

03 MAY 1976

MEMORIA DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO GEOLOGICO
DEL SUROESTE DE ESPAÑA EN
RELACION CON LA PROSPECCION DE DEPOSITOS DE MAGNETITAS**

por

F. Vázquez Guzmán y F. Fernández Pompa

TOMO 89 — MADRID 1976

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

I. S. B. N. 84 - 500 - 7461 - 4

Depósito Legal: M - 10.597 - 1976

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

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA



INDICE

	Págs.
Introducción	9
1 Geología	13
1.1 Situación geológica	13
1.2 Antecedentes geológicos	16
2 Estratigrafía	23
2.1 Infracambriano	25
2.1.1 Paraneises de Llera-Valencia de las Torres (lc)	26
2.1.2 Serie Negra (lc1)	27
2.1.2.1 Serie inmadura de transición	29
2.1.2.1.1 Volcanitas de Malcocinado (Vb)	29
2.1.2.1.2 Serie arcósica. Episodios conglomeráticos (cg)	30
2.2 Cambriano	32
2.2.1 Cambriano Inferior	33
2.2.1.1 Formación detrítica inferior (CA ₁₁). Porfiroides y pórfidos de Cala (PO)	33
2.2.1.2 Formación carbonatada (CA ₁₂)	36
2.2.1.3 Formación detrítica superior (CA ₁₃)	40
2.2.2 Cambriano Medio (CA ₂₁)	45
2.2.2.1 Volcanitas básicas (Vb)	47
2.3 Ordoviciense (OR)	48
2.4 Siluriano (S)	50
2.5 Devoniano	53
2.5.1 Siluriano-Devoniano (S-D)	53
2.5.2 Devoniano Inferior (D ₁)	54
2.5.3 Devoniano Medio-Superior (D ₂₋₃)	55
2.5.4 Devoniano Superior-Carbonífero Inferior (D ₃ -H ₁)	57

	Págs.
2.6	Carbonífero 58
2.6.1	Carbonífero Inferior (H ₁) 59
2.6.2	Carbonífero Superior (H ₂) 61
2.7	Carbonífero Superior-Permiano 63
2.8	Materiales postpaleozoicos-postorogénicos 64
2.8.1	Terciario-Mioceno (M, M ₂₋₃) 64
2.8.2	Pliocuaternario (PQ) 66
2.9	Cuaternario 66
3	Tectónica 69
3.1	Macroestructuras 70
3.2	Deformaciones. Relación deformación-blastesis 72
3.3	Edad de las deformaciones 75
3.4	Historia geológica 77
3.5	Aloctonía en el flanco meridional del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso 78
4	Rocas ígneas 81
4.1	Granitoides sintectónicos o intercinemáticos 81
4.1.1	Granitoides sintectónicos del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso 82
4.1.1.1	Macizo de Barcarrota 82
4.1.1.2	Asomos graníticos correspondientes a las Hojas de Jerez de los Caballeros y Fuente de Cantos-Monesterio 84
4.1.1.3	Macizo de Sierra Padrona 84
4.1.2	Granitoides sintectónicos del eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata 85
4.1.2.1	Macizos de Cortegana-Aracena 85
4.1.2.2	Macizo de Gil Márquez 86
4.2	Granitoides postectónicos 87
4.2.1	Granitoides postectónicos del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso 87
4.2.1.1	Macizo del Almendral-Valverde de Leganés 88
4.2.1.2	Macizo de Salvatierra de los Barros 88
4.2.1.3	Macizo de Burguillos del Cerro 89
4.2.1.4	Macizo del Guijo 90
4.2.1.5	Macizo de Valencia del Ventoso 91
4.2.1.6	Macizo suroriental de Monesterio 91
4.2.1.7	Macizo de Santa Olalla del Cala 92
4.2.1.8	Macizo de Pallarés 93
4.2.1.9	Macizos del Pedroso 93
4.2.1.10	Macizo de Ventas Quemadas 93

	Págs.
4.2.2	Macizos postectónicos del eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata 94
4.2.2.1	Macizos de Aroche 94
4.2.2.2	Macizos meridionales de Aracena 95
4.2.2.3	Macizos de Castilblanco de los Arroyos 96
4.2.3	Otros macizos 97
4.3	Pórfidos graníticos (Pj) 98
5	Rocas filonianas postectónicas 101
6	Rocas de medio y alto metamorfismo 103
6.1	Neises de Lora del Río ($\zeta \Psi$) 103
6.2	Neises de Jerez de los Caballeros (ζ) 104
6.3	Anfibolitas (orto) de Acebuches-Aracena-Almadén de la Plata (ζA) 104
6.4	Neises de Llera (Ortoneises) 105
7	Principales minas e indicios en el SO. de España 107
7.1	Metalogenia del hierro 108
8	Problemas geológicos presentes 113
8.1	Ausencia de la formación cuarzo-feldespática inmadura en el flanco meridional del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso 113
8.2	Sobre la edad de las Series Infracámbricas 114
8.3	Rocas básicas asociadas a calizas 115
8.4	Edad de la Formación de las Contiendas 116
8.5	Pórfidos graníticos o microgranitos 117
8.6	La estructura de Jerez de los Caballeros-Burguillos del Cerro-Fregenal de la Sierra 117
9	Bibliografía 123

INTRODUCCION

Una serie de problemas existentes en la minería de hierro española que han sido marginados de una manera sistemática, a causa fundamentalmente de las condiciones económicas en que ha venido desarrollándose, no le permiten reaccionar adecuadamente ante las condiciones de mercado que se han originado en los últimos años.

La demanda por parte de las siderúrgicas nacionales de concentrados de alta ley, granulometría y especificaciones muy concretas en relación con ciertos elementos que suelen acompañar a los minerales de hierro, junto con especiales condiciones del mercado mundial han obligado a la programación y ejecución de instalaciones de concentración y aglomeración de elevado coste. Las fuertes inversiones a realizar requieren para su amortización la existencia cierta de un volumen de reservas probadas, económicamente explotable, lo cual requiere a su vez inversiones no tan cuantiosas como las anteriores pero prohibitivas en algunos casos para los explotadores.

Por otra parte, las necesidades de mineral de hierro aumentan de día en día. En el año 1971, fecha de terminación del presente trabajo geológico, las importaciones de dicho mineral fueron de 3.247.955 t., superando ampliamente las 2.431.062 t. de 1970, las 978.826 t. de 1969 y las 594.132 t. de 1968. En el pasado año de 1974 las importaciones de mineral de hierro fueron de 5.280.498 t. Por último, la expansión de la siderurgia nacional ha aumentado aún más nuestras necesidades de mineral de hierro. El Plan Siderúrgico Nacional tiene previsto, para el año 1980, una producción de acero de unos 12 millones de toneladas en las plantas integrales, lo que presupone un consumo de unos 17,7 millones de toneladas de mineral de

hierro. Esta previsión de consumo ha de incrementarse en las cantidades correspondientes a las plantas de prerreducidos previstas en la expansión de la siderurgia no integral.

Ante esta panorámica, tan rápidamente expuesta, la minería de hierro se encontraba y se encuentra actualmente ante unos problemas que le competen directamente y ante otros cuyo campo de actuación escapan a ella, tales como un conocimiento inadecuado de sus reservas minerales, una deficiente explotación y preparación del producto en muchos casos, instalaciones de carga y descarga inadecuadas, una red de transporte insuficiente, trabas fiscales, etc., junto con un evidente divorcio entre las actuaciones de siderúrgicos y mineros.

Todo ello ha traído como consecuencia que se desconozca, en ocasiones, los verdaderos recursos de la Nación y el peligro de que parte de los mismos sean ignorados, aun siendo susceptibles de ser económica y técnicamente utilizables por las siderúrgicas, una vez resueltos algunos problemas que yugulan el desenvolvimiento de esta minería básica del país.

Si bien es utópico intentar ajustar una investigación minera a un plan definido y rígido de prospección, es inconcebible, por otra parte, que la improvisación rija las etapas de carácter decisional de aquélla.

Existe una ordenación lógica de los métodos de trabajo que viene impuesta por los conocimientos adquiridos en el desarrollo de la investigación, que comporta un escalonamiento progresivo, junto con una disminución gradual del riesgo de la prospección y de sus correspondientes inversiones.

El conocimiento de las características geológicas y metalogénicas en que se enmarcan los criaderos minerales de una zona, incide de una manera directa sobre los criterios de exploración a seguir en su prospección. La íntima relación de los depósitos de magnetita del SO. de España con rocas graníticas intermedias, de carácter postectónico, y un horizonte carbonatado del Cambriano Inferior, evidenciaba la necesidad de cartografiar, antes de acometer cualquier tipo de investigación, los afloramientos de rocas carbonatadas cámbricas así como conocer la distribución y afloramientos de las rocas eruptivas graníticas, ya que son las relaciones espaciales de unas y otras las que proporcionan las áreas de mayor esperanza minera en las que concentrar los trabajos de prospección.

En función de este objetivo cartográfico esencial, los objetivos parciales propuestos en un principio se han ido modificando a lo largo del trabajo; así, de la inicial diferenciación entre rocas ígneas y carbonatadas se pasó a cartografiar cada uno de los paquetes litoestratigráficos que componen la secuencia sedimentaria y metamórfica de la región. Ello ha facilitado la interpretación de la estructura y la delimitación de algunas series en determinadas zonas; de esta manera, una de las importantes conclu-

siones obtenidas es la unidad y continuidad del paquete carbonatado cámbrico, al que van ligadas las más importantes mineralizaciones de hierro.

La delimitación de series autóctonas comprensivas de parte del Cambriano (entre ellas los niveles calizo-dolomíticos) es un hecho importante por cuanto implica una concatenación de circunstancias de indudable significación mineralogénica.

Otro de los resultados más significativos y altamente positivos viene dado por la serie de nuevas incógnitas de índole estratigráfica, tectónica, petrológica y mineralogénica suscitadas en el presente trabajo.

Paralelamente a esta labor cartográfica, se llevó a cabo la recogida de datos sobre minería de hierro. A partir de ellos pueden precisarse notablemente los dominios geológicos en que aparecen las mineralizaciones.

De esta forma se han obtenido posteriormente áreas con anomalías magnéticas importantes (anomalías del orden de las 20.000 gammas) que confirman y ratifican los principios y fundamentos de la investigación programada; en otros casos, en que interesantes anomalías aeromagnéticas hacían prever la existencia de masas de magnetitas (como al sur de Arroyomolinos de León, Huelva), la cartografía, junto con dos o tres perfiles magnetométricos realizados pie a tierra han bastado para eliminar dichas áreas, que correspondían a lavas o rocas básicas con magnetita diseminada, con el consiguiente ahorro de tiempo e inversiones, al no ser ya necesaria la comprobación por sondeos mecánicos de dichas anomalías.

El presente trabajo es una síntesis, a escala 1:200.000, basada en la cartografía realizada por diversos autores, a escala 1:50.000, que proporciona una adecuada visión de conjunto sobre numerosos problemas geológicos y metalogénicos. Del interés despertado por este trabajo, que en parte ha impulsado a los autores a su publicación, dan fe las solicitudes de diversos centros de investigación nacionales y extranjeros. Es de resaltar el carácter fundamentalmente minero del presente trabajo geológico que cubre y soluciona numerosos problemas y expone los muchos que quedan por resolver, pero que escapan al objetivo de la investigación, con la esperanza de promover el interés de nuevos autores que con sus trabajos a escala adecuada resuelvan los problemas planteados y las interrogantes abiertas a los mismos.

En la labor cartográfica, a escala 1:50.000, que ha servido de base al presente trabajo, si bien con las modificaciones de interpretación que los autores han creído pertinentes, intervinieron:

Por parte del Instituto Geológico y Minero de España (I. G. M. E.):

T. Febrel, Hoja núm. 875.

F. Vázquez Guzmán, Hojas núms. 828, 918, 919, director de la investigación de la Reserva de Hierros del SO.

Por parte de Ibérica de Especialidades Geotécnicas (IBERGESA):

J. L. Coullaut, Hojas núms. 897, 616.

J. P. Chaure, Hojas núms. 801, 827, 874, 895.

R. Díaz Rebollo, Hojas núms. 852, 853, 855, 877.

R. Fernández Pompa, Hojas núms. 854, 876, 896, 917

L. García Rosell, como coordinador.

Por parte de Geotecnia y Cimientos, S. A. (GEOCISA):

J. M. Angoloti, Hojas núms. 920, 921.

F. Ledesma, Hojas núms. 940, 942.

R. Merten, Hojas núms. 898, 899.

T. Sanz, Hoja núm. 941.

Agradecimiento

Los autores agradecen a Ibérica de Especialidades Geotécnicas (IBERGESA) la ayuda prestada para la publicación del presente trabajo, en cuyos talleres ha sido impreso el mapa a escala 1:200.000.

1 GEOLOGIA

1.1 SITUACION GEOLOGICA

La región estudiada se halla enclavada geológicamente, en su mayor parte, dentro de la zona 5 (Ossa Morena) de LOTZE (1945), solapándose con la zona 6 (Luso-Meridional).

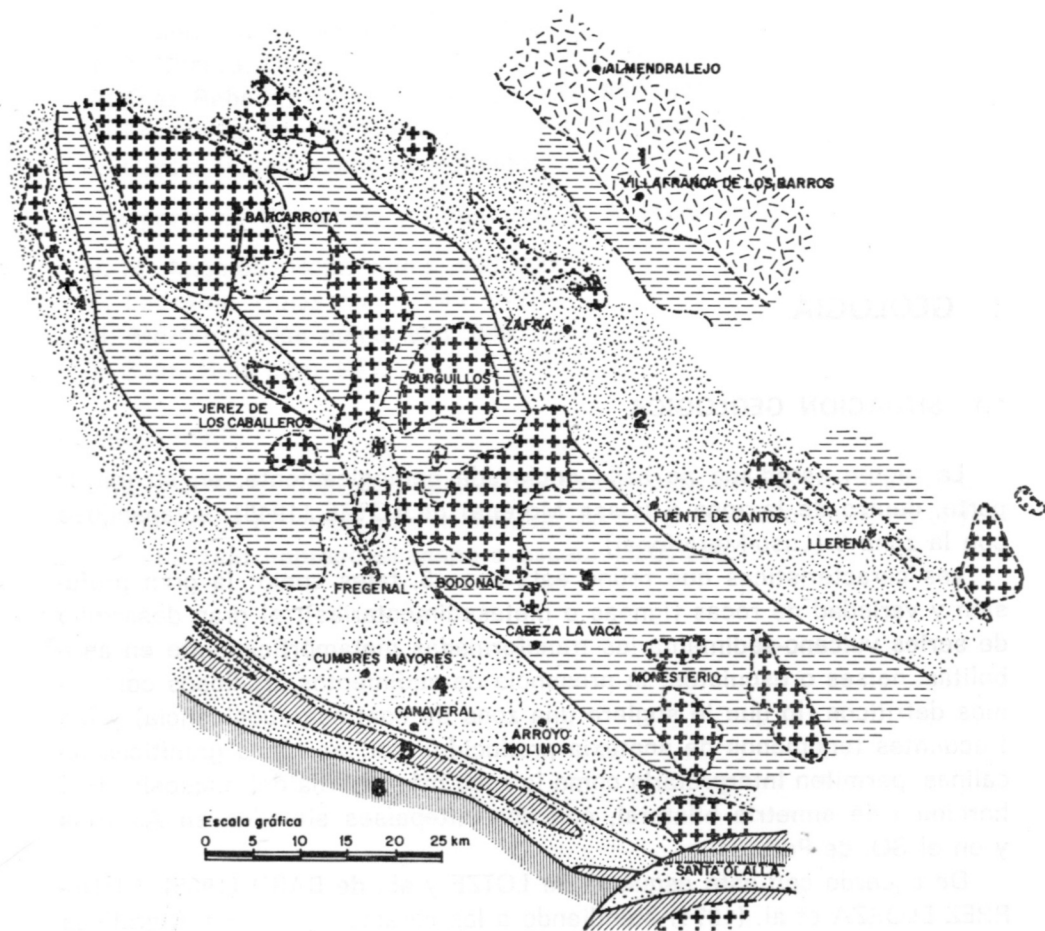
Las características que reúne esta zona 5, tales como: la gran profusión y variedad de rocas (ígneas o metasedimentarias); el gran desarrollo de series vulcano-sedimentarias transformadas metamórficamente en anfibolitas, neises o esquistos; la presencia de sedimentos arcillosos con tramos detríticos (lo que le sugiere una zona de continua subsidencia) y los frecuentes fenómenos de anatexia producidos por las rocas graníticas alcalinas, permiten interpretarla como la zona más interna del eugeosinclinal hercínico de simetría bilateral, con dos antepaíses situados en Asturias y en el SO. de Portugal.

De acuerdo con este esquema de LOTZE y al., de BARD (1965), GUTIERREZ ELORZA et al. (1971) atendiendo a las características estratigráficas y tectogénicas han distinguido seis dominios fundamentales dentro de esta zona 5 (fig. 1). De N. a S. son:

- 1.º Complejo metamórfico de Almendralejo, constituido por materiales de edad precámbrica, metamorfizados e intruidos por diferentes tipos de granitos, recubiertos en parte por una extensa cobertera terciaria y cuaternaria correspondiente a la amplia llanura del Guadiana Menor.
- 2.º Zona de Zafra-Llerena, formada por sedimentos cámbricos y pequeñas cuencas carboníferas discordantes.
- 3.º Zona de Barcarrota-Monesterio, constituida fundamentalmente por materiales del Precámbrico Superior y numerosas intrusiones graníticas.

ESQUEMA GEOLOGICO DE BAJA EXTREMADURA Y NORTE DE LA PROVINCIA DE HUELVA

G. ELORZA, H. ENRILE y VEGAS (1971)



- Carbonífero
- Devónico
- Silúrico
- Ordovícico
- Cámbrico-Ordovícico (Aracena)
- Cámbrico
- Precámbrico
- Complejo metamórfico de Almendralejo (parcialmente recubierto)
- Granitos

Figura 1

- 4.º Zona de Cumbres Mayores-Cala, definida esencialmente por formaciones cámbricas.
- 5.º Depresión silúrico-devónica del sur de Cañaveral de León.
- 6.º Zona de Aracena, representada por materiales cámbrico-ordovícicos.

Desde el punto de vista de la evolución tectónica y del plutonismo global, estos autores presentan diferencias notables en base a la existencia de dos o más fases de deformación, la segunda de las cuales produciría el emplazamiento de mantos de corrimiento en los dominios 4 y 6. La existencia de granitos orientados y filonitizados (tomados igualmente como criterio diferenciador) se manifiestan en los dominios 1, 3 y 6.

BARD (1971), que había considerado en la zona 6 de LOTZE (1945) la posibilidad de la existencia de un «plano de Benioff», durante el Paleozoico Medio y Superior, con la aparición en la zona 5 de grandes fallas normales que afectarán a la corteza sílica y a la parte alta del manto superior, da un paso más en BARD et al. (1973) (fig. 2), realizando un modelo geotectónico para el orógeno variscico ibérico, con una actuación en tres períodos

ZONACION ESTRUCTURAL EN LAS VARISCIDAS IBERICAS

(BARD, CAPDEVILLA, MATTE et RIBEIRO, 1973)

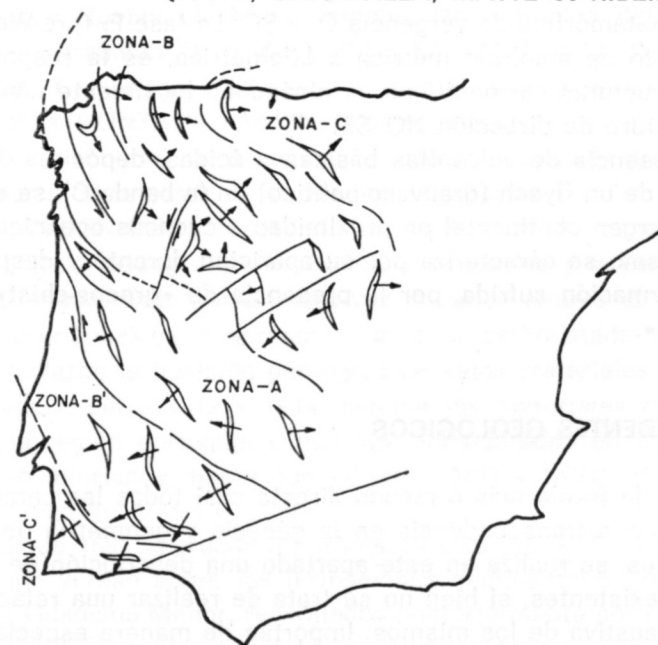


Figura 2

sucesivos desde el Precambriano hasta el Permiano, que serían: período sedimentológico, período tectogénico y época de levantamiento y peniplanificación.

El área de estudio se situaría en este contexto en la zona B', conjugándose al S. con la C'. En esta zonación estructural propuesta, distinguen una zona central A con estructuras de plegamiento vertical y dos zonas metamórficas laterales adosadas, B y B', con vergencias opuestas. Al N. y S. de las mismas se sitúan las zonas C y C', tratándose de cuencas con caracteres intracontinentales y de margen continental, respectivamente.

Esta zona B', según estos autores estaría separada de la banda A, más septentrional, por una importante falla subvertical (probablemente transcurrente) que iría desde las proximidades de Oporto hasta Córdoba, corriendo paralelamente a un cinturón polimetamórfico constituido por anfíbolitas, ortoneises (hiperalcalinos o calcoalcalinos), paraneises «Ollo de Sapo», subyacentes de la «serie negra», que correlacionan con el Brioveriense Superior de Bretaña. Suponen la actuación de una tectónica polifásica que alcanza un clímax metamórfico entre las fases F₁ y F₂, desarrollándose en fase tardía a F₁ corrimientos con desplazamientos deca-kilométricos.

Esta primera fase F₁ (previsense) sería el resultado de un plegamiento isoclinal sinmetamórfico de vergencia O. a SO. La fase F₂ (pre-Wetfaliense) de plegamiento de amplitud métrica a kilométrica, es la responsable de las macroestructuras cartográficas, originándose localmente una esquistosidad de fractura de dirección NO.-SE.

Por la presencia de volcanitas básicas y ácidas, depósitos de piritita y la existencia de un flysch (grauvaco-pelítico) en la banda C', se define una cuenca de margen continental en proximidad a cuencas oceánicas activas. El metamorfismo se caracteriza por su aparición durante y después de la primera deformación sufrida, por la presencia de «greens-chist» y quizás «blue-schist».

1.2 ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Dado que de forma más o menos directa casi todas las características geológicas tienen transcendencia en la génesis y geometría de los depósitos minerales, se realiza en este apartado una descripción de los distintos trabajos existentes, si bien no se trata de realizar una relación cronológica ni exhaustiva de los mismos. Importan de manera especial aquellos que de alguna manera abordan los problemas geológicos básicos que sobre la zona se presentan, tales como la estratigrafía, tectónica global, tipos y

colocación de las diversas rocas ígneas, condiciones de formación de las mineralizaciones y su relación con la historia geológica regional, etc.

La mayor parte de las cuestiones planteadas han sido estudiadas por muchos de los autores que trabajaron en este sector del macizo Hespérico, si bien los problemas e incógnitas actuales son numerosas y de diversa índole, derivando muchos de ellos de la falta de una buena base cartográfica que fuera al mismo tiempo regional. Por otra parte, es sintomática la carencia —salvo excepciones de última hora— de estudios detallados y sistemáticos sobre temas tan importantes como son: metamorfismo, deformación y procesos magmáticos asociados. Igualmente la pobreza faunística existente en ciertos dominios metamórficos ha hecho especialmente complicada la interpretación tectónica.

A LE PLAY (1834) se deben los primeros estudios referentes a la asociación genética y espacial entre mineralizaciones de hierro y rocas ígneas y metamórficas. LUJAN (1850) establece la separación entre Paleozoico y «Estrato cristalino», considerando como prepaleozoicos o arcaicos los materiales afectados por cierto grado metamórfico. Tal concepción ha tenido vigencia hasta muy recientemente, pues era compartida por numerosos autores españoles, ya que, en cierto modo, tal consideración implicaba la existencia de actividad orogénica preherciniana.

Las principales características geológicas regionales de las provincias de Badajoz y Huelva quedaron establecidas a finales del siglo pasado merced a los trabajos de L. MALLADA y GONZALO y TARIN, que estudian los sistemas Cambriano y Siluriano utilizando como nivel guía las cuarcitas con crucianas. GONZALO y TARIN, tras realizar un buen trabajo de síntesis estratigráfica, constata la diferencia tan marcada que el Siluriano presenta entre la parte norte y sur de la provincia de Badajoz.

MACPHERSON (1879, 1880) estudia desde el punto de vista estratigráfico, tectónico y petrográfico la provincia de Huelva y la parte norte de la de Sevilla, encontrando por primera vez fauna de arqueociátidos (*Archaeocyathidus marianus*) en la formación cámbrica carbonatada, armonizándose con este hallazgo la posición geológica de estos materiales.

PRUSVOST, entre 1912 y 1914, estudia los materiales devono-carboníferos de la región portuguesa, que son considerados en España en gran parte como silurianos, hasta que LOTZE (1942) y SCHNEIDER (1951) encuentran fauna en diversos puntos.

A partir de 1897 aparecen los primeros trabajos de E. HERNANDEZ PACHECO, que versan sobre las formaciones sedimentarias recientes de la llanura del Guadiana Menor, recopilados posteriormente por F. HERNANDEZ PACHECO (1952), quien sintetiza las numerosas publicaciones sobre el tema, llegando a establecer las posibles conexiones existentes sobre sedi-

mentación y evolución geomorfológica durante los tiempos terciarios y cuaternarios.

F. LACAZETTE (1919) estudia las cuencas carboníferas de los Santos de Maimona y de Fuente del Arco, asignándoles edades estefanienses.

Numerosas publicaciones se realizan de 1939 a 1951, correspondiendo en su gran mayoría a los trabajos de la escuela alemana, dirigida por F. LOTZE, quien propone en 1945 una sistematización de las Variscides occidentales que hoy tiene plena vigencia. Esta visión de síntesis está apoyada en una serie de tesis doctorales, fundamentalmente de índole estratigráfica, señalándose en numerosos puntos de la región de Alanís y Cala fauna de Saukianda.

MELENDEZ y MELENDEZ en 1941 da a conocer la fauna de *Archaeocyathus* de Alconera, que en principio se la estimó como de edad Acadiense, pero en ulteriores determinaciones se la situó como Georgiense Inferior-Medio.

Es interesante reseñar la contribución de SIMON (1942), situando en el Estefaniense terminal-Permiano Inferior a los materiales detríticos y arcillosos del río Viar (Sevilla).

JONGMANS (1949-50) descubre fauna viseana en los materiales carboníferos de los Santos de Maimona y de Valdeinfierno, comparándose con las series descritas por HARTUNG (1941).

Hacia 1952 se intensifica por el Instituto Geológico y Minero la publicación de las Hojas geológicas de la región, apareciendo entre otras: las de Zafra (854), Burguillos del Cerro (853), Fuente de Cantos (876), Llerena (877), Guadalcanal (899), Constantina (920) y Santa Olalla del Cala (918), ésta ya en 1970.

LOTZE (1966) publica una síntesis (posteriormente editada por el I. G. M. E. en 1970) sobre la extensión de los terrenos cámbricos y precámbricos en España, en la que señala la considerable extensión superficial de los materiales cámbricos, en nuestra zona de estudio, en oposición a lo que sucede en otras regiones próximas ocupadas casi exclusivamente por formaciones paleozoicas más recientes. Otra conclusión de gran interés es la identidad que en grandes líneas encuentra en todo el Cambriano de la Península, hecho que le permite establecer un corte general bioestratigráfico.

LOTZE atribuye al Precambriano una potente formación, a veces en facies porfiroide (serie de Malcocinado, de Tambor, de Azuaga y capas de Huelva).

A partir de los esquemas de LOTZE y con base en los mismos, aparecen en la última década diversos trabajos de detalle o de síntesis, abarcando gran parte de la zona de Ossa Morena.

ALIA MEDINA (1963) establece los fundamentales rasgos tectónicos

regionales desde Zafra a Aracena. La serie estratigráfica no comprende para este autor ningún elemento precámbrico; la ausencia de elementos inferiores a los cámbricos puede estar motivada en algunos casos por los procesos de granitización, o por la ausencia o escasez de sedimentación. El principal plegamiento lo atribuye a la orogenia Variscica, aunque fases de orogenias, anteriores probablemente, dejaron sentir sus efectos. Propone una evolución estructural progresiva a partir de una formación de primeras fracturas de tensión y de cizallamiento en el basamento, con evolución final comprensiva hacia el SO., atribuyendo al «frente de Aracena-Almadén de la Plata» el papel de macizo precámbrico de mayor estabilidad contra el cual se han comprimido las estructuras septentrionales. En este esquema presupone la continuidad hacia el S. de un basamento estable mediante fracturas antiguas que han podido reactivarse en momentos posteriores, representando parte de un antiguo geanticlinal del geosinclinal herciniano. La incorporación de este frente a la evolución del conjunto impediría el desarrollo de desplazamientos tangenciales hacia el SSO., tal como supone SCHNEIDER (1947), admitiendo probables cobijaduras locales, en tectónica de recubrimiento.

El «frente de Aracena-Almadén de la Plata» se articularía en Portugal con un amplio arco o ensenada, a la cual se adaptan las formaciones paleozoicas septentrionales mediante una curvatura denominada «Arco Luso-onubense».

Aunque el objetivo del trabajo de BARD es el estudio de la banda metamórfica de Aracena, sus conclusiones alcanzan a gran parte de este sector del macizo Hespérico. Desde 1964 a 1969 publica numerosos trabajos en los que cabe resaltar sus conclusiones por afectar tanto a la estratigrafía como a la historia magmática y tectogénica de la misma.

Supone una sedimentación tipo geosinclinal desde el Precámbrico (representada por las «capas de Huelva» de LOTZE) hasta el Devoniano Medio, con períodos de movimientos epirogénicos y plegamientos de gran radio (fase Sárdica). La actividad ígnea estaría representada (en este amplio lapso de tiempo) por un volcanismo ácido en el Precámbrico, un volcanismo básico en el Cambriano y de nuevo básico en el Ordoviciense Inferior.

La fase tectogénica principal estaría comprendida entre el Devoniano Medio y el Viseano, caracterizada por pliegues isoclinales vergentes al SO., contemporáneos del metamorfismo regional. Sigue una etapa de esfuerzos tangenciales que ocasiona cobijaduras e incluso cabalgamientos. Una última etapa de fracturas de dirección E.-O. a N.-SO. culmina el ciclo tectogénico.

Igualmente, debido al desplazamiento que sufren hacia el S. las áreas de sedimentación desde el Cambriano al Carbonífero Medio, existe una migración hacia el S. de los períodos de plegamiento, de tal manera que

en el eje Badajoz-Córdoba las dos fases de plegamiento son anteriores a las que tienen lugar en la provincia de Huelva.

En una reciente publicación, BARD (1971), analiza la posición de esta región a la luz de las nuevas ideas sobre tectónica global, llegando a la conclusión de que el segmento herciniano sudibérico pudo constituir un margen continental, donde se desarrolló la zona de Benioff.

En los últimos años se presenta una nueva y actualizada sistematización de los rasgos geológicos del SO., elaborada por GUTIERREZ ELORZA, HERNANDEZ ENRILE y VEGAS. Recopilan las subdivisiones establecidas con anterioridad en un esquema geológico en donde se diferencian seis dominios fundamentales con características estratigráficas y tectónicas bien definidas.

Estos autores confirman el carácter alóctono de algunas formaciones en la zona de estudio, asumiéndose a una etapa temprana de la orogenia.

En su interpretación (apoyada en varios argumentos y dataciones paleontológicas existentes) precisan la delimitación de los terrenos precámbricos, concretamente los que ALIA MEDINA (1963) había denominado «serie negra».

VEGAS (1968), en un estudio realizado entre la zona de Segura de León y Fuente de Cantos, sitúa con bastante precisión la «serie negra» bajo la formación detrítica inferior del Cambriano, que corresponde a las «capas abigarradas» de Arroyomolinos y de los Bonales de SCHNEIDER (1941), y a las de «Sotillo, Valverde y Esteban Yáñez», de FRICKE (1951). Establece dos tramos: «serie negra» y «serie porfiróide de transición», asignándolas al Precámbrico.

CADAVID CAMIÑA y GUTIERREZ ELORZA (1971) confirman las características y la posición tectónica de la «serie negra» en la Hoja de Puebla del Maestre, encontrando analogías con los «esquistos de Alcuía», de BOUYX (1970).

La tendencia a considerar como precámbricas extensas formaciones metamórficas se ha acentuado últimamente, sin más criterios que su posición en relación con materiales carbonatados cámbricos; así, DELGADO QUESADA (1971), atribuye esta edad a gran parte de la Hoja de Azuaga (898).

VAZQUEZ GUZMAN inicia en estos últimos años el estudio sistemático de las mineralizaciones de magnetita en todo el SO., apoyándose para ello en la realización de los estudios geológicos necesarios. Una de las cuestiones que trata con más amplitud en relación con la geología regional es la delimitación de las formaciones devónicas en la prolongación oriental del sinclinorio situado al N. de Aracena. El hallazgo de fauna perteneciente al Devoniano Inferior y Medio en terrenos anteriormente asignados al Siluriano, le permite situar éstos sobre la «serie del Verdugo», de SCHNEIDER. Invoca la existencia de movimientos anteriores al Cobleciense, que provo-

caron la emersión de terrenos cámbricos y silúricos. Una transgresión Chuerusco-Acádica justificaría el carácter transgresivo del Eiffeliense-Givetiense y el inicio de las manifestaciones volcánicas que ya no cesarían durante el resto del Devoniano.

En relación con la tectónica de la zona Aracena-Zufre-Cala, demuestra con diagramas estructurales la existencia de dos deformaciones principales y una tercera secundaria manifestada por un cruceo de clivodeslizamiento.

Las principales conclusiones metalogénicas a que llega en la zona de El Pedroso, es el descubrimiento de la existencia de dos generaciones de pirita y magnetita. La pirita I es de origen exhalativo sedimentario en conexión con un volcanismo cámbrico, y la magnetita I se debe a un proceso neumatólico de contacto en relación con calizas o dolomías y rocas graníticas intermedias. La pirita II y magnetita II son de origen hidrotermal.

Los trabajos de FEBREL y sus colaboradores, SAMPER (1970), constituyen una aportación importante al conocimiento estructural y mineralógico en algunos sectores de la zona en estudio.

En la Hoja de Jerez de los Caballeros, n.º 875, pone de manifiesto mediante un estudio micro y macroestructural la existencia de dos tipos de deformaciones debidas a esfuerzos tangenciales y verticales (estructuras de pliegues volcados y en domo). Define tres tipos de esquistosidad, la última de las cuales es de tipo «strain slip cleavage», al igual que ya había definido en 1965 en el Paleozoico Superior de Huelva (Hoja de Calañas, 959). Igualmente estudia su metalogenia.

Si bien el trabajo de G. K. STRAUSS (1970), tiene como objeto principal la provincia piritica del SO., el enfoque de algunos problemas en los procesos mineralizadores aporta conclusiones de interés para nuestra zona.

Según este autor los yacimientos de pirita, manganeso y hematites se han formado al mismo tiempo en determinados horizontes y en ciertas facies. Sin excepción todos ellos se hallan en concordancia con su roca encajante, a la cual pasan por lenta transición mostrando claras estructuras sedimentarias, considerándose por tanto yacimientos de origen singénético, sinsedimentarios-submarinos. Su constante e íntima asociación con rocas submarinas efusivas y la extraordinaria concentración en metales pesados, le llevan a suponer que, por lo menos, la parte metálica de los yacimientos debe proceder de termas o exhalaciones submarinas del volcanismo ofiolítico inicial de la orogénesis variscica.

VEGAS (1971) expone en un área más extensa la evolución de las series cámbricas hacia el N., en donde apenas existen, bien por tratarse de zonas de umbral sedimentario o por la acción de fases erosivas sárdicas. Supone tres épocas de emplazamiento granítico en relación con las fases de de-

formación, confirmando la existencia de un metamorfismo catazonal sin-fase 1.

Muy importante es la delimitación que hace de dos niveles de porfiroides, unos precámbricos y otros cámbricos en la base del cambriano (porfiroide de Bodonal y Malcocinado).

En 1972 (concluido el trabajo cartográfico) comienza una nueva e intensa fase de estudio por geólogos de las Universidades de Madrid, Granada, Bilbao y Montpellier, a fin de elaborar sus tesis doctorales.

En el año 1973 se celebra la II Reunión del grupo de Geólogos del SO., con aportaciones de VEGAS, M. MUÑOZ y SANCHEZ CELA et al. (1973), sobre la parte septentrional de la zona de estudio (franja Llera-Valencia de las Torres-Azuaga). Los primeros resaltan con datos geoquímicos analíticos la presencia de ortoneises y paraneises en la parte inferior de la serie negra, mientras que SANCHEZ CELA incide una vez más en el carácter tan variado de texturas y estructuras a partir de zonas de intrusión granítica, a las que juzga como causantes principales.



2 ESTRATIGRAFIA

INTRODUCCION

La región estudiada comprende estratigráficamente tres zonas diferentes (fig. 3), distribuidas según tres franjas, bandas o dominios subparalelos a la dirección N. 140° E., de acuerdo en gran parte con las referencias bibliográficas anteriores, principalmente de BARD (1965) y de GUTIERREZ ELORZA et al. (1971).

De N. a S. son:

— Banda Septentrional: correspondiente al eje Llera-Valencia de las Torres del cinturón Elvas-Badajoz-Córdoba, de BARD (1967). Está caracterizada por la presencia de variados materiales metamórficos de ascendencia ígnea o sedimentaria, pelítica a cuarzopelítica probablemente precámbricos, con tramos terminales carbonatados, únicos representantes del Cambriano. Depósitos esporádicos devónicos-carboníferos se disponen irregularmente a lo largo de dicha banda.

— Banda Central: corresponde al núcleo y flancos del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, caracterizada por la presencia de materiales pelíticos a semipelíticos infracambrianos, «serie negra», y por un desarrollo bastante completo de las secuencias cámbricas. En la zona de conjugación con la tercera banda (la meridional), se destaca el gran espesor de las series rítmicas silúrico-devónicas.

— Banda Meridional: se corresponde con el eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata y está caracterizada por un desarrollo restringido de los materiales infracámbricos y por la gran variedad de rocas cámbricas con abundantes lechos calcáreos. Asimismo es ostensible hacia el S. la ausencia del Ordoviciense y Siluriano, alcanzando gran desarrollo las series volcano-sedimentarias devónicas y un flysch probable Devoniano Superior-Carbonífero.

ESQUEMA SIMPLIFICADO DE LAS BANDAS ESTRATIGRAFICAS EN EL SO. DE ESPAÑA

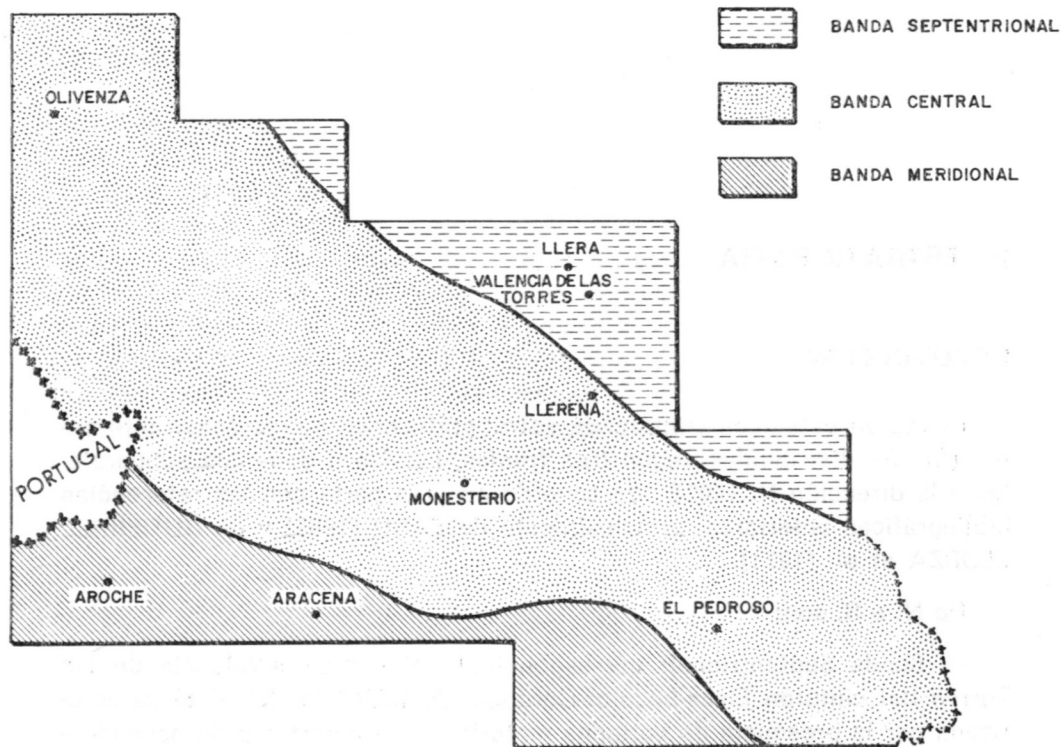


Figura 3

El Precámbrico, que alcanza mayor extensión en las zonas central y septentrional, está constituido por un conjunto metasedentario correspondiente a una potente serie grauvaco-cuarzo-pelítica que sufre variaciones composicionales y texturales de acuerdo a la zona en que se desarrolla y a las transformaciones deformativas y cristaloblásticas.

El Cambriano, presente en todas las zonas, es fundamentalmente calcáreo y de tipo semipelítico, con emisiones volcánicas básicas y de tipo espilítico generalmente localizadas hacia el techo de la secuencia estratigráfica.

El Ordoviciense, que aparece en la zona central y meridional de la región estudiada, presenta diferencias con el de la zona septentrional. Consta de pizarras y esquistos sericíticos con leves intercalaciones grauvácicas y pizarras silíceas negras, en oposición a las cuarcitas arenigien-

ses de crucianas y pizarras lustrosas del Ordoviciense Medio de la zona de Llera.

El Siluriano consta de una potente serie pelítica con intercalaciones de ampelitas, liditas y escasas lavas o rocas piroclásticas.

El Devoniano se desarrolla fundamentalmente en la zona meridional, alcanzando enorme desarrollo secuencias de grauvacas y pizarras con volcánicas básicas y calizas fosilíferas.

El Carbonífero aflora irregularmente en las zonas septentrional o central, o formando parte de una amplia secuencia cuarzo-pelítica en la zona meridional.

El Carbonífero Superior Permiano descansa en discordancia sobre materiales más antiguos en la zona meridional, pudiéndose relacionar en parte con los depósitos continentales del Carbonífero Superior de otros dominios.

A continuación serán estudiadas las diferentes formaciones, comenzando por las más antiguas, realizándose con posterioridad correlaciones en función del dominio estratigráfico.

2.1 INFRACAMBIANO *

Considerando como materiales infracambrianos aquellos que yacen por debajo de un nivel conglomerático poligénico de escasa representación cartográfica (problemática que será presentada en apartados posteriores), podemos diferenciar varios tipos o formaciones cuyos afloramientos ocupan en ocasiones vastas extensiones. Su diferenciación está establecida en base a criterios estratigráficos, metamórficos y estructurales, asimismo apoyados en la datación de materiales suprayacentes del Cambriano Inferior, obtenida en la asociación faunística *archaeocyatidus-trilobites* en calizas y pizarras de Alconera.

Estructuralmente ocupan núcleos de vastas antiformas enmarcadas por calizas cámbricas o por contactos tectónicos en zonas paraautóctonas (banda septentrional).

A grandes rasgos se proponen dos grandes complejos de no muy clara separación estratigráfica, ya que pueden formar parte de la misma secuencia que, en ocasiones, por su situación en zonas de acusadas transforma-

* Se ha preferido, en este trabajo, la denominación de infracambriano a la de Precambriano ya que, en el estado actual de conocimientos, no se tiene certeza sobre la edad de los terrenos en cuestión y porque los mismos presentan una gran analogía en su estilo tectónico, grado de metamorfismo, etc., con terrenos cámbricos. A este respecto, el IGME realiza en la actualidad una datación, por edades absolutas, de toda la serie estratigráfica de la zona.

ciones cristaloblásticas asociadas a zonas móviles, pueden distorsionar el esquema estratigráfico regional. Están constituidos, el primero, por una serie neísica con acusadas características dinamometamórficas, que se la denominará «paraneises de Llera-Valencia de las Torres», afectada por un metamorfismo de estadio medio y alto y otra superior «serie negra», caracterizada por pelitas y samitas, metamorfizada en bajo grado.

2.1.1 PARANEISES DE LLERA-VALENCIA DE LAS TORRES (Ic)

Un conjunto de materiales con características de neises glandulares, cuya frecuencia en tamaño dimensión de glándula suele decrecer gradualmente hacia los bordes del afloramiento, transformándose en neises finos y esquistos y/o metapelitas, conocido bajo la denominación de formación de Onza, aflora en un área importante dentro de la Hoja de Usagre y de menor cuantía en Zafra y posiblemente en la de Guadalcanal. Esencialmente predominan neises heterogéneos, a veces muy micáceos, con niveles de anfibolitas, cuarcitas e intercalaciones de metavolcanitas básicas.

Macroscópicamente los neises glandulares, en las facies más groseras, presentan un tamaño de glándula que oscila entre 4-5 cm. y una mesostasis o matriz oscura biotítico-moscovítica en la que destacan «boudins» de cuarzo o feldespato, de menor tamaño que el de las glándulas que configura el hábito estructural común de estos neises.

Las glándulas de características claramente precinemáticas (con sombras de presión), están giradas o distorsionadas y afectadas por microfisuras, son monocristalinas (ortosa) o policristalinas de cuarzo y plagioclasa, con recristalización de cuarzo ortogonal a la foliación metamórfica principal.

Estas rocas de aspecto porfiroide se intercalan aparentemente sin control estructural entre materiales metasedimentarios, probablemente equivalentes a los de la «serie negra», pudiendo muy bien equipararse litoestratigráficamente por sus caracteres petrográficos y químicos, MUÑOZ et al. (1974), a las series paravolcánicas de amplia repercusión en las Hojas de Guadalcanal y Puebla del Maestre (volcanitas de Malcocinado) en sus facies más ácidas.

La paragénesis mineral presente en la Hoja de Usagre es de: cuarzo + feldespato potásico (ortosa) (sericita) + plagioclasa + biotita + moscovita + granate + circón, óxidos de hierro y otros opacos. Datos tomados de SANCHEZ CELA et al. (1972), MUÑOZ et al. (1974) incluyen otros minerales alumínicos, tales como sillimanita, estaurolita y distena, que permiten determinar el metamorfismo a que estuvieron sometidos estos materiales.

El granate, y parece ser que el resto de los silicatos alumínicos, aparece como es lógico en mayor proporción en las facies esquistosas y sobre todo en las bandas intercaladas en el sector de Llera-Valencia de las Torres formando parte de la matriz cuarzo pelítica (biotita, moscovita) a manera de porfidoblastos deformados, sincrónicos con la foliación principal, ya que presentan inclusiones de cuarzo y materia carbonosa orientada formando «snow-balls».

El cuarzo, mineral alotriomorfo con extinción ondulatoria, tiene acusados efectos dinámicos y cataclásticos, presentándose esporádicamente en microbandas replegadas isoclinalmente. El feldespato potásico (principal feldespato detrítico de arcosas) no está presente en la matriz debido probablemente a su inestabilidad en condiciones de alto dinamometamorfismo, transformándose en micas sericíticas en notable abundancia. La moscovita procedería de modo análogo del cemento arcilloso de las arcosas, y la clorita, autigénica, se transformaría en biotita.

Localmente, como se decía anteriormente, y hacia el N. y NO. de la banda, se asocian anfibolitas también cataclásticas a miloníticas y tramos de cuarcitas en bancos de 15-20 cm. muy replegadas, desarrollándose, sobre todo en el borde oriental, micaesquistos y esquistos granatíferos.

Se destaca como principal característica el carácter cataclástico que afecta a esta secuencia detrítica, originalmente con predominio arcósico y pelítico-arcilloso (grauváquico), sometida a un metamorfismo entre los estadios medio y alto de WINKLER (1970), según gradiente metamórfico de presión media.

Se les asigna una edad provisional infracambriana, vistas sus estrechas relaciones con la «serie negra», yacente de series del Cambriano Inferior CA₁₂ datadas, y en atención a la identidad petrográfica con otras rocas del centro y NO. peninsular consideradas como precambrianas o cambrianas en atención al entorno geológico en donde se desarrollan. Por otra parte, cabe destacar, dentro de este conjunto, una banda de aspecto glandular (ortoneises de Llera) cuyo tema, de bastante interés, será tratado en el apartado de rocas metamórficas de alto y medio grado.

2.1.2 SERIE NEGRA (Ic)

Constituye un monótono conjunto, de probablemente más de 2.000 m. de potencia, de materiales metasedimentarios que afloran en los núcleos de estructuras antiformal de gran recorrido, alcanzando desarrollo especial en el eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, en donde fueron definidos por ALIA MEDINA (1963) y VEGAS (1968).

Si bien resulta bastante complicado el estudio estratigráfico de detalle

y más generalizarlo para grandes áreas, dada la existencia de una tectónica polifásica que desarrolla pliegues volcados, se ha realizado una subdivisión en tramos válida para las Hojas de Zafra, Usagre, Fuente de Cantos, Puebla del Maestre y Guadalcanal, atendiendo más bien al predominio de rocas, por ejemplo tipo sedimentario (pelítico, samítico o sefítico) o tipo ígneo, metavolcanitas (ácidas o básicas), y en función del grado metamórfico, mayor en cuanto corresponden a los niveles inferiores de la serie.

En grandes líneas se presentan dos conjuntos, que de muro a techo son: «serie negra s.s.» y otra superior constituida eminentemente por materiales samíticos y semipelíticos con intercalaciones volcánicas que denominaremos «inmadura de transición».

La «serie negra s.s.» queda establecida de manera precisa en el eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, según tramos grisáceos-oscuros de esquistos de naturaleza cuarzo-feldespática y pizarrosa con frecuentes intercalaciones de cuarcitas negras (litas recristalizadas), niveles capa de volcanitas básicas (diabasas), y excepcionalmente calizas cristalinas grises a oscuras (al SE. de Santa Marta) o en bancos discontinuos estrechamente ligados a las cuarcitas en la franja Calera de León-Valencia del Ventoso, zona en donde se definiría el supuesto muro de la «serie negra», por alcanzarse niveles de neises feldespáticos de características migmatíticas.

Dentro de los esquistos, principal grupo de rocas que constituyen la «serie negra», es posible establecer varios tipos de rocas: grauvacas (gruesas o fajeadas milimétricamente), samitas cuarzo-feldespáticas y pizarras más o menos cuarzo-feldespáticas. Las grauvacas, rocas de gran heterogeneidad, suelen tener en ocasiones marcada granoselección, diferenciándose bandas definidas por granos equi a inequigranulares de feldespato y cuarzo, con tamaños de 0,2 a 0,8 mm., dispuestos paralelamente a los planos de estratificación S_0 . En las bandas de predominio pelítico, suelen tener análoga composición, si bien el porcentaje de la matriz predomina sobre el cuarzo y el feldespato. Las pizarras o esquistos micáceos presentan pasos insensibles entre samitas y pelitas, ya que se trata en realidad de esquistos de cuarzo y micas, cuya variación en función de un componente inclinará la composición hacia uno u otro campo.

Las cresterías cuarcíticas, de dirección NO.-SE., destacan en estas regiones llanas o de relieves suaves y monótonos típicos de la «serie negra». Petrográficamente aparecen formadas por un agregado fino microcristalino de granos de cuarzo, equidimensionales e irregulares, asociados a productos ferruginosos, a grafito (elemento al que se debe el color oscuro característico) y a material arcilloso, junto con elementos accesorios, tales como circón y turmalina.

Intercalaciones de rocas con texturas ígneas relictus están presentes en anómala proporción, presentándose en general con texturas algo es-

quistosas y compuestas de plagioclasas (alterada y fracturada), anfíbol fibroso de la serie actinolita-tremolita, y esfena en agregados orientados. Lechos de semiesquistos anfibólicos se distribuyen irregularmente entremezclados con otros, según espesores de no más de 20-30 m.

En general las características y estructuras sedimentarias primarias suelen estar bien marcadas en los episodios detríticos, reflejándose en los dominios de influencia pelítica, recristalizaciones o diferenciaciones en bandeados microscópicos, desarrollo de crenulaciones con esquistosidad de fractura.

Este tipo de rocas de tan variable composición, con cuarzo, plagioclasas (oligoclasa-andesina) alotriomorfas, biotita \pm epidota \pm anfíbol \pm esfena, con apatito y opacos como accesorios, puede ser el resultado de una actuación de un metamorfismo débil a intermedio (estadio bajo) sobre sedimentos areno-arcillosos producidos en medio litoral no muy profundo con ligeras discontinuidades corticales en la cuenca, reflejadas por la aparición de volcanitas básicas asociadas a lechos calcáreos, litas y por la presencia de facies molásicas (esquisto-grauváquico suprayacente).

2.1.2.1 La serie inmadura de transición

Se caracteriza en general por un colorido bastante claro de sus rocas, definido por sus componentes fundamentales cuarzo y feldespato, en oposición al oscuro de la «serie negra». Los afloramientos se diferencian notablemente del grupo de rocas descritas anteriormente, además de la diferencia de color, por la presencia de gran número de rocas volcánicas asociadas y conglomerados, éstos a veces en grandes extensiones (Hojas de Fuente de Cantos, Usagre, Guadalcanal, Fuente Maestre, Constantina, Ventas Quemadas y Palma del Río). Es posible señalar varias unidades litológicas que no representan evidentemente orden cronoestratigráfico, puesto que con relativa frecuencia están entremezcladas, desapareciendo por acuñaamiento o por cambios laterales. En consecuencia y sobre todo en los dominios de las Hojas anteriormente citadas (principalmente Guadalcanal, Constantina, Puebla de Maestre y Fuente de Cantos) hemos podido diferenciar dos variedades litológicas fundamentales: volcanitas y samitas feldespáticas con intercalaciones sefíticas, de acuerdo con la división realizada por FRICKE (1941).

2.1.2.1.1 Volcanitas de Malcocinado (V_b)

La unidad inferior volcánica está representando gran parte de los flancos de los ejes Zafra-Alanis y Olivenza Monesterio-El Pedroso en sus extremos meridionales. La primera noticia del complejo volcánico procede

de las citas de MACPHERSON (1879), en la región comprendida entre Guadalcanal y Malcocinado, asimilándolas en general a porfiroides pizarrosos milonitizados procedentes probablemente de cuarzo-filitas. Autores posteriores, LOTZE (LOTZE et al., 1961), MELENDEZ et al. (1962), entre otros, los mencionan igualmente en la misma zona entre Alanis y Malcocinado, distribuyéndolos en distintos tipos de rocas básicas.

Si bien no se han realizado sistemáticos estudios petrográficos de detalle de los diferentes tipos existentes, las rocas macroscópicamente son de tonalidades verdosas a oscuras (a veces claras) y frecuentemente tienen textura fluidal algo cataclástica. Se presentan alternando con samitas, semiesquistos y pizarras cuarzo-feldespáticas grises, gradualmente o bien contactando bruscamente en los casos en que se presentan según bandas estrechas con textura ígnea residual (afloramientos de micrograbos y microdioritas de la carretera de Usagre a Valencia de las Torres) o con texturas diabásicas amigdaloides con vacuolas rellenas de carbonato. Microscópicamente las intercalaciones lávicas están compuestas fundamentalmente por plagioclasa y clorita con carbonatos, sericita, cuarzo, epidota y óxidos de hierro como secundarios, resaltándose el hecho de que, al igual que a escala de afloramiento, es perceptible en lámina delgada la interestratificación existente entre lavas básicas y pizarras arcillosas (micáceas). Otras rocas, que presentan texturas granudas de tipo intrusivo, están constituidas por plagioclasa, anfíbol y biotita con epidota, carbonatos, leucoxeno, clorita y saussurita, como secundarios. Los minerales secundarios son muy abundantes, originándose por transformación de los ferromagnesianos primarios de la roca.

Rocas de tipo intermedio ligeramente más ácidas que las anteriores están igualmente presentes, bien formando parte de bandas individuales (Hoja de Fuente de Cantos), o diferenciaciones más ácidas (Hoja de Guadalcanal y Puebla del Maestre) dentro del conjunto de rocas básicas anteriormente descritas. A pesar del grado de transformación sufrido se observan tipos con textura porfídica (en ocasiones con orientación de tipo fluidal), formadas casi exclusivamente por plagioclasa (andesina) muy alterada a sericita y por una matriz plagioclásica sericítica con carbonatos, óxidos de hierro y recristalizaciones de cuarzo.

2.1.2.1.2 Serie arcósica. Episodios conglomeráticos (cg)

Suprayacentes gradualmente entre semiesquistos y pizarras cuarzo-feldespáticas, se sitúan los materiales que constituyen la serie arcósica propiamente dicha. Está formada por samitas feldespáticas heterogéneas con intercalaciones de bancos conglomeráticos discontinuos de irregular espesor, que han sido tomados en ocasiones como base del paleozoico datado,



FRICKE (1951), SIMON (1951), LOTZE (1945), VEGAS (1968), si bien existen serias dudas acerca de tal consideración, puesto que tales episodios existen por doquier en distintos niveles estratigráficos de la serie considerada, acuñándose y entremezclándose incluso con las volcanitas anteriormente citadas.

Litológicamente corresponde esta formación a las series detríticas descritas por FRICKE (1941) y denominadas localmente como conglomerados de Sotillo, cuarcitas de Valverde y capas de Esteban Yáñez, consideradas posteriormente por otros autores como series de transición.

Su distribución cartográfica corresponde al área central de la zona estudiada, experimentando una disminución de facies y de espesor hacia las zonas meridionales, en donde su situación es problemática.

La mayor parte de rocas que constituyen la serie son sedimentarias, de tipo samítico más o menos feldespáticas y con variable proporción de elementos micáceos. Se caracterizan macroscópicamente por un colorido gris claro a blanquecino con moteados rojizos, seguramente debido a las alteraciones de los óxidos de hierro (hematites o magnetita) presentes, y por una esquistosidad de fractura muy marcada. Constituyen a veces capas conglomeráticas de 40-60 cm. formadas exclusivamente por agregados monocrystalinos de cuarzo.

Son arenas algo cuarcíticas formadas por clastos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, en una matriz arcillosa (con cuarzo, moscovita y sericita) dispersa que da la orientación visible de la roca.

Los episodios conglomeráticos, intercalados irregularmente como se decía anteriormente, se encuentran con bastante asiduidad hacia el techo sin manifestaciones de cambios estructurales. Presentan variable espesor y están compuestos por clastos subredondeados o subangulosos de 5-10,5 cm., de areniscas arcósicas, esquistos verdes, pizarras grises oscuras, cuarcita negra y rocas ígneas porfídicas de naturaleza volcánica, en una matriz semipelítica. No hemos encontrado discordancia visible entre estos episodios sefíticos y los volcánicos infrayacentes, ni tampoco con los samíticos superiores, existiendo pasos graduales entre ambas unidades litológicas.

Sobre los niveles conglomeráticos se sitúan areniscas feldespáticas análogas a las ya descritas y pizarras verdes a negras algo satinadas (Hojas de Usagre, Fuente de Cantos, Guadalcanal) que llegan a desaparecer gradualmente hacia el techo en tránsito hacia series de ascendencia carbonática consideradas ya como paleozoicas, de edad cámbrica (CA₁₁).

El metamorfismo habitual existente en estos esquistos moscovíticos o en las simples arcosas y/o grauvacas es muy débil, facies esquistos verdes, subfacies del cuarzo, albita, clorita y moscovita.

La edad de la serie es bastante discutida y problemática, tendiéndose

actualmente a englobarla en la denominación de serie de transición del Precambriano-Cambriano. A juicio nuestro, desde la visión que nos permite la realización de un trabajo más bien de índole minera, no puede existir una posición tajante en las afirmaciones, puesto que ello debería ir acompañado de pruebas irrefutables paleontológicas hasta ahora desconocidas o no halladas.

A este respecto es muy oportuno el descubrimiento que FOURNIER-VINAS et al. (1970) han realizado recientemente, localizando fauna de microorganismos al O. de la Montaña Negra (Francia) en materiales equiparables a los de la «serie negra».

La asignación de la edad debe ir ligada a la visión de la evolución geotectónica de la zona, puesto que son fenómenos de índole muy variada los que conviene analizar y datar, p. ej. episodios tectogénicos, series volcánicas, tendencia de su quimismo en relación con el período de emisión y deformación, series sedimentarias asociadas, etc. Por otra parte, el establecimiento de las relaciones con otros dominios del macizo Hespérico debe considerarse asimismo fundamental, en la asunción de que convergencias litológicas y de ciertos caracteres petrográficos de rocas, no necesariamente deben implicar edades análogas, puesto que podría muy bien existir polaridad de facies y deformación a partir de un foco inicial, que es el que conviene determinar.

En este contexto, consideramos como Precambriano Superior a la «serie negra» en paso progresivo hacia las series paleozoicas inferiores, representadas por las calizas de arqueociátidos a través de términos terrígenos (serie arcósica) representantes de la evolución tectogénica global iniciada por un volcanismo básico a intermedio en la zona septentrional y central estudiada.

2.2 CAMBRIANO

Es conocida su existencia en la región desde antiguo por los primeros estudios de MACPHERSON (1879) en las zonas del N. de la provincia de Sevilla (Hojas de Guadalcanal y Constantina), merced al descubrimiento de arqueociátidos en los horizontes calcáreos, extendidos como niveles guías regionales desde Córdoba a Portugal. El posterior descubrimiento de trilobites asociados a arqueociátidos, GIL CID (1973), y de trilobites en tramos litológicos superiores, ha hecho posible el establecimiento litoestratigráfico de las series cámbricas desde el Cambriano Inferior al Medio. El principal problema presentado es la delimitación que abarcan al hallarse dispuestas entre variadas series litoestratigráficas. Por una parte, el muro inferior quedará definido en los dominios meridionales por calizas de ar-

queociátidos de acuerdo con la proposición de VEGAS (1971), mientras que en el resto de la zona de estudio estaría representado por los episodios detríticos a veces con facies conglomeráticas, de gran distribución regional. El límite superior, al faltar las capas de areniscas-cuarcíticas arenigüenses aceptadas normalmente como techo de las series cámbricas, puede quedar definido por la asociación pizarras y areniscas con niveles de volcanitas básicas de tan amplia representación, tanto en los dominios septentrionales (Hoja de Zafra) como en los meridionales (Hojas de Alconchel, Villanueva del Fresno, Higuera la Real, Santa Olalla del Cala, Aroche y Aracena), asociación petrogenética que marcaría la discontinuidad propuesta por LOTZE (1945) para zonas más septentrionales a las aquí consideradas.

Los tramos o sucesiones litológicas presentes en toda la zona de estudio han permitido establecer mediante criterios estratigráficos, estructurales y paleontológicos la existencia de potentes series cámbricas de fácil correlación regional, compuestas por rocas pertenecientes a un ciclo sedimentario representadas por términos de ascendencia detrítica (samítica y pelítica), con conglomerados, arcosas, cuarcitas, areniscas y pizarras y de ascendencia carbonatada, cuya posición intermedia ha hecho posible la cartografía de tres formaciones, análogamente a como ya establecía SUHR (1966) para la región de Zafra.

1. Formación detrítica inferior CA₁₁.
2. Formación carbonatada CA₁₂.
3. Formación detrítica superior CA₁₃.

Una cuarta formación está representada localmente (en el sinclinal de Zafra, y en el flanco meridional del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso) formando parte del Cambriano Medio por la fauna en ella hallada, BARD (1964). Se trata de alternancias de pizarras, areniscas y volcanitas básicas, CA₂₁.

En el eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata la serie cámbrica constituye una secuencia cuarzopelítica con numerosas intercalaciones calcáreas y volcánicas a ambos flancos de la estructura principal, siendo afectada por un metamorfismo de baja presión y alta temperatura, BARD (1969).

2.2.1 CAMBRIANO INFERIOR

2.2.1.1 Formación detrítica inferior (CA₁₁). Porfiroides y pórfidos de Cala (PO)

Junto con los tramos calcáreos superiores son los términos más importantes y representativos de la serie cámbrica, dada su extensión y corre-

lación con otros del macizo Hespérico (zonas del NO. y centro peninsular). Constituyen una secuencia eminentemente detrítica definida en tránsito gradual estratigráfico a partir de los términos inmaduros de transición de la «serie negra». Está formada por conglomerados, areniscas arcósicas, pizarras verdes con lechos calcáreos y raros niveles volcánicos intercalados. Por sus caracteres litológicos y petrogénicos es posible diferenciar en esta formación dos dominios diferentes. Por una parte se presentan materiales mixtos posiblemente paravolcánicos con acusadas características cataclásticas a miloníticas (porfiroides) extendidas desde la Hoja de Jerez de los Caballeros a la de Almadén de la Plata, y por otra, los que definen la serie detrítica inferior propiamente dicha, cuyo muro se ha establecido a partir de conglomerados poligénicos cuando existen, quedando imprecisa su delimitación entre términos terrígenos, en ausencia de aquéllos, en todo el resto de la zona.

Los denominados porfiroides definen una franja de dirección NO.-SE., de 700-1.000 m. de espesor, con intercalaciones de pizarras verdes hacia el techo, en tránsito hacia la formación carbonatada CA₁₂. En general son rocas grises de grano fino a medio, excepcionalmente gruesas en la Hoja de Puebla del Maestre (formación de Doña Marina), esquistosadas, con frecuentes clastos de pizarras oscuras y cuarcitas negras, sobre todo en su base. La formación comienza a la altura de Bodonal de la Sierra y de Segura de León con pizarras y esquistos verdes moteados por cubos de pirita idiomorfos a veces algo deformados, con un espesor total de 50-150 m., existiendo todos los tránsitos posibles entre materiales pelíticos-tobáceos (a veces carbonáticos) y conglomeráticos de abundante matriz pizarrosa. En tránsito lateral, este conjunto pasa a la formación porfiroide, representada en el conjunto cartográfico regional.

Macroscópicamente los porfiroides están formados por cristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa en una matriz cuarzo-micácea feldespática, con circón, turmalina y opacos como accesorios; con texturas cataclásticas a miloníticas, observándose un proceso de alteración en los granos de feldespato a sericita y un proceso de potasificación posterior. Las estructuras primarias difícilmente son identificables en este tipo de rocas, puesto que la orientación patente es una esquistosidad probablemente de origen deformativo-tectónico.

En las Hojas de Higuera la Real, Monesterio, Santa Olalla del Cala, Puebla del Maestre y Almadén de la Plata son frecuentes asomos de rocas de aspecto porfídico o tobáceo, bien como diferenciaciones de contornos irregulares en el conjunto porfiroide o bien intercalándose en la «serie negra» entre distintos niveles litológicos. Constituyen los denominados pórfidos de Cala (PO), compuestos por fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en una matriz de estos minerales más material

sericítico-arcilloso. El cuarzo se presenta corroído y con marcada extinción ondulante, siendo en ocasiones cristales fracturados con maclas dobladas y perturbadas, así como un relleno de cuarzo filoniano posterior acompañado de óxidos de hierro. La textura es por lo tanto porfidoclastica o milonítica, cuando la matriz es muy abundante, definiéndose por un fieltro microcristalino de sericita y cuarzo.

Por las relaciones existentes en el resto de porfiroides, así como por la variación del tamaño de los cristales hacia los bordes del afloramiento y por su composición mineralógica con características texturales (golfos de corrosión) volcánicas, podrían considerarse como partes correspondientes a las zonas de enfriamiento rápido de emisiones subvolcánicas.

Depresiones topográficas del terreno determinan el techo de los porfiroides con intercalaciones de 15-20 m. de pizarras, argilitas con calizas y areniscas criptocristalinas, compuestas por cuarzo y material sericito-arcilloso. Dada su composición y textura de grano fino, podemos afirmar una correlación estrecha con los porfiroides en que se engastan, tratándose probablemente de cenizas volcánicas (cineritas).

La formación detrítica típica basal, con unos 600-800 m., está especialmente representada y determinada en el sinclinal de Fuente de Cantos, en donde los conglomerados poligénicos basales (cg), alcanzan su máximo espesor en el paraje de Cabeza Gorda. En general groseros y mal calibrados, están constituidos por clastos de diámetro medio máximo de 5-9 cm., de cuarcitas negras, areniscas arcósicas, pizarras grises, esquistos grauváquicos y esporádicamente calcáreos, cementados por una matriz samítico-arcillosa de color verde. Sus características sedimentológicas, así como su débil continuidad cartográfica obran en contra de la opinión generalizada de aceptarlos como nivel basal de las series cámbricas. En nuestra opinión están en franca concordancia estratigráfica con los depósitos inmaduros de la serie de transición de marcado carácter clástico, expresión que toma en estos conglomerados mayor dimensión, pues marcarían deposiciones de mayor cuantía en relación con posibles movimientos epirogénicos.

Suprayacentes quedan episodios de arenisca arcósica y arenisca micácea en bancos de 60-80 cm., que son cuarcíticas esporádicamente y están representadas en el mapa geológico por una sobrecarga. Son rocas grises de grano medio, compactas, en las que se conserva claramente las estructuras y características sedimentarias primarias. En lámina delgada aparecen compuestas por cuarzo, plagioclasa y una matriz constituida esencialmente por material feldespático y arcilloso con recristalización de éstas en finas láminas. El cuarzo aparece en clastos deformados y estirados paralelamente a la dirección de deformación principal NO.-SE.

Los elementos más pelíticos definen pizarras verdosas sericíticas, a veces con tonos pardos, causados por las oxidaciones de óxidos de Fe

presentes. Termina este tramo con materiales detríticos más finos, a veces de colores azulados, análogos a los descritos por FRICKE (1951) en las capas altas de las capas del Tambor (Hoja de Guadalcanal y Constantina), con intercalaciones de capas carbonáticas a veces detríticas, en donde se observan fajas silíceas progresivamente más potentes hacia el techo (Hojas de Almadén de la Plata, Constantina y Navas de la Concepción).

La edad de esta formación, cuyo muro queda en muchas ocasiones difícil de definir, al realizarse por tránsito gradual en la mayoría de los casos con los materiales inmaduros de transición, no ha sido determinada paleontológicamente, si bien en ella se ha encontrado un nivel muy constante con numerosas pistas y huellas de anélidos (?) hasta ahora inclasificables (Hojas de Alconchel, Burguillos del Cerro, Zafra). La edad asignada como cambriana inferior, es por correlación estratigráfica con zonas en donde yacen por debajo de series carbonatadas ricas en fauna de arqueociátidos + trilobites, de edad cámbrica inferior (Hojas de Zafra, Constantina, Guadalcanal).

Respecto a su equivalencia con otras áreas del macizo Hespérico, es bastante coherente su asignación a las capas de Candana descritas por WALTER (1966), situadas por debajo de las calizas de Vegadeo consideradas en grandes líneas como suprayacentes a las de Alconera. En ellas aparecen con frecuencia numerosos restos y huellas de anélidos, clasificados como *hyolitoideos*.

Respecto a los materiales porfiroides (con dos deformaciones observadas, una de formación de glándulas u ocelos orientados con recristalización de la matriz y otra de distorsión y fracturación interna del cristal) podemos sugerir que se trata de rocas de probable participación volcánica de naturaleza riolita a riodacítica (presencia de cuarzos magmáticos corroídos) emitidas ya en épocas precámbricas (dada su intercalación entre materiales de la «serie negra») y reelaboradas con posterioridad, dando lugar a series detríticas precámbricas y cámbricas en ámbitos alejados del centro de emisión, que se situaría al Norte de Santa Olalla del Cala, en los pórfidos de Cala como ya detallara H. ENRILE (1971). Estas facies marcarían un período de inestabilidad, en relación con una tectónica de expansión, correspondiéndose seguramente con procesos de volcanismo iniciados en el Precámbrico Superior, directamente implicados con la dinámica cortical.

2.2.1.2 Formación carbonatada (CA₁₂)

En el presente apartado se pone de manifiesto por una parte la distribución de las facies carbonáticas en el contexto de la geología del SO., y por otra la relación que éstas guardan con la tectónica regional.

En general sus afloramientos configuran verdaderos complejos de rocas carbonatadas con incidentales intercalaciones de brechas calcáreas conglomeráticas, más o menos marmorizadas, siendo patente la existencia de medios sedimentarios diferentes, a lo largo de su columna estratigráfica. El muro de la formación está representado por calizas y dolomías laminadas, culminando con margas y pizarras rojizas con pequeños niveles calcáreos intercalados.

Estratigráficamente es de vital importancia, al representar hasta ahora el nivel fosilífero más bajo de edad cámbrica existente, pudiéndose considerar en líneas generales como formación isocrónica. En ocasiones y sobre todo en el dominio meridional falta la formación detrítica inferior (CA₁₁), quedando las calizas en contacto directo con series azoicas que muy bien pueden representar el paso del Infracambriano-al Cambriano, que hemos incluido en el mapa geológico como terrenos infracámbricos por su aspecto composicional y textural.

Esta formación fue denominada con diversos nombres dentro del área de estudio por otros tantos autores. Así, FRICKE (1941, 1951), las denomina Caliza del Agua en honor del paraje Sierra del Agua, al S. de Guadalcanal; MELENDEZ-MELENDEZ (1941) las denominó calizas de Alconera en la región de Zafra; SCHNEIDER (1941) utiliza la denominación de calizas de Cañuelo para su zona de estudio; SIMON (1951) las denomina Capas de Campoallá, según el paraje del mismo nombre situado en la Hoja de Constantina, y LOTZE (in LOTZE & SDZUY, 1961) emplea la denominación de Caliza del Agua para los términos más masivos y puros de la formación carbonática y Capas de Campoallá para los tramos de calizas y pizarras alternantes.

Su distribución irregular, así como su variable espesor, motivado bien por los frecuentes cambios de facies o por causas tectónicas (laminaciones o repeticiones tectónicas), hacen muy difícil el establecimiento de una columna estratigráfica detallada de extensión regional; no obstante, existen zonas tranquilas en donde sí ha sido posible hallar un cuadro coherente de amplio espaciado.

Especialmente en el dominio septentrional y central (flanco N. del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso) la formación carbonática se compone, de muro a techo, de los siguientes términos:

- Calizas bandeadas de color algo azuladas, según delgados bancos con pizarras y lechos ferruginosos en gran proporción, que definen la base de la formación. El espesor es variable desde 60 a 30 m. e incluso pueden no estar representadas en algunas áreas.
- Calizas de tonos claros a rosados (marmorizadas) con débiles intercalaciones pizarrosas verde rojizas, que definen el elemento estructural S. (estratificación). Estos términos, de tan difícil control es-

tructural motivado por la enorme recristalización sufrida, son los que alcanzan mayor desarrollo, pudiendo formar en ocasiones la parte inferior de la formación.

- Calizas magnesianas y dolomías sacaroideas blancas (en gran parte marmorizadas); localmente en Alconera (Hoja de Zafra) y en las Hojas de Guadalcanal y Constantina, aparecen formaciones arrecifales (biohermales) con abundantes pruebas paleontológicas, conformando el techo calcáreo.

El paso de los términos carbonatados superiores a la formación detrítica superior CA₁₃, se realiza a través de tramos de margas y pizarras rojizas —en parte sericíticas— con calcoesquistos, intercalándose calizas azuladas a verdosas a veces brechoideas. Este tipo de tránsito es general y ocupa grandes zonas en las Hojas de Zafra, Guadalcanal, Puebla de Maestre, Constantina, Aracena, etc.

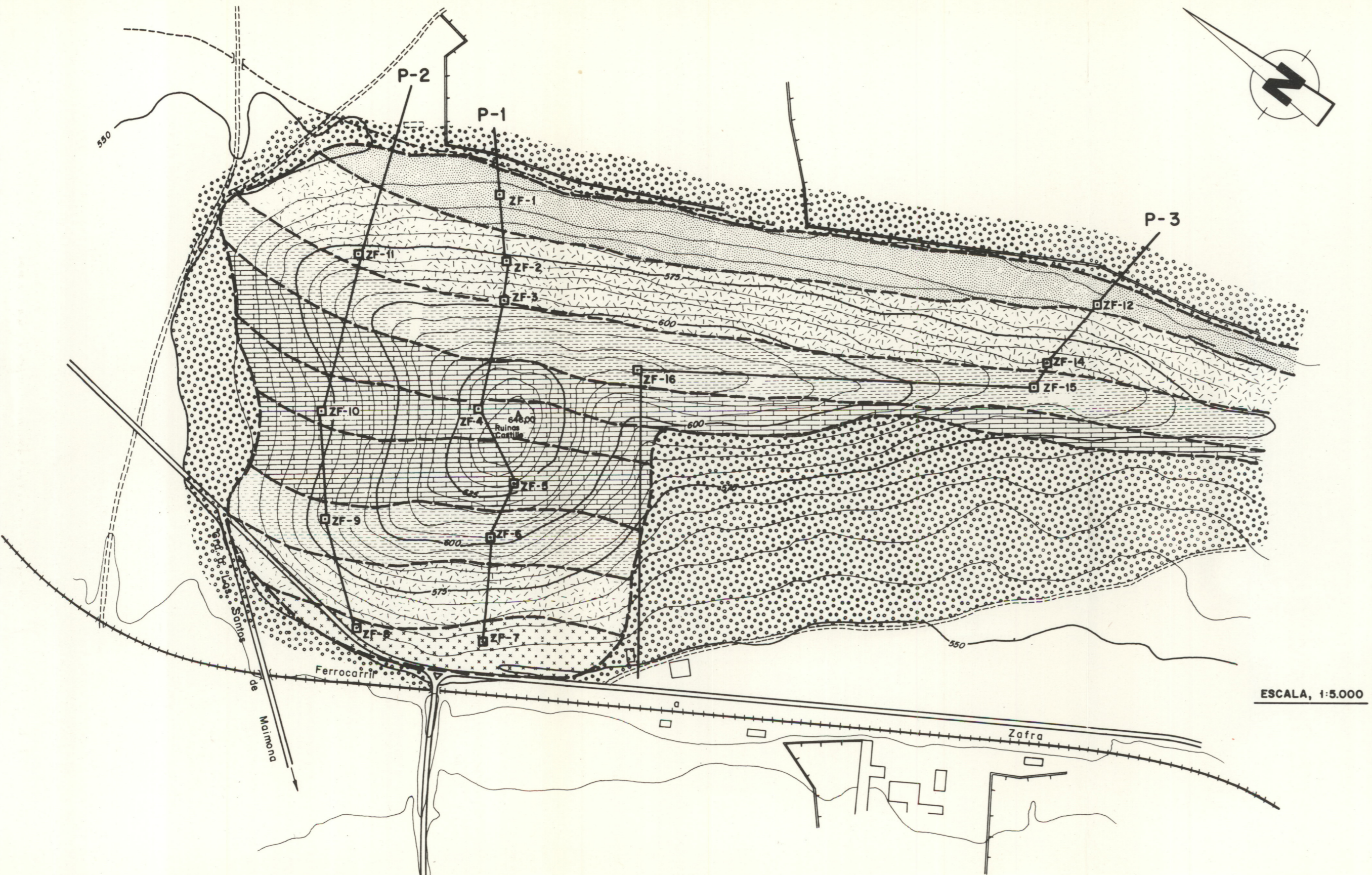
Excepcionalmente en/y dentro del techo se localiza un volcanismo básico (Hojas de Puebla de Maestre y Constantina), que se inicia con material piroclástico (Hoja de Santa Olalla del Cala), alcanzando su máximo paroxismo hacia el final del Cambriano Inferior, y fundamentalmente en el Cambriano Medio. Estas rocas, a veces claramente interestratificadas y otras no tan claramente con las rocas carbonatadas, han podido generarse como productos de un volcanismo tipo eugesinclinal en épocas contemporáneas a subcontemporáneas a la sedimentación, tal como ya lo expresaron MACPHERSON (1879), FABRIES (1963) y VAZQUEZ GUZMAN et al. (1969). Sin embargo, no ha de excluirse la evidencia de diques básicos tardíos a la sedimentación cámbrica (visibles en las canteras de Alconera y de los Santos de Maimona), hecho igualmente señalado por MELENDEZ & MINGARRO (1962) en las Hojas de Constantina y Guadalcanal.

El contenido en Mg es considerable e irregular, mostrando una variación progresiva paulatina de muro hacia los términos intermedios de la columna estratigráfica, en donde se alcanza su más alto grado, disminuyendo progresivamente hacia el techo, hacia términos de bajo contenido. A continuación se expresa en una tabla de valores (cuadro 1), obtenida en el Cerro del Castillo de los Santos de Maimona (Hoja de Zafra), desde el muro al techo de la formación, expresando el contenido en % en peso. Igualmente se ha realizado la diferenciación cartográfica a escala 1:5.000 de los tramos de acuerdo al contenido en % en peso de CaO, MgO y SiO₂, relacionándolo con la pérdida de calcinación (pF) (fig. 4) *.

En la zona meridional, eje de Aroche-Aracena-Almadén de la Plata, aflo-

* Del informe realizado por uno de nosotros (F. P.) para EUROTECSA (1974).

DISTRIBUCION CARTOGRAFICA DE LOS TRAMOS CARBONATADOS DE LAS FORMACIONES CA₁₂ EN EL CERRO DEL CASTILLO DE LOS SANTOS DE MAIMONA



ESCALA, 1:5.000

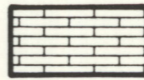





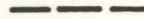
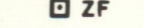
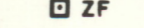

	CALIZAS BLANCAS A GRISAS A VECES BANDEADAS MUY SILICEAS
	Relación $\frac{Ca. O.}{100-PF}$ de 0,684 a 0,895
	Relación $\frac{Mg. O.}{100-PF}$ de 0,005 a 0,016
	Relación $\frac{Si. O_2}{100-PF}$ de 0,068 a 0,0212
	CALIZAS EXCEPCIONALMENTE MAGNESIANAS GRISAS, BANDEADAS
	Relación $\frac{Ca. O.}{100-PF}$ de 0,877 a 0,952
	Relación $\frac{Mg. O.}{100-PF}$ de 0,006 a 0,040
	Relación $\frac{Si. O_2}{100-PF}$ de 0,024 a 0,063
	CALIZAS MAGNESIANAS EN ALTERNANCIAS CENTIMETRICAS
	Relación $\frac{Ca. O.}{100-PF}$ de 0,797 a 0,878
	Relación $\frac{Mg. O.}{100-PF}$ de 0,008 a 0,07
	Relación $\frac{Si. O_2}{100-PF}$ de 0,022 a 0,253
	CALIZAS EN GRUESOS BANCOS, Y DE TIPO SACAROIDEO
	Relación $\frac{Ca. O.}{100-PF}$ de 0,928 a 0,952
	Relación $\frac{Mg. O.}{100-PF}$ de 0,012 a 0,020
	Relación $\frac{Si. O_2}{100-PF}$ de 0,014 a 0,041
	FACIES CONTAMINADAS Y RECRISTALIZADAS
	Relación $\frac{Ca. O.}{100-PF}$ de 0,693 a 0,850
	Relación $\frac{Mg. O.}{100-PF}$ de 0,008 a 0,009
	Relación $\frac{Si. O_2}{100-PF}$ de 0,221 a 0,245
	DERRUBIOS DE LADERA Y SUELOS
	SIGNOS CONVENCIONALES
	CONTACTO GEOLOGICO DE SITUACION GRADUABLE
	SITUACION DE MUESTRAS ANALIZADAS
	PERFILES

FIG. N° 4

ran términos carbonatados que definen una vasta estructura anticlinal de vergencia S. Se trata de rocas muy recrystalizadas (mármoles de grano medio a grueso en los dominios de Aracena) compuestos de granos de carbonato cálcico maclados con serpentina (pseudomórfica de forsterita y brucita), circón y opacos, formando un mosaico cristalino. Culmina dicha formación con episodios dolomíticos de alto grado de tectonización, esquistos y cuarzoquistos, intercalándose metavolcanitas que alcanzan gran desarrollo en los términos superiores.

La conservación de restos fósiles en estos materiales de alta recrystalización se presenta problemática, correlacionándose con los restantes (de los dominios septentrional y central) dada su posición estructural así como su desarrollo entre términos de análogas semejanzas litológicas («serie negra» y formación detrítica superior CA₁₃ con lentejones calcáreos).

El cálculo de espesores es difícil y más generalizarlo para toda la formación, dada la gran extensión del estudio. A las irregularidades sedimentológicas (con entornos muy limitados de biohermos y biostromos) hay que unir una tectónica general de carácter diferencial debido a las disarmonías producidas por sus distintas características mecánicas, que pueden multiplicar la serie por repeticiones tectónicas. Tal carácter ha llegado a generar en el flanco meridional del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, una tectónica tangencial que va desde pliegues volcados a acostados, con transposiciones inversas y verdaderos cabalgamientos (Hojas de Villanueva del Fresno, Higuera la Real, Monesterio, Santa Olalla del Cala). Se puede estimar, no obstante, que el espesor oscila entre unos pocos metros hasta 350-400 m. como máximo.

Estos materiales y su fauna, ya conocida como cámbrica desde el siglo pasado por MACPHERSON (merced a la cita de *Archaeocyathus marianus* en la parte N. de la provincia de Sevilla, Hoja de Constantina), fueron estudiadas desde el año 1935 por HERNANDEZ PACHECO, E., y posteriormente por MELENDEZ (1941), quien realiza la descripción de la fauna de Alconera (Hoja de Zafra) equiparando este yacimiento al ya clásico del Cerro de las Ermitas de Córdoba. La fauna hallada en Alconera y citada por MELENDEZ en la Hoja geológica de Zafra (ROSSO DE LUNA & HERNANDEZ PACHECO, F., 1956) consiste en:

Archaeocythellus Cordobae, SIMON.

Archaeocythellus Pachecoi, MEL.

Archaeocyathus Sinnosus, BORM.

MELENDEZ & MINGARRO (1962) estudian detenidamente la fauna de Alconera, descubriendo un género nuevo, *Alconera cyathus*, y varias especies más, que junto con el descubrimiento de los trilobites asociados y

estudiados por GIL CIL (1973), apoyan la inclusión de las capas calco-dolomíticas en el Cambriano Inferior por debajo del nivel 9 de LOTZE.

2.2.1.3 Formación detrítica superior (CA₁₃)

Sobre la formación carbonatada descrita anteriormente y en paso gradual progresivo, se hallan términos pizarrosos y samíticos bastante homogéneos constituyendo la culminación de los materiales cámbricos allí donde los representantes del Cambriano Medio no están presentes.

Fueron descritos por FRICKE (1941, 1951), bajo la denominación de capas de Benalija; por SIMON (1951), con el nombre de capas versicolores de Alanís, y más modernamente por FABRIES (1963), quien usa el nombre de capas de Alanís, siguiendo el trabajo de SIMON.

Se trata, en líneas generales, de una formación semipelítica en donde se da toda clase de tránsitos, pasándose de pizarras a areniscas al aumentar el tamaño de la fracción detrítica, formada por material arcilloso sericítico y por cuarzo y feldespato potásico, distribuidos dentro del conjunto del material arcilloso o formando fajas arenosas alternantes, en donde se puede medir perfectamente la estratificación S₀, o bien la esquistosidad principal subparalela. Predominantemente son de color verdoso, rojizo a violáceo, presentando intercalaciones calcáreas en las zonas meridional y central (región suroriental) y areniscas en la parte superior de la columna estratigráfica. Si bien es plausible establecer subdivisiones litológicas, creemos que será difícil realizarlas cartográficamente a escala regional, dada la variabilidad del medio sedimentario.

La distribución de capas dentro de esta formación varía de la zona septentrional o central a la meridional. En las Hojas de Zafra, Fuente de Cantos, Llerena, Guadalcanal y parte de Puebla del Maestre se encuentra en contacto directo con calizas y dolomías una sucesión litológica que de muro a techo consta de:

300-350 m. de pizarras arcillosas violáceas, que se tornan localmente en calcoesquistos con calizas, seguidas de 500-600 m. de pizarras y areniscas verdes, culminando la formación con 200 m. de pizarras, areniscas y grauvacas en ritmo flysch, cuyo espesor y contenido cuarcítico aumenta progresivamente.

En la zona meridional y fundamentalmente formando parte del flanco S. del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso en las Hojas de Olivenza, Alconchel, Villanueva del Fresno, Higuera la Real, Monesterio, Santa Olalla del Cala, etc., es posible diferenciar un tramo de pelitas violáceas (pizarras abigarradas, CA_{13p}) de espesor variable, que disminuye hacia el noroeste, en donde llega a desaparecer (Hojas de Olivenza, Alconchel, Villanueva del

Fresno) y un importante tramo definido por alternancias de areniscas y pizarras correlacionable con las series detríticas de la zona septentrional.

Se presentan en contacto con calizas, 0-300 m. de pizarras y arcillitas violáceas, a veces tipo Kramenzel con monótonas alternancias de pizarras y areniscas grises, según espesor total de 650-800 m. con débiles intercalaciones diabásicas.

En la base de esta formación CA₁₃, de características litológicas muy constantes, es donde se sitúa la fauna de trilobites de Alconera, Cala, Herrerías, Llerena, Alanís y Guadalcanal, contrariamente a lo que ocurre con la fauna de Vila-Boim (Hoja de Elvas), en Portugal, que aparece en las facies detríticas tipo flysch (cuarcitas micáceas, filíticas o arcósicas).

En superposición de las alternancias, existe principalmente en las Hojas de Higuera la Real, Monesterio y Santa Olalla del Cala, un conjunto de pizarras violáceas y grauvacas con diabasas uralitizadas y espilitas según espesor máximo de 350 m., que en la zona de Cumbres Mayores contienen fauna de Trilobites, aun del Cambriano Inferior alto, GIL CID (1971).

Las grauvacas aparecen intercaladas junto a pizarras verdes, según bancos de 2-4 cm. de potencia, estando formadas por cuarzo, plagioclasa y materia sericítico-arcillosa como matriz, con turmalina y fragmentos de rocas como accesorios.

Por otra parte, en el eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata y especialmente en las Hojas de Aroche y Aracena, se desarrollan materiales heterogéneos y complejos, formados por neises, esquistos y micaesquistos con episodios volcano-sedimentarios, lentejas carbonáticas y cuarcitas conformando una serie de unos 600-700 m. En el muro se localizan neises grises con cuarcitas oscuras grafitosas y niveles cipolínicos. Los neises están compuestos fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico, biotita y moscovita con circón y opacos como accesorios. Los silicatos aluminicos presentes son \pm cordierita \pm sillimanita y \pm andalucita. Neises diopsídicos son frecuentes junto a cuarcitas anfibólicas y lentejas calcáreas de extensión y potencia variable. Estas son de grano medio-grueso, están bien recristalizadas y el elemento estructural S₀ es identificable por las frecuentes intercalaciones de otras rocas de silicatos cálcicos y de anfibolitas o esquistos anfibólicos. La composición petrográfica más frecuente es de calcita, olivino, dióxido, hornblenda y flogopita con cuarzo, opacos y a veces serpentina.

Las rocas volcánicas ácidas poseen textura neísica, definida por la orientación de los elementos micáceos y por las glándulas de cuarzo corroído y feldespato potásico, automorfo y albitizado, englobadas por una matriz cuarzo-sericítica-clorítica. Las básicas muestran igualmente un acusado desarrollo de esquistosidad de flujo-fractura, asemejándose en ocasiones a las anfibolitas suprayacentes de las zonas externas.

Metamórficamente esta formación (CA₁₃) corresponde a la facies de pizarras verdes, excepción del eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata, englobando a tipos petrográficos desde pizarras a areniscas cuarzo-feldespáticas con variado porcentaje en material arcilloso de color gris rojizo, debido a la existencia de óxidos de hierro.

Es preciso remarcar la importancia faunística de esta formación, que se halla fundamentalmente en los primeros tramos litológicos (pizarras violáceas). Faunísticamente hablando destacan tres puntos importantes:

En el área de la Hoja de Guadalcanal y en las inmediaciones de la estación de Alanís, SIMON, conjuntamente con RICHTER, encontró una fauna de trilobites (Saukianda) que consideraron como correspondientes al Cambriano Superior (R. & E. RICHTER, 1940, 1949; SIMON, 1950, 1951) hasta que HUPE (1952, 1953) demuestra, por hallazgos realizados en Marruecos, que la fauna de Saukianda es inferior a la de Paradoxides, considerándose en consecuencia aquélla como perteneciente al Cambriano Inferior. Esta fauna, junto con la hallada posteriormente, fue revisada por SDZUY (in LOTZE & SDZUY, 1961; SDZUY, 1962) quien encontró diferentes franjas de trilobites junto con arqueociátidos, distribuyéndose en el siguiente orden:

1. Faja de cornuta-sevillana.
2. Faja de c. f. speciosos-morénica.
3. Faja de alanisana-saukianda.
4. Faja de saukianda-guillermoi.

En una revisión hecha por DEBRENNE (in DEBRENNE & LOTZE, 1963) se citan las siguientes especies:

Ajacyathus cf. *eremitre*, SIM.
Ajacyathus acutus, BRON.
Ajacyathus aff. *acutus*, BORN.
Ajacyathus cf. *acutus*, BORN.
Ajacyathus cf. *umbrella*, BORN.
Coscinyathus sp. 1.
Coscinyathus sp. 2.
Coscinyathus sp. 3.
Coscinyathus cf. *corbicula*, BORNEAMANN, 1887.
Coscinyathus cf. *arquatus*, VOLOGDIN, 1940.
Pluralicoscinus alanisensis, DEBRENNE.

que representan al Cambriano Inferior.

GIL CID (1972) en estos mismos dominios encuentra *Strenueva Sampe-layoi*, R. E. RICHTER, 1940 y *Strenueva Melandezii* N, 1p., situando a las

series estratigráficas engastadas en el Cambriano Inferior (Marianense Superior), equiparándolas con la parte superior de las pizarras de Huérmeda, de la Cordillera Ibérica.

Otro punto de interés faunístico lo constituye el Cambriano de la zona de Cala (Hoja de Santa Olalla del Cala). La clasificación de la fauna fue realizada por R. y E. RICHTER, siendo revisada posteriormente por otros especialistas. SDZUY ha dado la siguiente lista de trilobites (tomada de la Hoja de Santa Olalla del Cala):

Calodiscus Schucherti ibericus, SDZUY, 1962.
Delgadella Souzai, DELGADO, 1904, n. sp.?
Judamia? loztei, R. y E. RICHTER, 1941.
Gigantopygus cf. *bondoni*, HUPE, 1953.
Longianda? sp.
Rinconia Schneideri, R. y E. RICHTER, 1941.
Triangulaspis fusca, SDZUY, 1962.
Hicksia hispanica, R. y E. RICHTER, 1941.
Atops? Calanus, R. y E. RICHTER, 1941.
Eodiscus llarenai, R. y E. RICHTER, 1941.
Serrodiscus serratus, E. RICHTER, 1941.
Serrodiscus speciosus silesius, R. y E. RICHTER, 1941.

El tercer punto faunístico se sitúa en la región de Zafra, en la culminación de la formación carbonatada de Alconera, cuya clasificación efectuada por SDZUY (in LOTZE & SDZUY, 1961) corresponde al Cambriano Inferior alto, relacionándose con los yacimientos de Cala y de Alanís. La fauna hallada recientemente por GIL CID (1973), junto con los arqueociátidos presentes, corroboran esta datación.

Dada la importancia de esta formación en el contexto de la geología regional del SO., se considera, aunque queda fuera del ámbito del estudio, la fauna recogida al O. de Vila-Boim y nordeste de Vila-Fernando, descrita ya por NERY DELGADO (1904) y revisada posteriormente por TEIXEIRA (1952). Según este autor (en Hoja geológica de Elvas), las especies que están representadas son:

Callavia choffati, DELGADO, 1904.
Delgadella souzai, DELGADO, 1904.
Delgadella souzai caudata, DELGADO, 1904.
Hicksia elvensis, DELGADO, 1904.
Lingulella delgadoi, WALCOTT, 1912.
Modiolopsis bocagei, DELGADO, 1904.
Hyalites lusitanicus, DELGADO, 1904.
Hyalites sp.

El conjunto indica la parte superior del Cambriano Inferior, comprendidas en el nivel IV de las faunas del Cambriano de la Península Ibérica de LOTZE.

Como resumen del contenido faunístico, adjuntamos a continuación un cuadro sinóptico de GIL CID (1973), en el que se relacionan las especies de trilobites, zonas estratigráficas en que se localizan y los yacimientos en donde se encuentran (cuadro 2).

CUADRO NUM. 2

	GENEROS Y ESPECIES	ZONAS DE LOTZE	YACIMIENTOS
Cambriano Medio	<i>Clenocephalus bergeroni</i>	30	Zafra, Villafeliche
	<i>Balijella barriensis</i>	28	Zafra, Barrios de Luna, Murero B 8
	<i>Jincella sulcata</i>		
	<i>Paradoxides prodoanus</i>	24	Zafra, Calizas rojas de León, Murero B 7
	<i>Conocoryphe heberty</i>		
	<i>Sao sp.</i>		
	<i>Pardailhania hispanica</i>		
Cambriano Inferior	<i>Ctenocephalus antiquus</i>	22	Zafra, Capas de Murero B 4
	<i>Paradoxides brachirhachis</i>		
	<i>Parabailiella languedocensis</i>	21	Zafra, Capas de Murero B 3
	<i>Strenueva sampelayoi</i>	19	Zafra, Alanís, Murero A 11, Guadalcanal 3
	<i>Strenueva melendezi</i>		
	<i>Realaspis strenoides</i>		
	<i>Pseudolenus wegenni</i>	13	Zafra, Los Cortijos, Arenisca de Daroca
	<i>Kingespis velatus</i>		
	<i>Saukianda andaluside</i>		
	<i>Perrector perrectus</i>	12	Zafra, Alanís, Capas de Lobo
<i>Alanisia guillermois</i>			
<i>Serrodiscus speciosus</i>	10	Zafra, Totanés	
<i>Delgadella sp.</i>			
<i>Hicksia hispanica</i>	8	Zafra, Alanís, Cumbres Mayores, Pizarras de Huermeda, Cala, Vila Boim (Portugal)	
<i>Rinconia schneideri</i>			
<i>Gigantopyqus bandoni</i>			

Relación esquemática de las especies de Trilobites pertenecientes al Cámbrico (Inferior y Medio), zonas estratigráficas en que se localizan y yacimientos en que se encuentran (GIL CID, 1973).

Los yacimientos que figuran en negrilla corresponden al SO. de España.

2.2.2 CAMBRIANO MEDIO (CA₂₁)

A techo de las formaciones cámbricas descritas anteriormente se encuentra un conjunto litológico de naturaleza pelítica que contiene hasta ahora los únicos trilobites del Cambriano Medio en la zona de estudio.

Conforman esta formación una secuencia litológica definida por areniscas-cuarcíticas, pizarras micáceas y arcillosas con volcanitas básicas intercaladas en tránsito hacia el techo a secuencias volcano-sedimentarias.

Se ha tomado como muro de la formación un paquete de cuarcitas en bancos centimétricos (0-40,0-60 cm.) y potencia total máxima de 120 m. en la Sierra de Castellar (Hoja de Zafra) en base a la existencia de facies conglomeráticas de reducida extensión dentro de diversos niveles de estos afloramientos clásticos (Hojas de Zafra, Higuera la Real y Encinasola), en oposición a los criterios mantenidos por otros autores, tales como ROSSO DE LUNA & HERNANDEZ PACHECO, F. (1955), BARD (1964), VEGAS (1971). Los autores de la Hoja geológica de Zafra las atribuyen al Siluriano Inferior por las analogías con la cuarcita armoricana del resto de España. Para BARD, representarían el paso o tránsito de las areniscas grauváquicas infrayacentes del Cambriano Medio o Superior, estimando incluso la posibilidad que pueden representar las partes basales del Cambriano Superior. VEGAS sitúa estos términos en la parte alta del Cambriano Inferior, representando la culminación del flysch cuarzopelítico desarrollado en las partes altas de este Cambriano. Con esta última atribución se presentan unas diferencias mínimas estratigráficas, mantenidas merced a consideraciones sedimentológicas que indican una discontinuidad de sedimentación entre el flysch del Cambriano Inferior y estas cuarcitas; hecho que va unido con el comienzo de actividad de un volcanismo de tipo espilítico.

Estas cuarcitas son de grano fino a medio, presentan un color grisáceo con abundantes manchas de óxidos de hierro y es evidente una abundante recristalización de la fracción arcillosa, según finas láminas de sericita.

Suprayacentes o bien en ausencia de este paquete cuarcítico, aparecen areniscas, pizarras arcillosas y grauvacas grises con espesores que oscilan entre 170-300 m., existiendo todos los pasos intermedios entre arenisca y pizarra, al igual que en la formación infrayacente (CA₁₃). Las pizarras están formadas por material arcilloso-sericítico, alternando con niveles arenosos, que son areniscas amarillentas con cuarzo y feldespato fundamentalmente, en paso hacia términos volcano-sedimentarios definidos por rocas volcánicas básicas (lavas melanocráticas) con abundantes silicatos de hierro, preludio de las efusiones volcánicas posteriores que se depositarán concordantemente.

La secuencia culmina con 180-250 m. de arenisca y pizarra, que en la región de Zafra definen el núcleo sinclinal de las series cámbricas. Se trata de rocas grises claras de grano fino de débil foliación compuestas por cuarzo, sericita y material arcilloso principalmente, con clorita, turmalina y opacos (óxidos de hierro) como accesorios. Microscópicamente aparecen bandas formadas por laminillas de sericita paralelas con otras en las que predomina el componente detrítico (cuarzo), existiendo todos los tránsitos posibles entre arenisca y pizarra, por cambios en la granulometría del componente clástico.

En la zona meridional y en el eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata (Hojas de Aroche y Aracena), esta formación está definida por alternancias métricas a decimétricas de cuarcitas micáceas con micaesquistos, esquistos anfibólicos y anfibolitas con un espesor total de unos 600-800 m. En estos términos se desarrollan andalucita y granate, estando pseudomorfizados por agregados micáceos.

Las cuarcitas, que se presentan en alternancias decimétricas con lechos esquistosos, son de color gris rosado pálido y definen un buen nivel guía para establecer el tránsito con los materiales infrayacentes. Los esquistos, rocas de color verde a marrón oscuro, presentan numerosos repliegues de 2.ª y 3.ª fase con abundante segregación de cuarzo que ocupa las charnelas de los mesopliegues. Presentan como componentes principales cuarzo, moscovita y clorita, así como incidentalmente andalucita, biotita y apatito. Suelen intercalarse esquistos anfibólicos y emisiones volcánicas esquistosadas que restringidamente aparecen según manchas discontinuas, definiendo el techo del conjunto metamórfico en estos entornos.

La formación CA₂₁ muestra un débil metamorfismo (facies esquistos verdes) a excepción de la zona meridional, en donde se alcanza la subfacies de cuarzo-albita-moscovita-andalucita.

Por tanto, se conservan perfectamente las estructuras sedimentarias primarias, tales como estratificación graduada, huellas de carga, etc.

Su edad fue determinada merced a los yacimientos descubiertos por BARD (1964) en la carretera de Zafra a Lapa y en los contornos de la Sierra Castellar (Hoja de Zafra), siendo clasificados por HUPE como sigue:

Acadoparadoxides sp.

Paradoxides sp.

Parabailiella cf., THORAL.

Paradailhamia cf. hispica, THORAL.

Representarían la parte inferior del Cambriano Medio, correspondiéndose en las divisiones de LOTZE con el horizonte 21.

2.2.2.1 Volcanitas básicas (V_b)

Sobre las formaciones cámbricas descritas anteriormente o bien intercaladamente, existe, tanto en las zonas septentrional o central como meridional, una formación volcánica básica atribuida al Cambriano Inferior alto en sus primeros estadios o al Cambriano Medio en la época de mayor actividad. Este volcanismo está constituido fundamentalmente por material espilitico con abundantes procesos de cambio químico-mineralógicos, mostrando esporádicamente características típicas de erupciones submarinas sinsedimentarias (pillows) con fracturas radiales de retracción. Probablemente se trate de erupciones tranquilas localizadas a lo largo de fisuras en los fondos oceánicos y desarrolladas a no gran profundidad.

El tránsito con las areniscas y pizarras adyacentes es a través de zonas ricas en diques y sills, que pasan a constituir gradualmente el muro de la formación, cuyo espesor oscila entre escasos metros a 350 m., allí donde alcanzan su máximo espesor en las regiones de Cumbres y Fuentes de León (Hojas de Higuera la Real y Monesterio).

Cartográficamente los materiales piroclásticos submarinos se han incluido junto al resto de los elementos masivos emitidos, presentándose las tobas hacia los bordes y muro de la formación. Análogamente se ha hecho lo mismo (dada su escasa representación) con los materiales volcánicos ácidos desarrollados particularmente en las Hojas de Alconchel, Villanueva del Fresno, Higuera la Real, Zarra, etc.

Macroscópicamente son rocas de color verde-oscuro a pardo-rojizo, ofreciendo aisladamente disposición de lavas almohadilladas, conservando formas esferoidales englobadas en las masas piroclásticas allí donde las estructuras tectónicas deformativas no han sido tan acusadas. Junto a la superficie externa es corriente la concentración de vacuolas, algunas deformadas según el plano de esquistosidad principal y revestidas por masas de calcita y epidota.

Están compuestas por plagioclasa y anfíbol (hornblenda), con epidota, clorita y carbonatos como accesorios. El plagioclasa que aparece normalmente, según cristales alargados maclados y cruzados entre sí está albitizado. En general presentan un proceso avanzado de propilitización y generación de carbonatos (principalmente calcita), llegando en ocasiones a formarse importantes cantidades.

Las rocas de naturaleza ácida están constituidas por fragmentos más o menos angulosos de feldespato potásico y clastos de rocas en los que se observan intercrecimientos gráficos de cuarzo y feldespato, rodeados todos ellos por granos de cuarzo y láminas de biotita.

Las tobas que, en corte fresco, tienen coloración gris oscura, están altamente meteorizadas, siendo entonces el color característico pardo-rojizo. En estas rocas, fenocristales de feldespato, con cuarzo y plagioclasa (muy sericitizado) y fragmentos pétreos, destacan en una matriz de grano fino con abundantes opacos (probablemente óxidos de hierro).

En la zona meridional, entre Las Cefiñas-El Puerto y desde La Corte a Puerto Lucía, principalmente (Hojas de Aroche y Aracena), aparecen metavolcanitas básicas intercaladas entre esquistos cloríticos y/o anfibólicos, que por su posición en la columna litoestratigráfica hemos incluido como equivalentes a las volcanitas de las regiones septentrionales ya descritas. BARD (1969) establece diferentes tipos o categorías de acuerdo a su yacimiento, pudiendo sintetizarse en:

- a) Volcanitas estratoides efusivas con sus equivalentes piroclásticos.
- b) Volcanitas estratoides extrusivas (sills).
- c) Volcanitas que cortan a la estratificación.

Las rocas estratoides efusivas definidas por BARD (1969) como metabasitas augíticas porfiroides están formadas por fenocristales de plagioclasa, zonados muy alterados, y augita, parcialmente convertida en uralita, clorita y leucoxeno.

Los diques, rocas compactas grises a algo verdosas, de grano fino con textura granoblástica, aparecen compuestos por plagioclasa (An 10%) y anfíbol, con epidota, leucoxeno, carbonatos, esfena y opacos como accesorios.

2.3 ORDOVICIENSE (OR)

En la región estudiada aparecen terrenos atribuidos al Ordoviciense representados, bien por facies cuarcíticas correlacionables con las cuarcitas armoricanas sobre las que descansan pizarras oscuras, o bien por potentes formaciones de pizarras verdes, y areniscas, en oposición a la idea tradicional de aceptar únicamente como terrenos ordovícicos aquellos en donde se desarrollan las cuarcitas arenigienses de crucianas, considerados a tal fin como nivel cronoestratigráfico.

Se establece su diferenciación a partir de la desaparición de los niveles cuarcíticos del dominio de la zona septentrional (Hoja de Usagre), aflorando ya en la región suroriental de la zona central (Hojas de Almadén de la Plata, Ventas Quemadas y Palma del Río), materiales formados exclusivamente por secuencias pelíticas a semipelíticas.

Tales materiales, atribuidos al Ordoviciense, aparecen en el flanco me-



ridional del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso (Hojas de Olivenza, Alconchel, Oliva de la Frontera) en contacto anormal con las series cámbricas.

El Ordoviciense de la zona septentrional se apoya sin discordancia tectónica visible sobre materiales cuarzo-pelíticos atribuidos al Cambriano Inferior alto, quedando muy problemática la existencia de términos ordovícicos inferiores a la cuarcita arenigiense, a no ser que aquéllos representen series comprensivas, cambro-ordovícicas. De todas formas, parece evidente por criterios sedimentológicos una discordancia sedimentaria entre ambos términos, tal como ocurre en la mayor parte de la región de Alcuía, que en ocasiones pudiera llevar implícita discordancia tectónica erosiva.

La serie consta de 200-250 m. de cuarcitas de tonos claros y grano grueso, a veces conglomeráticas en su base. Los niveles conglomeráticos presentan cantos engastados en una matriz silíceo, siendo su naturaleza variada: cuarzo, cuarcita blanca, cuarcita negra e incluso pizarras y areniscas amarillentas, con tamaños comprendidos entre 2-15 cm., si bien predominan los clastos de 3-5 cm. Estos son redondeados o aplanados, y en este último caso se orientan paralelamente a la dirección de estratificación S_0 y deformación principal.

Las cuarcitas se disponen en bancos gruesos, disminuyendo paulatinamente el espesor y el tamaño de grano según se asciende al techo de la serie, hacia términos pelíticos oscuros que llegan a conformar alternancias cuarcítico-pizarrosas.

La continuidad litológica de la serie es imprecisa, ya que aparece enmascarada en gran parte por materiales recientes; no obstante, parece existir un tránsito hacia 350 m. de pizarras oscuras satinadas y areniscas grisáceas en bancos compactos de 2 a 20 cm., compuestas de cuarzo y material sericítico-arcilloso que configuran los términos finales, culminando con pizarras ampelíticas de graptolites.

Por las numerosas huellas de crucianas observadas en los niveles de cuarcitas inferiores, así como por su posición en la columna litoestratigráfica, se las correlaciona con las cuarcitas skidavienses de Sierra Hornachos, HERRANZ (1970), considerándose los términos finales como pertenecientes al Ordoviciense Medio Superior.

Respecto al Ordoviciense de la franja o banda meridional y central, destacan los afloramientos extendidos desde la Hoja de Santa Olalla del Cala hasta Olivenza. Si bien aparecen casi siempre en contacto anormal-tectónico con los materiales volcano-sedimentarios cámbricos, existen zonas en una pequeña extensión en la Hoja de Higuera la Real, en donde no sería descabellada la idea de considerarlas como incluidas en el Cambriano Medio, dadas las analogías litológicas.

Los materiales aflorantes en el dominio suroriental de la zona central,

se adscriben a núcleos sinclinales enmarcados por las calizas cámbricas.

Consta de una secuencia probablemente de más de 300 m. de grauvacas y pizarras verdes que se vuelven más silíceas hacia el techo definido por pizarras silíceas y areniscas. Los elementos clásticos basales están constituidos por granos subangulosos a subredondeados de cuarzo y plagioclasa con material sericítico arcilloso, con fragmentos de pizarras e incluso de rocas volcánicas, procedentes seguramente de las espilitas del Cámbrico Medio. Es evidente, pues, la posterioridad de estos materiales respecto al volcanismo cámbrico, debiéndose producir por emersión y erosión en un medio nerítico-continental.

Los elementos pelíticos están formados por cuarzo, sericita y clorita, alternando bandas ricas en mica sericítica con otras ricas en cuarzo. Glándulas o venas de cuarzo de recristalización son frecuentes en estos niveles, definiendo pliegues isoclinales o subsoclinales de eje subparalelo a la dirección NO.-SE.

En puntos aislados, Hojas de Santa Olalla del Cala y Almadén de la Plata, se intercalan calizas de color gris y grano fino muy efervescentes con CIH. Las facies pelíticas generan «esquistos verdes» por metamorfismo regional de bajo grado.

Pese a las dificultades paleontológicas halladas para clasificar conductos rectilíneos, que recuerdan a la familia «orthoceratidae» localizados en los elementos clásticos de la Hoja de Encinasola, y a la variabilidad litológica en relación con el medio ambiente deposicional, se consideran como pertenecientes al Ordoviciense, en la idea de que incluyen clastos de elementos volcánicos de las series cámbricas. La correlación de los niveles calcáreos existentes con otras áreas de la zona de Ossa Morena, región de Alcuña, p. e., pudiera realizarse asumiéndose una edad que iría del Llan-deilo al Asghillense (02-3).

Se ha establecido una zona de términos indiferenciados OR-S allí en donde los tránsitos entre ambos terrenos es muy frecuente, debido al intenso replegamiento de las series que, en algún caso, pueden llegar a incluir términos devónicos, cosa que ocurre al NE. de Las Contiendas, en donde se han encontrado restos paleontológicos, BELTRAN CABRERA (1974), c. p. —artejos de crinoideos—, incluidos en enclaves calcáreos dentro de rocas volcánicas ácidas (riolitas). Tales crinoideos podrían corresponder, según QUINTERO, I. (comunicación personal), al Devoniano Medio Superior e incluso al Carbonífero Inferior.

2.4 SILURIANO (S)

Los materiales silúricos no ofrecen, por el contrario, dudas en cuanto a su datación se refiere, por constituir un horizonte fosilífero continuo a

lo largo y ancho de la zona estudiada. Estos materiales aparecen representados en la zona septentrional, central y meridional definiendo una secuencia clástica basal heterogénea y ampelítica en su continuidad.

En la zona septentrional, Hoja de Usagre, aparece sobre el Ordoviciense pelítico-arenoso un siluriano compuesto por 350-400 m. de pizarras ampelíticas exfoliables en finas hojas con restos inclasificables de graptolites, que desaparecen recubiertas por materiales cuarcíticos asignados a edades silúrico-devónicas.

Por su parte, en la banda meridional, y sobre todo en la zona comprendida entre el flanco meridional del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso y el flanco septentrional del eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata, aparecen representados términos ampelíticos con abundantes graptolites, a cuyo muro se desarrollan elementos clásticos, desde groseros a aquellos de granulometrías medias, conformando una secuencia total de más de 400 metros.

En esta zona se plantea un problema de delimitación entre los sedimentos ordovícicos y los silúricos, al faltar el material conglomerático y/o arenoso basal, ya que en general se presentan series litológicas muy semejantes. No obstante, hemos establecido su separación en base al aumento de material detrítico hacia el muro de los términos ampelíticos.

La formación que atribuimos al siluriano está formada por los siguientes tramos litológicos, de abajo a arriba:

- 0-70 m. de conglomerados poligénicos con cantos subredondeados en una matriz abundante arcillo-sericítica color beige a verdosa. Los cantos de un tamaño medio de unos 5 cm. (y máximos aislados de hasta 30 cm.) están formados por rocas volcánicas, areniscas y pizarras verde-moradas.
- 0-45 m. de areniscas masivas de grano medio-grueso, con clastos de cuarzo y gran proporción de material sericítico-arcilloso.
- 200-250 m. de pizarras gris-oscura y pizarras arcillosas grises, que por alteración se cubren de una fina película blanquecina. Son rocas de grano fino compuestas por cuarzo, sericita, clorita y material carbonoso. Intercalados entre estos términos existen alternancias centimétricas de liditas y areniscas, en donde frecuentemente se halla abundante fauna de graptolites.

Coronan la formación silúrica 70-100 m. de pizarras, areniscas arcillosas y grauvacas con lentejas calcáreas de grano fino y color gris-pardo.

La existencia del Siluriano en la región es ya conocido de antiguo por GONZALO y TARIN (1878), al recoger una fauna que caracterizaba al Tarranon-Wenlock. Posteriormente, NERY DELGADO (1910), en la Hoja de

Encinasola (en Prado de Pedro Gil), recogía una fauna que, posteriormente revisada por ROMARIZ, consiste en:

- *Climacograptus rectangularis*, MAC COY.
- *Rastrites richteri*, PERNER.

MESEGUER PARDO (1944) recogía también, en la Hoja de Villanueva del Fresno, en las proximidades del pueblo (Sierra de Alcañices), una fauna consistente en:

- *Monograptus convolutus*.
- *Monograptus comunis*.
- *Monograptus lobiferus*.
- *Rastrites linnei*.

REBOLLO (1964), en la banda que va desde la Hoja de Encinasola a la de Santa Olalla del Cala, encuentra la siguiente fauna, perteneciente igualmente al Siluriano Inferior:

- *Demirastrites comunis*, LAPW.
- *Stretograptus lobiferus*, MAC COY.
- *Monograptus intermedius*, CARRUTH.
- *Monograptus regularis*, TGT.

En la Hoja de Santa Olalla del Cala, VAZQUEZ GUZMAN (1968) cita en el arroyo del Verdugo y cerca del Pilar de los Herrumbres, una fauna de graptolites idéntica a la ya citada por GONZALO y TARIN en la Hoja de Encinasola perteneciente al Tarannon-Wenlockiense. Consiste en:

- *Monograptus nilssoni*, BARRANDE.
- *Monograptus latus*, MAC COY.
- *Monograptus linnei*, BARRANDE.
- *Monograptus convolutus*, HISINGER.
- *Monograptus priodon*, BRONN.
- *Diplograptus palmeus*, BARRANDE.

En la realización del presente trabajo se ha constatado la evidencia geográfica de la fauna anteriormente citada, encontrándose nuevos yacimientos, algunos de ellos inéditos, reflejados en la cartografía presentada.

En conclusión, pensamos que el Siluriano está representado en su mayor parte, atribuyéndose a los conglomerados y/o cuarcitas basales una edad Llandovery Inferior, correlacionándose con la cuarcita de criadero de ALMELA et al. (1962) en la región de Alcuía y el resto de los materiales a un Siluriano Medio-Superior.

2.5 DEVONIANO

El conocimiento por determinaciones litoestratigráficas y paleontológicas del Devoniano en áreas meridionales a nuestra zona de estudio ha permitido confinar en diversas formaciones los terrenos pertenecientes a este sistema, asignándose edades que oscilan del Devoniano Inferior al Superior. Se destaca el hecho de que las series devónicas aumentan claramente de espesor hacia el Sur, así como la tendencia mostrada en las áreas de sedimentación de desplazarse concordantemente con el sentido del desplazamiento general estratigráfico definido por BARD (1969).

2.5.1 SILURIANO-DEVONIANO (S-D)

Se engloba bajo esta denominación a 500-600 m. de materiales situados por encima de las ampelitas silúricas de la zona septentrional (Hoja de Usagre) y limitadas tectónicamente —probablemente por cabalgamiento— con los terrenos infracambrianos del eje Llera-Valencia de las Torres.

Al no encontrarse argumentos paleontológicos que precisen su edad, se ha estimado que pueden corresponderse con los situados al Sur del batolito de los Pedroches, dada sus semejantes litoestratigráficas, considerados como devónicos por FEBREL (1963) en la Hoja de Maguilla. Asimismo, aunque parece definida una discordancia tectónica-erosiva sobre el Siluriano infrayacente, no hay que excluir la posibilidad de incluirlos dentro del Siluriano Superior, toda vez que en el NO. del Macizo Hespérico están definidos movimientos caledonianos, MARTINEZ GARCIA (1973), que se sitúan entre el Siluriano Inferior y el Superior. No obstante, parece más coherente dentro del cuadro geológico una edad devónica, dada la representación litológica de la serie, definida por una secuencia detrítica y un potente conjunto de pizarras y areniscas a veces en ritmo flysch, entre los que se encuentran lentejas aisladas de calizas y volcanitas.

A partir de los afloramientos existentes se ha definido la siguiente columna litológica, de muro a techo:

- 100-150 m. de areniscas cuarcíticas muy variables de unos puntos a otros, siendo a veces areniscas ferruginosas. Se presentan en bancos de 20-50 cm. de color blanco y grano grueso en su muro. Están compuestas por granos subredondeados a subangulosos de cuarzo, feldespato y mica.
- 30-50 m. de arenisca micácea francamente esquistosada, con inter-

calaciones de pizarras oscuras en tránsito hacia facies de pizarras satinadas.

- 40-60 m. de areniscas y cuarcitas que engloban niveles calcáreos (paraje de La Calera). Se trata de calizas oscuras, de grano fino, a veces masivas.
- 50 m. de cuarcitas blancas en bancos centimétricos, que desaparecen gradualmente en tránsito a pizarras oscuras. Constituyen el techo de la formación pizarras y cuarcitas con un espesor total de 200-250 m. En los niveles inferiores afloran niveles de pizarras negras, a veces ampelíticas, de aspecto semejante a las silúricas, mientras que en los términos superiores se observa una mayor variedad composicional, dada la presencia de cuarcitas, areniscas y volcánicas ácidas y básicas.

Las lavas son manifestaciones heterogéneas, en donde tienen cabida toda una serie de términos, desde aquellos de composición próxima al tipo gabroideo a los tipos riolítico-andesítico.

Los términos ácidos muestran al microscopio una textura porfídica con cristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con biotita, clorita, circón y opacos como accesorios.

Jalonando el contacto con los materiales infracámbricos existe una variedad de rocas que bien pudiera incluirse entre microgranitos subvolcánicos, con textura granofídica y con intercrecimientos de tipo micropegmatítico entre cuarzo y feldespato, formada por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa fundamentalmente.

Las rocas básicas, macroscópicamente presentan color verde y numerosas oquedades variolíticas, siendo en algunos casos evidente un alto grado de tectonización dinamometamórfica. Abundan los términos microgábricos formados por plagioclasa (andesina-labrador) y piroxeno, con carbonatos, sericita y clorita como minerales secundarios.

En líneas generales estos términos pudieran representar en sus tramos basales al Devoniano Inferior, mientras que los superiores pueden representar al Devoniano Inferior alto y al Devoniano Medio.

2.5.2 DEVONIANO INFERIOR (D₁)

Queda circunscrito a la zona meridional, entre el flanco meridional del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso y el septentrional de Aroche-Aracena-Almadén de la Plata, yaciendo en discordancia angular sobre las series silúricas, GUTIERREZ ELORZA et al. (1965), HERNANDEZ ENRILE et al. (1968),

VAZQUEZ GUZMAN (1968). Se sitúa en el núcleo de un sinclinal desarrollado desde la Hoja de Santa Olalla del Cala hasta Portugal.

Esencialmente la serie devónica D₁ está constituida por grauvacas y pizarras fosilíferas que engastan lentejones calcáreos y conglomeráticos.

La serie comienza de abajo a arriba por:

- 150 m. de grauvacas y pizarras en bancos centimétricos alternantes, en las que SCHNEIDER (1933) encontró fauna de braquiópodos y trilobites. Se trata de rocas verdosas a grises o beige, con términos oscuros cuando las pizarras son silíceas. En las grauvacas, que pasan basalmente hacia términos groseros constituidos en ocasiones por niveles conglomeráticos, se observan clastos de rocas volcánicas, de naturaleza espelítica, cuarzo y feldespato.

Hacia el techo de este tramo se intercalan niveles calcáreos y «sills» de rocas volcánicas básicas.

- 20 m. de grauvacas, areniscas y pizarras con débiles bancos calcáreos. Las grauvacas se presentan en bandas con zonas texturales variables entre granoblástica y granoblástica-esquistosada; están constituidas por cuarzo, plagioclasa y material sericítico arcilloso, no presentándose clastos de rocas volcánicas.
- 190 m. de pizarras grises o violáceas bandeadas extremadamente esquistosadas por la deformación principal. No se han descubierto grauvacas intercaladas, hecho que unido a su posición en el núcleo sinclinal principal, puede representar la culminación de la serie devónica de edad Ensiense, HERNANDEZ ENRILE et al. (1968), VAZQUEZ GUZMAN (1968).

2.5.3 DEVONIANO MEDIO-SUPERIOR (D₂₋₃)

En contacto directo con las series cámbricas del flanco septentrional del eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata y con los materiales devónicos anteriormente citados, se hallan sedimentos semipelíticos culminados con un complejo volcánico en los niveles superiores.

El paso del Ensiense al Eiffeliense viene marcado, según VAZQUEZ GUZMAN (1968), por un conglomerado de cantos muy pequeños junto con un microconglomerado con elementos deformados por la esquistosidad, de 5-15 m. de potencia media aproximada. Están compuestos por clastos de diferentes rocas: areniscas, cuarcitas y fragmentos volcánicos ácidos, con cuarzo, albita, finamente maclada, y una matriz compuesta de material pelítico-arcilloso.

Sobre ellos se apoyan pizarras y grauvacas en tránsito a areniscas cuarcíticas, y finalmente bancos discontinuos de calizas grises más o menos oscuras, fétidas, según espesor máximo de 40 m. en el camino de Zufre a Cala (Hoja de Santa Olalla del Cala). En estas calizas, VAZQUEZ GUZMAN (1967) descubrió una fauna compuesta de numerosos artejos de crioides, que permiten datarlas como del Cobleciense Superior o del Eiffeliense (Devoniano Medio).

Estos niveles litológicos no sólo afloran en el núcleo anticlinal situado al Norte de Zufre, sino que se extienden hacia levante y poniente en las Hojas de Almadén de la Plata, Aracena y Aroche. Si bien existen calizas en esta última hoja análogas a las descritas anteriormente, no se han encontrado restos fósiles; no obstante, por la continuidad litológica de las series subyacentes, grauvacas, pizarras y calizas, así como por los superiores, volcanitas básicas, las asignamos análoga edad.

Los niveles superiores están constituidos por un complejo volcánico sedimentario, definido desde antiguo bajo la denominación de volcanitas de la Rivera de Huelva. Se trata de un volcanismo básico que dio lugar a grandes emisiones de productos cuya variación química y su potencia es normal en este tipo de volcanismo fisural. Existen manifestaciones donde todo el material es piroclástico, especialmente en las Hojas de Aracena, Santa Olalla del Cala y Almadén de la Plata.

Morfológicamente, al erosionarse producen bolos que se reducen de tamaño concéntricamente hacia el núcleo. El grado de alteración es muy elevado, presentándose frecuentes vacuolas rellenas de clorita, calcita y cuarzo cristalino o dispuesto en agregados radiales.

Aunque no presentan planos de estratificación y/o de esquistosidad acusados, resulta difícil reconocer la estructura almohadillada típica de este tipo de emisiones submarinas.

Están compuestas por albita, anfíbol, zoisita y clorita, con cuarzo, calcita, esfena y menas metálicas como accesorios. El plagioclasa, en fenocristales, está totalmente saussuritizado y el anfíbol y/o piroxeno, cuando existen, están cloritizados. La textura ofítica está definida por los cristales tabulares de albita.

Asociándose con estas lavas básicas y en tramos suprayacentes se presentan pizarras abigarradas (cineritas?) de vivos colores morados y verdes, con alternancias de areniscas y grauvacas que componen una formación volcánica-sedimentaria de más de 200 m., en donde niveles o coladas de más de 20 m. no son raros.

Respecto a la edad de la formación en conjunto, dado el carácter rápido de los episodios volcánicos transcurridos tras los materiales que incluyen restos fosilíferos del Devoniano Medio, se deben considerar incluidos en

el Eiffeliense en tanto que los tramos flyschoides superiores puedan representar al Devoniano Superior.

Es igualmente importante la asociación lito-metalogénica existente entre estos materiales y los del Devoniano del Sur del área estudiada, en la provincia de Huelva. En ambos la metalización va asociada a episodios volcánico-sedimentarios cuya sucesión lito-estratigráfica es en grandes líneas coincidente: volcanismo básico a intermedio o ácido; pelitas, jaspes ferro-manganesíferos, calizas, etc.

2.5.4 DEVONIANO SUPERIOR-CARBONIFERO INFERIOR (D₃-H₁)

Aflora en el flanco meridional del eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata, contactando mecánicamente con los materiales adyacentes, cámbricos o devónicos, por lo cual resulta difícil precisar su situación dentro del cuadro estratigráfico general de la zona.

Se trata de una formación volcano-sedimentaria constituida por lavas intermedias, pizarras y cuarcitas o areniscas en tránsito a cuarcitas, que fue asignada al Devoniano Superior por VAZQUEZ GUZMAN (1968), al relacionarla en su litología y facies con la serie volcánica-sedimentaria de la zona pirítica meridional onubense, cuyas pizarras y cuarcitas eran consideradas en aquella época como pertenecientes al Fameniense Superior.

Recientes trabajos realizados por el citado autor en la región de Paymogo (Huelva), han puesto de manifiesto que la serie volcánica está recubierta por una formación de pizarras y cuarcitas o areniscas en tránsito a cuarcitas, con algunas intercalaciones de grauvacas de escasa potencia, que hacia el techo y lateralmente pasa a una formación de pizarras y grauvacas de tipo flysch. En consecuencia, extensas áreas de pizarras y cuarcitas, que tradicionalmente se consideraron como pertenecientes a la formación de muro, de edad Fameniense Superior, son superiores al complejo volcánico y, por consiguiente, del Carbonífero Inferior. Puede decirse, de una manera general, que todas las cuarcitas de la región de Paymogo-Puebla de Guzmán-Cabezas Rubias-Santa Bárbara de Casas pertenecen a la serie superior del complejo volcánico-sedimentario, salvo las existentes en el núcleo del anticlinal Puebla de Guzmán-Tharsis-Alosno.

La continuidad hacia Levante de las formaciones de pizarras, cuarcitas y grauvacas, así como de las manifestaciones volcánicas infrayacentes, ha sido puesta de manifiesto por la cartografía a escala 1:50.000 de J. ARMENGOT (1970), Hojas 937-938 (El Cerro de Andévalo y Nerva), y por la de GOZALO, LOCUTURA, RAMIREZ COPEIRO, SANCHEZ RODRIGUEZ y VAZQUEZ GUZMAN (1974) (Hojas de Paymogo y El Castillo de las Guardas), pudiendo decirse que la formación volcánica-sedimentaria de los án-

gulos suroeste y sureste de la Hoja de Santa Olalla del Cala y su continuación, tanto hacia Levante como a Poniente, en las vecinas Hojas de Almadén de la Plata y Aracena, es equiparable en todo a la del cinturón piritico y, en consecuencia, de edad Fameniense Superior-Carbonífero Inferior.

Al norte de la alineación Paymogo-Santa Bárbara de Casas-San Telmo aparecen una serie de filadios o micacitas, filonitas y cuarcitas, con pequeñas intercalaciones de tobas, que se extiende hacia el norte y Levante por las Hojas de Aroche, Encinasola y Aracena, contactando mecánicamente con las pizarras y grauvacas del Carbonífero Inferior. Se trata de la denominada «serie cristalofíliza azoica» de los autores portugueses.

Es una formación con un metamorfismo de tipo dinámico fundamentalmente y estilo tectónico idéntico al de las formaciones superiores al complejo volcánico-sedimentario piritoso. En opinión de VAZQUEZ GUZMAN, dada la identidad litológica y el estilo tectónico y metamórfico de la misma, se trata de la formación de pizarras y cuarcitas, techo de la serie volcánica, que ha cabalgado sobre la serie superior de pizarras y grauvacas; de ahí que se considere los terrenos de las Hojas anteriormente citadas como pertenecientes al Fameniense Superior-Carbonífero Inferior (fig. 5).

Litológicamente consta, como se decía anteriormente, de volcanitas, cuarcitas en bancos gruesos y espesor hasta de 60-80 m., pizarras y grauvacas con más de 350 m., aunque dado el extenso repliegamiento de la serie no sería aventurado reducir su espesor.

Las manifestaciones volcánicas se presentan de manera continua en la región situada al SE. de Aracena (Hojas de Aracena y Santa Olalla del Cala) y aisladamente en niveles de no más de 6 m. hacia Poniente, siempre en proximidad del contacto mecanizado cabalgante con el Cambriano. Se trata, en estos casos, de rocas oscuras de grano fino, formadas por plagioclasa (labrador) y piroxeno, con clorita, leucoxeno y anfíbol como accesorios en una matriz cuarcítico-arcillosa.

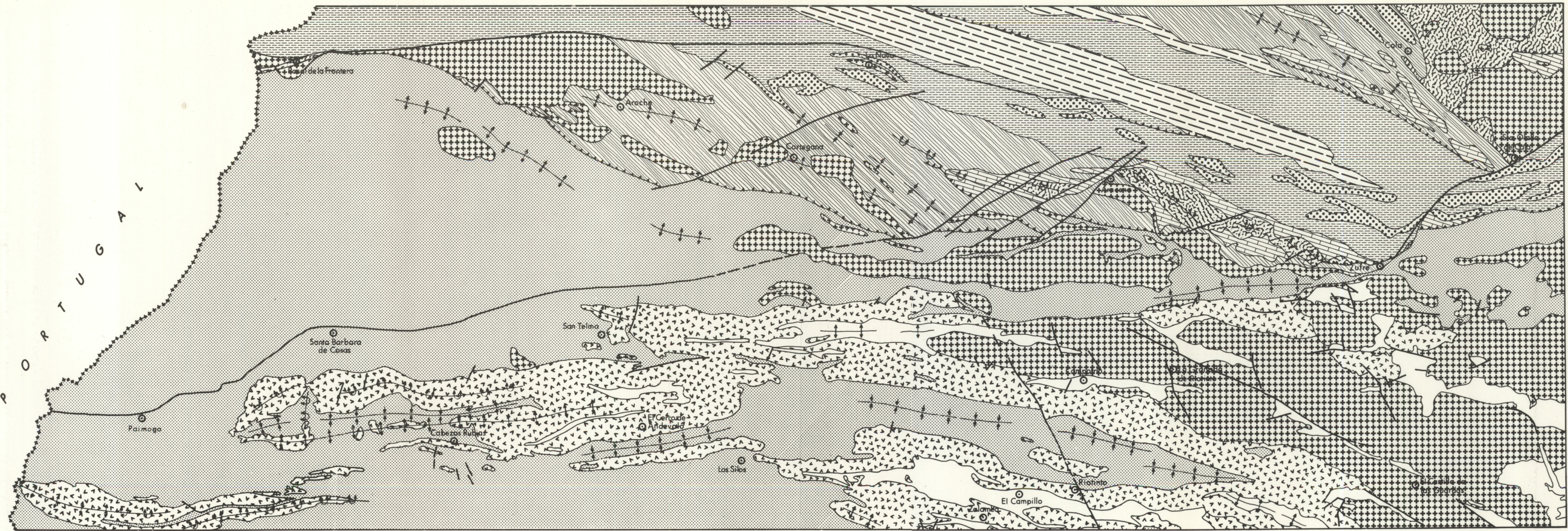
En general, la actividad volcánica ha podido ser simultánea con la deposición sedimentaria, predominando el material piroclástico. En las coladas más extensas, se presentan variaciones petrográficas desde tipo andesítico al dacítico.

2.6 CARBONIFERO

Los depósitos carboníferos se encuentran situados por excelencia en las zonas septentrional y meridional, definiéndose dos tipos de cuencas según su bioestratigrafía, litología y grado de deformación. Las cuencas de la zona septentrional, sin conexión mutua, forman alineaciones paralelas a la dirección tectónica regional del plegamiento herciniano, NO.-SE., dispo-

DISTRIBUCION DE LOS TERRENOS
DEVONOCARBONIFEROS DE LA ZONA MERIDIONAL
Y RELACION CON LAS SERIES
VOLCANO-SEDIMENTARIAS DE LA PROVINCIA
PIRITICA DE HUELVA

Síntesis de la cartografía del IGME en las Reservas «Zona Suroeste», «Zona de Huelva» y de Piritas Españolas. Autores: J. ARMENGOT, J. L. COULLAUT, F. FERNANDEZ POMPA, F. GOZALO, J. LOCUTURA, J. R. COPEIRO, A. SANCHEZ RODRIGUEZ y F. VAZQUEZ GUZMAN.



LEYENDA

-  GRANITOIDES
-  DEVONIANO Sup. - CARBONIFERO inf.
-  COMPLEJO VOLCANICO
-  DEVONIANO Sup.
-  DEVONIANO
-  ORDOVICIENSE - SILURIANO
-  CAMBRIANO
-  INFRACAMBRIANO

ESCALA 1:200.000

niéndose sobre variados materiales de edad paleozoica e incluso sobre los infracambrianos (Hojas de Zafra, Llerena y Guadalcanal).

Desde antiguo, todas estas cuencas eran asignadas provisionalmente al Carbonífero Superior, hasta que HARTUNG (1941) citara flora perteneciente al Carbonífero Inferior en Berlanga y Casas de Reina, y posteriormente JOGMANS y MELENDEZ (1947) hallaran en Valdeinfierno datos para incluir estos terrenos en el Carbonífero Inferior. En la actualidad, son consideradas además como del Carbonífero Inferior las cuencas de los Santos de Maimona, Villagarcía de las Torres, Bienvenida, Casas de Reina, Berlanga y los pequeños retazos situados en la Hoja de Usagre y Zafra (proximidades de Hinojosa del Valle); mientras que las de Fuente del Arco, Alanís, S. Nicolás del Puerto, MINGARRO (1962), y las situadas en sus proximidades y más al Sur, así como la cuenca del río Viar, son del Carbonífero Superior. En consecuencia, se presentan cuencas parálicas desde los comienzos del Carbonífero que funcionan aisladamente hasta su culminación en el Estefaniense-Permiano. En diferentes cuencas existen explotaciones abandonadas, con un número de capas reducido y de no gran potencia, reflejo de las desfavorables condiciones de la cuenca sedimentaria.

Dentro de esta formación carbonífera se ha comprobado una secuencia litológica que comienza por elementos clásticos groseros, discordantemente depositados sobre las formaciones subyacentes, estando sus bordes limitados por fallas de gravedad, conformándose verdaderas fosas tectónicas.

En síntesis, la estratigrafía del Carbonífero Inferior queda reflejada por alternancias de pizarras y areniscas que en ocasiones alcanzan gran desarrollo, intercalándose niveles de carbón. Sigue un importante conglomerado poligénico sobre el que descansa una serie detrítica pizarrosa, destacándose una serie de afloramientos calizos que tradicionalmente han sido asignados a las calizas de montaña.

El Carbonífero Superior se compone de conglomerados, areniscas y pizarras con lechos de carbón, en disposición ciclotémica, con intercalaciones de rocas calcáreas y/o margosas y rocas volcánicas básicas.

2.6.1 CARBONIFERO INFERIOR (H.)

Aunque discordante sobre los terrenos infrayacentes, estos materiales carboníferos suelen estar ampliamente plegados, siendo la dirección de los ejes subparalela a la de la deformación regional principal.

Existen abundantes datos bibliográficos sobre estas cuencas productivas dado el interés económico tradicional, consignándose la mayoría de

las cuencas a una edad Dinantiense-Namuriense. Sería necesario realizar estudios estratigráficos, paleobotánicos y palinológicos detallados para así diferenciar los diversos tramos correspondientes del Carbonífero Inferior y Medio, ya que el tránsito entre ellos no suele estar en ocasiones claramente manifestado.

El Carbonífero Inferior, D₃-H₁, en ritmo flysch, descrito anteriormente en el apartado 2.5.4, podría tener únicamente correlación con los materiales inferiores de la cuenca de los Santos de Maimona, quedando problemática su existencia en otras cuencas septentrionales, a excepción del Carbonífero, bien representado del borde sur del batolito de Los Pedroches, situado fuera de la zona de estudio.

Los materiales que integran la columna presentan ligeras variaciones litológicas, hecho que, unido a la diferente flora hallada en cada cuenca, confirma la independencia de éstas, de facies parálicas o límnicas.

El estudio estratigráfico más completo de la serie carbonífera corresponde a la cuenca de los Santos de Maimona, que revela en grandes rasgos la interferencia de dos medios sedimentarios distintos: continental (palustre, lacustre) y marino (arrecifal).

De muro a techo se tiene los siguientes materiales, que, por otra parte, son habituales en cualquier otra cuenca de la zona de este estudio:

- Conglomerado poligénico de variable espesor, con cantos subangulosos, de tamaño medio 3-6 cm. de cuarzo, arenisca, caliza y material ígneo, engastados en una matriz cuarzo-pelítica rojiza.
- 300-500 m. de un conjunto alternante de pizarras y areniscas con capas de carbón, lavas y diques de rocas volcánicas básicas intermedias, destacando intercalaciones groseras de arenisca arcósica. Esta roca compacta de color gris presenta granos angulosos de pequeño tamaño, mal clasificados, compuestos por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, en una matriz cuarzo-sericítica, orientada de acuerdo a la estratificación, que en ocasiones forma parte fundamental de la roca. Las rocas volcánicas que aparecen interestratificadas con las pizarras presentan texturas variolíticas a amigdalares o vesiculares, junto con el plagioclasa, principal elemento en disposición radiada o mallada; aparece piroxeno intergranular. Los minerales secundarios presentes son los típicos desarrollados en los procesos deutéricos: clorita, carbonato, sílice y albita.

En estos materiales, MALLADA (1927) cita numerosos restos vegetales en las antiguas explotaciones hulleras abandonadas, que situaban a la cuenca en el Carbonífero Superior. Más tarde, JONGMANS (1956) descu-

bre, junto con MELENDEZ, en el paraje de Huerta de Estrada y en las escombreras de la boca mina El Fogón, las siguientes especies, cuya distribución van del Carbonífero Inferior al Namuriense A, PEREZ GARCIA (1969).

Asterocalannites strobicula SCHL.

Lepidodendron losaeni WEISS.

Cyclostigma zafrensis JONGMANS.

Stigmaria ficoidea BRGT.

Sobre éstos, se disponen materiales neríticos y coralígenos, compuestos por tobas, pizarras con lechos calcáreos y arenosos y calizas arrecifales. La secuencia estratigráfica es:

- 15-20 m. de tobas andesíticas estratificadas de color gris oscuro, constituidas por feldespato potásico, plagioclasa y fragmentos de rocas efusivas y metamórficas, con sericita, clorita y serpentina como elementos secundarios.
- 140-200 m. de calizas fosilíferas grises, que alternan en sus primeros estadios con pizarras y otras calizas oscuras.
- 100-120 m. de pizarras sericíticas y carbonosas con débiles intercalaciones detríticas, untuosas al tacto y fácilmente disgregables con la mano. Estas pizarras, que forman suaves depresiones topográficas, definen el techo de los materiales del Carbonífero Inferior en estos dominios.

La datación del conjunto calcáreo parte de NAVARRO (1922) y LACAZETTE al determinar fauna correspondiente al Dinantiense, corroborándose posteriormente por ROSSO DE LUNA y F. HERNANDEZ PACHECO (1951), al realizar la Hoja geológica de Zafra, que los sitúan en el Dinantiense Superior (Viseano).

Aunque tradicionalmente los afloramientos calcáreos han sido asimilados a las calizas de montaña al Norte de la Península, cabe la posibilidad de que muchos de ellos puedan pertenecer al Carbonífero Medio (Namuriense), siendo criterio necesario para asignarles edad la clasificación de la fauna de braquiópodos, crinoideos y tetracoralarios, así como la delimitación de la flora del resto del Carbonífero en donde quedan situados los afloramientos.

2.6.2 CARBONIFERO SUPERIOR (H₂)

En la localización geográfica de los afloramientos del Carbonífero Superior se puede aceptar como pauta general que se hallan situados entre

SITUACION DE LAS CUENCAS CARBONIFERAS (HULLERAS) DEL SO. DE ESPAÑA

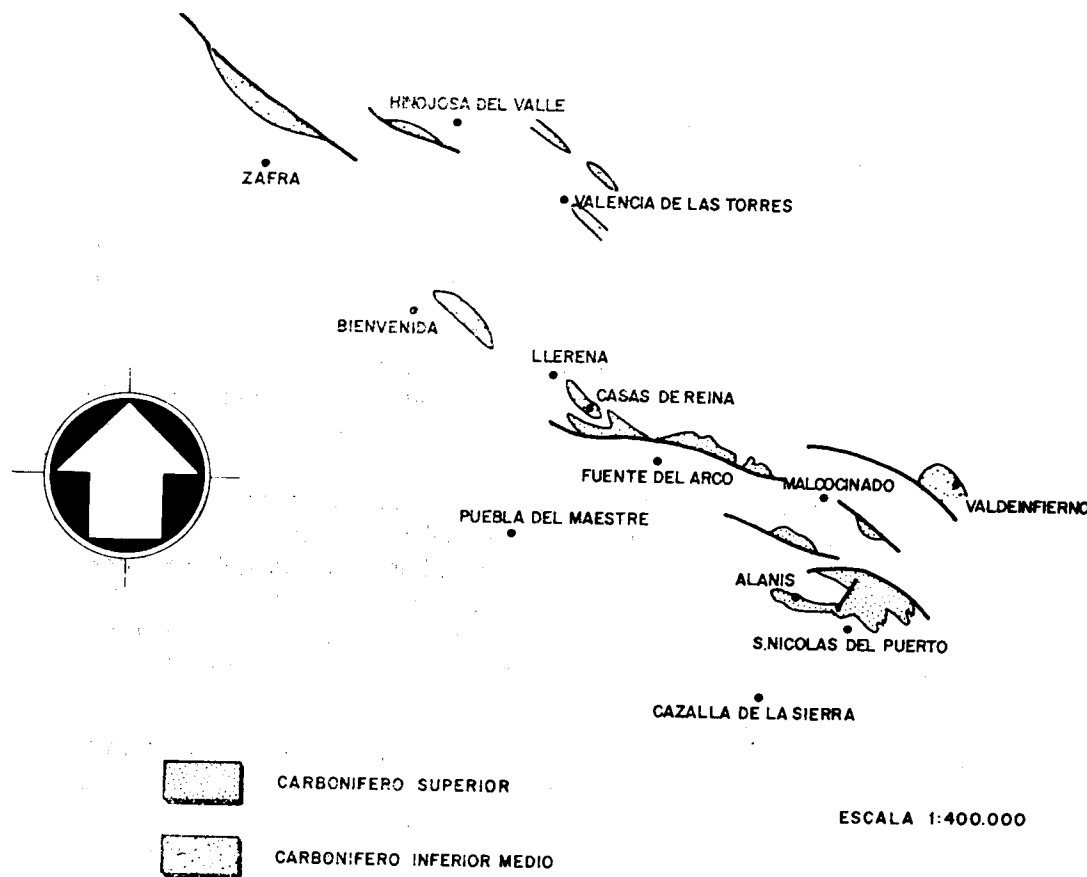


Figura 6

la región comprendida desde Fuente del Arco (Hoja de Puebla del Maestre) a San Nicolás del Puerto, localidad situada en la parte norte de la Hoja de Constantina (fig. 6), en donde se define la cuenca de mayor extensión. Afloramientos situados al sur de esta localidad no se presentan en la cartografía, si bien no se descarta su existencia en ámbitos reducidos.

Los materiales están dispuestos horizontal o subhorizontalmente, limitados por fallas de dirección que conforman cuencas, auténticos «graven», en donde se preservaron los sedimentos de la erosión hasta la actualidad.

Los sedimentos en disposición subhorizontal, en discordancia angular sobre el yacente, están especialmente representados en la cuenca Alanís-San Nicolás del Puerto, unidas cartográficamente por una estrecha banda al sur de los afloramientos calcáreos del Cambriano Inferior.

La serie comienza por un conglomerado basal cementado, de color gris o amarillento, formado por cantos subredondeados de cuarcitas, areniscas, pizarras y calizas, que progresivamente desaparece en tránsito a areniscas amarillentas de grano grueso, medio y fino, seguidas de pizarras carbonosas y otras verdes rojizas, con intercalaciones lávicas básicas que al alterarse se disgregan en bolos.

Intercalaciones de calizas y margas azuladas se producen hacia las partes altas de la serie, con pasos graduales a calcoarenitas con delgados niveles conglomeráticos hacia el techo, en la región nororiental de la cuenca.

Las primeras citas de estas cuencas carboníferas se deben a MACPHERSON (1879), MALLADA (1972?), SIMON (1941), HARTUNG (1941), FRICKE (1941) y más recientemente JONGMANS (1956) y MELENDEZ-MINGARRO (1962). La flora hallada en las distintas cuencas dentro de las pizarras bituminosas, fundamentalmente por estos últimos autores, indican niveles elevados del Estefaniense Superior.

2.7 CARBONIFERO SUPERIOR - PERMIANO

En superposición discordante con la serie volcano-sedimentaria devono-carbonífera, D₃-H₁, de las Hojas de Almadén de la Plata, Ventas Quemadas y Palma del Río, aparecen variados materiales clásticos que venían siendo considerados como del Permo-Trías por sus analogías litológicas (formación roja arcillo-detrítica), hasta que SIMON (1942) los incluye en el Estefaniense terminal-Permiano Inferior.

Sus contactos, discordantes incluso con los granitos postectónicos, están en la región oriental tectonizados, debido a los movimientos tardihercínicos cabalgantes de dirección NO.-SE. que producen un levantamiento de la región situada al Nordeste.

De muro a techo se han distinguido los siguientes tramos litológicos:

- H₂-P₁cg.—Conglomerados poligénicos de cantos subredondeados formados a base de los materiales infrayacentes, incluyendo bloques en el extremo noroccidental de sus afloramientos. Su espesor, que experimenta variables cambios, oscila entre una decena de metros y 40-50 m. Sobre ellos se sitúan rocas volcánicas básicas que definen una colada de más de 80 m. Se trata de espilitas con textura

porfídica, compuestas por fenocristales de albita con calcita, zoisita y mica blanca, y olivino, muy alterado, en una matriz de agregados cloríticos-albíticos en disposición textural ofítica radiada.

- H₂-P₂cg.—Conglomerados poligénicos análogos a los ya descritos, de tamaño de clasto ligeramente menor y más homométricos, con matriz cuarzo-pelítica roja, y abundantes nódulos o costras ferruginosas. Litológicamente, son frecuentes cambios laterales en tránsito a samitas conglomeráticas superiores alcanzando un espesor máximo próximo a los 100 m.
- H₂-P₂s.—Compuestos de samitas a veces groseras de naturaleza calcárea o silíceas, muy ferruginosas, y pelitas margosas verde-azuladas a negruzcas, con un espesor total máximo de 30-50 m.

Entre estos términos y los del tramo inferior existen todos los pasos intermedios, al aumentar o disminuir la matriz que engasta a los clastos no muy elaborados.

Hacia el techo de nuevo aparecen términos conglomeráticos, que en ocasiones pueden alcanzar varias decenas de metros.

2.8 MATERIALES POSTPALEOZOICOS-POSTOROGENICOS

2.8.1 TERCIARIO. MIOCENO (M, M₂₋₃)

Las formaciones terciarias ocupan grandes extensiones dentro de la zona septentrional y meridional de la zona estudiada, formando parte de las cuencas terciarias de Extremadura y de la depresión del Guadalquivir, respectivamente. Cubriendo espacios irregulares y restringidos, quedan masas superficiales clásticas formadas por material detrítico arcilloso y cantos cuarcíticos (raña), que se disponen sobre el paleozoico, prepaleozoico e incluso sobre los manchones graníticos arrasados, representando el nivel terciario más superficial.

En general, el Terciario septentrional, considerado en los primeros estudios de HERNANDEZ PACHECO (1952) como Oligoceno y posteriormente como Mioceno, muestra dos tramos litológicos bien definidos. Uno basal, eminentemente arcilloso, de tonos rojizos, y otro superior, también de gran homogeneidad, constituido por arcosas amarillentas, sobre el que descansan margo-calizas y calizas oquerosas de gran repercusión en el terciario continental de la Meseta central.

En el tramo arcilloso se encontraron en la región de Plasencia los restos de mamíferos fósiles pertenecientes al «HISPONOTHERIUM MA-

TRITENSIS» de las proximidades de Madrid, gracias a los cuales se puede datar este conjunto como del Vindoboniense Inferior.

Los restantes materiales, fundamentalmente arcósicos, pueden representar al Vindoboniense Superior en paso hacia el Ponticense, representado por los niveles de calizas y/o caleño.

Todo el conjunto, que se le atribuye una estructura tabular ligeramente basculada hacia el N.-NO. en sus primeros tramos, según HERNANDEZ PACHECO (1952), se encuentra con ligeras ondulaciones en las proximidades de su contacto meridional con el paleozoico de la zona de Olivenza, según líneas estructurales subparalelas a las direcciones de deformación herciniana, que pueden representar efectos de esfuerzos recientes.

Trabajos que aborden el problema de conexión y el de las convergencias litológicas de los terciarios de la cuenca del Guadiana Menor y del Guadalquivir no se han encontrado. En ambas series (continental y marina) existe un desarrollo paralelo de términos detríticos y pelíticos en el tramo inferior, y calcáreos o arenosos en los tramos medio y superior, arrancando desde el Mioceno Medio o Superior hasta el Plioceno.

La secuencia litoestratigráfica del Guadiana Menor mejor desarrollada en nuestra zona de estudio corresponde a la zona septentrional en las Hojas de Fuente de Cantos, Llerena y Olivenza. Consta, de abajo a arriba, de:

- 15-30 m. de arcillas y margas grises a verdosas (M₂₋₃), con intercalaciones basales arenosas que se apoyan sobre materiales paleozoicos o eruptivos, sustratum de estas cuencas terciarias. Es un nivel muy homogéneo, que alcanza su culminación sobre las cotas 195-200 m.
- 5-20 m. de arcosas, margocalizas y calizas grises. Este tramo se inicia con un depósito basal constituido por elementos clásticos heterogéneos, discordantes, por discordancia erosiva suave, HERNANDEZ PACHECO (1952), sobre el tramo inferior arcilloso que marca el tránsito del Vindoboniense al Ponticense, accidente que por otra parte está muy generalizado en toda la cuenca terciaria central.

Las arcosas, rocas de muy diversos y variados colores, aparecen en los diferentes puntos observados con facies muy semejantes. Son de colores amarillentos a rojizo claro, no presentan marcado plano de estratificación y dan por alteración origen a masas entremezcladas de arena con fuerte proporción arcillosa.

Culminando este tramo aparecen calizas, M₃, según espesor de 3-5 m., representando al Ponticense terminal, que delimita una llanura estructural conservada como nivel residual, encima de la cota 200 m. Son rocas claras

a veces muy margosas, con un contenido en carbonato cálcico mayor hacia el techo.

La relación de estos términos carbonatados con los denominados «barros», no aparece claramente expuesta en esta región, ya que en donde se presentan las calizas no existen aquéllos. Las calizas están depositadas directamente sobre los tramos arcillo-margosos inferiores. Dado que el nivel topográfico de los «barros» es intermedio, podemos asumir la posibilidad de que se formaron restringidamente en espacios irregulares sin conexión directa con los materiales carbonatados, o bien que aquéllos fueron generados en relación con áreas de marcada discordancia erosiva prepontense.

El Terciario del borde meridional de Sierra Morena, está representado por una deposición transgresiva continua de edad Neógena, apoyada directamente sobre las formaciones paleozoicas. En esencia, en el esquema litoestratigráfico es posible distinguir: un tramo basal de arenas conglomeráticas con cemento calcáreo y otro superior constituido por arcillas azuladas en tránsito progresivo a arenas arcillosas hacia el techo. MAGNE et al. (1970) sitúa la base del Plioceno en la aparición de *Globorotalia margaritae*, en relación con movimientos que han elevado la región de Carmona y hundido la de Huelva.

2.8.2 PLIOCUATERNARIO (PQ)

Depósitos irregulares y restringidos de masas conglomeráticas superficiales aparecen en cuencas inter y perimontañosas, representando el frente de avance de la llanura estructural de la cuenca del Guadiana Menor. Si bien su extensión superficial puede que sea de mayor extensión, se han diferenciado aquellas zonas que cubren a los materiales infrayacentes bajo espesores de metros.

Están formados por términos conglomeráticos con cantos y bloques heterométricos de cuarcita y cuarzo fundamentalmente, con gran abundancia de material arcillo-arenoso-rojizo.

2.9 CUATERNARIO

Englobamos a los materiales cuaternarios de la zona dentro de dos conjuntos, aluviales, QA₁, con inclusión de los cauces (antiguos o actuales) y terrazas fluviales, y cuaternarios indiferenciados, Q, que corresponden a los sedimentos de carácter marcadamente detrítico que recubren grandes extensiones de terreno, pero, sin embargo, son de pequeña po-

tencia. Igualmente consideramos incluidos dentro de los últimos a los derrubios de ladera, que con alta frecuencia suelen desarrollarse en las laderas de los crestones cuarcíticos, así como a los suelos de naturaleza arcillosa procedentes de la alteración de calizas y pizarras.

Los aluviales son de escasa potencia y extensión, excepción del valle del Guadiana, en que su espesor es de cerca de 10 m., y del valle del Guadalquivir. Muchos de los valles fluviales están desprovistos de ellos, quedando limitados en gran parte a los cauces actuales.

3 TECTONICA

INTRODUCCION

Los rasgos tectónicos de la región han evolucionado desde los primeros esquemas propuestos por los autores que la estudiaron hasta la época de LOTZE, y después desde este último hasta la actualidad. El conocimiento de las determinaciones paleontológicas en ciertos dominios ha contribuido al mejor establecimiento de las series estratigráficas, que permiten realizar en base a las mismas una interpretación tectónica, de carácter más regular. Considerando en conjunto el significado paleogeográfico de las variaciones de potencia y facies que se distribuyen según una línea transversal a la dirección NO.-SE., se puede diferenciar un cierto número de unidades que se corresponden con las estructuras hercínicas.

Por otra parte, el estudio de las relaciones deformación-metamorfismo basado en el análisis micro-textural de la blastesis mineral con el ambiente dinámico que los genera, ha conducido igualmente a un mejor conocimiento estructural.

El estudio tectónico sigue un desarrollo bastante paralelo al estratigráfico, según se consideren o no la presencia de formaciones precámbricas, hecho que posiblemente implicaría la existencia de orogénias anteriores a la hercínica.

Ultimamente se presenta un cuadro tectónico muy uniformizado, considerando a la orogenia Variscica como la causante del plegamiento y metamorfismo existente, si bien autores como CAPDEVILA et al. (1971), piensan en la posibilidad de un metamorfismo precámbrico.

Los principales rasgos estructurales de la región han sido expuestos por ALIA MEDINA (1963), BARD (1966, 1969), GUTIERREZ ELORZA (1970), GUTIERREZ ELORZA et al. (1971), FEBREL (1965, 1970) y VAZQUEZ GUZMAN (1967, 1968).

Las unidades y estructuras mayores quedan reflejadas cartográfica-

mente, enmarcadas por las calizas cámbricas, o bien por formaciones estratigráficas diferentes.

3.1 MACROESTRUCTURAS

En general, las estructuras mayores quedan patentes a partir de los esquemas de LOTZE y sus colaboradores. No obstante, es ALIA MEDINA (1963) quien establece las principales unidades estructurales de la Baja Extremadura. De Norte a Sur establece las siguientes:

- a) Anticlinorio de Olivenza-Monesterio.
- b) Anticlinorio de Alconchel-Higuera.
- c) Frente de Aracena.

Entre ambos anticlinorios y el frente de Aracena se situaría un sinclinorio relleno por materiales silúrico-devónicos y carboníferos, semejante, por otra parte, en significado y constitución al localizado al Norte del anticlinorio Olivenza-Monesterio.

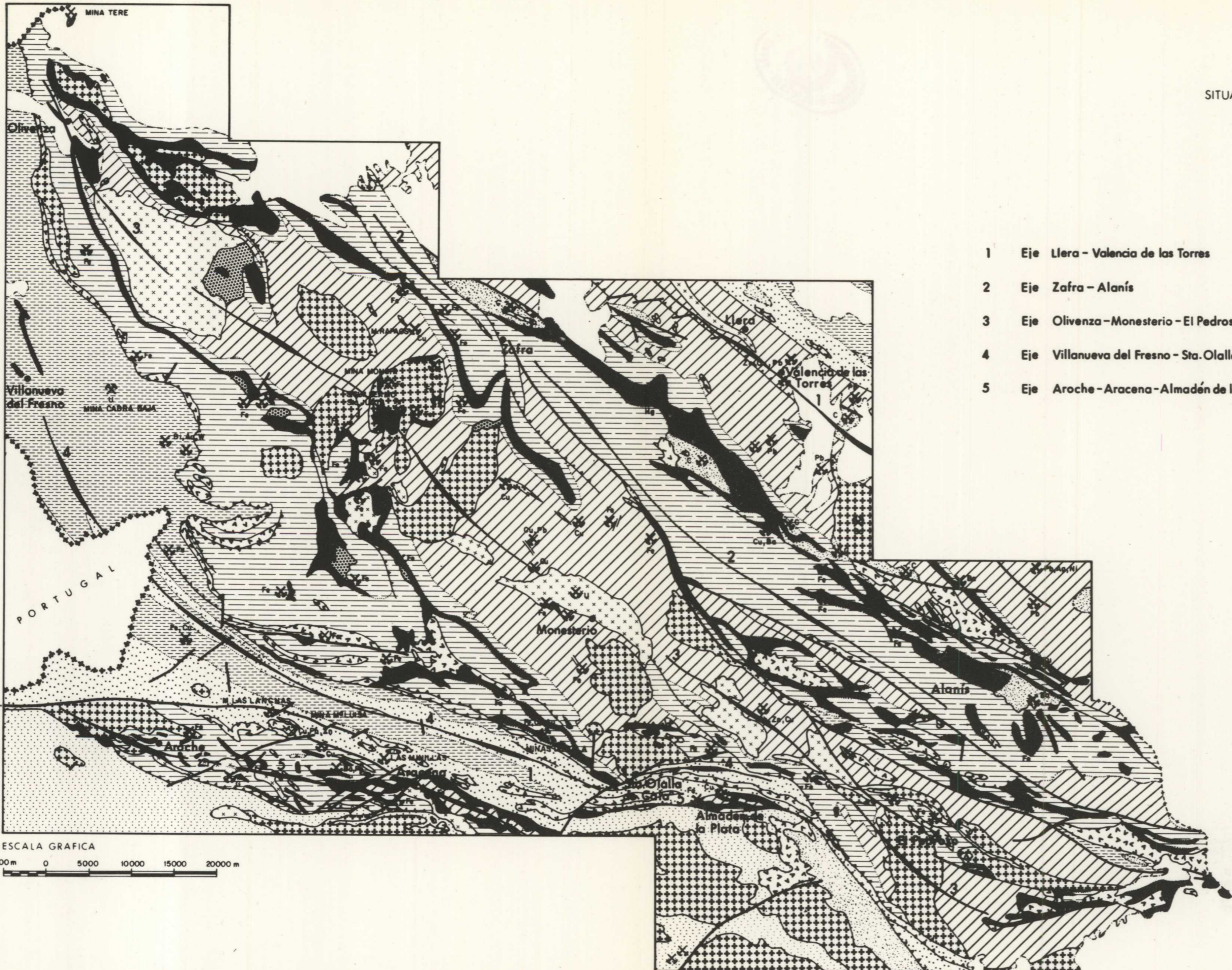
En base al trabajo desarrollado en el presente estudio y a los esquemas y subdivisiones establecidas por otros autores, se han diferenciado (fig. 7) ciertas macroestructuras cuyos ejes de dirección NNO.-SSE. coinciden en grandes líneas con la división en zonas o bandas estratigráficas propuestas anteriormente. En la banda meridional y hacia la región suroriental existen direcciones NO.-SE. a E.-O., en relación probablemente con importantes fracturas inversas, así como con el resultado del entronque de las regiones septentrionales con el denominado «Frente de Aracena», de ALIA MEDINA (1963).

De Norte a Sur se consideran:

1.º Eje de Llera-Valencia de las Torres.

Estructuralmente corresponde a una vasta antiforma en cuyo núcleo se disponen materiales infracámbricos, extendidos desde Badajoz a Córdoba. Esta estructura queda limitada al Norte por un importante accidente-cabalgante, o falla de Azuaga, DELGADO (1971), y al Sur, por las calizas cámbricas de Alanís-Llerena-Los Santos de Maimona. En su flanco septentrional se disponen materiales parautoctonos más jóvenes que enlazarían con las cuarcitas arenigienses de Sierra Hornachos, de tan amplia representación en la región de Alcuía.

En algunos puntos es importante el desarrollo de pliegues de crenulación, acompañados por esquistosidad de fractura, en relación con los cua-



LEYENDA

- 1 Eje Llera - Valencia de las Torres
- 2 Eje Zafra - Alarcón
- 3 Eje Olivenza - Monasterio - El Pedroso
- 4 Eje Villanueva del Fresno - Sta. Olalla de Gata
- 5 Eje Arcoche - Aracena - Almadén de la Plata

- MATERIALES RECIENTES POSTOROGENICOS
- GRANITOIDES POSTECTONICOS
- GRANITOIDES SINTECTONICOS
- GABROS Y EPIDIORITAS
- ROCAS VOLCANICAS
- CARBONIFERO
- DEVONIANO - CARBONIFERO
- DEVONIANO
- ORDOVICIENSE - SILURIANO
- CAMBRIANO { Formación carbonatada
Formación detrítica inf. y sup. y términos sup.
- INFRACAMBRIANO

SIMBOLOGIA

- Falla
- Contacto concordante
- Contacto discordante
- Contacto mecánico
- Cabalgamiento
- Mina en activo
- Mina inactiva o indicio

ESCALA GRAFICA
 5000 m 0 5000 10000 15000 20000 m

les y más tardíamente se van a desarrollar importantes fracturas que individualizarán cuencas carboníferas.

2.º Eje de Zafra-Alanís.

Considerado en conjunto como sinforma, constituye una cubeta rellena por los términos superiores del Cambriano de la zona. Dentro de esta importante estructura, de dirección NNO.-SSE., existen importantes accidentes que hacen cabalgar a las zonas septentrionales sobre las meridionales. Con carácter más tardío, posiblemente en el Carbonífero Superior; se desarrollan fracturas longitudinales, de gravedad y en dirección.

3.º Eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso.

Se corresponde con el anticlinorio Olivenza-Monesterio, de ALIA MEDINA (1963). Constituye la estructura de mayor desarrollo en la zona estudiada. En su núcleo se alojan metasedimentos de la «serie negra» e importantes masas graníticas de características sin y postectónicas, en relación con las cuales se sitúan las importantes metalizaciones de magnetita de Burguillos del Cerro y de Jerez de los Caballeros.

Corresponde a una amplia antifoma de gran recorrido lineal, cuyo eje se incurva en los dominios de las Hojas de Sta. Olalla del Cala y Almadén de la Plata, probablemente debido a los efectos de los importantes accidentes que acompañan a la fractura Zufre-Sta. Olalla del Cala.

Cartográficamente parecen manifestarse dos fases mayores de plegamiento superpuestas de distinta intensidad, de dirección axial NNO.-SSE., y localmente una tercera ortogonal, de eje NE.-SO., en sus dominios centrales, Hojas de Jerez de los Caballeros, Fuente de Cantos y Zafra.

4.º Eje de Villanueva del Fresno-Sta. Olalla del Cala.

Se adosa al flanco meridional del eje anterior, desarrollándose en él términos ordovícicos, silúricos y devónicos según una vasta estructura sinclinal que penetra en Portugal.

Está caracterizado por la presencia de unidades alóctonas o parautoctonas, en estrecha relación con importantes fases de plegamiento isoclinal de vergencia hacia el sur.

En plegamiento posterior a esta fase tangencial se desarrollan estructuras de plano axial vertical a subvertical con esquistosidad de fractura de espaciado irregular.

Con esta deformación se relaciona la macroestructura anticlinal cuyo eje va desde Alconchel a Higuera la Real y las que se desarrollan al NE. de Fregenal de la Sierra, que conforman una gran terminación perianticli-

nal, hacia el sureste de la Hoja de Higuera la Real, en la región de Fuentes de León.

Como deformación posterior cartográfica se presentan ejes subhorizontales de dirección NNE.-SSO., producidos por débiles pliegues tipo «chevrón folds».

5.º Eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata.

Se trata de una vasta estructura antiformal de dirección axial NO.-SE. y E.-O., a partir de la presencia de la falla Zufre-Sta. Olalla del Cala. El sinclinal alojado en el flanco septentrional de la macroestructura que le corresponde con el núcleo del eje anterior, define a partir de la fractura antedicha una estructura monoclinial de buzamiento al Norte, correspondiéndose probablemente con el flanco sur del mismo, quedando el flanco norte cabalgando por la región septentrional.

Estructuralmente se manifiestan primeramente pliegues isoclinales a subisoclinales muy apretados con esquistosidad de plano axial, que se acompaña de importantes fracturas inversas que pueden generar cobijaduras o cabalgamientos hacia el Sur. Con posterioridad se desarrolla una importante deformación que pliega y abomba a las estructuras anteriores según ejes de dirección NNO.-SSO. y planos axiales algo inclinados al Norte, originando una esquistosidad de fractura que transforma ligeramente a la anterior. A esta fase se deben las macroestructuras de la región de Aracena: Anticlinal de La Corte-Jabugo, sinclinal de La Corte-El Quejigo y el anticlinal de Aroche-Cortegana-Sta. Ana la Real, así como otras desarrolladas en terrenos devono-carboníferos en la región de Gil-Márquez y al sur de Almadén de la Plata.

Charnelas de pliegues en «V», de tipo similar con amplitud centimétrica, plano axial subvertical y dirección N. 20°-30° E., se observan preferentemente en rocas de ascendencia pelítica, especialmente en terrenos devónicos. Pueden acompañar a una deformación mayor que producen curvaturas y ondulaciones.

Con posterioridad se presenta una deformación correspondiente a una fase fundamentalmente de fractura, que se traduce por fallas inversas o de desgarre, de dirección E.-O. a NE.-SO. (fallas de Ficalho-Valdelarco, las desarrolladas desde Sta. Ana la Real a Aracena, Zufre-Sta. Olalla del Cala).

3.2 DEFORMACIONES. RELACION DEFORMACION-BLASTESIS

En el estado actual de conocimiento sobre la geología de estas áreas

pre y paleozoicas afectadas por metamorfismo se impone un estudio microtextural entre las deformaciones existentes y el crecimiento mineral.

En principio, y como primera premisa, reconsideraremos las fases de deformación existentes.

Aunque entre los distintos autores que estudiaron la región existen ciertas discrepancias en lo referente a las deformaciones sufridas se pueden aunar sus conclusiones afirmando que en conjunto existen dos fases mayores de deformación, F_1 y F_2 , y otras dos tardías de plegamiento y fracturación, F_3 y F_4 , que esporádicamente crean esquistosidad de fractura.

Las dos primeras fases, homooxiales, de dirección NO.-SSE a NO.-SE., son las causantes de las mayores estructuras presentes. La primera origina pliegues centimétricos a métricos de carácter isoclinal con esquistosidad de plano axial S_1 tipo «slaty cleavage», que deben corresponder a pliegues menores acompañantes de formas estructurales mayores que evolucionan a pliegues-fallas, cobijaduras o verdaderos cabalgamientos en época ligeramente posterior al plegamiento, creándose según los dominios metamórficos, milonitas o blastomilonitas o simples brechas tectónicas.

La segunda fase, menos intensa y tangencial que la anterior, en donde los esfuerzos laterales han jugado un papel restringido, produce pliegues de plano axial subvertical o inclinado hacia el Norte, acompañándose de esquistosidad de fractura S_2 de tipo «strain-slip». Es la responsable de la deformación sufrida por los granitoides intercinemáticos o sintectónicos.

La tercera fase, F_3 , ortogonal a la anterior, parece ser debido a esfuerzos cuyo componente principal es vertical a subvertical, acompañándose de áreas o zonas en donde se producen estructuras cupuliformes, probablemente ligadas al acoplamiento de plutones postectónicos —de ahí la orientación NE.-SO. especial de ciertos cuerpos postectónicos—, o bien, a pasillos o corredores de gran recorrido lineal en estrecha relación con deformaciones de ruptura. Se producen pliegues tipo «kink-bands» de flecha reducida y plano axial subvertical, creándose una alineación, L_3^1 , o L_3^2 , por intersección con los ejes de las deformaciones anteriores.

La cuarta fase, F_4 , corresponde a un sistema de fallas de desgarre, probablemente reactivadas en la orogenia alpídica de direcciones NE.-SO. a E.-O., que incurvan las estructuras anteriores, principalmente en la zona meridional estudiada.

Independientemente y con antelación a estas fases de deformación, existe en áreas restringidas, sobre todo al norte, en la región de la serie de paraneises de Llera-Valencia de las Torres, indicios petroestructurales y estratigráficos que evidencian una fase previa —posiblemente prehercínica de edad Cambro-Ordovícica de carácter tangencial, producida en ambiente metamórfico alto.

Los datos expuestos, que obligan a considerar esta concepción y que permiten precisar la existencia de una orogénesis prehercínica, correlacionándose con otros dominios del macizo Hespérico, OEN (1970), FLOOR (1966), MARTINEZ GARCIA (1973), son los siguientes:

- a) Presencia de una laguna estratigráfica que alcanza a los niveles del Cambriano Medio-Superior.
- b) Presencia de conglomerados basales ordovicienses con cantos de arenisca, pizarras y esquistos con biotita.
- c) Conformidad con las series estratigráficas de la zona de Alcuña, en donde se desarrolla claramente la discordancia infracámbrica producida por la fase toledánica, LOTZE (1956), APARICIO YAGÜE (1971).
- d) Existencia de un metamorfismo previo, probablemente de presión intermedia, y seguramente conservado como residual (distena), en los paraneises de Llera-Valencia de las Torres.
- e) Existencia de cuerpos graníticos, alcalinos e hiperalcalinos, CAPDEVILA et al. (1971), MUÑOZ et al. (1974), afectados por la primera deformación hercínica análogas a las de Galicia y Portugal; datados con 500 a 460 m. a.

El metamorfismo presente representa una facies de baja a intermedia presión, BARD (1967, 1971, 1973), si bien no ha de excluirse rocas correspondientes a facies de más alta presión, análogas a las existentes en otros dominios del Macizo Hespérico, CAPDEVILA (1969).

Las series claramente metamórficas se distribuyen en dos sectores según dos franjas o cinturones: uno al Norte, correspondiendo a la región de Usagre, y otro al Sur, en la región de Aracena. En ambos dominios metamórficos se caracteriza la gradación metamórfica por secuencias mineralógicas progresivas que van desde la facies esquistos verdes a la facies anfibolitas de sillimanita-andalucita, MIYASHIRO (1973), o hasta la facies granulítica en el meridional, BARD (1969), alrededor de un eje termal, disponiéndose en zonas alejadas la asociación mineralógica clorita \pm moscovita, cuarzo, con cordierita y sillimanita presentes al aumentar la temperatura junto con feldespato potásico y moscovita. Las facies de más alta temperatura están caracterizadas por la desaparición de moscovita primaria, cambio de microclina a ortoclasa y desarrollo frecuente de granate.

En la región de Usagre se observa un ascenso gradual térmico centrípeto hacia la importante fractura que se extiende desde Córdoba a Badajoz.



La paragénesis mineral en materiales pelíticos epizonales es: cuarzo \pm moscovita \pm clorita \pm opacos; en neises o esquistos: biotita \pm \pm cloritoide \pm almandino \pm estauroлита \pm cordierita \pm andalucita \pm sillimanita \pm distena.

Los materiales carbonatados de la formación cámbrica, que normalmente afloran en niveles epizonales, suelen alcanzar niveles mesozonales en la región de Aracena, desarrollándose la paragénesis anfíbol (tremolita) \pm granate \pm epidota \pm diópsido \pm olivino \pm wollastonita, BARD (1969).

La secuencia mineral progresiva en las rocas básicas de los cinturones metamórficos oscila igualmente desde facies esquistos verdes a las facies granulíticas, FABRIES (1963), BARD (1969). Las metabasitas están caracterizadas por la presencia de actinolita, hornblenda azul verdosa a verde y hornblenda marrón-verdosa a marrón a alta temperatura.

Los fenoblastos de los minerales críticos metamórficos se desarrollan fundamentalmente en relación con F_1 , originándose micas que definen y constituyen la foliación principal S_1 . Blastesis relativamente frecuentes de fases minerales (granate, por ejemplo), aparecen con texturas rotacionales, o bien con signos de cristalización precinemática (biotitas fracturadas y corridas en los bordes, etc.), e incluso con síntomas claros de inestabilidad (granate transformándose en biotita).

La actuación de F_2 se produce en niveles epizonales. La esquistosidad de fractura S_2 , definida por clorita y/o moscovita, afecta a S_1 , que a veces se conserva bajo formas sigmoidales, presentándose normalmente ambas como esquistosidades conjugadas. En esta fase se interrumpe el crecimiento de los minerales, desarrollándose posteriormente blastesis por influjo de cuerpos plutónicos de características postectónicas. La máxima intensidad metamórfica alcanzada en la región suroriental del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, viene representada por corneanas hornbléndicas, mientras que en otros casos y sobre todo en regiones septentrionales la aureola metamórfica está representada por corneanas de albita-epidota.

Aparte de este metamorfismo termal, subsiguiente al metamorfismo regional, es muy probable la existencia en grandes áreas del eje Cortegana-Aracena-Almadén de la Plata de procesos neumatolíticos definidos por pequeños afloramientos de granitos leucocráticos muy evolucionados, pegmatitas y pegmatitas turmaliníferas, etc.

3.3 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Aunque el edificio estructural de esta parte del Macizo Hespérico es debido a la actuación de la orogenia hercínica, no se debe excluir la

valoración de las deformaciones anteriores que a grandes rasgos han sido comentadas anteriormente.

La naturaleza de los materiales infracámbricos, así como las relaciones con el paleozoico suprayacente, han sido problemáticas desde largo tiempo, MACPHERSON (1879), FRICKE (1940), LOTZE (1945). Por una parte, se presentan las ideas sobre la actuación de deformaciones precámbricas acompañadas o no de metamorfismo, y por otra, las deformaciones paleozoicas-prehercínicas.

Respecto a las deformaciones «precámbricas» existentes, en nuestra opinión creemos que no se trata de fases acompañadas de metamorfismo, sino más bien de movimientos epirogénicos con probable emersión y erosión de materiales que surten a la transgresión cámbrica.

El carácter transgresivo de las cuarcitas ordovicienses en la región septentrional, así como en la zona de Ossa Morena, marca una discordancia profunda entre el Cámbrico Medio y el Ordoviciense Inferior. Estudios recientes en zonas centroibéricas, así como en Ossa Morena, LOTZE (1956), BOUIX (1970), VEGAS (1971), distinguen dos fases, una dentro del Cambriano Superior y otra entre éste y el Ordoviciense Inferior. Las importantes manifestaciones volcánicas que se encuentran distribuidas a lo largo de la sucesión litoestratigráfica, especialmente entre el Cambriano Medio y el Ordoviciense, así como las manifestaciones plutónicas alcalinas señaladas anteriormente en el eje Badajoz-Córdoba, inciden hacia una importante época distensiva que bien pudo desarrollarse a continuación de una fase comprensiva tangencial caledónica, muy posiblemente cambro-ordovícica.

En cuanto se refiere a la edad de las deformaciones hercínicas, es bastante imprecisa su datación dada la desigual repartición de los terrenos del Paleozoico Superior. En la zona septentrional, que presenta una sucesión paleozoica más completa (con inclusión de terrenos del Carbonífero Superior) la fase metamórfica, M_1 , que acompaña a la deformación principal, F_1 , afecta a los terrenos devónicos y no a los carboníferos viseense o namurienses. Estos, a su vez, están plegados y afectados por esquistosidad de fractura S_2 , que definen los pliegues de fase F_2 , así como por las deformaciones posteriores F_3 y F_4 . Terrenos del Carbonífero Superior, en las Hojas de Llerena y Guadalcanal, aparecen con características posttectónicas dispuestas en cuencas subhorizontales, afectadas únicamente por fracturas de gravedad o rumbodeslizantes.

En la zona meridional, el flysch devono-carbonífero aparece plegado por la fase mayor y está afectada por la esquistosidad principal S_1 ; por tanto, su datación debía ser al menos devono-carbonífera o carbonífera inferior. Este fenómeno, que implicaría un diacronismo en la fase de deformación principal, se explicaría admitiendo una migración hacia el Sur

de la cuenca de sedimentación al tiempo que se produce la deformación principal. En este esquema evolutivo, propuesto ya por BARD (1969), la diferencia manifiesta de edad no sería muy grande. La segunda deformación afecta hasta terrenos carboníferos del Westfaliense C., PRUVOST (1914), TEIXEIRA (1943), LOTZE (1945), FEBREL (1967), produciéndose a continuación las deformaciones F_3 y F_4 , ya que los terrenos carboníferos superiores estefanienses-autonienses de la cuenca del río Viar aparecen prácticamente exentos de plegamiento.

3.4 HISTORIA GEOLOGICA

La evolución geológica de los materiales presentes puede sintetizarse a tenor de los procesos sedimentarios tectónicos, deformativos y metamórficos de la siguiente forma:

1.º Deposición en zonas no muy profundas y alejadas del área madre, durante movimientos que elevarían zonas del geosinclinal, de una potente serie cuarzo-pelítica con aisladas emisiones volcánicas producto de la actividad magmática eugeosinclinal.

2.º En el comienzo del Cambriano se desarrollan probables movimientos corticales que inician la actividad tectogénica de la cuenca, con desarrollo de elementos conglomeráticos con clastos de lavas y rocas granudas ácidas en una matriz arenoso-pelítica. Esta actividad se acompaña de un volcanismo ácido o básico de tipo distensivo, según la distribución de los dominios del geosinclinal. La intrusión de algunos diques ígneos de naturaleza básica a intermedia darán lugar a las anfibolitas presentes en la «serie negra».

3.º Durante el Cambriano se depositaron diversos tipos de materiales cuyas variaciones faciales y litológicas marcarán la distribución de las distintas áreas de la cuenca sedimentaria. En el Cambriano Medio-Superior se inicia una laguna estratigráfica, probablemente de origen tectónico, que afecta a casi toda el área estudiada. Como consecuencia de ésta, los materiales del Cambriano Medio e incluso Inferior aparecen en contacto directo con los restantes paleozoicos. Esta fase Caledónica es la responsable de la iniciación de una nueva actividad volcánica producida por la fracturación profunda de la corteza. Los materiales volcánicos básicos (lavas básicas y espilitas) se concentran en áreas más meridionales a las producidas anteriormente.

4.º En momento de descompresión siguiente a la deformación tangencial anterior se producen fracturas ortogonales a la dirección de esfuerzos laterales NE-SO., que favorecen el emplazamiento de cuerpos graníticos

longitudinales de naturaleza alcalina hiperalcalina (ortoneis de Llera-Valencia de las Torres).

5.º Los materiales cámbricos son recubiertos al Sur por sedimentos profundos y débiles intercalaciones volcánicas correspondientes al Ordoviciense y Siluriano. Al Norte, se inicia la transgresión ordoviciense en un medio litoral con depósitos sefíticos y samíticos.

6.º Nuevos movimientos producidos probablemente al final del Siluriano determinarían el levantamiento irregular de áreas del geosinclinal, constituyéndose cuencas parciales devónicas.

7.º Los sedimentos del Devoniano Medio corresponderían a una transgresión prolongada hasta el Devoniano Superior, acompañándose con importantes manifestaciones volcánicas básicas preorogénicas, predecesoras de la fase principal de la deformación hercínica.

8.º Primera fase de plegamiento hercínica. Forma pliegues de vergencia al SO. y esquistosidad principal del plano axial. Genera un metamorfismo de presiones bajas a intermedias, que en determinadas áreas de las Hojas de Usagre, Aroche, Aracena, Almadén de la Plata, Palma del Río, etcétera, alcanzan estadio medio y alto con desarrollo de migmatización. Se producen cabalgamientos y fallas de dirección.

9.º Intrusión de masas graníticas o granitoides sintectónicas o sin-cinemáticas.

10. Formación en regiones septentrionales del área estudiada por tectónica de descompresión de cuencas carboníferas y en la zona meridional de una sedimentación tipo flysch de características sintectónicas.

11. Desarrollo de la segunda y tercera fase de plegamiento.

12. Intrusiones graníticas posttectónicas con metamorfismo de contacto, en tectónica de gravedad.

13. Esfuerzos póstumos producen fallas en dirección paralela a los contornos geológicos y fallas de desgarre.

14. Deposición en discordancia erosivo-angular de los materiales carboníferos-pérmicos.

15. Reactivación en la orogenia alpídica de fracturas y cabalgamientos tardihercínicos.

3.5 ALOCTONIA EN EL FLANCO MERIDIONAL DEL EJE OLIVENZA-MONESTERIO-EL PEDROSO

Existe una serie de afloramientos carbonatados cámbricos situados sobre niveles estratigráficos más modernos, incluso sobre los clásticos silúricos en la Hoja de Higuera la Real y pizarrosos en Villanueva del Fresno, cuya posición estructural nos permite considerarlos como elemen-

tos alóctonos, residuos del deslizamiento producido en épocas de deformación hercínica, BARD (1969), GUTIERREZ ELORZA (1970).

La significación tectónica de las calizas asignadas al Cambriano en las Sierras de la Luz, Moncarche y Alcañices (Hoja de Villanueva del Fresno), así como la evidencia en el flanco norte del sinclinal de Herrerías (Hoja de Sta. Olalla del Cala) de disarmonías tectónicas, plantea un problema cuya solución conviene armonizar coherentemente.

Por un lado las calizas de los alrededores de Villanueva del Fresno, situadas en un núcleo sinclinal silúrico, no aparecen datadas claramente como cámbricas. Su identificación ha sido posible merced a la estrecha relación con las facies pizarrosas abigarradas superiores CA₁₃, con las que afloran al SO. del pueblo.

No se excluye la posibilidad de que ciertas masas calcáreas puedan corresponder a una edad silúrica e incluso devónica, si bien un desarrollo tan acusado no nos parece existe en estos sistemas.

La geometría y forma de sus afloramientos hacen más verosímil su posición dentro de una tectónica tangencial de despegue, posterior desde luego al Siluriano y posiblemente al Devoniano y anterior a la segunda fase de plegamiento F₂.

Respecto a los isleos tectónicos situados en la región suroriental de la Hoja de Higuera la Real, así como a los existentes al norte del flanco septentrional del sinclinal de Herrerías, se puede indicar que son fenómenos acompañantes a las estructuras generadas en el flanco meridional del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, desde Jerez de los Caballeros a Arroyomolinos de León.

El sinclinal de Herrerías aparece enmarcado cartográficamente por las calizas cámbricas, con su núcleo ocupado por terrenos arenoso-pizarrosos del Cambriano Medio.

El contacto del flanco septentrional, suavemente inclinado hacia el Sur, aparece discordantemente recubriendo materiales más jóvenes (Hojas de Monesterio e Higuera la Real), definiendo un contacto mecánico que tectónicamente se explicaría de acuerdo con estas dos posibilidades: bien que las rocas carbonáticas hubiesen actuado como núcleos extruidos en la primera fase de plegamiento, o bien que correspondiesen a materiales originariamente situados al norte y a mayor distancia.

En este contexto es interesante recabar la atención sobre la situación en conjunto de la estructura sinclinal, ya que podría producirse como resultado del plegamiento de una unidad alóctona parcial, o bien como formando parte de un manto superficial hacia el SO. en estrecha relación con la primera deformación tangencial. A este respecto se indica que en la superficie de despegue aparecen abundantes brechas calcáreas con todos los límites intermedios entre brechas tectónicas y sedimentarias

claramente estriadas por un metamorfismo dinámico ligado a una segunda fase de compresión.

La raíz se situaría entre Cala y Segura de León, correspondiéndose con el flanco sur del sinclinal de la zona situada al sur del afloramiento calcáreo ligado a los porfiroides de Bodonal-Cala, en cuyo núcleo se sitúa la formación detrítica superior CA₁₃, equiparable a la fosilífera de Vila-Boim (Hoja de Elvas, Portugal).

Para el caso de los «kipples» del sur de la Hoja de Higuera la Real se propone como zona de raíz el borde meridional del contacto de las calizas cámbricas extendidas desde Jerez de los Caballeros hasta el sureste de Fregenal de la Sierra. Presumiblemente formarían parte de un extenso manto generado con posterioridad a la primera fase tectónica tangencial hercínica, que produce una amplia zona anticlinal de vergencia SO. y dirección axial NO.-SE., cuyo flanco septentrional sometido a una segunda compresión llega a cabalgar y recubrir la charnela y la zona del flanco meridional.

4 ROCAS IGNEAS

INTRODUCCION

La actividad ígnea que afectó a la cuenca geosinclinal está representada por manifestaciones volcánicas de gran continuidad en el amplio lapso de tiempo que va desde el Infracambriano al Carbonífero Superior, caracterizándose por dos líneas o tendencias químicas, ácida y básica, y por una actividad intrusiva compleja e importante, manifestada probablemente ya con anterioridad a la principal etapa tectono-metamórfica y continuada durante y posteriormente con un magmatismo tardío que se acompaña de metamorfismo de contacto de variable característica geotérmica.

En este contexto evolutivo se han estudiado los diferentes grupos de rocas, incluyendo el de las rocas volcánicas en los apartados litoestratigráficos correspondientes, y el de las rocas intrusivas, posteriormente, ya que globalmente es muy superior el porcentaje de rocas correspondientes al magmatismo tardío.

Dentro de las rocas intrusivas se han distinguido dos grandes grupos: uno, bajo la denominación de granitoides sintectónicos y/o intercinemáticos de acuerdo con los procesos deformativos y metamórficos en relación con los cuales se han originado; y otro, denominado granitoides postectónicos, por ser su emplazamiento posterior a la fase final de plegamiento.

Rocas intrusivas, premetamórficas (ortoneises), se incluyen en el apartado correspondiente a las rocas de medio y alto metamorfismo por presentar características de recristalización y filonitización predominantes sobre los caracteres ígneos que suelen ser residuales.

4.1 GRANITOIDES SINTECTONICOS O INTERCINEMATICOS

Comprenden una serie de granitos, alcalinos o calcoalcalinos, estrechamente relacionados en su mayor parte con los fenómenos tectogénicos

y controlados por los procesos metamórficos inherentes a las series pre y paleozoicas.

Las observaciones realizadas sobre los diferentes grupos de rocas nos conducen a considerar diversos tipos de granitoides sintectónicos, comprendiendo tipos desde granodioritas o dioritas con cordierita e hiperstena, BARD et FABRIES (1970), en el eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata, granodioritas (Gil Márquez y Barcarrota) a rocas alcalinas localmente con tendencia hiperalcalina (alrededores y región septentrional de Barcarrota). El estudio se efectúa de acuerdo a los criterios petrográficos y fundamentalmente estructurales (meso y macro) en relación con los que se sitúan sus afloramientos. A este respecto es importante señalar que estos materiales se han podido formar después de una fase metamórfica y antes de una segunda más débil.

4.1.1 GRANITOIDES SINTECTONICOS DEL EJE OLIVENZA-MONESTERIO-EL PEDROSO

Comprende las granodioritas del macizo de Barcarrota y rocas alcalinas asociadas, los pequeños asomos situados a las Hojas de Jerez de la Frontera y Fuente de Cantos y el macizo de Sierra Padrona, en la Hoja de Almadén de la Plata.

Los afloramientos definen cuerpos intrusivos subredondeados a subalargados dentro de materiales de la «serie negra» e incluso de los materiales calcáreos del Cambriano Inferior. Están constituidos por complejos graníticos formados fundamentalmente por granodioritas, adamellitas, granitos alcalinos, porfídicos o no, con desarrollo acusado de deformación mecánica, debida probablemente a un efecto de metamorfismo dinámico que confiere a la roca aspecto neísico.

El carácter magmático de estas rocas, que además de situarse entre materiales infra y cámbricos de bajo grado metamórfico, queda manifestado claramente por la presencia de texturas residuales ígneas.

4.1.1.1 Macizo de Barcarrota

Aflora discordantemente hacia el límite noroccidental y en el núcleo del eje, de la estructura Olivenza-Monesterio-El Pedroso, dentro de los materiales de la «serie negra», siendo enmarcado por calizas cámbricas de las que conserva enclaves métricos a decamétricos. Origina un amplio paraje topográficamente deprimido, recorrido en su mayor parte por el río Olivenza.

Macroscópicamente son rocas claras y aspecto porfídico, en las que se identifica claramente una esquistosidad de fractura de dirección N. 130° E, progresivamente desarrollada a partir del ángulo sureste. Petrográficamente se distinguen diversas facies que se distribuyen bien irregularmente en manchas aisladas, o bien, concentradas en el límite suroriental, alrededor del pueblo de Barcarrota. En la parte norte del complejo e incluso fuera de él, se sitúan rocas tipo diorítico y posiblemente diabasas anfibolíticas, según pequeños cortejos perigraníticos, al Norte del pico los Bayones, que bien pudieran estar ligadas con los precursores básicos del Noroeste peninsular, CAPDEVILA (1969), o con procesos anteriores de cristalización magmática.

Hacia el centro y sur del afloramiento, aparecen cuarzosienitas y gabros anfibolíticos con otras rocas de carácter intermedio, así como lentes calcáreas transformadas en «skarn». La separación entre estas facies y la habitual del batolito —granodiorita— se realiza gradualmente, si bien se señala la existencia de una falla de dirección NE.-SO. de marcada importancia, pero que de ningún modo los delimita.

Las granodioritas, rocas de grano grueso con megacristales de feldespato potásico y/o plagioclasa, aparecen marginalmente con un tamaño de grano sensiblemente inferior.

Están compuestas por cuarzo, plagioclasa y mica, con feldespato potásico y opacos como accesorios. El plagioclasa (oligoclasa), con maclas polisintéticas, está ligeramente distorsionado y girado, al igual que la mica (moscovita), cuyos cristales aparecen deformados. Las sienitas, rocas de textura granular hipidiomórfica con signos evidentes de cataclasis, están constituidas por plagioclasa, cuarzo, clorita, esfena y opacos. El plagioclasa, que tiene un ángulo axial $2V = 81^\circ$, un ángulo de extinción $= 14^\circ$ y un contenido en An $= 6\%$, es albita. El cuarzo, mineral accesorio, se presenta rellenando intersticios y en granos fracturados de extinción ondulante.

Las rocas, de composición gabroide, de color gris oscuro o negro, de grano grueso y medio, están compuestas principalmente por plagioclasa (labrador, An 58 %) y anfíbol, pseudomórfico de piroxeno; como accesorios opacos y óxidos de hierro; olivino accidental.

Dado el tránsito de las granodioritas a los gabros a través de cuarzosienitas, así como por la gradación básica evidente hacia el sureste, en donde se localizan términos calcáreos, pensamos que todo este conjunto pudo ser originado por endomorfismo de una serie encajante de naturaleza calco-magnésiana en contacto con masas graníticas de naturaleza ácida a intermedia. En este contexto se produciría un proceso de desilicificación gradual que podría llegar incluso a la formación de feldespatoideos, fenómeno que en este macizo aún no está probado. En general, el macizo en su totalidad presenta mayor contenido en materiales silíceos hacia sus

bordes, sobre todo cuando éstos están representados por la formación detrítica inferior cámbrica, y por el contrario en las proximidades de la formación carbonatada existe una transición hacia términos epidioríticos, gabroideos, etc., si bien esto no ha podido ser demostrado en las masas gabroides de extensión reducida, distribuidas irregularmente en el macizo.

4.1.1.2 Asomos graníticos correspondientes a las Hojas de Jerez de los Caballeros y Fuente de Cantos-Monesterio

En la Hoja de Jerez de los Caballeros, FEBREL (1970), existen pequeños afloramientos distribuidos irregularmente, encajando en la «serie negra» y en contacto directo con las calizas cámbricas. Son rocas de color gris rosado, de grano fino, débilmente orientadas o no, de naturaleza cuarzo-diorítica.

Extendiendo, según dirección N. 130° E. en las Hojas de Monesterio y Fuente de Cantos, existe un macizo granítico distribuido según dos manchas cartográficas, compuesto por rocas granodioríticas y adamellititas de grano medio a grueso, groseramente esquistosadas, que pasan tanto al norte como al sur, mediante contactos graduales, a rocas graníticas pertenecientes a macizos postectónicos. Excepcionalmente en facies de borde, en relación con los metasedimentos, existe una transición definida por una aureola de neises o esquistos feldespáticos.

Las muestras observadas tienen como componentes principales: cuarzo, feldespato potásico (microclino), plagioclasa, biotita, moscovita, apatito, clorita, circón, rutilo y opacos como accesorios. La biotita, variedad pardorrojizo típica de granodioritas presenta inclusiones de apatito y circón, éste con halos radiactivos. En el tránsito hacia las rocas de caja, que se produce de manera difusa y gradual a veces con existencia de migmatitas de inyección, existen pequeñas apófisis de composición microgranodiorítica, en los que la moscovita suele presentarse como mineral principal junto con el cuarzo y plagioclasa.

4.1.1.3 Macizo de Sierra Padrona

Aflora en dos manchas hacia el núcleo de un anticlinorio que se extiende por las Hojas de Puebla del Maestre y Almadén de la Plata. Está constituido por variables tipos de rocas entre granodioritas y granitos porfíricos deformados.

El carácter intrusivo está claramente definido cartográficamente, enca-

jando en la «serie negra», así como en menor proporción en los materiales porfiroides del Cambriano Inferior.

Los componentes esenciales son cuarzo, plagioclasa, microclina y biotita. El plagioclasa (albita a oligoclasa) aparece en cristales subredondeados debido a los efectos de trituración y dislocación, creados en un metamorfismo marcadamente cataclástico. El cuarzo aparece formando parte de un agregado granoblástico o definiendo la orientación planar. La biotita (cloritizada) forma con el cuarzo bandas de recristalización que definen la esquistosidad de la roca.

4.1.2 GRANITOIDES SINTECTONICOS DEL EJE AROCHE-ARACENA-ALMADEN DE LA PLATA

Este tipo de granitoides comprende a los que se extienden desde las inmediaciones del pueblo de Aroche, hasta Higuera de la Sierra, en el ángulo suroccidental de la Hoja de Santa Olalla del Cala, y a los situados al Sur de esta franja, en las inmediaciones de la estación de Gil Márquez. Mineralógicamente ambos tipos son diferentes; BARD et al. (1970) relacionan el primer grupo con fenómenos anatéticos inducidos, generados por procesos metamórficos de alto grado en la facies de «anfíbolita con cordierita», mientras que los segundos representarían una intrusión granodiorítica intercinemática de características análogas a las descritas en el eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso.

4.1.2.1 Macizos de Cortegana-Aracena

Diversos grupos de rocas se incluyen en este macizo, que encaja concordantemente en las series metamórficas adyacentes. El macizo, que presenta forma alargada de gran continuidad longitudinal, únicamente interrumpida por «decrochement» inversos o por fallas en dirección, muestra contactos netos con los metasedimentos a través de pequeñas apófisis laterales, encontrándose en la parte occidental numerosos enclaves y «schlieren» de esquistos o neises.

Las rocas muestran orientación subparalela a la foliación principal del encajante, si bien hacia el O. de Santa Ana la Real parece ser que la masa granítica corta ligeramente a las estructuras metamórficas de carácter migmático de Fuente del Oro, tratándose, en este caso, de probables interpenetraciones o removilizaciones posteriores.

Hacia el Este, estas rocas oscuras y heterogranulares están compuestas por plagioclasa (An 25), biotita, cuarzo, ortosa, o microclino y cantidades

variables de moscovita, turmalina, apatito, circón, minerales opacos y espinela, con granate (almandino) esporádicamente.

El cuarzo forma granos alotriomorfos de marcada extinción ondulante; el plagioclasa está ligeramente sericitizado y la biotita (marrón-rojiza) contiene circones con halos radiactivos.

Hacia el Oeste, a partir de Santa Ana la Real y hasta Cortegana, junto con esta banda de granito estratoide, abundan numerosos asomos distribuidos en el complejo metamórfico (alrededor de Agua Fría y SO. de Jabugo), que presentan sillimanita. A veces, por efecto de la meteorización, se presentan en bolos aparentemente sin orientación preferente, pero en otros casos están afectadas por una esquistosidad clara. En la Hoja de Aroche y hacia la zona de Santa Clara, las muestras estudiadas corresponden a dioritas piroxénicas o piroxénico-cordieríticas. Las primeras están compuestas por plagioclasa (An 30-64), biotita (marrón-rojiza), anfíbol y piroxeno como componentes principales, y cuarzo, claramente intersticial, esfena, circón, apatito, feldespato potásico y opacos como accesorios.

Hacia el noreste del Hurón (Hoja de Aroche) y en las proximidades de Cortegana (Hoja de Aracena), aparecen granodioritas y gabros difusamente entremezclados. Las granodioritas de hiperstena-cordierita han sido definidas por BARD (1969) como de afinidad charnoquítica. Su composición mineral es de plagioclasa (An 30), biotita, cordierita, hiperstena, cuarzo y ortosa.

Al sureste de la Hoja de Ventas Quemadas y situado al NO. de Lora del Río, FABRIES (1963) cita, en la parte central del macizo de Camachas, granodioritas con cordierita, que parecen corresponderse con las del macizo Aroche-Aracena, así como granitos a granodioritas tardimigmatíticas, de grano fino débilmente orientados.

4.1.2.2 Macizo de Gil Márquez

Este pequeño macizo constituye el extremo occidental de una más importante intrusión granítica de características postectónicas (macizo Escalada-Los Orullos). Cartográficamente estas rocas, de facies común, un granito neisificado (ortoneis) de tendencia porfídica, pasan insensiblemente hacia rocas en donde resulta difícil observar el efecto tectónico. Su forma alargada en dirección NO.-SE. coincide netamente con las estructuras mayores de plegamiento, resultando en conjunto intrusivo en las series volcano-sedimentarias del Devono-Carbonífero.

Junto con las facies comunes de megacrístales de ortosa o microclino y plagioclasa, con tamaños de hasta 1-2-1 cm. se presentan bandas de ro-

cas melanocráticas (tonalitas) y otras micrograníticas de 2-3 m. de potencia de color rosa a gris clara, ligeramente aplíticas y orientadas.

Estas granodioritas están compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, anfíbol y biotita; con esfena, apatito, allanita, circón y opacos como accesorios.

La roca contiene, debido a procesos retrometamórficos que generan intensa recristalización de cuarzo en la matriz, sericita, moscovita y epidota.

4.2 GRANITOIDES POSTECTONICOS

Comprende a gran cantidad de batolitos graníticos tardiorogénicos desarrollados fundamentalmente en el eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, y en menor proporción en la zona meridional, en el flanco sur del eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata, encontrándose hacia los bordes de las zonas de emplazamiento pequeñas apófisis micrograníticas.

Están constituidos por términos granodioríticos, dioríticos, tonalíticos y numerosas facies cuarzodioríticas a gabroideas de reducida extensión, con pasos graduales entre los diversos tipos.

Los caracteres petrográficos, así como el estudio cartográfico, sugieren la idea de la existencia de una zonación magmática primaria en el conjunto granítico postectónico, con fenómenos de solidificación y alcalinización marginal en el momento de su emplazamiento.

Determinan metamorfismo de contacto en el encajante según una aureola térmica restringida al tipo de contacto y material.

4.2.1 GRANITOIDES POSTECTONICOS DEL EJE OLIVENZA-MONESTERIO-EL PEDROSO

Afloran en el corazón del eje numerosos batolitos graníticos con formas subredondeadas o elípticas, encajando en los metasedimentos del Infrecambriano y del Cambriano Inferior, excepción del macizo de las Jarillas, al Sur, que contacta mecánicamente con terrenos devónicos.

Las alineaciones que, en general, se disponen según dos direcciones principales, una NO.-SE. y otra NE.-SO., forman auténticos complejos graníticos cuyo carácter común es la influencia de las formaciones calcáreas encajantes que determinan un aspecto estratiforme o fajeado en las dioritas y tonalitas anfibólicas. En general, estos granitos, s. l., que aparecen bien con facies de megacrístales o como facies inequigranulares mantenidas dentro del tipo de grano medio a grueso, presentan aspecto cupuliforme determinado por el tipo de diaclasado desarrollado.

Son abundantes los megacristales feldespáticos constituidos por microclino y más abundantemente por plagioclasa de fuerte zonación. La moscovita y minerales alumínicos están ausentes o bien (la moscovita) como accesorio y mineral secundario.

4.2.1.1 Macizo del Almendral-Valverde de Leganés

Situado en su mayor parte en la Hoja de Alconchel, se extiende en dirección NE.-SO. entre los pueblos de Almendral y Valverde de Leganés. Está enmarcado por las calizas de arqueociátidos, conservando auténticos enclaves calcáreos variablemente transformados.

Como pauta general, las rocas, de color rojo o rosado, forman stocks y cuerpos o diques aislados que en ocasiones parecen representar bordes graníticos o facies subvolcánicas, indentándose con los cuerpos básicos de la formación carbonatada (CA₁₂). A tal efecto sería interesante comprobar tal asociación en estudio detallado.

La característica principal de este batolito es la gran variedad petrográfica, en general más ácida y alcalina que el resto de los del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso. Se distribuyen términos comprendidos entre granitos o granófiros, sienitas, microsienitas y sienitas muy alcalinas. El tamaño del grano varía progresivamente del centro hacia los bordes, pasando de grano medio a fino, siendo patente la ausencia de deformación mecánica.

Dentro de su variedad petrográfica —que invita a efectuar estudios detallados, como se decía anteriormente— los componentes principales del conjunto son \pm cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita), con circón, apatito, biotita \pm esfena \pm anfíbol verde en restringidas facies del endocontacto en calizas y opacos.

El feldespato es ortosa, fuertemente pertítica en cristales subautomorfos.

4.2.1.2 Macizo de Salvatierra de los Barros

Este batolito, de forma elíptica y alargada, según dirección N. 140° E., ocupa la parte central de la Hoja de Burguillos del Cerro, encajando en los materiales epizonales de la «serie negra».

Están representadas esencialmente granodioritas de grano grueso con desarrollo de megacristales feldespáticos. Debido al tamaño del grano, superior a 4 mm., las rocas son fácilmente atacables por la meteorización, originándose en consecuencia una morfología suave recubierta por un arenazo, en la que destacan los típicos bolos inalterados.

En la composición mineral, el plagioclasa supera ampliamente los porcentajes de cuarzo y feldespato potásico. Como minerales máficos se presentan: biotita y anfíbol (hornblenda), con clinopiroxeno en las facies tonalíticas, así como epidota y esfena junto a los minerales accesorios típicos, apatito y circón.

Los plagioclasas (An 20-32), generalmente con tendencia euhedral, dan lugar a sinneusis. El feldespato potásico, ortosa, se encuentra junto con el cuarzo en forma intersticial, escasamente pertitizado.

4.2.1.3 Macizo de Burguillos del Cerro

Ocupando la esquina suroriental de la Hoja de Burguillos del Cerro aflora un complejo intrusivo de forma subcircular de leve dirección NE.-SO. con una apófisis terminal en su borde meridional, ya en la Hoja de Jerez de los Caballeros.

El contacto intrusivo con los materiales de la «serie negra» suele estar en algunos sectores afectado por accidentes tectónicos postemplazamiento, conservando no obstante la aureola metamórfica.

Predominantemente está formado por granodioritas de grano medio, adamellitas, tonalitas y gabros en menor proporción. Hacia la parte meridional del macizo, en el sector de Riogordo, es posible observar la existencia en el área perigranítica de neises y migmatitas causadas probablemente por fenómenos de inyección o de hidratación y feldespatización inducida.

Existen fenómenos de zonación horizontal y vertical en las diversas facies petrográficas existentes, manifestadas particularmente en la región situada al Norte y Este de Burguillos del Cerro, en donde se presentan rocas de naturaleza tonalítica y diorítica de aspecto bandeado o estratiforme, según direcciones que oscilan entre N. 30° E. y N. 70° E., alternando en ocasiones con lentejas calcáreas o auténticos «skarns».

Por otra parte, hacia la zona del arroyo del Molino Alto, se presentan dos bandas de diorita orientadas aproximadamente según dirección N.-S., en las que se diferencia marcadamente la distribución de los cristales de anfíbol y biotita según un plano que buza 30-40° al E. Esta «seudoestratificación» puede considerarse bien como estructura reliquia sedimentaria o como estructura magmática primaria según el esquema típico de cristalización. Al respecto podemos indicar que, en la masa granodiorítica adyacente a estas diferenciaciones, se ven enclaves de pizarras no digeridas por el magma.

Esta morfología estratiforme de las tonalitas y dioritas, así como la existencia de lentejones calcáreos, han hecho suponer a BARD et al. (1970),

SANCHEZ CELA et al. (1972), que se han originado por endomorfismo de una serie encajante de naturaleza calco-magnésiana. Es interesante desde este punto de vista cómo los yacimientos de magnetita explotados se disponen en el exocontacto de la masa granítica con una banda ocupada por materiales carbonatados.

La asociación mineralógica de las facies granodioríticas es de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita \pm moscovita, con apatito, circón, opacos y óxidos de hierro como accesorios. El plagioclasa (An₂₄₋₃₀) aparece zonado y transformado parcialmente en saussurita, siendo el feldespato potásico microclino, con macla en parrilla. El cuarzo, que a veces está en pequeños granos incluido en el plagioclasa, cristaliza intersticialmente englobando a los minerales anteriores.

Las facies cuarzo-tonalítica-dioríticas de grano medio a fino en los sectores septentrionales del macizo, están constituidas esencialmente por: cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita, con feldespato potásico, apatito y óxidos de hierro como accesorios. El plagioclasa en maclas polisintéticas y ángulo estimación de 21° tiene un contenido en An del 36 %. El anfíbol, con bellas secciones basales, corresponde a una hornblenda verde con ligeras irisaciones marrones en el núcleo. La biotita, en proporciones muy considerables, a veces en un 10-25 %, presenta color marrón algo rojizo. El cuarzo, con extinción ondulatoria muy marcada, junto con la ortosa, definen los agregados intersticiales.

Como se decía anteriormente, una génesis mixta intrusiva-metasomática basada en procesos de asimilación de calizas es patente. No se excluye la posibilidad de una solidificación magmática inicial en que se desarrollan facies más básicas, que son intruidas o distorsionadas por emanaciones o magmas más jóvenes, ligeramente más fluidos, que causan efectos mecánicos en las rocas anteriores (cuarzos fracturados y con extinción ondulante, deformación en las maclas de plagioclasa y en los cruceros de ciertas biotitas, etc.).

4.2.1.4 Macizo del Guijo

Igualmente situado en la Hoja de Burguillos del Cerro y ocupando parte de la zona septentrional de la Hoja de Jerez de los Caballeros se halla el macizo del Guijo. Son rocas comparables en gran parte a los macizos de Salvatierra y Burguillos del Cerro, constituidos predominantemente por granodioritas de grano medio grueso. El contacto con los metasedimentos encajantes de la «serie negra» y con los de la formación carbonatada cámbrica es intrusivo, siendo patente una pequeña aureola de metamorfismo

de contacto en donde se diferencian facies graníticas de borde con enclaves metamórficos o menos transformados.

Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y \pm anfíbol, con moscovita, apatito, circón, esfena y opacos como minerales accesorios. El plagioclasa (An₂₄), presenta abundantes perfitas. El anfíbol (hornblenda), en secciones basales rómbicas o pseudo-hexagonales, tiene una exfoliación perfecta paralela a (110) que forman ángulos de 56° y 125°.

4.2.1.5 Macizo de Valencia del Ventoso

Se trata de un plutón intrusivo en materiales precámbricos y cámbricos en su extremo septentrional. De forma alargada en la dirección NE-SO., consta de diversos tipos petrográficos fundamentalmente distribuidos en la parte central del complejo: facies aplíticas, microporfídicas a porfídicas y diques de espesor métrico de dirección NO-SE. de gran recorrido lineal. La parte septentrional y meridional del batolito lo constituyen granodioritas y dioritas de grano medio con diferenciaciones tonalíticas.

Hacia los bordes de la masa granuda es frecuente encontrar enclaves de extensión reducida, salvo el situado al N. de la Casa de la Barranquilla, que alcanza más de 200 m. de diámetro mayor.

La composición habitual de estas rocas granodioríticas es de: cuarzo, plagioclasa, ortosa o microclina y biotita, más clorita, epidota, apatito, circón, turmalina y excepcionalmente hornblenda en las facies más básicas (zona septentrional). En las diferenciaciones tonalíticas situadas en las proximidades del río Ardila, al S. de Valencia del Ventoso, el contenido en feldespato potásico es nulo o bien es una microclina automorfa al igual que la plagioclasa (andesina-oligoclasa), que por otra parte presenta zonación oscilatoria. La biotita está altamente cloritizada y en algunos casos epidotizada.

Hacia el borde oriental aparece acompañado de diques extremadamente largos y estrechos, que en algunos casos llegan hasta la carretera Gijón-Sevilla, al S. de Fuente de Cantos, de naturaleza adamelítica a monzonítica e incluso sienítica. En lámina delgada, grandes fenocristales de plagioclasa (oligoclasa) aparecen rodeados por una pasta microlítica de plagioclasa y feldespato potásico con biotita y anfíbol.

4.2.1.6 Macizo suroccidental de Monesterio

Corresponde a una intrusión subcircular en los materiales de la «serie negra», situándose a ambos lados de la carretera nacional Gijón-Sevilla,

al S. de Monesterio, franqueada por una aureola no muy extensa de metamorfismo de contacto.

El contacto con las rocas graníticas del macizo sintectónico de Monesterio se realiza a través de una franja en donde se distinguen granitos (s. l.) cataclásticos con abundantes diques básicos compuestos por plagioclasa, anfíbol y clorita con apatito, circón y opacos orientados según la dirección N. 110° E., que gradualmente desaparecen hacia el SO., en donde afloran rocas más homogéneas de contactos claramente intrusivos con los metasedimentos encajantes, formando las Sierras de Machado y Aguafría.

Los tipos existentes oscilan entre adamellitas y granodioritas con diferenciaciones ligeramente más básicas, con texturas «granudas» alotriomorfas o hipidiomorfas a cataclásticas, en donde el cuarzo, en granos alotriomorfos de marcada extinción ondulante, se presenta fracturado y la plagioclasa (andesina) con las maclas dobladas y rotas. En zonas aisladas, como en la granodiorita de la zona de las Marismas, existen abundantes cristales de allanita, mineral radiactivo encontrado dentro de este área por ARRIBAS (1962) y en otras próximas, Jerez de los Caballeros y Burguillos, ARRIBAS (1962) y FEBREL (1970).

4.2.1.7 Macizo de Santa Olalla del Cala

Se trata de un batolito igualmente intrusivo en los materiales infracámbricos y cámbricos afectado en la región suroriental por una importante falla (Zufre-Santa Olalla del Cala) que lo pone en contacto anormal postintrusivo con los sedimentos devónicos.

Constituido por un complejo de rocas de grano medio de naturaleza granodiorítica, diorítica y tonalítica, especialmente en sus márgenes o en su relación con las rocas carbonatadas cámbricas, presenta numerosos enclaves de anfibolitas, piroxenitas y cornubianitas hornbléndicas (Cerro de las Baterías, La Fraila, etc.), VAZQUEZ GUZMAN (1968).

La composición habitual de las facies granodioríticas es de: cuarzo, microclina, plagioclasa (An 2-40) y biotita, con apatito, circón y minerales opacos. La biotita suele presentarse en concentraciones o nidos junto con espinelas, encontrándose en alguno de ellos cordierita, BARD et al. (1970).

En conexión con este macizo aparecen diversas apófisis o cuerpos menores de análoga naturaleza petrográfica, si bien en algunos de ellos se presentan facies porfídicas. El depósito de hierro de Minas de Cala se halla en relación con una de estas apófisis que aflora en las proximidades de los materiales carbonatados de la Sierra del Castillejo. Igualmente,

el de Teuler se encuentra en el borde Sur del batolito, en conexión con rocas carbonatadas.

4.2.1.8 Macizo de Pallarés

Este macizo, alargado según dirección NO.-SE., encaja en los materiales detríticos de transición de la «serie negra», hacia la mitad occidental de la Hoja de Puebla del Maestre.

En su mayor parte está constituido por granodioritas cuya composición es de: cuarzo xenomorfo, plagioclasa (andesina-oligoclasa) automorfa y zonada, microclina y biotita, con apatito, circón y opacos.

4.2.1.9 Macizos del Pedroso

Entre la Fábrica y Minas de Hierro del Pedroso (Hoja de Constantina) hasta las inmediaciones de Puebla de los Infantes (Hoja de Palma del Río) se extiende en dirección NO.-SE. un importante complejo granítico denominado por BARD et al. (1970) macizo del Garrotal, constituido por granodioritas o adamellitas de varios aspectos texturales y granitos o microgranitos rosados, a veces con moscovita, de grano medio a fino.

En conjunto constituyen un batolito alargado, situado en el amplio sinclinal desarrollado en el flanco sur del anticlinal definido por la serie de Tambor.

Las facies granodioríticas aparecen, bien según términos equi a inequi-granulares de grano medio a grueso, o bien en facies con tendencia al desarrollo de megacristales (1-2,5 cm.).

Las facies de granitos rosados son de naturaleza alcalina y presentan como componentes principales cuarzo alotriomorfo e intersticial, albita y feldespato potásico y biotita, con circón, apatito, magnesita ± moscovita como accesorios. Allanita es esporádica.

Otros tipos graníticos, sobre todo en la zona meridional, están comprendidos entre granitos y granitos pegmatíticos con diferenciaciones o cortejos filonianos abundantes.

4.2.1.10 Macizo de Ventas Quemadas

Este macizo, que se encuentra en su parte meridional afectado por un sistema de fallas inversas hacia el suroeste, se extiende desde las inmediaciones del Pedroso hasta las de Villanueva del Río y Minas. Se trata de un cuerpo intrusivo ligeramente alargado en dirección N.-S., que encaja

en materiales infracámbricos excepto al Sur, donde contacta mecánicamente con el Devoniano.

Está constituido por rocas de composición granodiorítica hacia la zona septentrional en asociación íntima con diferenciaciones pegmo-aplíticas y con otras facies porfídicas en el resto de los afloramientos.

Las facies porfídicas están compuestas, según BARD et al. (1970) por cuarzo, en granos globulares, ortosa, oligoclasa, biotita marrón fuertemente pleocroica, apatito, circón y magnetita; mientras que en las facies graníticas alcalinas de variable carácter petrográfico aparecen: cuarzo, ortosa, oligoclasa (raramente) y biotita con moscovita, epidota, apatito, circón, rutilo y magnetita.

Para estos autores el macizo de Ventas Quemadas tendría un carácter ligeramente más alcalino que el resto de los macizos postectónicos.

4.2.2 MACIZOS POSTECTONICOS DEL EJE AROCHE-ARACENA-ALMADEN DE LA PLATA

En la síntesis cartográfica de la zona estudiada se aprecia en el dominio del eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata una vasta profusión de asomos hipogénicos, que se extienden preferentemente en las Hojas de Aroche-Aracena y Castilblanco de los Arroyos y que constituyen los afloramientos graníticos más meridionales de Sierra Morena. En general, presentan formas alargadas o subcirculares de dirección E.-O.

Sus materiales presentan variedades de los términos granodioritas, dioritas y masas porfídicas o rocas graníticas hipovolcánicas.

Los pasos o transiciones entre las distintas facies se realizan de una forma gradual, aunque en un reducido intervalo espacial, siendo difícil comprobar sus relaciones, si bien, en algunos casos, se ha constatado la existencia de facies micrograníticas intermedias.

4.2.2.1 Macizos de Aroche

Un amplio macizo intrusivo de forma romboidal, con su diagonal mayor según dirección E.-O., se sitúa al Norte de Aroche. Su borde septentrional lo constituye el importante accidente Ficalho-Valdelarco. En su zona suroccidental, existen facies petrográficas deformadas seguramente debidas a accidentes acompañantes a la falla anteriormente indicada, así como al emplazamiento intrusivo forzado. Es frecuente encontrar enclaves métricos a decamétricos más o menos asimilados de corneanas, anfibolitas y de rocas carbonatadas («skarn»).

Dentro del complejo se distinguen granodioritas junto con abundantes diques porfídicos y masas aplíticas. La facies de grano medio-grueso, con tendencia al desarrollo de megacristales ocasionales, es la más común.

Las rocas existentes en la región suroccidental, región de Sta. Clara, son prácticamente en su totalidad dioritas anfibolíticas compuestas por plagioclasa (An_{24-46}), biotita, cloritizada y epidotizada, anfíbol (hornblenda) y piroxeno, con cuarzo intersticial, esfena, circón y opacos como accesorios. El feldespato potásico aparece en muestras, escasa y siempre intersticialmente en relación con el cuarzo. La textura más habitual es la granuda hipidiomórfica.

La composición mineralógica en las rocas tonalíticas es de: plagioclasa, andesina-oligoclasa, anfíbol (hornblenda) biotita, apatito, esfena y cuarzo intersticial, así como cuarzo, plagioclasa y moscovita, granate (automorfo algo cloritizado) y turmalina en las granodioritas.

Las rocas gabroideas que existen dentro del conjunto con contornos difusos y graduales se diferencian del resto de las rocas del macizo por su basicidad en los plagioclasas (labrador) y ausencia de cuarzo.

En las facies fracturadas aparecen verdaderas milonitas, de color gris claro y **grano fino compuestas por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico con moscovita, circón y turmalina como accesorios**. El cuarzo se presenta en granos alargados y orientados en la dirección principal del movimiento, con marcada extinción ondulante.

Existen otros macizos de menor extensión superficial, en el Norte de la Hoja de Aracena, en el conjunto metamórfico y entre los sedimentos devónicos adyacentes, como los del Valle de las Torres, de las Peñas y de la Nava. Corresponden a intrusiones circulares a subcirculares rodeadas por esquistos y pizarras mosqueadas de andalucita-cordierita, BARD et al. (1970), o de corneanas de albita-epidota. Están, en general, constituidos por tonalitas de grano medio compuestas por: cuarzo, plagioclasa, biotita cloritizada y ortosa albitizada, con apatito y opacos como accesorios. Sin embargo, el de la Nava tiene composición francamente diorítica con plagioclasa, An_{20-40} , y anfíbol (hornblenda), con piroxeno, cuarzo, feldespato potásico, apatito y epidota como accesorios; sericita y uralita aparecen como secundarios.

4.2.2.2 Macizos meridionales de Aracena

Desde el extremo oriental de la Hoja de Aracena hasta las inmediaciones de la Hoja de Aroche se extiende el macizo Escalada-Los Orullos. Cuerpos graníticos de menores dimensiones y alargados paralelamente

a este macizo se desarrollan muy próximos al contacto mecánico que separa las series devónicas de las cámbricas.

Morfológicamente es posible distinguir dos zonas diferentes, que a gran escala coinciden con su distinta composición. Al sur de Aracena se presenta un granito de grano medio-fino que da lugar a grandes alturas (690 m. en Sierra Morales), mientras que hacia occidente existe una zona deprimida de composición granodiorítica adamellítica de grano medio-grueso.

En la región oriental del macizo, BARD et al. (1970) y GUTIERREZ ELORZA (1972), diferencian tres facies hipovolcánicas de difícil expresión cartográfica. Existen abundantes enclaves de pizarras transformadas débilmente, de los que son particularmente interesantes el situado a la altura del Arroyo Torcillo, con restos de areniscas cuarcíticas dibujando una estructura anticlinal de eje ONO.-ESE., y la apófisis que parte desde el norte de la Sierra de los Castellanos y llega hasta El Pozuelo.

Las rocas de color gris claro que forman el macizo son compactas y están compuestas por: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como elementos fundamentales, y esfena, epidota, anfíbol, apatito, circón y opacos como accesorios. El cuarzo se presenta en granos alotriomorfos, a veces con marcada extinción ondulatoria y en relación con feldespato potásico, con el que presenta intercrecimientos. La plagioclasa (andesina-oligoclasa) zonada está alterada a sericita. El anfíbol presenta maclado y ligero pleocroísmo verdoso.

4.2.2.3 Macizos de Castilblanco de los Arroyos

En el área de Castilblanco de los Arroyos afloran cuerpos graníticos que se sitúan entre las localidades del Ronquillo, Castilblanco de los Arroyos y sur de Almadén de la Plata. La extraordinaria variedad petrográfica de estos complejos fue puesta de manifiesto por MACPHERSON (1879), que señalaba una gran imbricación de facies ácidas y básicas en todo el norte de la provincia de Sevilla.

Destaca por su extensión el macizo situado inmediatamente al norte de El Ronquillo, que hacia el Oeste se extiende hasta La Granada de Río Tinto (fig. 5). Está encajado discordantemente en materiales del Devoniano Superior-Carbonífero Inferior y Permiano en la depresión del río Viar, produciendo una leve aureola de metamorfismo térmico (corneanas de albita-epidota) en aquéllos. Hacia su borde meridional se desarrolla un accidente de dirección NE.-SO. que lo subdivide en dos bloques. En él se distinguen las tres facies habituales en el macizo meridional de Aracena: facies



de granodiorita común en tránsito a adamellitas, facies graníticas hipovolcánicas, igualmente situadas al este del afloramiento, y rocas más básicas, en forma de diques o masas lenticulares, de dirección E.-O.

Hacia el norte de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos y penetrando en la de Almadén de la Plata, aparece un macizo elíptico constituido esencialmente por granodioritas de grano medio-grueso que hacia sus bordes se tornan en facies porfídicas. Intruye en materiales devónico-carboníferos en su margen occidental, siendo sus contactos posteriormente afectados por numerosos accidentes de fracturas, mientras que en su borde oriental aparece recubierto por materiales clásticos postectónicos carboníferos de la cuenca del río Viar. La composición habitual es de: plagioclasa (albita), ortosa micropertítica, cuarzo \pm hornblenda y biotita.

4.2.3 OTROS MACIZOS

Independientemente de los afloramientos graníticos situados en los dos ejes principales, existen otros cuerpos y apófisis laterales de menor extensión que en algún caso alcanzan verdadera importancia. En general, se trata de macizos intrusivos situados en el flanco norte y sur del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, en terrenos epimetamórficos de edad Infracámbrica o Cámbrica Inferior.

Por su extensión y situación destacan los macizos de Ahillones (Hoja de Llerena), el de Los Santos de Maimona (Hoja de Zafra) y el de La Bazana (Hoja de Jerez de los Caballeros).

De entre éstos destaca por su importancia petrogenética el primero de ellos, que ocupa un amplio espacio en la región suroriental de la Hoja de Usagre. Tiene forma subcircular, algo alargada en la dirección N.-S., y encaja en metasedimentos infracámbricos, a excepción de su borde meridional, discordante con los materiales carboníferos.

El contacto en su límite occidental es claramente intrusivo, existiendo enclaves de pizarras sericíticas poco transformadas, mientras que en el extremo nororiental está afectado por un importante accidente mecánico de dirección NO.-SE.

Fundamentalmente está compuesto por cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa), feldespato potásico y clorita, con epidota, sericita, hornblenda y opacos como accesorios. El cuarzo en agregados y en relación con feldespato potásico suele presentar textura en mortero cuando está afectada la roca por deformación. La clorita procede de alteración de biotita e incluso de hornblenda.

La roca, en general, presenta textura alotriomorfa a cataclástica.

Distribuidos irregularmente dentro de la masa granítica, existen enclaves de reducida extensión, de variada composición litológica, resaltando los de anfibolita esquistosa compuestos por plagioclasa, anfíbol y epidota, con clorita, esfena leucóxeno y opacos como accesorios.

Si bien se ha considerado este macizo como correspondiente al grupo de granitoides postectónicos, no hay que excluir la posibilidad de que existan facies deformadas pertenecientes al grupo de las sintectónicas, es decir, que su emplazamiento tuvo lugar en relación y con posterioridad a las fases de deformación. A este respecto es interesante el hallazgo de cantos graníticos en el conglomerado cámbrico, de aspecto y composición bastante análoga, cuya existencia podría incluso estar en relación con períodos de emplazamientos más antiguos, hecho ya señalado en otras áreas, FABRIES (1963).

4.3 PORFIDOS GRANITICOS (P_j)

Masas constituidas por rocas intrusivas leucocráticas de grano fino-medio, con cristales subautomorfos de ortosa, están diseminadas fundamentalmente en el ápice del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, zona de Olivenza-Alconchel, y en el flanco sur del mismo (Hojas de Alconchel, Villanueva del Fresno, Higuera la Real, Monesterio y Castilblanco de los Arroyos).

Afloran, bien distribuidas irregularmente en las masas de granodiorita, claramente intrusivas en las mismas, o bien en cuerpos aislados alargados en estrecha relación con rocas carbonatadas y volcánicas cámbricas.

Independientemente de estas masas, existen diques claramente inyectivos en estrecha relación con fracturas o con cortejos graníticos filonianos tardíos (Hoja de Fuente de Cantos).

La característica petrográfica principal de estas rocas reside en la ausencia de cristales de plagioclasa y el gran predominio de feldespato alcalino (ortosa perítica).

En la Hoja de Olivenza, junto a los afloramientos carbonatados del sur del río Olivenza, aflora un macizo en forma elipsoidal, constituido por neises de grano fino y color gris-rosado, con fenocristales de cuarzo y feldespato potásico en una matriz formada por estos dos minerales y plagioclasa como accesorio. La roca contiene débil proporción de biotita y abundante sericita procedente de transformación del feldespato.

En el límite Cambriano-Ordoviciense del flanco meridional del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso afloran otros términos de textura granofídica y tamaño de grano fino a medio, encajados en pizarras y areniscas con

lavas básicas cámbricas y mecánicamente en sedimentos ordovícico-silúricos.

Microscópicamente están formadas por un intercrecimiento cuneiforme de cuarzo y feldespato potásico esencialmente, con biotita, plagioclasa, circón y opacos como minerales accesorios. La biotita es el único máfico existente, estando en gran proporción transformada en clorita.

Los términos claramente inyectivos en relación con macizos graníticos o con fracturas (Hoja de Aroche, Higuera la Real, Fuente de Cantos) están constituidos generalmente por pórfidos de naturaleza granítica formados por fenocristales de cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita, a veces bien desarrollada y con inclusiones de circones con halos radiactivos con apatito, circón y opacos como componentes accesorios.

Otras veces tienen naturaleza adamellítica o monzonítica (Hoja de Fuente de Cantos) apareciendo grandes fenocristales de plagioclasa (oligoclasa) rodeados por una pasta microlítica de plagioclasa y feldespato potásico con biotita y \pm anfíbol.

5 ROCAS FILONIANAS POSTECTONICAS

Cartográficamente, sólo se han diferenciado los afloramientos más importantes, si bien son muy numerosos los filones ácidos (Fa) y básicos (Fb) perteneciente a un magma residual que produce inyección y efusión en niveles superficiales.

En este contexto destacan los pórfidos sieníticos rojos del borde oriental del macizo de Valencia del Ventoso, que aparecen formando un cuerpo único, en íntima relación con el macizo granítico que se ramifica posteriormente hacia zonas más orientales. Microscópicamente, destacan en estas rocas de matriz fina cristales alotriomorfos de feldespatos potásico y plagioclasa muy sericitizados.

Igualmente son abundantes, en el macizo suroriental de Monesterio, diques de naturaleza dolerítica de dirección N. 140° E. compuestos por plagioclasa, anfíbol y clorita, con apatito, circón y opacos como accesorios, así como en los macizos postectónicos del eje Aroche-Aracena.

Abundantes pegmatitas y aplitas junto con diques de cuarzo aparecen en los macizos septentrionales de Castilblanco de los Arroyos y en la parte septentrional del macizo de Ventas Quemadas principalmente.

6 ROCAS DE MEDIO Y ALTO METAMORFISMO

6.1 NEISES DE LORA DEL RIO (ζψ)

Afloran en la región suroccidental de la zona estudiada (Hojas de Ventas Quemadas y Palma del Río). El borde meridional del afloramiento aparece recubierto por materiales pertenecientes a la cobertera miocénica, siendo numerosos los isleos cristalofílicos en las inmediaciones de Peñafior (Hoja de Palma del Río). El borde septentrional contacta mecánicamente con las formaciones epimetamórficas cámbricas, mientras que, por el contrario, en el extremo occidental se verifica un paso progresivo hacia los términos pelítico-arenosos de la «serie negra».

Geoméricamente, definen un macizo cristalofílico, FABRIES (1966), en el que se individualiza, en su zona central-occidental, un importante complejo granítico de características postectónicas. En la región occidental del macizo cristalofílico, la secuencia litológica aparece formada por formaciones heterogéneas cuarzo-pelíticas migmatizadas con cordierita y sillimanita, siendo patente el desarrollo de algunos niveles cuarcíticos, frecuentemente en forma de «boudins», o bien, replegados. Hacia el Este la formación neísica, que aparece recubierta en gran parte por la cobertera reciente, está constituida por diversos grupos litológicos: neises, esquistos micáceos, cuarcitas, anfibolitas y niveles calcáreos cristalinos.

Según FABRIES (op. cit.), estos materiales se han producido por la actuación de un metamorfismo regional de tipo intermedio de baja presión, sobre formaciones cámbricas que consideramos correlacionables con las existentes en el eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata. Estas rocas cristalizarían en condiciones metamórficas de medio grado (facies anfibolita), en estrecha relación con la fase de deformación principal hercínica, que produciría migmatización con generación de fases graníticas extravasadas de características tardimigmatíticas, cuya ascensión provocaría un metamorfismo térmico en facies esquistos verdes.

6.2 NEISES DE JEREZ DE LOS CABALLEROS (ζ)

En el núcleo anticlinal de San Guillermo-Santa Justa afloran neises biotíticos, que en ocasiones contienen xenoblastos de almandino más o menos cloritizado, prismos de sillimanita y secciones pinnitizadas de cordierita. Todo ello indica que el neis ha sufrido metamorfismo regional de las subfacies superiores de las facies de la anfibolita, FEBREL (1970).

6.3 ANFIBOLITAS (ORTO) DE ACEBUCHES-ARACENA-ALMADEN DE LA PLATA (ζA)

Una banda de anfibolitas, con dirección N. 110° E. y anchura de unos 250 m. existe en el flanco meridional del eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata. Estas anfibolitas son masivas en el núcleo y base de los afloramientos, y esquistosas hacia los bordes y techo, en paso gradual a esquistos cloríticos.

El contacto con los materiales de la formación cámbrica del área de Aracena se realiza a través de un horizonte carbonatado (mármol cipolínico) de escaso espesor y ocasionalmente por medio de claras rocas ígneas, al sur del Hurón, en la Hoja de Aroche, y de Alajar y Aracena, en la Hoja de Aracena.

En el muro de la formación, las rocas ofrecen aspecto masivo con claras texturas ofíticas residuales, que desaparecen a medida que nos aproximamos al techo de la formación, en donde aparecen intercalaciones centimétricas de areniscas en tránsito a cuarcitas con esquistos cloríticos y estrechas lentejas anfibólicas, que pasan progresivamente a una formación de esquistos cloríticos y filitas con niveles volcánicos básicos api-zarrados de naturaleza metadolerítica (sureste de los Madroñeros y de Aracena).

Están formados estos materiales por plagioclasa y anfíbol fundamentalmente, con apatito, epidota, esfena, circón y opacos como accesorios y minerales sericíticos-arcillosos como secundarios. La plagioclasa (andesina-oligoclasa) presenta las maclas dobladas y fracturadas, comportándose como mineral porfidoclastico al igual que ciertos anfíboles independientemente de los que definen la esquistosidad principal.

Los esquistos superiores, de tremolita-actinolita, están formados por cuarzo, anfíbol, epidota y sericita, con clorita, plagioclasa y opacos como accesorios. Pese a que presentan una superficie de esquistosidad muy acusada se identifica un bandeo composicional que bien pudiera signi-

ficar la primitiva estratificación o una micrograduación cristaloblástica previa.

BARD (1969) opina que esta banda de anfibolitas representaría un antiguo lacolito básico premetamórfico, estimando que parte de los esquistos anfibólicos tendrían su origen en antiguas tobas piroclásticas, que indudablemente estarían en relación con los afloramientos de volcanitas básicas de la zona septentrional, situada entre Las Cefiñas y La Corte.

6.4 NEISES DE LLERA (ORTONEISES)

Dentro del complejo metamórfico de paraneises y esquistos de Llera-Valencia de las Torres afloran en una banda de unos 2-12 km. de rocas neísicas de color gris claro, que ocupan débiles resaltes topográficos, en donde destacan bolos o berrocales de igual forma erosiva a las que se originan en las rocas plutónicas intrusivas.

En prolongación hacia el NO. o SE. existen otros afloramientos de análogas características, que se circunscriben a determinadas áreas de Ribera del Fresno, Villafranca de los Barros, Aceuchal, Almendralejo y Azuaga, BARD et al. (1970), HERNANDEZ ENRILE (1971), SANCHEZ CELA et al. (1972).

Son rocas neísicas homogéneas de aspecto glandular, con estructuras planares y laminares muy bien desarrolladas, observándose en algunos casos en dirección de la orientación principal síntomas de aplastamiento con trituración y esquistosidad de fractura superpuesta.

Están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita, con clorita, apatito, granate, circón, carbonatos y opacos como accesorios. El cuarzo con acusada extinción ondulante presenta textura en mortero y abundantes fracturas. Los porfidoclastos de feldespato potásico (ortosa pertitizada que incluyen granates) están algo albitizadas presentando igual que el plagioclasa (andesina) síntomas de distorsión (curvatura de maclas, fracturas internas del cristal con rellenos de cuarzo y micas, sombras de presión, etc.). La matriz es cuarzo-feldespática-biotítica.

Dada la composición petrográfica homogénea de todas las rocas que componen los afloramientos su posición entre esquistos o neises muy esquistosos sin feldespato potásico, la presencia de apatito y circón marcadamente idiomorfos, así como el carácter precinemático de sus componentes, creemos que puede tratarse de ortorocas, como ya expresaron anteriormente otros autores y más recientemente MUÑOZ et al. (1974). Los ortoneises así originados procederían de granitoides sincinemáticos o sintectónicos en muy estrecha relación con la deformación principal, o

de otros más antiguos que sufrieran las condiciones de metamorfismo de medio y alto grado de los restantes materiales encajantes. A este respecto es interesante reseñar la existencia en distintas áreas de Galicia, sobre todo en la parte Noroccidental, FLOOR (1966), así como en Portugal, en la misma alineación del eje Córdoba-Badajoz, de ortoneises derivados de granitoides prehercínicos de carácter alcalino o hiperalcalino en relación con probables discontinuidades estructurales de posible edad cámbrica a ordovícica. Podrían considerarse enraizados en aquellos materiales y afectados por la fase sinmetamórfica principal hercínica.

7 PRINCIPALES MINAS E INDICIOS EN EL SO. DE ESPAÑA

Aunque el trabajo desarrollado tenía como objetivo fundamental el estudio de las mineralizaciones de hierro presentes, no se han olvidado el resto de las sustancias, cuya investigación fundamental ha sido la observación visual de minas e indicios principales, sin que por otra parte se haya profundizado en las mismas.

Los principales yacimientos (fig. 8) se encuentran agrupados en grandes áreas de acuerdo a la diferenciación cartográfica propuesta y realizada en este trabajo. Se han señalado, sobre una base cartográfica y geotectónica simplificada, la situación de los principales indicios o minas, señalándose además con el nombre aquellas activas o de más renombre.

De acuerdo con este esquema se localiza en las formaciones infracámbricas abundantes mineralizaciones de Pb, Cu, Zn y Ag en minas inactivas y de escaso interés económico, dada su morfología filoniana arrosariada. Estos indicios experimentan verdadera magnitud en proximidad a los macizos graníticos postectónicos, lo que presupone una segregación y removilización lateral, sobre todo referente al Cu, que afecta a concentraciones minerales previas. Níquel como sulfosal (ullmanita) se ha reconocido por uno de nosotros (V. G.) en la Hoja de Guadalcanal.

En el flanco meridional del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, aparecen indicios de Bi, Au, Sn, W, según una morfología filoniana, probablemente en relación con masas graníticas postectónicas o con sus diferenciados alcalinos, aunque no hay que olvidar las concentraciones antimoníferas de origen volcánico, en otras áreas de la Península, GUILLOU (1971), que aquí podrían atribuirse al volcanismo cámbrico e incluso a las débiles manifestaciones básicas ordovícicas.

En el eje Aroche-Aracena-Almadén de la Plata la asociación mineral es de Cu, Pb, Zn (mina María Luisa), VAZQUEZ GUZMAN (1973), en íntima relación con procesos volcánicos que se desarrollaron más ampliamente en el cinturón volcano-sedimentario onubense. Jaspes manganésíferos apa-

recen más alejadas de este volcanismo, hacia el norte y noreste de mina María Luisa. Su génesis aparece ligada a procesos exhalativos volcánicos desarrollados en fondos marinos; en sobreimposición existen concentraciones metasomáticas de magnetita.

En relación con las calizas cámbricas aparecen, en cualquier dominio estudiado, mineralización de Cu, Pb, Ba, Fe y cinabrio (Usagre), probablemente preorogénicos y removilizados posteriormente por los efectos de la tectogénesis subsiguiente. El efecto de la actividad volcánica cámbrica ligada a la formación carbonatada pudo influir y condicionar ciertos yacimientos.

Indicios de explotación de carbón se hallan prácticamente en todas las cuencas carboníferas, si bien su importancia económica es función del grado de deformación sufrida. En los nelses aluminicos de Almonaster la Real (Hoja de Aracena) existen indicios de explotación de grafito, hecho que presumiblemente iría ligado —como se ha comprobado en láminas delgadas— a la recristalización del carbón presente en los materiales.

Respecto a las mineralizaciones de uranio, cabe destacar que los más importantes están en relación con yacimientos de tipo filoniano en rocas ígneas de tendencia alcalina, ARRIBAS (1962, 1963), o metamórficas, Hoja de Monesterio (mina de Cabra Alta), Villanueva del Fresno (mina de Cabra Baja), Burguillos del Cerro (minas Monchi, Consuelo y Aurora), Santa Olalla del Cala (minas de Teuler). La mineralización aparece diseminada en granitos o en forma de diques en las rocas encajantes, originándose entonces concentraciones secundarias.

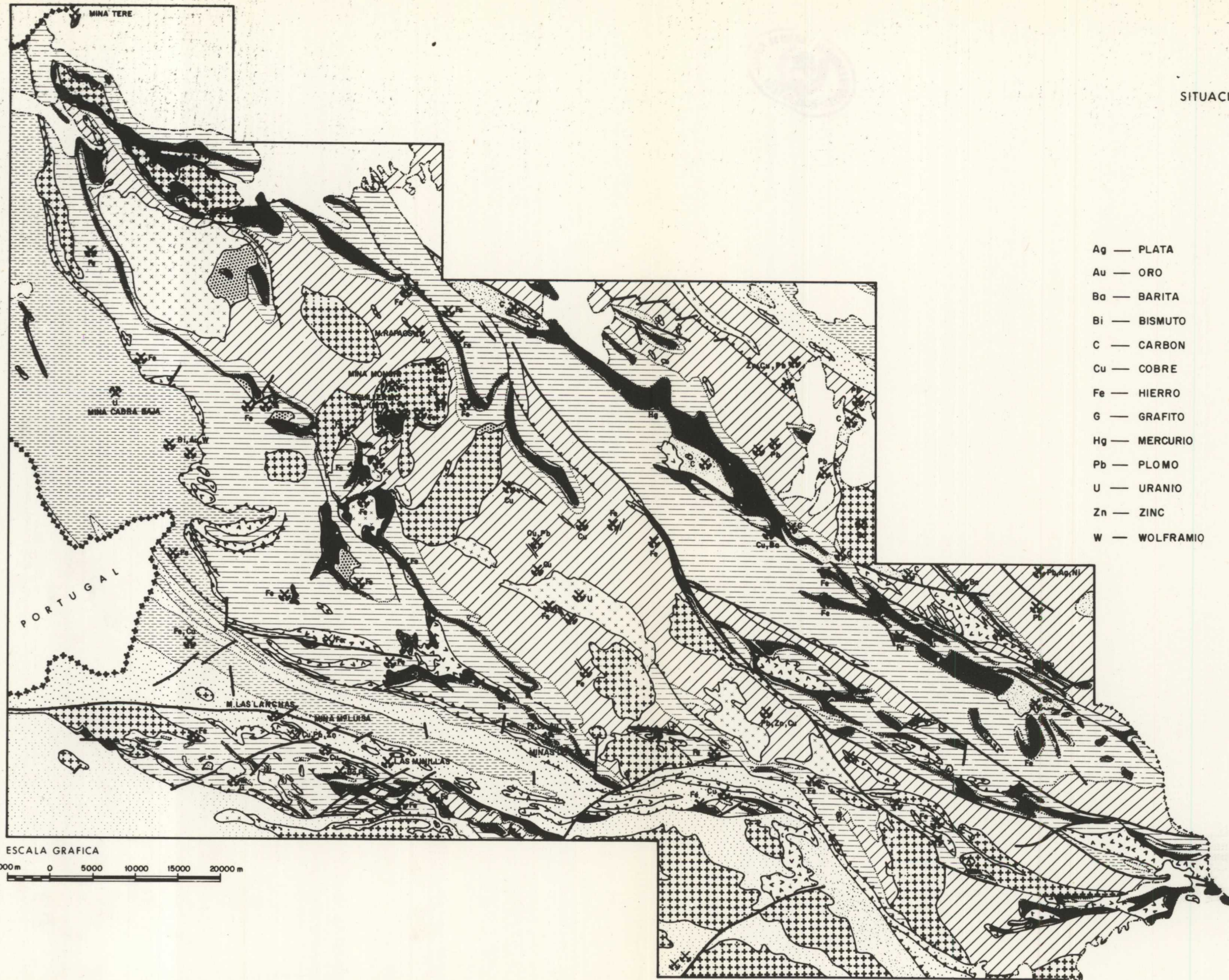
7.1 METALOGENIA DEL HIERRO

Ya hemos señalado anteriormente que las características geológicas y metalogénicas de los criaderos inciden de una manera directa sobre los criterios de exploración a seguir en su prospección.

No existe uniformidad de criterio respecto al origen de las magnetitas del SO. de España. Autores como LEPLAY (1834), LAN (1875), LUKASIEWIEZ (1899), HERESA (1926), REBOLLO (1964), SCHMELCHER (1965), VAZQUEZ GUZMAN (1968), FEBREL (1970), etc., relacionan las masas de magnetitas con las rocas carbonatadas y graníticas, mientras que otros, como AKERMAN (1899), consideran que las magnetitas se generan por piro-metamorfismo de pirita, o por pirometamorfismo de hematites singenética, según QUIRING (1935), o como DOETSCH (1967, 1973), postulan una génesis sedimentaria.

Puede, ciertamente, considerarse la existencia de una provincia metalogénica de hierro, que se extiende desde las provincias de Córdoba y Se-

SITUACION DE LAS PRINCIPALES MINAS E INDICIOS EN EL SO. DE ESPAÑA
 VAZQUEZ GUZMAN y FERNANDEZ POMPA (1975)



- Ag — PLATA
- Au — ORO
- Ba — BARITA
- Bi — BISMUTO
- C — CARBON
- Cu — COBRE
- Fe — HIERRO
- G — GRAFITO
- Hg — MERCURIO
- Pb — PLOMO
- U — URANIO
- Zn — ZINC
- W — WOLFRAMIO

LEYENDA

- MATERIALES RECIENTES POSTOROGENICOS
- GRANITOIDES POSTECTONICOS
- GRANITOIDES SINTECTONICOS
- GABROS Y EPIDIORITAS
- ROCAS VOLCANICAS
- CARBONIFERO
- DEVONIANO - CARBONIFERO
- DEVONIANO
- ORDOVICIENSE - SILURIANO
- CAMBRIANO {
 - Formación carbonatada
 - Formación detrítica inf. y sup. y términos sup.
- INFRACAMBRIANO

SIMBOLOGIA

- Falla
- Contacto concordante
- Contacto discordante
- Contacto mecánico
- Cabalgamiento
- Mina en activo
- Mina inactiva o indicio

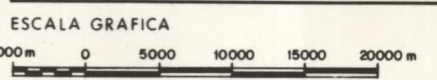


FIG. N.º 8

villa, norte de la de Huelva, hasta la frontera portuguesa de Badajoz y continúa por el país vecino hasta la zona de Elvas y Estremoz. A pesar de su gran extensión, únicamente se encuentran depósitos económicamente explotables, por el momento, en las provincias de Huelva y Badajoz.

El potencial minero de dicha provincia se estima en aproximadamente 150 millones de toneladas de mineral, con una media de 36-40 por 100 de magnetita, es decir, susceptible de ser concentrado hasta las leyes del 62-66 por 100 Fe exigidas hoy por las siderúrgicas. Las mayores reservas se concentran en la zona de Cala (Huelva) y en la de Jerez de los Caballeros (Badajoz). En la primera de estas zonas se obtienen además importantes tonelajes de concentrados de Cu procedentes de la paragénesis de sulfuros, que, en ocasiones, acompaña a las masas de magnetita.

Las características más importantes de las masas de magnetitas del SO. de España, que ayudan a centrar el tema de su génesis y a sumergirse en su problemática, son las siguientes:

- Existencia de una íntima relación espacial entre roca mineralizada, rocas graníticas intermedias y calizas y dolomías.

De las rocas eruptivas se distinguen dos tipos: uno formado por anatexis de sedimentos, que no produce aureolas de contacto y en relación con el cual no existen metalizaciones; se trata de rocas eruptivas sinorogénicas. El segundo tipo es de color gris, grano grueso, crea aureola de contacto, y en relación con él se presentan algunas de las concentraciones de hierro como consecuencia de las transformaciones que origina en los sedimentos carbonatados; se trata de rocas eruptivas posteriores de la orogenia hercínica.

- Ubicación de las minas de magnetitas en terrenos del cambriano exclusivamente.

Las rocas carbonatadas en conexión con las cuales aparecen las mineralizaciones de Fe, pertenecen al Georgiense Medio.

- Existencia de mineralizaciones claramente singenéticas en las calizas georgienses y en otros niveles próximos a ellas, si bien no económicamente explotables o difícilmente explotables.

Estas características son aparentemente, en principio, contradictorias, pues si la primera indica un posible carácter epigenético de la mineralización, la segunda y tercera ponen de manifiesto un control estratigráfico que apunta hacia un origen singenético o simultáneo con la roca de caja.

En consecuencia, las siguientes hipótesis de génesis se presentan:

- 1.º La mineralización ha sido originada por fenómenos de metasomatismo de contacto como consecuencia de la puesta «in situ» de rocas graníticas intermedias de carácter postectónico, quedando por justificar su confinamiento a terrenos cámbricos.
- 2.º La mineralización es singenética y la posterior intrusión granítica ha enmascarado su primitivo origen sedimentario.

Hecho incuestionable es la existencia de mineralizaciones entre pizarras, tobas y calizas cámbricas, como en La Bóveda (Hoja de Burguillos), La Bilbaína, Bismarck, Aurora (Hoja de Jerez), Los Cañitos (Hoja de Zafra), etc., claramente singenéticas que aparecen plegadas y anteriores a las intrusiones graníticas. Pudiera, pues, postularse una génesis sedimentaria si no existieran criaderos como los de Teuler, Cala, San José, Monchi, etc., donde no existen tales evidencias y donde, por el contrario, predominan los rasgos de una metalización epigenética, aunque quedan sin contestar algunas interrogantes sobre la gran cantidad de Fe que tenía que llevar el magma, la gran profundidad que alcanzan algunos criaderos, etc.

Los estudios realizados por VAZQUEZ GUZMAN, CUETO, FEBREL, etcétera, han permitido establecer, en estos criaderos, las tres fases bien diferenciadas, características de los depósitos metasomáticos de contacto: primera fase silicatada, con formación de silicatos típicos como andradita, grosularia, diópsido, henderbergita, actinolita, escapolita, epidota, etc.; segunda fase oxidante, con formación de óxidos de Fe; y tercera fase sulfurada de tipo hidrotermal, PHAN (1969).

La magnetita masiva forma un fajeado concordante heredado de los lechos de la roca de carbonatos sustituida.

La cuarzodiorita de los «stocks» se desilicifica al ponerse en contacto con la roca de carbonatos y pasa a sienita o diorita piroxénica o anfibólica. No sólo hay magnetita asociada a rocas de skarn (diópsido + grosularia + hornblenda + escapolita, etc.), sino en la misma sienita, donde rellena las fracturas del plagioclasa. Por esto, la metalización acaeció en época posterior a la de la consolidación.

La magnetita es posterior a los silicatos de la roca eruptiva y del skarn, a los que orla, penetra y sustituye. A la deposición de alta temperatura, plagioclasa, diópsido, hornblenda, magnetita, sigue una formación de más baja temperatura en que esos minerales son sustituidos por epidota, allanita, uralita, cloritas, cuarzo y carbonatos.

El cambio de quimismo de los fluidos pneumatolíticos hacia una composición que favorece la formación de magnetita se observa en los

últimos períodos de la formación de los silicatos de skarn, del diópsido especialmente, que, mostrando un núcleo magnesiano, tiene una periferia verdosa de henderbergita, el término ferrífero de la serie diópsido-henderbergita, FEBREL (1970).

De la fase sulfurada, los minerales más abundantes son pirita y calcopirita, de formación posterior a la magnetita y de forma accesoria se presentan marcasita, bornita, calcosina, covelina, enargita y oro; este último sobre todo en Minas de Cala y en la zona del filón El Portugués. La posterioridad de la paragénesis de sulfuros es evidente al considerar su carácter alotriomorfo e intergranular e incluso su deposición en las líneas del crucero (111) de la magnetita, VAZQUEZ GUZMAN (1969).

Esta paragénesis de sulfuros está jugando un papel importante en la economía de las menas del SO. Es bien sabido que, a causa de su situación geográfica, la minería de esta zona encuentra grandes dificultades para subsistir, ya que el transporte hasta las siderurgias nacionales del norte grava grandemente la tonelada de mineral de hierro, reduciendo los márgenes de beneficios a límites extremadamente pequeños. Sólo desde hace unos años se recuperan en Minas de Cala los minerales de Cu de esta paragénesis hidrotermal, haciendo más rentables la explotación de las minas.

Respecto a la procedencia del Fe de los depósitos de magnetita se le puede atribuir una fuente desconocida y profunda, o sea, un hierro concentrado en fluidos residuales, derivados de la consolidación en niveles superiores de la corteza, en un conjunto ya plegado. Pero ya hemos dicho que es un tanto hipotético que tenga ese origen una tan gran cantidad de Fe como el existente en algunos depósitos; más lógico parece admitir la asimilación de depósitos sedimentarios de Fe o en relación con vulcanismo y del hierro contenido en la roca de carbonatos que se sumarían al existente en el magma. Se tendría así un origen mixto del Fe de estos depósitos que estaría acorde con la superposición de características existentes en los criaderos de esta región.

8 PROBLEMAS GEOLOGICOS PRESENTES

Se plantean una serie de problemas en base al conocimiento directo que sobre las características geológicas y metalogénicas se ha llevado a cabo en la exploración cartográfica. Creemos de sumo interés recabar la atención en los mismos, ya que en grandes líneas inciden de manera más o menos directa en la precisión geológica regional, objetivo que en modo alguno se ha pretendido alcanzar en este trabajo, fundamentalmente minero.

8.1 AUSENCIA DE LA FORMACION CUARZO-FELDESPATICA INMADURA EN EL FLANCO MERIDIONAL DEL EJE OLIVENZA-MONESTERIO-EL PEDROSO

La distribución de esta formación, actualmente denominada «serie de transición», se hace únicamente como se veía anteriormente en el flanco septentrional y en la zona centro-suroriental del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso. En el meridional, sobre la «serie negra» aparecen bien los términos detríticos de la formación cámbrica inferior, CA₁₁, los porfiroides de Bodonal-Cala, o bien la formación carbonatada CA₁₂.

Esta disarmonía estratigráfica, por otra parte coherente con los diferentes conjuntos preordovícicos establecidos por diferentes autores, tanto en España como en Portugal, LOTZE (1956), LLOPIS et al. (1963), BOUYX (1970), etc., puede explicarse, aun siendo insuficientes los datos de acuerdo a una historia estratigráfica que acompaña a la evolución geotectónica global.

En líneas generales, la ausencia de una sucesión continua prepaleozoica representada en el flanco meridional, podría explicarse por la presencia de una discordancia, es decir, siendo los materiales cámbricos transgresivos sobre un sustratum prepaleozoico, análogamente a lo que ocurre al Norte del macizo Hespérico, en Asturias y Galicia oriental, en

ciertas localidades. Con este esquema, el Cambriano Inferior del SO. correspondería a una época subsidente probablemente manifestada ya en época infracámbrica, dada la presencia de un volcanismo básico de tipo fisural.

Ahora bien, por otras consideraciones tectogénicas podemos sugerir con más verosimilitud la posibilidad de que existiese en los dominios septentrionales del área estudiada un volcanismo geosinclinal inicial, proseguido en el Cambriano en los dominios meridionales, que correspondería con el borde geosinclinal, por un complejo volcano-sedimentario.

La litoestratigrafía de las secuencias volcánicas y volcano-sedimentarias muestran una sucesión basal de rocas básicas (zonas septentrionales) y de productos ácidos de naturaleza variada en la zona que nos ocupa. Sus productos serían en gran parte transportados hacia zonas más septentrionales —en donde se situaría el eugeosinclinal— originando los materiales cuarzo-feldespáticos. Una nueva secuencia efusiva y/o piroclástica —porfiroides de Bodonal-Cala— se intercalarían en las series cámbricas. Lateralmente existirían pasos graduales y progresivos entre los niveles volcánicos y los volcánicos-sedimentarios, siendo éstos en gran parte productos reelaborados y transportados. La erosión de estos afloramientos volcánicos originarían depósitos detríticos representados por las formaciones CA₁₁ y CA₁₃, especialmente desarrolladas en estos dominios del flanco meridional del eje.

Una tercera posibilidad, más bien de origen tectónico, explicaría igualmente la ausencia de estos términos inmaduros, aunque tampoco creemos sea la más coherente. El accidente tectónico debía ser una fractura de débil ángulo de buzamiento provocada en la deformación tangencial hercínica, ya que la superficie de contacto litológica —en este caso fractura— aparece plegada posteriormente.

8.2 SOBRE LA EDAD DE LAS SERIES INFRACAMBRICAS

Los terrenos sedimentarios más antiguos que afloran en la zona estudiada yacen por debajo de formaciones del Cambriano Inferior, que en estos dominios del SO. presentan abundantes pruebas paleontológicas. En nuestra cartografía, tales terrenos aparecen bajo la denominación de «serie negra» y «neises y esquistos de Llera-Valencia de las Torres». El límite inferior y convencional con el Infracambriano se ha situado en la base de la formación detrítica C₁₁, a veces marcada por conglomerados poligénicos, quedando las faunas clasificadas de arqueociáticos-trilobites distanciados a unos 800-1.500 m.

Este contacto separaría dos grandes conjuntos de convergentes se-

cuencias litológicas, cuya edad definitiva debería resolverse acudiendo a dataciones de edad absoluta, tanto en aquellas series cuarzo-pelíticas como en los niveles volcánicos acompañantes. De todas formas, no hay que excluir la posibilidad de encontrar microorganismos en algunos niveles ampelíticos epizonales de la «serie negra», como se decía anteriormente.

8.3 ROCAS BASICAS ASOCIADAS A CALIZAS

Importantes asomos de rocas básicas afloran en el núcleo y flanco meridional del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, fundamentalmente en relación con la formación carbonatada cámbrica, si bien otros afloramientos quedan indudablemente lejos de estas relaciones.

Las rocas básicas de petrogénesis más problemática son las asociadas a calizas, extendiéndose desde la región nororiental estudiada, Olivenza, hasta la suroccidental en la Puebla de los Infantes. Los núcleos o afloramientos más importantes corresponden a las Hojas de Olivenza, Alconchel, Villanueva del Fresno, Burguillos del Cerro, Zafra, Fuente de Cantos, Higuera la Real, Aracena, Santa Olalla del Cala, Monesterio, Constantina y Ventas Quemadas. Los tipos petrográficos presentes oscilan entre gabros, dioritas y cuarzo anfibolitas, comprendiendo macroscópicamente a rocas granuladas o microlíticas, de tonalidades verdosas con raros megacristales feldespáticos. Regionalmente afloran en masas irregulares interestratificadas o no con los sedimentos carbonatados, o bien en forma de filones o diques, constituyendo entonces verdaderas diferenciaciones volcánicas de grano fino y color verde oscuro, con claras texturas efusivas (disyunción esferoidal).

La transición entre dioritas y gabros se realiza paulatinamente, presentándose los afloramientos más holocristalinos en las zonas más alejadas de los contactos litológicos.

En el estudio de los afloramientos presentes, se ha llegado a establecer varios tipos de rocas básicas. En algunos casos se manifiesta cuando las rocas básicas aparecen en la transición de masas graníticas a rocas de carbonatos, zonación básica progresiva y gradual desde el endocontacto con diversas paragénesis mineralógicas características. Se trata de fenómenos contaminantes (de granitización metasomática o de endomorfismo), BARD et al. (1970), SANCHEZ CELA (1971), APARICIO YAGUE et al. (1972), SANCHEZ CELA et al. (1972), con producción de diópsido, hornblenda y magnetita (skarn), movilización de sílice, sodio, potasio, magnesio, boro, etcétera, y desilicificación de la roca eruptiva, que tiende hacia composiciones sieníticas, FEBREL (1970).

Por el contrario, otros afloramientos definidos por cuerpos subcircula-

res de extensión reducida, dentro de afloramientos graníticos o en sus proximidades, no deben corresponderse con esta génesis. Pudieran tratarse de productos básicos, probablemente relacionados con procesos de diferenciación magmática que tienden hacia movilizados jóvenes más alcalinos, o bien, restos de intrusiones precoces.

Un tercer grupo de rocas básicas corresponden a materiales intercalados en los terrenos del paleozoico inferior, preferentemente en las calizas cámbricas. Están levemente esquistosados y son afectados por las mismas deformaciones estructurales que el encajante. A grandes rasgos, dados los tipos texturales presentes y su estrecha relación con los materiales del paleozoico, se les considera como rocas eruptivas (intrusivas o efusivas) principalmente básicas, producidas probablemente durante el curso de la sedimentación, transformándose durante el metamorfismo consiguiendo en rocas verdes.

8.4 EDAD DE LA FORMACION DE LAS CONTIENDAS

Bajo la denominación de Las Contiendas agrupamos a los terrenos situados entre la falla de Ficalho-Valdelarco y el borde meridional del sinclinal devónico, ubicado al Sur del eje Villanueva del Fresno-Santa Olalla del Cala. Sus materiales, filitas y esquistos con asociación de rocas volcánicas básicas metamorfizadas han sido asignados en las últimas publicaciones, fundamentalmente BARD (1969), GUTIERREZ ELORZA (1972), a un Cambriano-Ordoviciense, sin especificar, dada la ausencia en los dominios occidentales de pruebas paleontológicas.

En Portugal (Hoja de Vila Verde de Ficalho), representarían al conjunto superior del complejo cristalofílico, provisionalmente considerado como de edad cámbrica, al igual que otra franja o banda situada en los dominios meridionales, correspondiéndose en nuestra cartografía con los terrenos devono-carboníferos. En la síntesis geológica del I. G. M. E. (1970), aparecen como incluidos en el Devoniano.

En nuestra opinión, estos términos que muestran claramente analogías litológicas con los del Sur del área de la provincia pirítica de Huelva, deben corresponderse, equiparándose los episodios volcánicos, si bien en estos dominios septentrionales los términos ácidos o intermedios están escasamente representados, p. ej., mina María Luisa. En los dos segmentos considerados se presentan igualmente convergencias metalogénicas, VAZQUEZ GUZMAN (1973), consistentes en yacimientos pirito-cupríferos con plomo y cinc y otros magnesíferos asociados a jaspes. En este contexto, el contacto meridional con las series cámbricas debe ser anormal, probablemente cabalgante, ya que están ausentes los términos ordovico-silúri-

cos. El accidente Ficalho-Valdelarco probablemente se deba a un rejuego del mismo.

8.5 PORFIDOS GRANITICOS O MICROGRANITOS

Hacia los extremos noroccidental y suroriental del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, así como cerca de sus bordes y en relación con las volcánicas básicas del Cambriano Medio, afloran rocas ígneas claras, de grano fino, a veces casi afaníticas con desarrollo de fenocristales albiticos. Términos análogos aparecen en relación con rocas básicas y calizas del Cambriano Inferior, con todas las transiciones posibles. Si bien no se identifican claros contactos intrusivos, en el borde septentrional del macizo de Las Medianas (Hoja de Villanueva del Fresno) y en los contactos del de S. Amaro-Las Puertas-La Cubana (Hoja de Alconchel) se manifiesta un débil metamorfismo de contacto (facies de corneanas de albita-epidota) en los materiales del Cambriano Medio, no así en las rocas básicas presentes, aunque cartográficamente sí parece evidente.

Si bien ya han sido estudiados en la descripción del grupo litológico correspondiente, creemos conveniente resaltar ciertas características petrográficas, que las incluirían en los últimos términos de una evolución magmática a partir de otras rocas más básicas.

Los minerales ferromagnesianos están en débiles proporciones, el cuarzo adquiere un papel importante, llegando a constituir fenocristales monocristalinos, los feldespatos presentan mirmequitas con cuarzo y moscovita, y como hecho más evidente de transformación mineral aparecen altamente albitizados.

No se ha de excluir la posibilidad de que pertenezcan a un grupo de rocas ácidas o intermedias de la evolución de las rocas volcánicas básicas. A tal fin sería interesante plantearse un estudio químico del conjunto volcánico que demostrara las tendencias químicas evolutivas correspondientes y así comprobar el tipismo de este volcanismo paleozoico desarrollado desde los primeros estadios del Cambriano Inferior. Con esta interpretación, la ausencia de mineralización en Fe en las calizas de los contactos tendría más fácil explicación.

8.6 LA ESTRUCTURA JEREZ DE LOS CABALLEROS-BURGUILLOS DEL CERRO-FREGENAL DE LA SIERRA

Situada entre estos tres importantes núcleos de población y enmarcadas por las calizas cámbricas se desarrollan complejas mesoestructuras

ESQUEMA DE SUPERPOSICION TECTONICA EN EL AREA JEREZ DE LOS CABALLEROS-BURGUILLOS DEL CERRO-FREGENAL DE LA SIERRA CON DESPEGUE SUPERFICIAL TECTONICO HACIA EL SO.

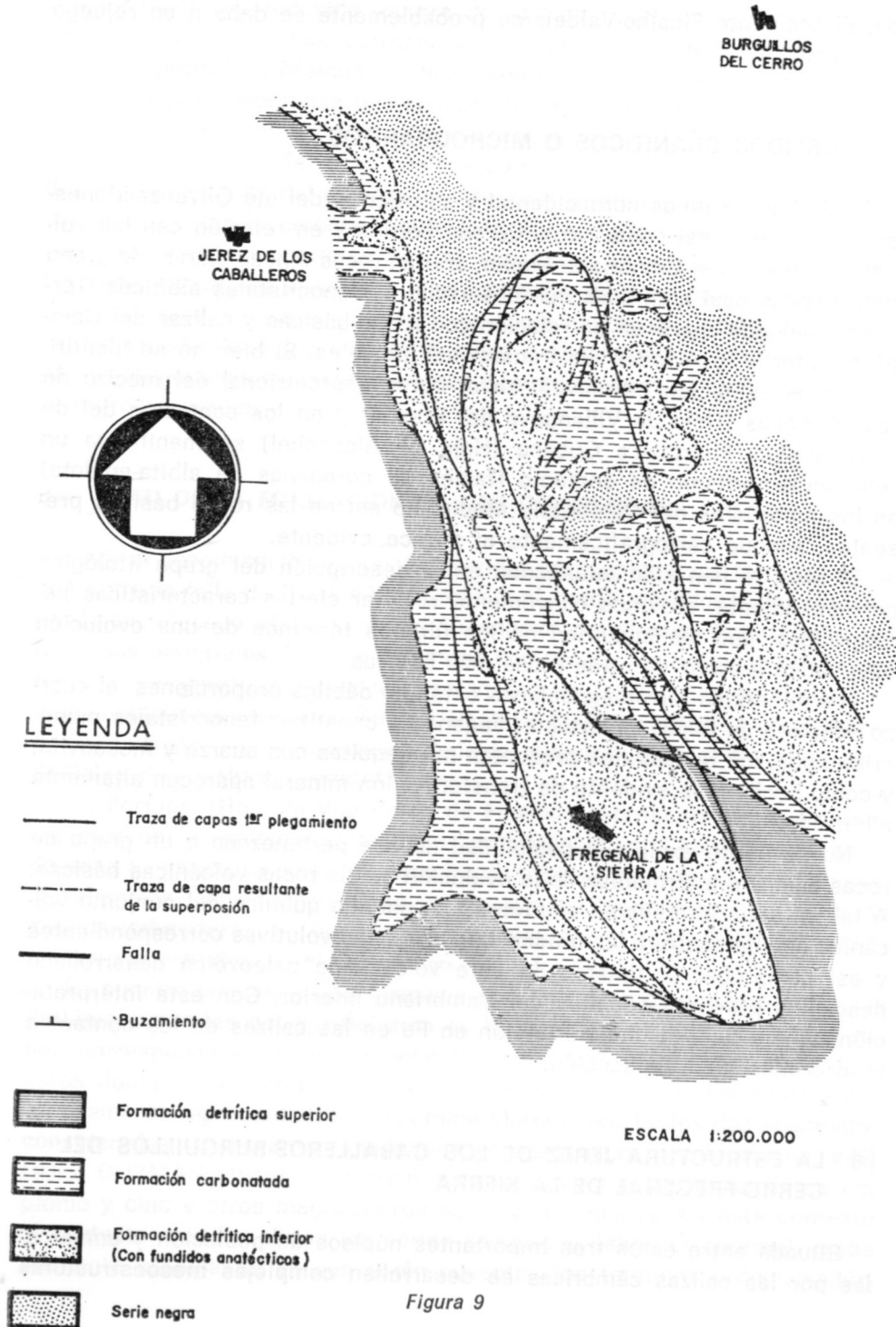


Figura 9

de deformación, cuyo núcleo suele estar constituido por materiales graníticos sintectónicos y/o sincinemáticos y metamórficos, de mayor grado que los del entorno.

El problema sin duda más importante es encajar estas deformaciones con las fases de plegamiento regional, ya que el principal y más importante plegamiento es el desarrollado por pliegues subverticales definidos por esfuerzos de máxima componente vertical, FEBREL (1970), y dirección axial NNE.-SSO.

Por otra parte y en relación con el cuadro estratigráfico regional, existen evidentes anomalías, ya que los materiales epizonales de la «serie negra» están situados alrededor y aparentemente sobre los carbonatados, así como igualmente alojados en núcleos sinclinales a muy escasa distancia superficial de las calizas. En este contexto se plantean dos problemas importantes: uno, la significación estratigráfica de estas supuestas deformaciones, y otro, la importancia de este plegamiento subvertical, ligado evidentemente a metamorfismo y granitización.

En principio y respecto al primer punto pensamos que la resolución definitiva debe ir ligada a una importante fase tangencial preanatóctica. En efecto, la prolongación hacia el NO. de las calizas y dolomías que definen el flanco meridional del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, desde Arroyomolinos de León hasta Bodonal de la Sierra, es bastante continuo, experimentando a partir de aquí una bifurcación según dos ramas que definen las importantes estructuras presentes de plano axial subvertical. Dado que en el apartado de tectónica hemos expresado la presencia de dos importantes fases de deformación, F_1 y F_2 , de distinto carácter dinámico, correlacionamos aquéllas con las producidas durante F_2 , mientras que las que corresponderían a F_1 vendrían definidas por una terminación perisinclinal-isoclinal de la estructura de Fregenal de la Sierra (fig. 9), culminando con un desplazamiento tangencial hacia el SO. Con posterioridad, en altas condiciones térmicas, se desarrollaría la fase de deformación sinmetamórfica con producción de productos anatócticos, muchos de ellos procedentes de los episodios volcano-sedimentarios de la formación detrítica inferior (CA_{11}).

Esta interpretación resolvería en parte los problemas planteados en la más importante estructura, desde el punto de vista minero: el anticlinal San Guillermo-Colmenar-Santa Justa, jalonado por las explotaciones mineras de igual denominación, donde la serie negra reposa aparentemente sobre la formación carbonatada y ésta sobre los denominados «neises de Jerez». De acuerdo con ella estos neises corresponderían fundamentalmente a la formación detrítica inferior e inclusive a la serie negra, en parte, quedando por justificar la ubicación de estos neises en el núcleo de la estructura exclusivamente. Igualmente, según esta interpretación, la for-

**CORTE TRANSVERSAL AL EJE OLIVENZA-MONESTERIO-EL PEDROSO
Y DESARROLLO DE ESTRUCTURAS MENORES DURANTE F₁**

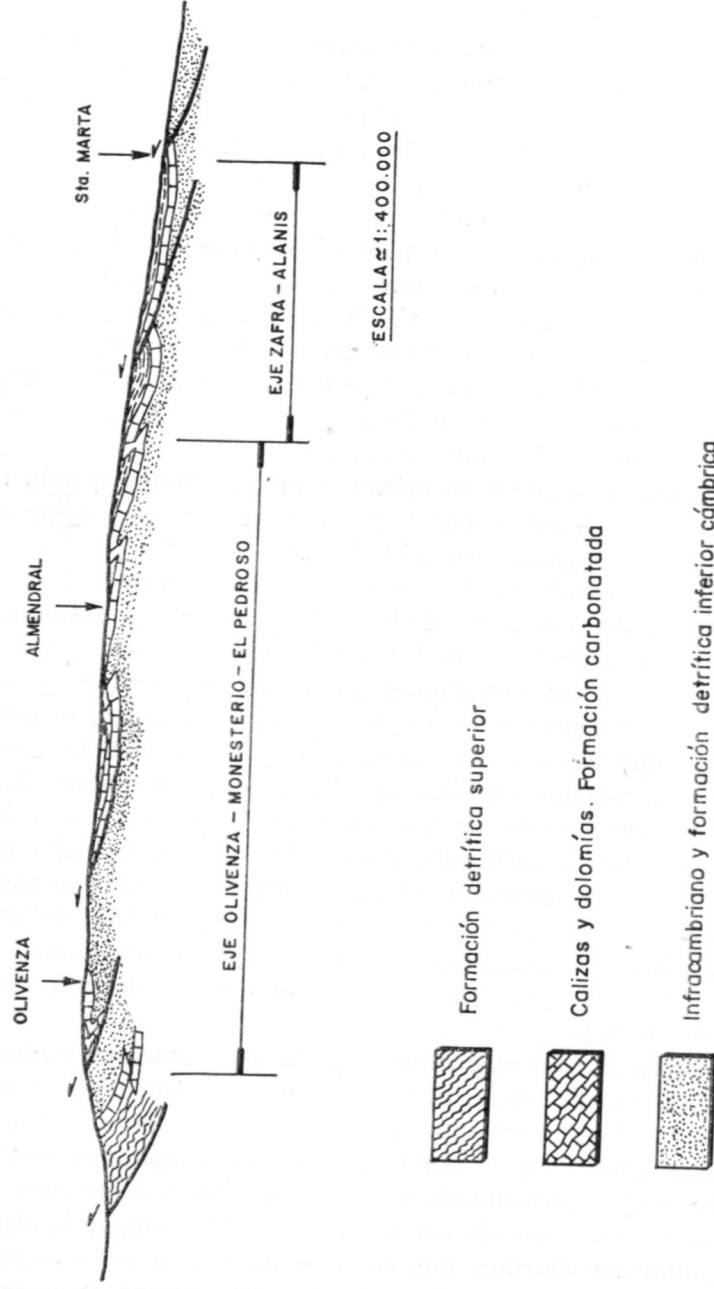


Figura 10

mación carbonatada está plegada isoclinalmente (deformación F₁) sobre sí, duplicándose la potencia de la misma, hecho comprobado en cierta medida por los sondeos mecánicos realizados por el I. G. M. E.

Los macroenclaves carbonatados situados al Sur y dentro del macizo de Burguillos del Cerro, pueden corresponder con los equivalentes CA₁₂, del flanco septentrional del eje Olivenza-Monesterio-El Pedroso, que en tectónica tangencial ligada a F₁ provocaría importantes núcleos sinclinales a lo largo de todo el eje y aproximadamente hacia su centro, muchos de ellos con el borde suroccidental mecanizado por accidentes cabalgantes hacia el SO. (fig. 10), no excluyendo la posibilidad de que parte de estas masas calcáreas puedan corresponder a «mantos superficiales».

9 BIBLIOGRAFIA

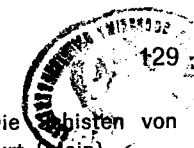
- AKERMAN, E. (1899).—«Report on the Cala Mines». Archivo de Minería de Andévalo. Huelva.
- ALIA MEDINA, M. (1963).—«Rasgos estructurales de la Baja Extremadura». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (b) LX; pp. 247-262; 3 figuras, 1 mapa, Madrid.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C., y QUINTERO, I. (1962).—«Estudio Geológico de la región de Almadén». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 73, pp. 195-327, Madrid.
- APARICIO YAGUE, A. (1971).—«Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo». *Est. Geol.*, v. 27, pp. 369-414, Madrid.
- APARICIO YAGUE, A., y SANCHEZ CELA, V. (1972).—«Origen de las rocas básicas de los alrededores de Burguillos del Cerro (Badajoz)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 70, pp. 139-151, Madrid.
- ARRIBAS, A. (1962).—«Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Burguillos del Cerro». *Est. Geol.*, XVIII, Madrid.
- (1963).—«Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Monesterio». *Not. y Com. del I.G.M.E.*, núm. 70, Madrid.
- BARD, J. P. (1964).—«Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (provincia de Badajoz, España)». *Not. y Com. del I.G.M.E.*, núm. 76, IV trimestre, pp. 175-180, 2 fig., Madrid.
- (1965).—«Introduction a la Geologie de la Chaîne hercynienne dans la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Hypotheses sur les caracteres de l'évolution geotectonique de cette chaîne». *Rev. Geog. Phys. et Geol. Dyn* (2), VII; fasc. 4; pp. 323-337, París.
- (1969).—«Le métamorphisme progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). La place dans le segment hercynien sudibérique». Thés. Doct. Université de Montpellier. Fac. de Sciences.
- (1971).—«Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caracteres geotectoniques et petrologiques de ces zones avec les orogenesés orthoyectoniques récents». Primera reunión Geología SO. Peninsular. *Bol. Geol. Min. España*, 82.321, Madrid.
- BARD, J. P. et FABRIES, J. (1970).—«Aperçu petrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne)». *Bol. Geol. Min.* t. LXXXI-II-III, pp. 226-241, Madrid.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P., et RIBEIRO, A. (1973).—«Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen». *Nat. Phy. Sc.*, v. 241.

- BOUYX, E. (1970).—«Contribution a l'etude des formations anteordoviciennes de la Meseta Meridionale». *Mem. del I.G.M.E.*, t. 73, Madrid.
- CADAVID CAMIÑA, S., y GUTIERREZ ELORZA, M. (1971).—«El Precámbrico de la Puebla del Maestre (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXII; 6 páginas, 2 fig., Madrid.
- CAPDEVILA, R. (1969).—«Le metamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord orientale (NW de l'Espagne)». These Université Montpellier, 1 v., 430 pág.
- CAPDEVILA, R.; MATTE, P. et PAREDES, J. (1971).—«La nature du Précambrien et ses relations avec le Paleozoique dans la Sierra Morena centrale (Sud de l'Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 273, París.
- DEBRENNE, F., y LOTZE, F. (1963).—«Die archaocyata des spanisches Kambriums». *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturwiss. Kl.*, 2, pp. 190-143; 2 fig.; 5 lám.; Wiesbaden.
- DELGADO, M. (1971).—«Bosquejo geológico de la Hoja de Azuaga (Badajoz)». 1.ª Reunión Inter. Geol. SW. Penins. Iber., *Bol. Geol. y Min. del I.G.M.E.*; t. LXXXII; fasc. III-IV (año 1971), pp. 58-60, Madrid.
- DOETSCH, J. (1967).—«La investigación de magnetitas y los sondeos comprobatorios en el Suroeste de España». *Not. y Com.*, núm. 97-98.
- (1973).—«Estado actual de la investigación de criaderos del Suroeste de España». *Bol. Geol. y Min. I.G.M.E.*, t. LXXXIV-II.
- FABRIES, J. (1963).—«Les formations cristallines et metamorphiques du Nord-Est de la Province de Seville (Espagne). Essai sur le metamorphisme des roches eruptives bassiques», Thés. Fac. Scien. Nancy, 267 pág.; 72 fig.; 50 cuadros; 5 lám., Nancy.
- FEBREL, T. (1963).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 857. Valsequillo». *I.G.M.E.*
- (1965).—«Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas deformaciones en el Devoniano-Carbonífero de la Hoja de Calañas, núm. 959 (Huelva)». *Not. y Com. del I.G.M.E.*, núm. 77, pp. 187-202. Madrid.
- (1966).—«Estratigrafía, tectónica y petrografía en la zona de Calañas (Huelva). Publicaciones de la Empresa Nacional Adaro, Madrid.
- (1966).—«Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja núm. 959 (Calañas)».
- (1970 A).—«Facies estructurales en la Hoja núm. 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz)». *Est. Geol.*; vol. XXVI, núm. 2, Madrid.
- (1970 B).—«Geología estructural de la Hoja núm. 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI-V, Madrid.
- (1970 C).—«Metalogenia de la Hoja núm. 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI-V, Madrid.
- FEBREL, T., y SAENZ DE SANTAMARIA (1964).—«El Devoniano del Sur del batolito de los Pedroches en las provincias de Córdoba y Badajoz». *Not. y Com. del I.G.M.E.*; t. 73, p. 51, Madrid.
- FLOOR, P. (1966).—«Petrology of an aegirine riebeckite gneiss bearing part of the Hesperian Massif: The Galiñeiro and surrounding areas. Vigo, Spain». *Leid. Geol. Meded.* 36, pp. 1-204.
- FRICKE, W. (1941).—«Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordostlicher Sierra Morena and Extremadura». *Diss. math-natuv. Fak.*; 88 pág., Berlín.
- (1951).—«Idem, ídem; *Z. Deutsch. Geol. bes.*; t. 103-138, Hannover.
- FOURNIER-VINAS, Ch. et DEBAT, P. (1970).—«Présence de micro-organismes dans les terrains métamorphiques précambriens (schistes X) de l'Ouest de la Montagne Noire». *Bull. Soc. Geol. de France* (7), XII, núm. 2, pp. 354-355.
- GIL CID, D. (1971).—«Nuevo yacimiento de Trilobites en el Cámbrico Inferior de Huelva (Sierra Morena)». *Est. Geol.*, v. 27, pp. 293-296, Madrid.

- (1972).—«Strenueva melendezi nov. sp. del Cámbrico Inferior de Alanís (Sevilla)». *Es. Geol.*, v. 28, pp. 463-467, Madrid.
- (1973).—«Nota preliminar sobre el contenido faunístico y edad del Cámbrico de Zafra y Alconera (Badajoz)». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, 84, pp. 26-31, Madrid.
- GONZALO Y TARIN, J. (1878).—«Reseña geológica de la provincia de Huelva». *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, t. IV, pp. 389-412, Madrid.
- GUILLOU, J. J. (1967).—«Situation et zonalité des mineralisations sulfurées dans un complexe vulcano-sédimentaire Cambrien de la Sierra Morena, Espagne». *C. R. Acad. Scien. Paris*, t. 264; pp. 885-887, París.
- (1971).—«Quelques regularités dans la distribution de mineralisations sulfurees (en particulier en antimoine) dans le niveaux carbonatés du Paleozoique inferior du geosynclinal asturien». *Ann. Soc. Geol. Belgique*, t. 94, pp. 21-37.
- GUTIERREZ ELORZA, M. (1969).—«Estudio geológico-estructural de la región Aracena-Cumbres Mayores (provincia de Huelva y Badajoz)». Tesis doctoral. *Publ. de la J.E.N.* (en 1971), Madrid.
- (1970).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja de Aracena (917). *I.G.M.E.*, Madrid.
- GUTIERREZ ELORA, M., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1965).—«Notas geológicas de la región septentrional de la provincia de Huelva». *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, Geol. 63; pp. 289-297, Madrid.
- GUTIERREZ ELORZA, M.; HERNANDEZ ENRILE, J. L., y VEGAS, R. (1971).—«Los grandes rasgos geológicos del Sur de la provincia de Badajoz y Norte de Huelva». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXIII, III y IV, Madrid.
- HARTUNG, W. (1941).—«Pflanzenreste aus den Sudspanischen Karbon». (Nordraud der Provinz Sevilla). *Jb. Reichstelle Bodenforsch.*; t. 61; 1 fig.; pp. 267-277, Reichstelle Boden.
- HEREZA, J. (1902).—«Criaderos de hierro oligisto en la provincia de Huelva». *Rev. Min. Met. Ing.*, Ser. C., t. XX.
- HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1971).—«Las rocas porfiróides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del Anticlinorio Olivenza-Monesterio (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXII-III-IV; pp. 359-370, 1 plano, 9 fotos.
- HERNANDEZ ENRILE, J. L., y GUTIERREZ ELORZA, M. (1968).—«Movimientos caledónicos (fases saláricas, árdicas y érica) en Sierra Morena Occidental». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (Geol.), núm. 66; pp. 21-28, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1897).—«Erosión de las rocas graníticas de la Extremadura Central». *Act. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XVI, Madrid.
- (1918).—«Le Cambrien de la Sierra de Cordoba (Espagne)». *Acad. Scien. Fran.*, t. 166; p. 611, París.
- (1951).—«Paleografía del solar hispano durante el Paleozoico». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 49, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1947).—«Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central». *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 17, Madrid.
- (1952).—«Característica general del Terciario continental de la llanura del Guadiana». *Not. y Com. I.G.M.E.*, pp. 25-71, 10 fotos, varios cortes, núm. 25, Madrid.
- (1953).—«Edad de las formaciones con facies estratocristalina en la provincia de Badajoz». *Not. y Com. I.G.M.E.*, t. 31, Madrid.
- (1953).—«Ensayo sobre la tectónica paleozoica en Extremadura». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo homenaje al profesor Hernández Pacheco, Madrid.
- HERRANZ, P. (1970).—«Nota preliminar sobre el Estudio Geológico de las Sierras Paleo-

- zoicas entre Oliva de Mérida y Hornachos (Badajoz). *Sem. Estrat.*, núm. 6, pp. 1-16, Dpto. de Estratigrafía, Univ. Compl. Madrid.
- HUPE, P. (1952).—«Classification des Trilobites». *Annales de Paléontologie*, pp. 34-345.
- (1953).—«Contribution a l'étude du Cambrien Inferior et du Précambrien III de L'Anti-Atlas marocain». *Serv. Geol. Prot. Republique Frac. Not. et Mem.*, 103, 402.
- I. G. M. E. (1970).—«Síntesis de la cartografía existente». Hoja de Sevilla.
- (1969-74).—«Síntesis de la cartografía en las Reservas, zona Suroeste de la Península, zona de Huelva, y de la zona de piritas españolas. Autores: Armengot, J.; Coullaut, J. L.; Fernández Pompa, F.; Gozalo, F.; Locutura, J.; Copeiro, J. R.; Sánchez Rodríguez y Vázquez Guzmán, F.
- (1974).—«Geología de la Reserva (Zona de Huelva)». Hojas de Paymogo, Puebla de Guzmán, Gibraleón, La Palma, Aznalcollar y el Castillo de las Guardas. Inédito.
- JONGMANS, W. J. (1949).—«Note préliminaire sur la flore de Val d'Inferno». *Not. y Com. del I.G.M.E.*; t. 19; pp. 187-193, Madrid.
- (1956).—«Contribución al conocimiento de la flora carbonífera del SO. de España». *Est. Geol.*, t. 22, núm. 20-30; pp. 19-58, Madrid.
- JONGMANS, W. J., y MELENDEZ MELENDEZ, B. 1950.—«El hullero inferior de Valdeinferno». *Est. Geol.*, t. 6, 11; pp. 191-210, Madrid.
- LAN, M. (1857).—«Notes de voyage sur la Sierra Morena et sur le Nord de l'Andalousie». *Ann. Min.*, t. XII, pp. 561-628, París.
- LACAZETTE, F. (1919).—«Estudio de la cuenca hullera de Badajoz». *Bol. Of. de Minas y Met.*, año III, núm. 4, Madrid.
- LE PLAY, F. (1834).—«Observations sur l'Extremadure et le Nord de l'Andalousie et essai d'une carte geologique de cette contrée». *Ann. des Mines*, 3.^a serie, t. VI, pp. 247-280, París.
- LOTZE, F. (1942).—«Die Iberische Halbinsel». *Geol. Jb.*; 4 b; pp. 245-257, Berlín.
- (1945 A).—«Einige probleme der Iberischen Meseta». *Geotectk. Forschg* 6. Berlín. (Traducido por J. M. Ros), algunos problemas de la Meseta Ibérica, *Pub. Extr. Geol. España*; t. V; pp. 43-58, 1 fig., Madrid, 1950).
- (1945 B).—«Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forschg.* t. 6; pp. 78-92; 1 fig. Berlín. (Traducido por J. M. Ríos en *Publ. Extr. Geol. Esp.*; t. V; pp. 149-166; 1 fig., 2 cuadros, Madrid, 1950).
- (1956 A).—«Das Prakambriums Spaniens». *N. JG. Geol. Pal. Mh.* 8, pp. 373-380: Stuttgart. (Traducido por J. Gómez de Larena: El Precámbrico en España, *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 60, pp. 227-240, Madrid, 1960.)
- (1956 B).—«Uber Sardische Bewegunden in Spanien un ihre Beziehungen zur assytischen Faltung». *Dtsch. Geol. Gesel.*, pp. 128-139 (Geotectk, Symp. hans Stille, pp. 128-139, Stuttgart).
- (1961).—«Das Kambrium Spaniens». *Akad. Wiss. Lit. C. Math. Nat. klasse*; NR 6, t. 1, 6; pp. 283-498, 12 Tab. (Traducción de la primera parte por Gómez de Larena publicada en castellano por el I. G. M. E. en «Mem. del I. G. M. E.», t. 75, año 1970, Madrid).
- (1966 A).—«Kambrium Spaniens». *Zbl. Geol. Pal.*, t. Eil I, 6é, pp. 1.206-1.227.
- (1966 B).—«Prakambrium Spaniens». *Zbl. Geol. Pal.*, t. Eil I, 6, pp. 989-1.006.
- LOTZE, F., y SDZUY, K. (1961).—«Das Kambrium Spaniens. Teil II Trilobiten, von klaus Sdzuy», 2 Abschnitt. *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math-naturwiss. Kl.*, pp. 595-693, Wiesbaden.
- LUJAN, F. de (1850).—«Estudios y observaciones geológicas relativas a los terrenos que comprenden parte de las provincias de Badajoz y las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real». *Mem. R. Acad. Cienc. Nat.*, t. 1, 1.^a parte, tercera serie, parte 2, pp. 3-34, Madrid.
- LUKASIEWICZ, G. (1899).—«Die Magneteisenerz-Felder von San Carlos, Santa Justa, San Guillermo, Bilbaina und Bismarck in der Provinz Badajoz, Spanien». *Archivo Minera de Andévalo, Huelva.*
- LLOPIS LLADO, N., y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).—«Sur l'existence d'une tectonique archeénne au centre de l'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Geol. Franc.*, núm. 8, París.
- MAGNE, J. et VIGNIER, C. (1970).—«Stratigraphie du Neogene de la bordure meridionale de la Sierra Morena, entre Huelva y Carmona». *Bull. Soc. Geol. Franc.*, 7.^a serie, t. XII, núm. 2; pp. 200-209; 1 esquema, 4 fig., París.
- MACPHERSON, J. (1879).—«Estudio geológico y petrográfico del norte de la provincia de Sevilla». *Bol. Map. Geol. Esp.*, t. 6, Madrid.
- (1880 A).—«Noticia sobre el Archaeocyathus Marianus». *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. IX, p. 8.
- (1880 B).—«Sobre la existencia de fauna primordial en la provincia de Sevilla». *Bol. Cm. Map. Geol. Esp.*, t. 7, Madrid.
- MALLADA, L. (1895-1898).—«Explicación del mapa geológico de España». vol. I, II y III. *Mem. Com. Map. Geol. Esp.*, Madrid.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Deformación y metamorfismo en el NO. de España» (provincia de León, Orense y Zamora). *Studia Geologica*, V. 7-106, Salamanca.
- MELENDEZ MELENDEZ, B. (1941 A).—«El yacimiento de Archaeocyathus de Alconera (Badajoz)». *An. Cienc. Nat. Inst. «José de Acosta»*, Madrid.
- (1941 B).—«Los terrenos cámbricos de los alrededores de Zafra (Badajoz)». *An. Cienc. Nat. Inst. «José de Acosta»*, Madrid.
- (1943).—«Observaciones respecto al grupo de los Arqueociátidos fósiles, característico del Cámbrico». *Pub. Rev. Las Ciencias*, año VIII, núm. II, Madrid.
- MELENDEZ MELENDEZ, B., y MINGARRO, F. (1962).—«Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 899 (Guadalcanal)». *I.G.M.E.*, Madrid.
- MELENDEZ MELENDEZ, B.; MINGARRO, F., y LOPEZ AZCONA, C. (1967).—«Mapa geológico de España. Escala 1:50.000, Hoja núm. 920 (Constantina)». *I.G.M.E.*, Madrid.
- MESEGUER PARDO, J. (1944).—«El devoniano en la provincia de Huelva». *Not. y Com. del I.G.M.E.*, núm. 12, pp. 67-74, Madrid.
- MINGARRO MARTIN, F. (1962).—«Estudio del Carbonífero del Norte de la provincia de Sevilla». *Bol. I.G.M.E.*, núm. 73, pp. 489-599, 4 lám., Madrid.
- MIYASHIRO, A. (1973).—«Metamorphism and metamorphic belts». Ed. G. Allen. Unwim, L. T. D., London.
- MUÑOZ, M., y VEGAS, R. (1974).—«Paraneises y ortoneises de la banda metamórfica Badajoz-Córdoba». *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. 85, pp. 450-463, Madrid.
- NAVARRO, E., y LACAZETTE, F. (1922).—«Estudio de la cuenca carbonífera de los Santos de Maimona (Badajoz)». *Bol. Of. Min. y Met.*, año VI, núm. 63, Madrid.
- NERY DELGADO, I. F. (1910).—«Terrains paleozoiques de Portugal. Etudes sur les fossiles a Nereites de San Domingo et des schistes á nerites et á graptolites de Barrancos». *Comm. du Serv. Geol. de Port.*, Lisbonne.
- OEN, I. S. (1970).—«Granite intrusión, folding and metamorphism in central northern Portugal». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI, V, II y III, Madrid.
- PEREJON, A. (1973).—«Contribución al conocimiento de los arqueociátidos de los yacimientos de Alconera (Badajoz)». *Est. Geol.*, v. 29, pp. 179-206, Madrid.
- PEREZ GARCIA, L. (1969).—«Estudio de la cuenca carbonífera de Berlanga». Dpo. de Paleontología de la Universidad de Madrid. Inédito. Tesis de licenciatura.
- PHAN KIEW DUONG (1969).—«Skarns et mineralisations associées». *Chronique des mines et de la recherche minière*, núms. 387-388.
- PRUVOST, P. (1912).—«Sur la presence de fossiles d'age devonien superieur dans les schistes a Nereites de San Domingos». *Com. Serv. Geol. Port.*, 2, Lisboa.

- QUIRING, H. (1935).—«Dictamen sobre las minas de Cala». Archivo de Minera de Andévalo, Berlín.
- REBOLLO, J. L. (1964).—«Consideraciones sobre la Estratigrafía del Gotlandense en las zonas al sur de la provincia de Badajoz y norte de la de Huelva. Un horizonte fosilífero de referencia». Mem. obtención título Dr. Ingeniero, Madrid.
- (1964).—«Una versión nueva de la Hoja de Burguillos del Cerro». Idem., Madrid.
- ROMARIZ, C. (1963).—«Graptolitos da colecao de Nery Delgado provinientos de fazidas espanholas». *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc.*, 9 (2), pp. 131-141, Lisboa.
- (1914).—«Observarions sur le terrain devonien et carbonifere du Portugal et leur faune». *Com. Serv. Geol. Port.*, 10, Lisboa.
- RICHTER, R. y E. (1927).—«Eine Crustacee (Isoxys carbonelli, n. sp., in den Archaeocyathus-Bildungen der Sierra Morena, und ihre stratigraphische Beurteilung». *Senckenbergiana*, 9; pp. 188-195. Frank. a M.
- (1941).—«Die fauna des Unterkambrium von Cala in Andalusien». *Abh. Sencjenb. Nat. Ges.* 455, pp. 1-90.
- ROSSO DE LUNA, I., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1955 A).—«Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 854 (Zafra). *I.G.M.E.*
- (1955 B).—«Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 853 (Burguillos del Cerro)». *I.G.M.E.*
- (1956 A).—«Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 876 (Fuente de Cantos)». *I.G.M.E.*
- (1956 B).—«Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 877 (Llerena)». *I.G.M.E.*
- SAMPER, J. (1970).—«Trabajo petroestructural de la Hoja núm. 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz). Petroestructura del cuarzo y de la mica. Simetría. Alineaciones». *Est. Geol.* vol. XXVI, pp. 233-236, Madrid.
- SANCHEZ-CELA, V. (1971).—«Consideraciones petrogénicas sobre las rocas dioríticas de la zona de Mérida». *Est. Geol.*, vol. XXVII, núm. 24, pp. 309-310, Madrid.
- SANCHEZ-CELA, V., y APARICIO YAGUE, A. (1972).—«Nuevas consideraciones petrogénicas sobre las rocas gneisicas y porfiroides localizadas en la alineación estructural Almendralejo-Azuaga (Badajoz)». *Bol. Geol. y Min.*, t. 83, pp. 407-419, Madrid.
- (1972).—«Petrogénesis de las rocas básicas del SO. de España (Sierra Morena Occidental)». *Bol. Geol. y Min.*, 83, pp. 402-406, Madrid.
- SCHNEIDER, H. (1933).—«Altpaleozoikum bei Cala in der westlinchen Sierra Morena». *Dissertation*, 72 S. 10, Abb. 5, Tab. Berlín.
- (1941).—«Das Kambrium der Herrerias-Mulde bei Cala». *Abh. Seckenb. Nat.*, Ges. 455.
- (1947).—«Prospeccao mineira e zonas geotectónicas na metalogenese Ibérica». *Tecnícas Res. Engen dos alumnos I. J. T.*, Lisboa, núm. 171.
- (1951).—«Das Palaeozoikum im westteil der Sierra Morena (Spanien)». *Z. Dtsch. Geol.*, Ges. 103, pp. 134-135.
- SCHMELCHER, E. (1965).—«Die wissenschaftlichen und praktischen Ergebnisse einer geologisch-geophysikalischen Grossprospektion auf Magnetitlagerstätten in Sudspanien». *Deutscher Metallhütten und Bergbau*, H. 15. Clansthal-Zellerfeld.
- SDZUY, D. (1962).—«Trilobiten aus dem Unter-Kambrium der Sierra Morena (S. Spanien)». *Senck leth.*, t. 43, H. 3, pp. 181-229, 4 Abb, Taf. 18-23, Frankfurt.
- SIMON, W. (1939).—«Lithogenesis Kambrischer kalke der Sierra Morena (Spanien)». *Senck.* 21, pp. 297-311, 11 fig. Frankfurt (Main). (Traducido por B. Meléndez y M. R. Fernández en *Publ. Extr. Geol. Es.*, t. 7, 1, pp. 5-19, Madrid, 1953.)
- (1941).—«Varischische Sedimente der Sierra Morena (Spanien)». Die Abh. des Instituts von San Nicolás del Puerto. *Senckenbergiana*; 23, 4-6, pp. 260-266. Frankfurt (Main).
- (1942).—«Die Sierra Morena der Provinz Sevilla in nachvarischicher Zeit. Ein Beitrag zur Frage der Guadalquivir-Störung». *Senckenbergiana*, t. 25, pp. 56-86, Frankfurt (Main). (Traducción al español por Gómez de Llarena y publicada por el Inst. J. S. Elcano, C. S. I. C., España, 1944.)
- (1951).—«Untersuchungen im Paleozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien)». *Abh. Senck Natur. Ges. Fr. Dtsch.*, 485, pp. 31-52.
- STRAUSS, G. K. (1970).—«Sobre la geología de la provincia piritífera del Suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de piritita de Lousal (Portugal)». *Mem. del I.G.M.E.*, t. 77, Madrid.
- SUHR, O. (1966).—«Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik un Suden der Province Badajoz (Spanien)». *Discert. Math. Naturwissensch Fak. Wilhelms Univ. Munster*, núm. 35, pp. 46-47.
- TEIXEIRA, C. (1943).—«O Paleozoico Ibérico e os movimentos caledónicos e hercínicos (Breve ensaio de paleogeografía)». *Bol. Soc. Geol. Port.*, 3, Porto.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. (1967 A).—«Contribución al estudio de la tectónica del Cambriano de Cala (Huelva)». *Not. y Com. del I.G.M.E.*, núms. 97-98, pp. 119-129; 2 fig., 5 fot., Madrid.
- (1967 B).—«Ideas directrices geológico-tectónicas de la Hoja 918, Santa Olalla de Cala». *Not. y Com. del I.G.M.E.*, núm. 97-98, pp. 113-119, Madrid.
- (1967 C).—«Nuevas áreas devonianas en la zona occidental de Sierra Morena». *Not. y Com. del I.G.M.E.*, núm. 97-98, pp. 107-113, Madrid.
- (1968).—«Contribución al estudio de los yacimientos de hierro del Suroeste de España (Parte I)». *Bol. Geol. Min.*, 59, 4, pp. 358-379, Madrid.
- (1970 A).—«Estudio genético de los yacimientos de hierros de Cala (Huelva) y el Pedroso (Sevilla)». *Ind. Min.*, año XIII, núm. 115, pp. 39-50, Madrid.
- (1970 B).—«Mapa geológico de España 1:50.000, Hoja núm. 918 (Santa Olalla del Cala)». 19 p., *I.G.M.E.*, Madrid.
- (1972).—«Génesis de la mina "María Luisa", La Nava (Huelva, España). Una mineralización zonada». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXII-IV, pp. 377-386, Madrid.
- (1974).—«Contribución al estudio de la metalogenia del norte de la provincia de Huelva, España». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXV-III, pp. 281-288, Madrid.
- VAZQUEZ GUZMAN, F., y AMADO CUETO, L. (1969).—«Génesis de los yacimientos de hierro de la Sierra de el Pedroso y el Travieso». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXI, p. 50-61, Madrid.
- VEGAS, R. (1968).—«Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura». *Est. Geol.*, vol. XXIV, pp. 85-59, Madrid.
- (1970 A).—«Formaciones precámbricas de la Sierra Morena Occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadén, Don Benito y Cáceres». *Est. Geol.*, vol. XXVI, pp. 225-231, 3 pág., Madrid.
- (1970 B).—«Geología del borde septentrional de Sierra Morena en la provincia de Badajoz».
- (1971 A).—«Geología de la región situada entre la Sierra Morena Occidental y las Sierras del N. de la provincia de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. y Min.*, v. 82, pp. 351-358, Madrid.
- (1971 B).—«Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S. de España». El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz». *Est. Geol.*, 27, pp. 419-425, Madrid.



MATERIALES POSTPALEOZOICOS Y POSTOROGENICOS

TERCIARIO	CUATERNARIO	QAI	Q	QAI - Aluviales
	PLIOCUATERNARIO	PD	Q	Q - Indiferenciados (suelos)
MIOCENO	SUPERIOR	M ₂₋₃	M ₂₋₃	PQ - Rañas y material detrítico arcilloso
	MEDIO	M ₂₋₃	M ₂₋₃	M ₃ - Arcosas y margo-calizas, calizas
				M ₂₋₃ - Arenas, arcillas y margas

ROCAS METASEDIMENTARIAS

PERMIANO		H ₂₋₃	H ₂₋₃ - Argilitas y areniscas
CARBONIFERO	SUPERIOR	H ₂	H ₂ - Conglomerados, areniscas, pizarras con lechos de carbón y alguna intercalación calcárea
	INFERIOR	H ₁	H ₁ - Conglomerados, pizarras con lechos de carbón y areniscas feldespáticas con intercalaciones volcánicas (Vb) Tablas volcánicas y calizas fosilíferas (C)
DEVONIANO	SUPERIOR	D ₂₋₃	D ₂₋₃ - Pizarras con lentejones calcáreos, grauwacas y volcánicas básicas
	MEDIO	D ₁	D ₁ - Grauwacas y pizarras con intercalaciones calcáreas
ILIRIANO	SUPERIOR	S	S - Conglomerados y/o cuarcitas y pizarras con liditas. Ampelitas
	INFERIOR	S-D	S-D - Areniscas (s), pizarras y lavas con aislados lentejones calcáreos (c)
ORDOVICIANO	SUPERIOR	OR-S	OR - Cuarcitas (?) Pizarras sericiticas con tramos cuarcíticos
	INFERIOR	OR-S	OR-S - Areniscas, conglomerados y pizarras con liditas e intercalaciones calcáreas
CAMBRIANO	MEDIO	CA ₂₁	CA ₂₁ - Pizarras y grauwacas con areniscas cuarcíticas. Lavas
	INFERIOR	CA ₁₃	CA ₁₃ - Margas, areniscas y pizarras con lentejones calcáreos y esporádicas emisiones ídicas
PRIMARIO		CA ₁₂	CA ₁₂ - Pizarras moradas y Grauwacas
		CA ₁₁	CA ₁₁ - Calizas, calizas magnesianas y dolomitas. En zona meridional: Mármoles. Form. carbonatada
		IC ₁	IC ₁ - Conglomerados (cg), areniscas cuarcíticas, pizarras con calizas y volcánicas
		IC ₂	IC ₂ - Serie negra y materiales detríticos de transición con niveles ídicos (Vb) y conglomeráticos (cg)
		IC ₃	IC ₃ - Paraneises y esquistos de Llera - Valencia de las Torres

ROCAS DE MEDIO Y ALTO METAMORFISMO. ROCAS IGNEAS

EA	Neises de Lora del Río
EA	Neises de Jerez de los Caballeros
EA	Antifalitas (orto) de Acebuches - Aracena - Almadén de la Plata
PJ	Neises de Llera (ortoneises ?)
Pg	Microgranito y/o pórfidos graníticos
Pg	Granitos y granitos sieníticos adalinos
Pgd	Sienitas
Pgd	Granodiorita
Pd	Diorita
P1	Tonalita
Pgb	Gabros
Pge	Epidioritas
	Granitos s.s. y granodioritas

ROCAS FILONIANAS POSTECTONICAS

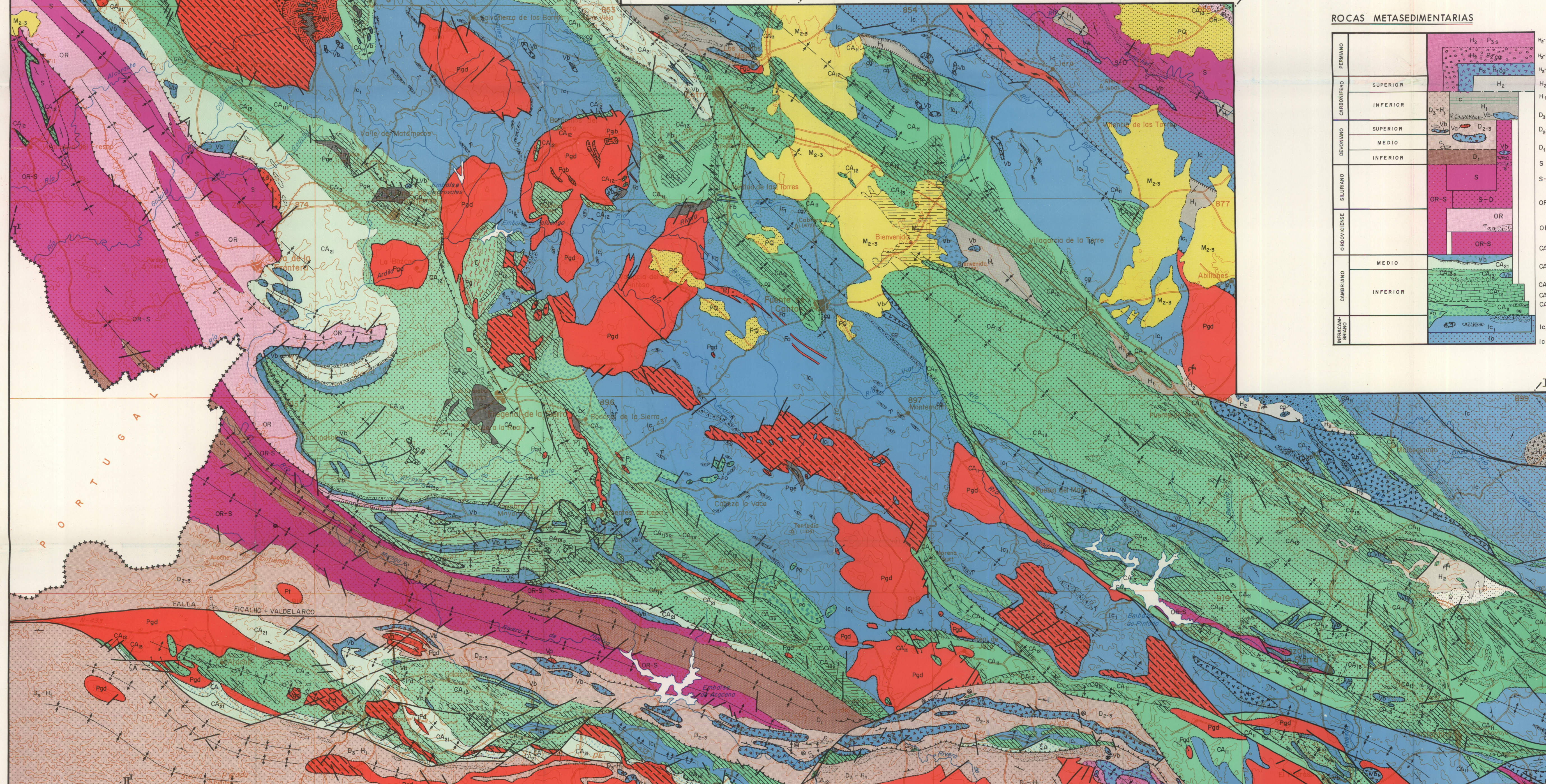
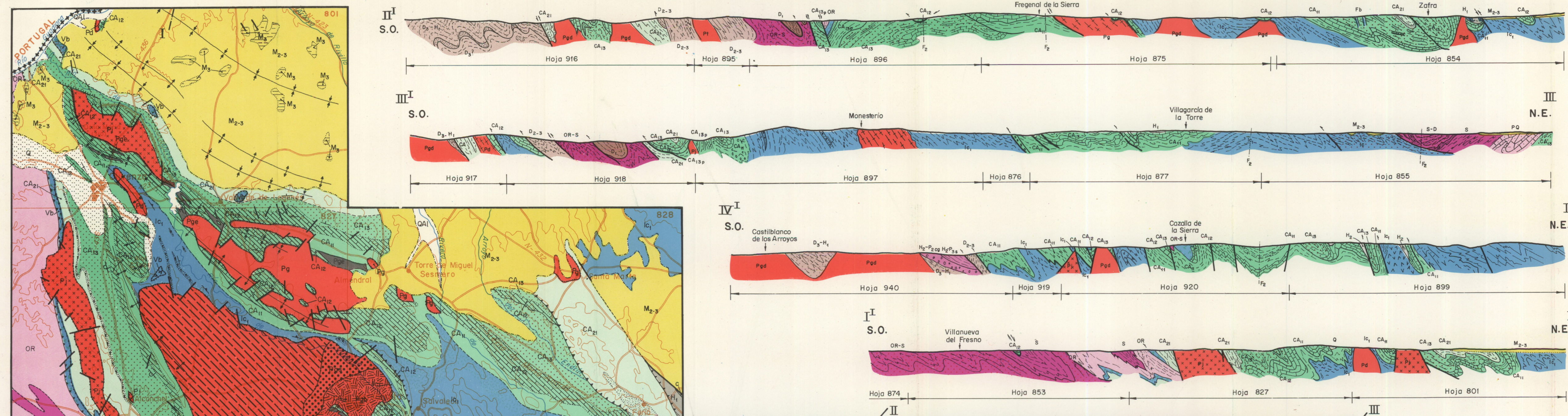
Fb	Básicas
Fa	Ácidas

SIMBOLOGIA

—	Contacto mecánico
—	Contacto concordante o no claramente discordante
—	Contacto discordante
—	Contacto de situación dudosa
—	Falla normal
—	Falla inversa
—	Cabalgamiento
—	Fractura en general
—	Anticlinal
—	Sinclinal
—	Contacto de rocas plutónicas
—	Contacto de rocas plutónicas de bordes difusos
—	Contacto de rocas ídicas o filonianas
—	Buzamiento

SIMBOLOS BIOESTRATIGRAFICOS

+	Flora
+	Graptolites
+	Trilobites
+	Fósiles en general
+	Huellas



SITUACION DE LA ZONA ESTUDIADA EN LOS GRANDES DOMINIOS ESTRUCTURALES DE LAS VARSICIDES IBERICAS

DOMINIO SEPTENTRIONAL	ZONAS SEGUN F. LOTZE ZONA CANTABRICA ZONA ASTUROCCIDENTAL ZONA GALIAGO CASTELLANA
DOMINIO CENTRAL	ZONA LUSO ORIENTAL-ALGODICA ZONA OSSA MORENA
DOMINIO MERIDIONAL	ZONA LUSO MERIDIONAL
ZONA ESTUDIADA	

