del IGME*.
- (1935).—«Criaderos de hierro de España». *Hierros de Galicia. Memoria del IGME*, tomo III.
- (1944).—«Yacimientos de mineral de hierro. Criaderos de las minas Wagner». *Rev. de Minería y Metalurgia*, núms. 35 y 36, marzo-abril, pp. 1-12 y 14-24.
- (1950).—«Actualidad de las menas de hierro propias del Paleozoico en España». *Rev. I. H. A.*, año III, núm. 1, enero-marzo, 1950, pp. 23-29.
- (1951).—«Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja núm. 158, Ponferrada (León). E. 1:50.000». IGME, pp. 5-83.
- (1952).—«Condiciones más generales de los criaderos de hierro paleozoico (NO. de España)». *Instituto del Hierro y del Acero*, núm. 5, 241.
- (1956).—«Coto minero de Formigueiros (Lugo)». *Instituto del Hierro y del Acero*, año IX, núm. 46, número especial, mayo (561-577).
- HEY, M. H. (1954).—«A new review of the chlorites». *Min. Mag.*, 30, pp. 277-292.
- HOLSER, W. T. (1947).—«Metasomatic processes». *Ec. Geol.*, 42, núm. 4, pp. 384-395.

- HOUGH, J. L. (1958).—«Fresh-water enviroment of deposition of Precambrian banded iron-formations». *J. Sed. Petrol.*, vol. XXVIII, pp. 414-430.
- IGME (1971).—«Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía Existente. Hojas núms. 18, 17, 9, 8, 2 y 1.
- (1972).—«Mapa metalogenético de España. Hierro». *Inst. Geológ. y Min. de España*.
- IRIMO (1933).—«Estudios de criaderos de Lugo». *Cat. Des. Cri. Min.*, tomo I, pp. 71-74.
- (1922).—«Estudios de criaderos de Lugo (Criadero de hierro de Villadrid)». *Bol. Oficial de Minas y Metalurgia*, núm. 62, julio, 1922, p. 10, 1 lám.
- JAMES, H. L. (1954).—«Sedimentary facies of iron-formation». *Economic Geology*, volumen XLIX, núm. 3, 1954, pp. 235-293.
- JOSUE, T. (1907).—«Criaderos de hierro». *Estadística Minera*.
- KORIKOVSKY, S. P. (1974).—«Límites de facies del metamorfismo regional en rocas pobres en calcio». En *Aktualnie no prosi soyremennoy petrografii (Trabajos actuales de la petrografía contemporánea)*. Ed. Nauka, Moscú, 1974.
- KRAUSKOPF, K. B. (1967).—*Introduction to Geochemistry International Series in the earth and Planetary Sciences*. McGraw Hill.
- KRUMBEIN, W. C., and GARRELS, R. M. (1952).—«Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials». *J. Geol.*, 60, pp. 1-33.
- KUMMEL, B. (1970).—*History of the earth. An introduction historical geology*. W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- LAMANA DE HOYOS, L. (1965).—«La minería del hierro en España». *Rev. Información Económica Española (Economía Española)*, enero 1965, p. 39.
- LAPORTE, L. F. (1974).—*Los ambientes antiguos*. Ed. Omega, Barcelona (1974). Col. Fundamentos de las Ciencias de la Tierra.
- LEMOALLE, J., y DUPONT, B. (1971).—«Iron-bearing oolites and the present conditions of iron sedimentation in Lake Chad (Africa)». VIII Internat. Sedimentology Congress. Heidelberg. *International Union of Geological Sciences*, serie A, núm. 3.
- LLOPIS LLADO, N. (1961).—«Estudio geológico de la región de Cabo de Peñas (Asturias)». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, tomo LXXII, pp. 233-348, Madrid, 1961.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.*, núm. 6, pp. 78-92. Berlín. (Traducido por J. M. Ríos: «Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica». *Pub. Extr. Geol. Esp.*, tomo V, pp. 149-166, Madrid, 1950.)
- (1957).—«Zum alter nodwest Spanischer quarzit-sandstein-folger». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh. H.*, 10, pp. 464-471, Stuttgart.
- (1958).—«Sobre la estratigrafía del Cámbrico español» (traducido por J. Gómez de Llarena). *Not. y Com. del IGME*, núm. 61, pp. 131-693 (Madrid, 1961).
- LUIS, A.; LIMPO, J. L., y CUADRA, A. (1967).—«Tratamiento por vía húmeda de concentrados de los cotos Vivaldi y Wagner». *Rev. de Metalurgia*, vol. III, núm. 3, 1967, pp. 221-223.
- LUNAR HERNANDEZ, R. (1975).—«Estudio de los yacimientos de hierro del noroeste de la Península. Avance de las características geológicas y mineralógicas». *Tecniterre*, núm. 7, pp. 14-23.
- (1975).—*Estudio de los yacimientos de mineral de hierro del noroeste de España*. Volumen II (en colaboración). ENADIMSA.
- MAASKANT, P. (1970).—«Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW. Spain». *Leidse. Geol. Mededel, Deel.*, 45 (1970), pp. 237-325, 19 figs., 6 láms. Leiden.
- MAC PHERSON, J. (1881).—«Apuntes petrográficos de Galicia». *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, núm. 10.

- MALLADA, L. (1889).—«Datos geológico-mineros de varios criaderos de hierro de España». *Bol. de la Comisión del Mapa Geol. de España*, tomo XXVI, 1899.
- (1896).—*Sistemas Siluriano y Cambriano. Explicación del mapa geológico de España*, tomo I, vol. I, 515 pp.
- MARCOS, A. (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico Superior en el occidente de Asturias (NW. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIV (1970), pp. 13-28, 18 figs. Oviedo.
- (1973).—«Las Series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW. de España)». *Trabajos de Geología*, núm. 6. Facultad de Ciencias. Universidad de Oviedo.
- MARIN, A. (1912).—«Informe sobre la mina de hierro 'Incio'». *Catálogo de Estudios de Criaderos Minerales de España*, núm. 39.013, 1912. Lugo.
- (1920).—«Informe sobre las minas de hierro de 'Villa Feliz'». *Catálogo de Estudios de Criaderos Minerales de España*, núm. 36.023, 1920. León.
- MARTIN MOYANO, R. (1966).—«Estudio microfotográfico de cuatro muestras de mineral de hierro de la zona galaico-leonesa». *Rev. Metal.*, CENIM, vol. II, núm. 5.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1965).—«Mapa geológico del NW. de España (Asturias, Galicia, León, Zamora)». *Of. Reg. Proy. Oviedo. Dir. Gen. Carreteras. Sem. Geol. I. M. O.*
- MARTINEZ GARCIA (1970).—«Estudio geológico de la Sanabria y regiones adyacentes (Zamora, León, Orense)». Tesis doct. Univ. Oviedo.
- MATTE, P. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Geologie Alpine*, tomo XLIV.
- (1969).—«Les kink-bands example de deformation tardive dans l'hercynienne du Nord-Ouest de l'Espagne». *Tectonophysics*, vol. VII, núm. 4.
- MEDINA VALDERRAMA, L. F. (1970).—«Contribución al conocimiento petrológico de Galicia». *Bol. Geol. y Min. de España*, tomo LXXXI-IV, pp. 307-344.
- MILLS, F. (1969).—«Métodos estadísticos». Ed. Aguilar.
- MINGARRO MARTIN, F. (1969).—«El hierro sedimentario». *Las ciencias*, tomo XXXIV, núm. 2, pp. 98-106. Madrid.
- MOCOROA, N. (1907).—«Criaderos de mineral de hierro». *Estadística Minera*, 1907, p. 446.
- MULLER, G., and FORSTNER, V. (1973).—«Recent iron ore formation in Loke Malawi, Africa». *Min. Deposit.*, 8, pp. 278-290 (1973).
- NEYMAN, J., y PEARSON, E. S.—«Contributions to the theory of testing statistical hypotheses». *Statistical Research Memoirs*, vols. I y II, 1938-1936.
- NICOLINI, P. (1970).—*Gitologie des concentrations minérales stratiformes*. Ed. Gautier-Villar.
- NIÑO, J. L. (1965).—«Concentración de los minerales de hierro en la zona galaico-leonesa por separación magnética (baja intensidad)». *Rev. Metalurgia*, vol. I, núm. 1, pp. 22-36.
- NOLLAU, G. (1965).—«El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el oeste de la provincia de León (España)». *Not. y Com. del IGME*, núm. 88, pp. 31-47.
- PARGA PONDAL (1965).—«Carte geologique du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique». *Serv. Geol. Portugal*.
- PARGA PONDAL, I. (1965).—«Contribuciones a la primera reunión sobre geología de Galicia y N. de Portugal». *Publ. from the Depart. of Petrol. Min. and Cryst. of the Univ. Leyden*, núm. 35.
- PARGA, J. R. (1969).—«La paleogeografía durante el Cámbrico y Ordovícico en Asturias y N. de León». *Bol. Geol. y Min. de España*, tomo LXXX-II, pp. 124-128.
- (1970).—«Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas». III Reunión sobre Geología del NW. de la Península Ibérica (1969). *Bol. Geol. y Min. de España*, tomo LXXXI, fasc. II y III.
- PASTOR MENDIVIL, M., y SUAREZ FEITO, J. (1961).—«Mapa de los minerales de hierro de España». *Not. y Com. del IGME*, núm. 63, pp. 137-140.
- PETRUCK, W. (1964).—«Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the X-ray diffractometer». *Am. Mineralogist.*, 47, pp. 617-636.
- PORRENGA, D. H. (1967).—«Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment». *Marine Geol.*, vol. V, pp. 495-501.
- POUGUET, J. (1966).—*Les sols et la géographie. Initiation Geopedologie*. Ed. Sedes. París.
- QUINTERO, I. (1962).—«Graptolites en la provincia de Lugo». *Not. y Com. del IGME*, vol. LXV, pp. 61-82.
- RECHENBERG HANS, P. (1957).—«El criadero de hierro 'Vivaldi' en Ponferrada (León)». *Not. y Com. del IGME*, núm. 48.
- REVILLA, J. (1906).—*Riqueza minera de la provincia de León*, 1 vol., 312 pp. Madrid.
- (1912).—«Hierros del extremo oeste de la provincia de León. Hierros magnéticos de Gestoso». *Estadística Minera*, p. 267, 1912.
- RIEMER, W. (1966).—«Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia». *Not. y Com. del IGME*, núm. 81, pp. 7-20. Madrid.
- ROMARIZ (1969).—«Graptolites silúricos del NO. de la Península». *Com. Serv. Geol. Port.*, vol. LIII, pp. 107-156.
- ROMERO, G. (1907).—«Estudio de criaderos. Hierro». *Estadística Minera*, 1907.
- ROUTHIER (1963).—*Les gisements métallifères*. Ed. Masson et Cie. París.
- (1968).—«Preliminaires methodologiques en veu d'une discussion sur la genese». *Sympos.*
- SCHULZ, G. (1835).—*Geognosia del Reyno de Galicia*. Madrid.
- (1841 y 1843).—«Datos mineros». *Anales de Minas*, tomos II y IV. Madrid.
- SIERRA LOPEZ, J. (1963).—«Estudio petrográfico y metalogenético de unas muestras de mineral de hierro, concentrados, rechazos y lamas, con vistas a su ulterior tratamiento (coto Vivaldi)». Inédito. E. N. ADARO, S. A.
- SILVERMAN, S.; FUYAT, R., and WEISER, J. (1952).—«Quantitative determination of calcite associated with carbonate-bearing apatites». *Amer. Min.*, 37, pp. 211-222.
- SITTER, L. U. (1950).—«El desarrollo del Paleozoico». *P. Ex. G. E.*, núm. 5, pp. 7-40.
- SKINNER, B. J. (1974).—*Los recursos de la tierra*. Ed. Omega, Barcelona, 150 pp.
- SOLER, J. M. (1883).—«Reseña geológica-minera y catálogo de minerales y rocas, etc., de la provincia de León». León.
- STANTON (1972).—*Ore petrology*. Ed. McGraw-Hill.
- STRAKHOV, N. M. (1962).—*Principles of historical geology*, part. I.
- SUAREZ, O. (1970).—«Los granitos de Ponferrada (León)». *Bol. IGME*, tomos LXXXI-II-III.
- (1971).—«Estudio petrológico del plutón de Boal (Asturias), NW. de España». *Studia Geol.*, 2, pp. 93-113.
- (1972).—«Petrología del stock granítico de 'El Pato', Asturias, NW. de España». *Studia Geol.*, núm. 3, pp. 119-129.
- SUAREZ, O., y SUAREZ, V. (1970).—«Sobre las rocas plutónicas de la zona de Tapia (Asturias)». *Bol. IGME*, tomo LXXXI, II-III, pp. 157-163.
- TUREKIAN, K. (1974).—*Los océanos*. Ed. Omega. Col. Fundamentos de las Ciencias de la Tierra.
- TURNER (1963).—«Petrología ígnea y metamórfica». Ed. Omega, Barcelona.
- VALDES LEAL (1964).—«La tectónica de Los Oscos». *E. Geol.*, t. XX, núms. 3-4, pp. 271-284.

- VELANDO, F., y MARTINEZ, M. (1972).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Bem-bibre. Hoja 159/11-9». *Magna*. IGME, 1973.
- VIDAL, L. M. (1910).—«Resume des gisements de fer de l'Espagne». Ext. de *The iron ore resources of the world*. Estocolmo, 1910.
- VILLALVA ANDRES, G. (1965).—«Resumen de la prospección e investigación ejecutada en el coto minero San José entre los años 1953-1965». Inédito. E. N. ADARO, S. A.
- WALTER, R. (1966).—«Resultados de investigadores geológicos en el NO. de la provincia de Lugo (NO. de España)». *Not. y Com. del IGME*, núm. 89, pp. 7-15.
- WINKLER, H. G. E. (1973).—*Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag (tercera edición).
- (1975).—«Les reactions mineralogiques indicateurs des conditions metamorphiques. Geologie des domaines cristallins». *Société Geologique de Belgique*. Liege, 1975.
- WOODFORD, A. O. (1970).—*Geología histórica*. Cap. XII: *La aparición de las floras terrestres*. Ed. Omega, Barcelona. Freeman and Company, 1965.
- ZAMARRA PEREZ, F. (1974).—«Ensayo de ordenación energética de algunas especies minerales». Tesis doctoral. Universidad de Madrid. Facultad de Ciencias.

INDICE DE TABLAS

	<u>Página</u>
TABLA 1.—Orden de estabilidad de algunos minerales en función de sus energías reticulares	96
TABLA II.—Concentraciones medias en algunos elementos en las distintas capas de hierro en la zona Ponferrada-Astorga	113
TABLA III.—Valores de las desviaciones en las capas de hierro «a» y «b» en la zona piloto	114
TABLA IV.—Valores utilizados para el cálculo de las desviaciones.	115
TABLA V.—Valores de los índices de correlación	117
TABLA VI.—Valores de las concentraciones medias y extremas de algunos elementos en la zona Ponferrada-Astorga	125
TABLA VII.—Concentraciones medias de algunos elementos en la zona de Vivero	129
TABLA VIII.—Análisis químico de 16 sondeos de la zona Centro del Coto San José	131
TABLA IX.—Análisis químicos de los yacimientos de Villaodrid, Orrea, Vivero e Incio	133
TABLA X.—Características mineralógicas de las distintas zonas ...	146
TABLA XI.—Tipos de yacimientos de hierro semejantes a los del Noroeste español	148

INDICE DE FIGURAS

	<u>Página</u>
Fig. 1.1. Esquema de situación de la zona	14
Fig. 1.2. Esquema de distribución bibliográfica	15
Fig. 2.1. Dominios paleogeográficos de la región de estudio ...	26
Fig. 2.2. Afloramientos de las Pizarras de Luarca	28
Fig. 2.3. Zona 1, Vivero-Guntín-Gestoso	30
Fig. 2.4. Zona 2, Orrea-Fontaneira, y zona 3, Villadrid-San Pedro del Río	32
Fig. 2.5. Zona 4, Los Oscos-Fonfría-San José-Ponferrada-Astorga.	33
Fig. 2.6. Litoestratigrafía de las Pizarras de Luarca en las proximidades de Luarca	35
Fig. 3.1. Cortes esquemáticos a través de la región estudiada.	38
Fig. 3.2. Esquema de las deformaciones hercínicas	40
Fig. 3.3. Evolución tectónica propuesta por MARCOS (1967) ...	42
Fig. 3.4. Estructura de la zona 1 a	44
Fig. 3.5. Estructura de la zona 1 b	45
Fig. 3.6. Estructuras de la zona 2, Orrea-Fontaneira, y 3, Villadrid-San Pedro del Río	47

	Página
Fig. 3.7. Estructura de la zona 4 a	48
Fig. 3.8. Estructura de la zona 4 b	49
Fig. 4.1. Dominios geosinclinales del Paleozoico Inferior en el Macizo Hespérico	52
Fig. 4.2. Geometría probable de la cuenca de sedimentación de las Pizarras de Luarca	54
Fig. 4.3. Afloramientos actuales precámbricos	58
Fig. 6.1. Mapa de situación de los sondeos de reconocimiento en la zona comprendida entre Ponferrada y Astorga. Lámina	
Fig. 6.2. Mapa a escala 1:500.000 con la distribución de las zonas que se han estudiado y las características geoquímicas y mineralógicas Lámina	
Fig. 6.3. Aspecto que frecuentemente presenta el cuarzo en los esquistos. Las micas, el grafito y los opacos se adaptan a la forma de los lentejones de cuarzo. N. C. \times 10.	70-71
Fig. 6.4. Aspecto al microscopio de un micaesquisto. N. C. \times 6.5.	70-71
Fig. 6.5. Aspecto de una cuarcita, en la que puede apreciarse un bandeado marcado por los lechos micáceos. N. C. \times 25	70-71
Fig. 6.6. Mármol siderítico. N. C. \times 25	70-71
Fig. 6.7. Aspecto de una roca con textura oolítica. N. C. \times 25.	70-71
Fig. 6.8. Oolitos constituidos por clorita, siderita y apatito ...	71
Fig. 6.9. Columna tipo de la zona de Ponferrada	74
Fig. 6.10. Transformación de clorita en grante en un oolito incluido en magnetita (opaco). Muestra coto Vivaldi. N. P. \times 200	78-79
Fig. 6.11. Zoisita (blanco) englobando anfíbol (gris más oscuro). N. P. \times 200	78-79
Fig. 6.12. Transformación de clorita (color más claro) en anfíbol (gris más oscuro) incluidos en magnetita (opacos) N. P. \times 200	78-79

	Página
Fig. 6.13. Granates ideomorfos, de metamorfismo de contacto, con opacos incluidos en una filita clorítica mosqueada, con numerosos circones que presentan halos pleocroicos. N. P. \times 80	80-81
Fig. 6.14. Anfíboles desorientados, originados en el metamorfismo de contacto, que afecta a la zona próxima a Ponferrada. N. P. \times 200	80-81
Fig. 6.15. Cloritaesquisto granatífero, de la zona de Vivero, en el que se observa cómo sobre un granate de primera generación crece otro de segunda generación, con caracteres texturales diferentes. Ambos muy fracturados. N. P. \times 30	80-81
Fig. 6.16. Cloritaesquisto granatífero de la zona de Vivero con granate de primera generación que presenta inclusiones de cuarzo. N. P. \times 30	80-81
Fig. 6.17. Oolitos formados a partir de un grano de cuarzo, y menos frecuentemente a partir de una mica blanca. La periferia de oolito y la matriz que los empasta es siderita. Obsérvese la película de hidróxido de hierro que bordea a los oolitos. Muestra de San Pedro del Río. N. P. \times 80	80-81
Fig. 6.18. Mineralización en la zona límite P, P-A. Oolito formado por siderita (gris claro) y cristales de magnetita (blanco)	80-81
Fig. 6.19. Cristales cúbicos de magnetita (blanco) entre los oolitos. Obsérvese cómo los oolitos suponen una barrera física para el crecimiento del cristal. La siderita (gris claro) empasta a los oolitos, cuyo núcleo es de clorita (negro). N. P. \times 200	80-81
Fig. 6.20. Cristales de magnetita (gris claro) con núcleo de siderita (gris oscuro). N. P. \times 310	80-81
Fig. 6.21. Magnetita de recristalización invadiendo a un oolito de cuarzo (blanco) en las zonas más internas de la aureola de metamorfismo. El núcleo del oolito es de clorita. N. C. \times 310	82-83

	Página
Fig. 6.22. Formación de cristales tabulares de ilmenita (blanco) en relación con fracturas, en este caso rellena de carbonato (negro). N. P. \times 310	82-83
Fig. 6.23. Cristales de ilmenita que se adaptan a una fase de deformación que afecta a una esquistosidad anterior. También algunos cristales de pirita (blanco más brillante). N. P. \times 310	88-89
Fig. 6.24. Esquema de situación de los sondeos de la zona de Vivero	90
Fig. 6.25. Cristales de magnetita (gris claro) con hematites (blanco) en forma de láminas según el crucero (111) de la magnetita. La goetita aparece como gris más oscuro. N. P. \times 30	88-89
Fig. 6.26. Esquema de anomalías magnéticas	98
Fig. 7.1. Separación en la zona piloto de tres subzonas geoquímicamente distintas	Lámina
Fig. 7.2. Variación de los contenidos en hierro magnético y fracción magnética en la capa «A»	105
Fig. 7.3. Variación de las pérdidas por calcinación (P. P. C.) y del hierro total en la capa «A»	106
Fig. 7.4. Variación del contenido en fósforo en la capa «A»	107
Fig. 7.5. Variación del contenido en sílice en la capa «A»	108
Fig. 7.6. Variación de la fracción magnética y del hierro magnético en la capa «B»	109
Fig. 7.7. Variación de P. P. C. y del hierro total en la capa «B».	110
Fig. 7.8. Variación del contenido en fósforo en la capa «B»	111
Fig. 7.9. Variación de los contenidos en P. P. C. y en fósforo en la capa «A»	119
Fig. 7.10. Variación del contenido en sílice con el del fósforo en la capa «A»	120
Fig. 7.11. Variación de los contenidos en sílice y en P. P. C. en la capa «A»	121
Fig. 7.12. Variaciones geoquímicas de algunos elementos en la zona de Vivero	128

	Página
Fig. 7.13. Variación de las concentraciones de P. P. C. y fósforo en la zona de Vivero	130
Fig. 7.14. Variación de la sílice en las rocas situadas a uno y dos metros de la mineralización	135
Fig. 7.15. Variaciones del TiO_2 y P_2O_5 en las rocas situadas a uno y dos metros de la mineralización	137
Fig. 8.1. Zonalidad mineralógica en la zona de Ponferrada	141
Fig. 8.2. Zonalidad mineralógica en la zona de Vivero	142
Fig. 9.1. Diagrama de estabilidad en función del pH y Eh	151
Fig. 9.2. Sección esquemática de las facies de los depósitos de hierro y sus condiciones físico-químicas	154
Fig. 9.3. Relaciones de estabilidad de óxidos, sulfuros y carbonatos de hierro en agua	155
Fig. 9.4. Esquema de relación entre los diferentes tipos mineralógicos y la línea de costa en el desarrollo de las facies de las formaciones de hierro	157
Fig. 9.5. Condiciones sedimentarias de algunos minerales diagenéticos de hierro	164

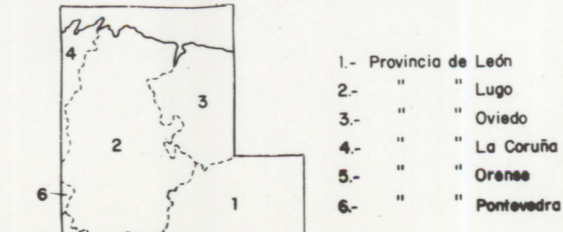
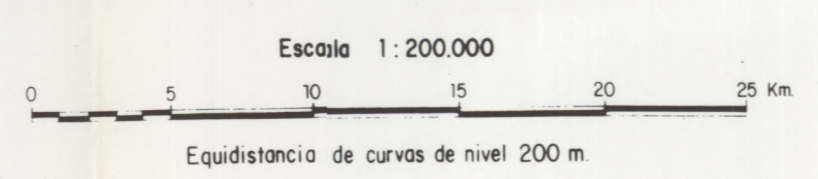
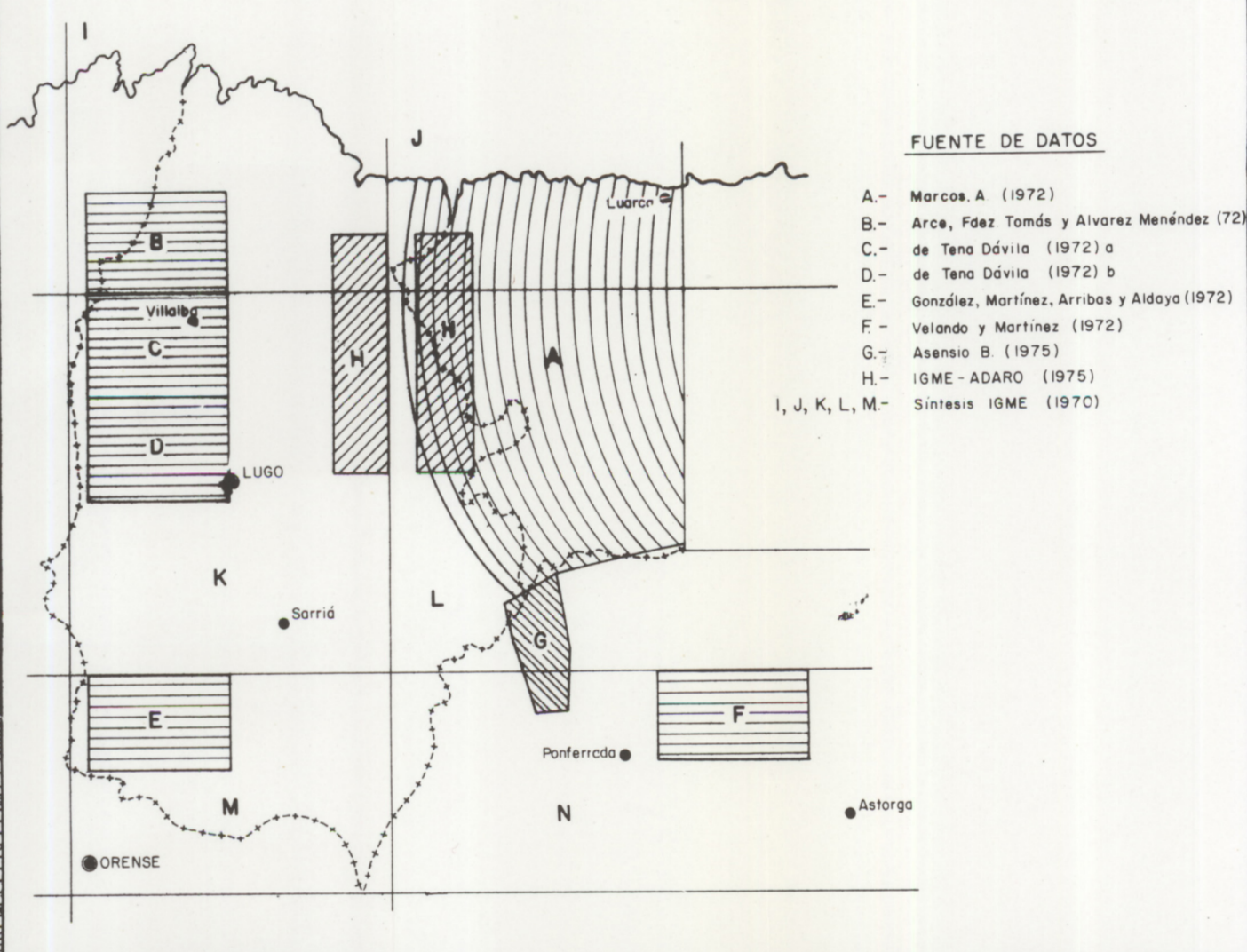
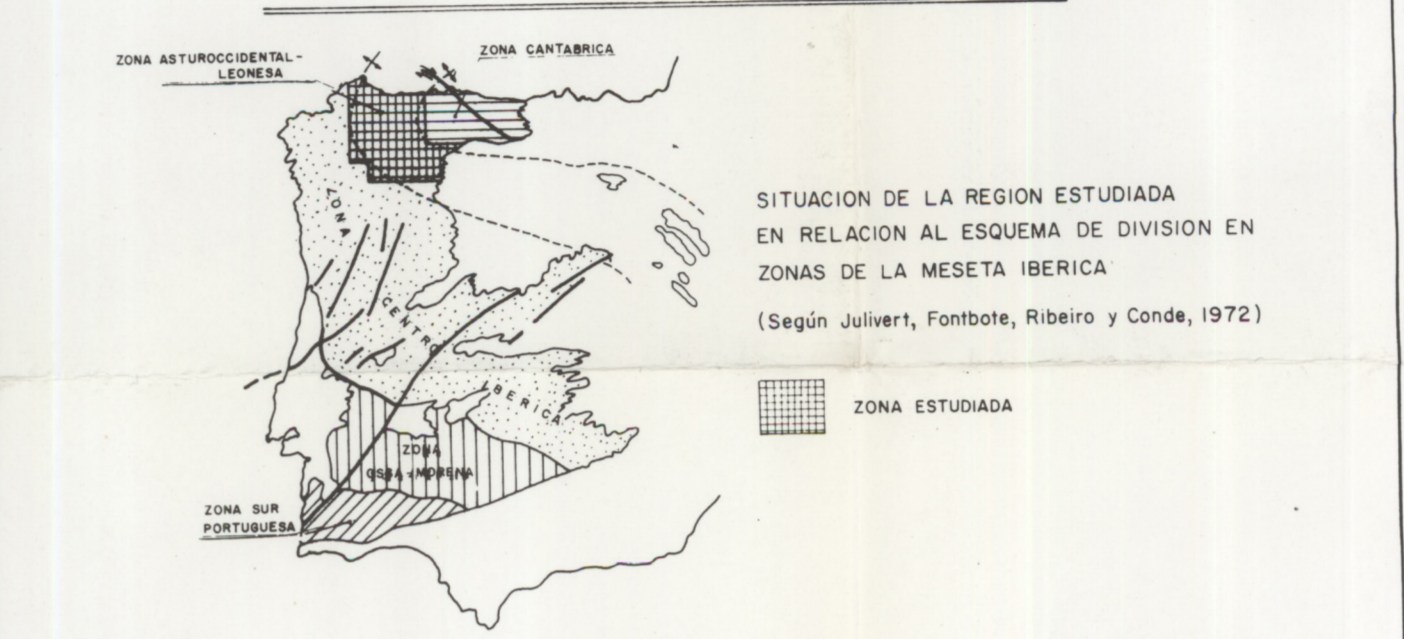


M A R

C A N T A B R I C O



CUATERNARIO	Q	Q Indiferenciado		ROCAS ACIDAS
NEOGENO	Na	Na Indiferenciado		G ₁ Granito de dos micas
	Cb	Cb Indiferenciado		G ₂ Leucogranodiorita
CARBONIFERO	D-S	D-S Capas de Queixora		G ₃ Granodiorita precoz
	S-O	S-O Capas de la garganta		G ₄ Granodiorita con biotita
DEVONICO	Sc	Sc Cuarzitas		G ₅ Granodiorita tardia
SILURICO	O ₂	O ₂ Formación Agüeira		
	O ₁	O ₁ Pizarras de Luarca		ROCAS BASICAS
ORDOVICICO	C ₂	C ₂ Cuarzitas armónicas		C ₁ Rocas ultrabásicas y metabásicas
	C ₁	C ₁ Serie de los Cabos		
	C ₃	C ₃ Calizas de Vegadeo		
	C ₂	C ₂ Cuarzitas de Candana		
CAMBRIICO	C ₁	C ₁ Cuarzitas de Giestral		
	Pa	Pa Olla de Sapo		
	Pv	Pv Serie Villalba (Demo de Lugo)		
PRECAMBRIICO	Pn	Pn Pizarras de Narcea		



MINERALOGENESIS DE LOS YACIMIENTOS DE HIERRO DEL NW DE LA PENINSULA

MAPA DE SINTESIS GEOLOGICA

Realizado: R. LUNAR HERNANDEZ
Dibujado: M. A. MUÑOZ
Fecha: Diciembre, 1975