



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

HOJA A ESCALA 1:50.000

962 (12-39)

ALCALÁ DEL RÍO

MEMORIA

Diciembre, 1997



SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INI MEDIO AMBIENTE, S.A. (*Inima*), dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN

V. GABALDÓN LÓPEZ (I.T.G.E.)

AUTORES

A. DÍEZ (*Inima*)

F. LEYVA (*Inima*)

J.L. MUÑOZ DEL REAL (*Inima*)

J. MATAS (*Inima*)

ESTUDIO DE MUESTRAS

A. DÍEZ (*Inima*)

F. LEYVA (*Inima*)

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del ITGE existe para su consulta, una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria.

0.- INTRODUCCIÓN

ÍNDICE

	<u>Págs.</u>
0.- <u>INTRODUCCIÓN</u>	1
1.- <u>ESTRATIGRAFÍA</u>.....	6
1.1.- <u>ESQUISTOS NEGROS, CUARCITAS NEGRAS, CUARCITAS, METAGRAUCAS Y MIGMATITAS (6). FM. EL RONQUILLO, LA MINILLA Y OTRAS. PRECÁMBRICO-PALEOZOICO</u>	7
1.2.- <u>GRUPO P-Q (7)</u>	8
1.3.-<u>TERCIARIO</u>	16
1.3.1.- <u>NEÓGENO</u>	17
1.3.1.1.- <u>FACIES ROJAS. CONGLOMERADOS CON PAQUETES DE ARENAS Y ARENISCAS (8). MESSINIENSE</u>	18
1.3.1.2.- <u>FACIES DE BORDE. CONGLOMERADOS, ARENISCAS, ARENAS (9) Y CALIZAS (10). MESSINIENSE</u>.....	19
1.3.1.3.- <u>MARGAS AZULES (11). MESSINIENSE</u>	20
1.4.- <u>CUATERNARIO</u>	22
1.4.1.- <u>GRAVAS, ARENAS, ARCILLAS Y LIMOS. TERRAZAS (12, 13, 15).</u>	22
1.4.2.- <u>CANTOS, ARENAS Y ARCILLAS. GLACIS (14). PLEISTOCENO</u>.....	23
1.4.3.- <u>GRAVAS, ARENAS Y LIMOS. LLANURA DE INUNDACIÓN (16). HOLOCENO</u>	24
1.4.4.- <u>GRAVAS, BLOQUES Y ARCILLAS. COLUVIONES (17). HOLOCENO</u>.....	25
1.4.5.- <u>GRAVAS, CANTOS, ARENAS Y ARCILLAS. CONOS DE DEYECCIÓN</u>...	25
1.4.6.- <u>GRAVAS, ARENAS, ARCILLAS Y LIMOS. ALUVIAL (19). HOLOCENO</u> .	26
2.- <u>TECTÓNICA</u>.....	27
2.1.- <u>INTRODUCCIÓN</u>.....	28
2.2.- <u>DEFORMACIÓN CADOMIENSE</u>.....	28
2.3.- <u>DEFORMACIÓN HERCÍNICA</u>.....	30

2.3.1.- <u>PRIMERA DEFORMACIÓN HERCÍNICA</u>	30
2.4.- <u>FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA</u>	35
3.- <u>PETROLOGÍA</u>	42
3.1.- <u>METAMORFISMO</u>	43
3.1.1.- <u>INTRODUCCIÓN</u>	43
3.1.2.- <u>METAMORFISMO CADOMIENSE</u>	43
3.1.3.- <u>METAMORFISMO HERCÍNICO</u>	44
3.1.3.1.- METAMORFISMO REGIONAL	44
3.1.3.2.- METAMORFISMO DE CONTACTO.....	48
3.2.- <u>ROCAS BÁSICAS</u>	49
3.2.1.- <u>ROCAS FILONIANAS</u>	50
3.2.1.1.- PÓRFIDOS GRANÍTICOS (1)	50
3.2.2.- <u>ROCAS PLUTÓNICAS</u>	52
3.2.2.1.- ROCAS BÁSICAS (GABROS Y DIORITAS) (2).....	52
3.2.2.2.- GRANITO, MONZOGANITO, GRANODIORITAS (3).....	56
3.2.2.3.- LEUCOGANITO (4).....	60
3.2.2.4.- GRANITO DE GRANO MEDIO, BIOTÍTICO (GRANITO DE GERE- NA) (5)	62
4.- <u>GEOLOGÍA ECONÓMICA</u>	66
4.1.- <u>RECURSOS MINERALES</u>	67
4.1.1.- <u>MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS</u>	67
4.1.2.- <u>MINERALES ENERGÉTICOS</u>	67
4.1.3.- <u>ROCAS INDUSTRIALES</u>	67
4.2.- <u>HIDROGEOLOGÍA</u>	69
4.2.1.- <u>CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E HIDROLÓGICAS</u>	69
4.2.2.- <u>CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS</u>	70

4.2.2.1.- ACUÍFERO MIOCENO TRANSGRESIVO DE BASE (SISTEMA ACUÍFERO N° 26)	72
4.2.2.2.- ACUÍFEROS DE LA ZONA SEVILLA-CARMONA (SISTEMA ACUÍFERO N° 28)	72
5.- <u>BIBLIOGRAFÍA</u>.....	73

El Batolito de la Sierra Norte (B.S.N.) está constituido por plutones con forma alargada y con direcciones según E-O y NO-SE, que intruyen en materiales de edad pre-Devónica (esquistos negros, cuarcitas y metagrauvas), Devónica (Grupo P-Q, constituido por una alternancia de pizarras y cuarcitas) y Carboníferos, dentro de la Zona Surportuguesa (LOTZE, 1945). En su parte Este, el batolito se encuentra recubierto por materiales próximos del Viar y hacia el Sureste, está recubierto por materiales terciarios del Guadalquivir.

El B.S.N. se encuentra situado al Sur del accidente tectónico que separa la Zona de Ossa-Morena (Z.O.M.) y la Zona Surportuguesa (Z.S.P.) (Figura 1).

Desde un punto de vista cartográfico (Figura 2), el BSNS se puede continuar a través del Macizo de Beja en Portugal (SIMANCAS, 1983; SOARES DE ANDRADE, 1983), ambos separados por el accidente tectónico mencionado anteriormente y encontrándose situados en la Z.S.P. y la Z.O.M., respectivamente.

El batolito está constituido por dos tipos de rocas principales: por rocas básicas (gabros, dioritas) y por granitoides, las cuales presentan una variación textural, desde subvolcánica a plutónica.

Las rocas básicas representan un gran volumen dentro del B.S.N. ($\cong 35\%$), y se encuentra formando una alineación que va desde Campofrío (Huelva) hasta Castilblanco de los Arroyos (Sevilla), con direcciones NO-SE a E-O. Estas rocas producen un metamorfismo de contacto en los metasedimentos, con formación de andalucita y cordierita, de forma puntual llega hasta sillimanita.

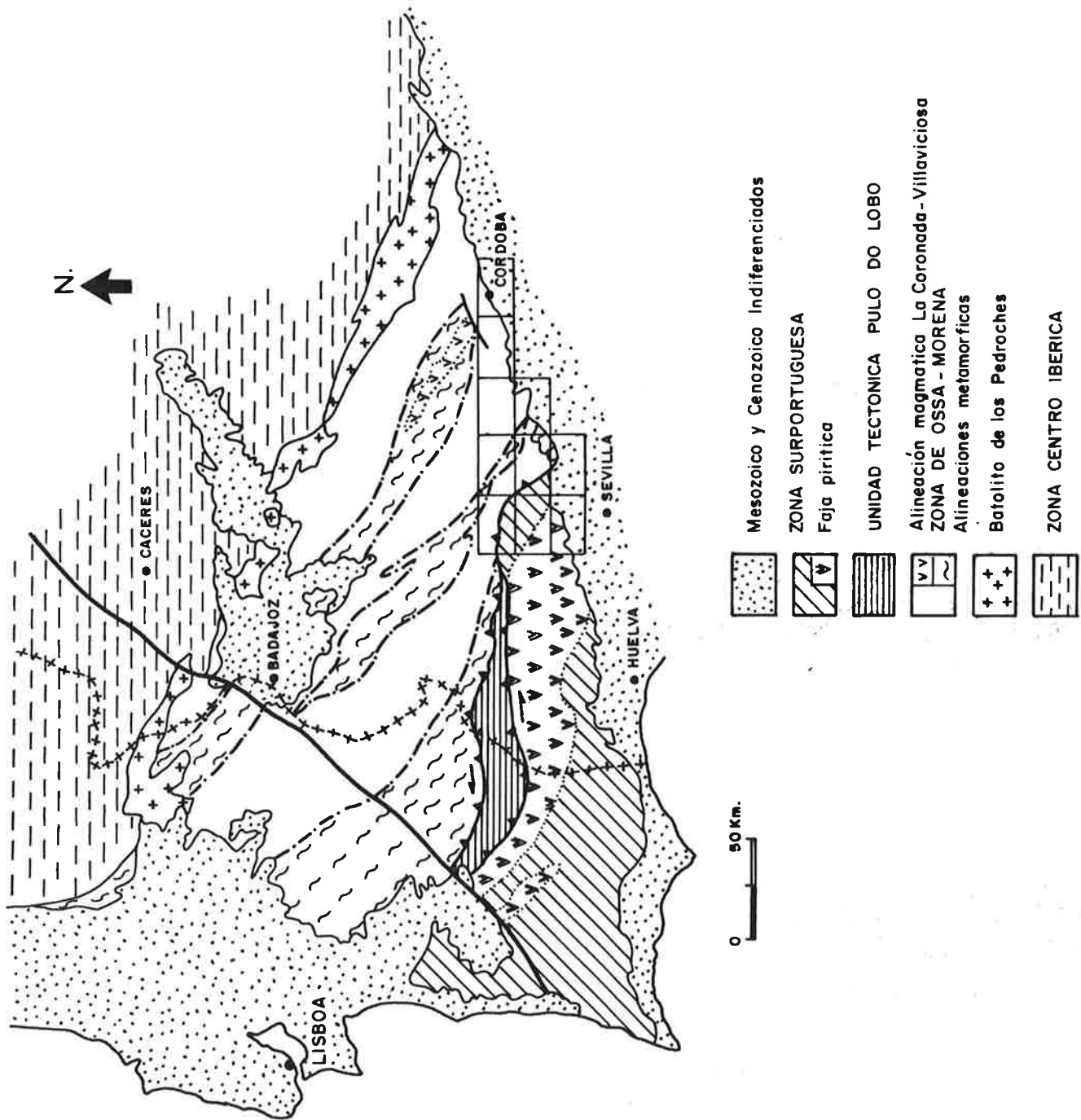


Fig.- 1.- Area del Proyecto

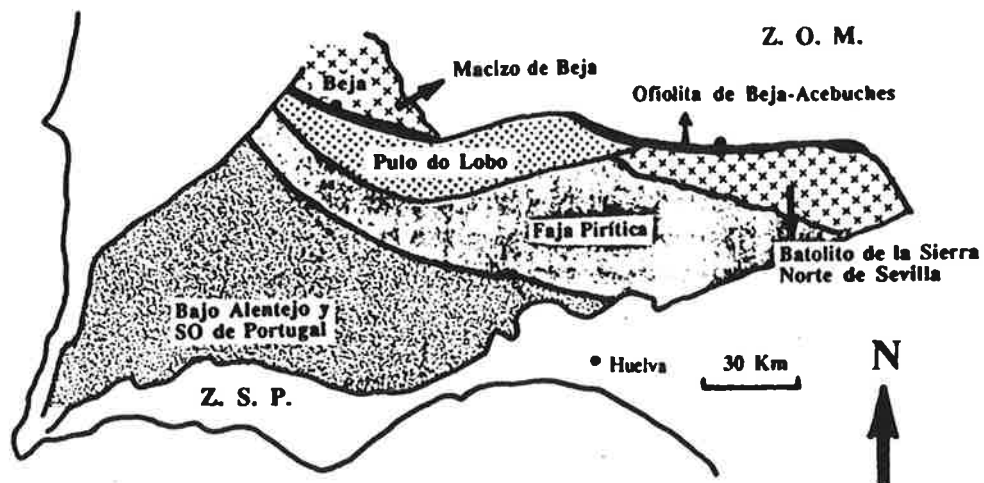


Figura 2.- Esquema geológico de la Z.S.P. y el contacto con Z.O.M. (según DE LA ROSA, 1992).

Dentro de la alineación de rocas básicas se encuentran cuerpos de rocas acumuladas, donde la composición es muy variable, desde rocas acumulables con olivino como mineral cúmulus hasta rocas donde el mineral cúmulus es la plagioclasa, aunque la composición más frecuente son granodioritas. Este tipo de rocas suelen mostrar texturas bandeadas, con laminaciones paralelas y cruzadas. Uno de estos cuerpos de rocas acumuladas más representativo se encuentra en la Hoja de Alcalá del Rfo (962), en el paraje conocido como Cerro Moro y loma de Algarrobito.

Los granitoides con características subvolcánicas también se encuentran en cuerpos alargados y alineados según NO-SE. Poseen una gran variedad textural, como pórfidos, granófidos, granitos orbiculares, cuyos contactos suelen ser graduales, lo cual completa la cartografía de dichas facies.

En los contactos entre las rocas básicas y los granitoides subvolcánicos se desarrollan zonas de interacción simplutónica, en las cuales se reflejan procesos de mezcla de magmas. Una de estas zonas más característica se encuentra en Gerena, bajo la iglesia y en dos canteras pequeñas abandonadas al Oeste y al Norte de dicha localidad, en la Hoja de Alcalá del Rfo (962).

Por último, se puede diferenciar otro tipo de granitoides con granate, siendo el principal representante el macizo de El Berrocal, situado entre las Hojas de Almacén de la Plata (919) y Castilblanco de los Arroyos (940). Este granitoide intruye con posterioridad al episodio que genera los cuerpos de rocas básicas y granitoides subvolcánicos, una prueba de ello es que en dicho macizo no se encuentran diques de diabasa y de pórfidos, los cuales van íntimamente ligados a las rocas ígneas de este batolito.

1.- ESTRATIGRAFÍA

1.1.-ESQUISTOS NEGROS, CUARCITAS NEGRAS, CUARCITAS, METAGRAUCAS Y MIGMATITAS (6). FM. EL RONQUILLO, LA MINILLA Y OTRAS. PRECÁMBRICO-PALEOZOICO

Estas rocas metamórficas afloran al N y NO de Guillena, donde constituyen la principal representación. También aparecen en el NE de la Hoja y en un pequeño afloramiento entre fracturas en el NO de la Hoja, concretamente en el embalse de La Minilla. Para realizar un buen corte y observar las características de estos materiales, hay que dirigirse al Norte de Guillena, en la carretera que va desde dicha localidad hasta el cierre del embalse El Gergal. Estos materiales fueron definidos por SIMANCAS (1983), como Fm. El Ronquillo.

En campo suelen presentar un color oscuro a negro para aquellas zonas donde predominan las pizarras, y tonos más claros para zonas con mayor contenido en cuarcitas, así como aquellas con un alto grado metamórfico. Se trata de una secuencia pelítica muy tectonizada, que consiste en pizarras negras-grises, cuarcitas negras y lentejones de lidita. En la antigua carretera N-630, a la altura del embalse de La Minilla, se observan niveles carbonatados dolomíticos-ankeríticos.

El metamorfismo regional que afecta a estas rocas es muy variable, desde la zona de la clorita hasta la zona de la sillimanita. Sobre este metamorfismo se desarrolla otro de contacto producido por la intrusión de los granitoides pertenecientes al batolito de la Sierra Norte, (B.S.N.), desarrollándose andalucita y cordierita, principalmente.

La fábrica principal que se reconoce en los afloramientos es un bandeo tectónico (S_2), fácilmente observable a escala de afloramiento, muchas veces está marcado por cuarzos de exhudación. Esta fábrica implica una superposición de deformaciones en las que la principal, o más evidentes en el campo, se superpone sobre un plegamiento con esquistosidad previa. El

metamorfismo de contacto, mencionado anteriormente, se desarrolla sobre la S_2 y a su vez los blastos de and+cord. están afectados por una crenulación (S_3).

Los rasgos tectonosedimentarios que se observan en estos materiales, permiten atribuirlo a un sustrato predevónico, lo que debe reseñarse ya que esto es de gran interés, puesto que no se han citado en la bibliografía materiales predevónicos en la Faja Pirítica Ibérica.

Las características litológicas y las deformaciones que estructuran a estas rocas, son similares a las que presentan los materiales de la Serie Negra y afines. La correlación de estos materiales con los aflorantes en el sustrato precámbrico de la Z.O.M, teniendo en cuenta que en el contexto tectónico, la Z.S.P. se considera una placa tectónica diferente. Esta correlación debe tomarse con las mayores reservas, en razón de la escasa extensión del afloramiento que se describe.

1.2.- GRUPO P-Q (7)

Alternancia de pelitas, areniscas y cuarcitas (Grupo P-Q)

Al Norte y Oeste de la Hoja, y en contacto mecánico con los metasedimentos descritos con anterioridad, e intruidos por las rocas ígneas del Batolito de Sierra Norte (B.S.N.), aflora extensamente una sucesión, fundamentalmente siliciclástica, cuyas características esenciales se mantienen prácticamente iguales en todo el ámbito cuencal, de tal forma que la descripción sedimentológica de esta sucesión es muy similar en lugares que distan centenares de km, tanto en el ámbito español como en Portugal de donde procede la denominación formal de Grupo Pelítico-Cuarcítico (Grupo P-Q). SCHERMERHON (1971), OLIVEIRA (1990).

Se trata de una aparentemente monótona sucesión en la que se alternan lutitas y fangolitas (pelitas) con areniscas en capas de centimétricas a bancos métricos y con tamaño desde arena muy fina a gravas y/o conglomerados (citados en otros sectores fuera del ámbito de estudio).

Los afloramientos más completos de esta sucesión en el ámbito septentrional de la Z.S.P. se encuentran a lo largo del Arroyo de los Zahurdones, en las proximidades del poblado del patrimonio forestal del Berrocal (abandonado) y a lo largo de la C-421 a partir del cruce con la carretera local de Castilblanco de los Arroyos, ambos afloramientos dentro de esta Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940). En la Hoja de Alcalá del Río (962), se encuentran los afloramientos del Puerto de la Media Fanega, donde SIMANCAS (1983) describe la Formación del mismo nombre y los de la carretera particular de la Compañía Sevillana de Electricidad, que partiendo de la Nacional 630 llega hasta la Rivera de Huelva. Ha sido en esta carretera donde ha podido levantarse la serie más continua con un espesor aproximado de 125 m.

Aunque en bibliografía se citan espesores entre 300 y 500 m, la complejidad estructural de la zona dificulta en gran medida poder hacer estimaciones de cierta precisión, tanto en cuanto a espesores de las megasecuencias como a su evolución lateral y vertical. Por tanto, las conclusiones que se exponen a continuación son el resultado de la observación de series parciales y de una valoración de su posición relativa en el registro sedimentario en base a observaciones de campo de índole regional.

De esta forma, puede considerarse que el Grupo P-Q está constituido por un acúmulo de secuencias elementales de orden centimétrico a métrico en la que de forma resumida pueden distinguirse cuatro tipos:

- a) Tramos métricos de pelitas grises a verdosas en las cuales se aprecian con dificultad planos de estratificación marcados por laminitas de limo y arena muy fina, en las que esporádicamente se observa morfología de "ripples" continua o aislada "linsen". Frecuentemente, por efecto diagenético estos ripples se sumergen en las pelitas inferiores dando "loads-casted", que se ven como micronódulos arenosos en la masa pelítica. Lateralmente estas láminas suelen desaparecer y ser sustituidas por niveles fangolíticos bioturbados.
- b) Secuencias centimétricas a decimétricas (5 a 20 cm) constituidas por un término inferior de arena muy fina a limo grueso (de color amarillento a crema), con laminación paralela y/o de ripples a veces con laminación "convolute", en paso poco definido a un término pelítico en laminación paralela y "linsen" de limo grisáceo que progresivamente pasan a lutitas grises con bioturbación esporádica.

Tanto el muro como el techo secuencial son planos, y es habitual encontrar bioturbaciones abundantes en la base de los términos arenosos y, mucho más escaso, en la presencia de estructuras de flujo ("flute", "grove cast", etc.). La relación arena-lutita en estas secuencias varía de 1/5 a 1/1. La constitución de estas areniscas es bastante uniforme. Se trata de areniscas de grano muy fino a limos gruesos, con homometría y redondeamiento marcado, abundante matriz (20% a 50%), predominantemente caolinítica y la fracción arena-limo constituido por cuarzo con escasos fragmentos de roca metamórfica y de chert, así como porcentajes inferiores al 2% de Feldespato.

En resumen, se trataría de cuarzoarenitas en tránsito a litarenitas muy arcillosas.

Dadas las características expuestas, estas secuencias podrían encuadrarse como turbidíticas Tb-e, T^c y T^c de BOUMA y, por tanto, representarían las facies D1, D2 y D3, de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

- c) Secuencias decimétricas (20 a 40 cm) constituidas por un término inferior centimétrico a decimétrico (8 a 25 cm) en areniscas de grano medio a fino con base plana a levemente erosiva, en las que se observan laminación paralela, laminación cruzada con geometría de "hummocks" y "swales" (U.C.S.) y laminación paralela y cruzada de ripples. En tránsito gradual sobre el término arenoso se encuentra un término fangolítico con "linsen" de limo en paso a lutitas grises. El conjunto del término pelítico puede estar profundamente bioturbado. Son frecuentes las bioturbaciones a muro de las capas y de forma aislada se observan estructuras de "flute", "grove cast" y "parting lineation". Las medidas realizadas dan una dirección y sentido E-O a SE-NE.

La constitución de estas areniscas es similar a las descritas con anterioridad, con la salvedad del tamaño de grano y un acentuamiento de la tendencia en la presencia de fragmentos de roca metamórfica, y el mayor porcentaje de feldespatos, tanto más, cuanto mayor es el tamaño de grano, así como una disminución de la matriz en este mismo sentido, manteniendo unas proporciones similares de caolinita y sericita-clorita. Son abundantes en algunas capas los accesorios, especialmente sulfuros y micas (moscovita, clorita y biotita).

Así pues, son litarenitas y/o subarcosas de grano medio-fino con arcilla en tránsito a cuarzoarenitas.

La relación arena/pelita varía de 1/1 a 5/1, de tal forma que en la gradación vertical, los términos arenosos llegan a amalgamarse, dando tramos métricos a decamétricos, localmente cartogra- fiables.

La secuencia descrita es similar a la definida por WALKER, *et al.* (1983) para depósitos en plataforma dominada por tormentas, y en concreto, a las facies H.C.S. de grano fino (secuencias P.H.M.) y muy fino (P.H.F.M.) de GABALDÓN (1990).

- d) Secuencias métricas (60 a 150 cm) constituidas por bancos de arenisca de grano medio y grueso, a veces con grava dispersa en la base, aspecto masivo, granoclasificación, retoque de ola a techo y contacto muy neto con las intercapas pelíticas, si no se encuentran los bancos amalgamados. Se observan "flute" y "grove cast" en su base. Las direcciones y sentido medidas en el Poblado del Berrocal son SSO-NNE.

La petrografía de estas areniscas es algo diferente a la descrita en las secuencias anteriores. La fracción matriz varía entre 5 a 25% y es de composición sericítico-clorítica.

En el cuarzo como elemento mayoritario pueden observarse dos tipos: uno de granos muy redondeados que normalmente se alinean con su eje mayor marcando la S_0 y otro de cuarzoes angulosos a subangulosos con golfos de corrosión y aspecto volcánico.

Feldespatos en progresión variable (5 a 10%) con predominio del feldespato sódico-cálcico (posiblemente albita), poco alterada y un porcentaje minoritario de feldespato potásico de granulometría más fina y con mayor grado de alteración.

Entre los fragmentos de roca más abundantes aparecen, en primer lugar, granos de esquistos y micaesquistos bien redondeados, con estructuración previa a la de la matriz, su porcentaje se encuentra entre un (5 a 7%). En segundo lugar, los de procedencia volcánica, ácidos más que básicos y subredondeados. Como accesorios hay circón, turmalina, apatito y sulfuros.

Un hecho reseñable es que estas areniscas son claramente bimodales, tanto en su tamaño de grano como en su redondeamiento, lo cual parece apuntar a un carácter policíclico del sedimento.

Las características expuestas permiten encuadrar estas secuencias dentro del grupo de los "hummocky" como facies de grano medio-grueso, si bien, en algún caso como la Cuesta de la Media Fanega, en secuencias de este tipo el aspecto es absolutamente masivo, la dificultad de observar una gradación clara y la presencia de estructuras de escape de agua, caracterizan megacapas turbidíticas del tipo de facies B₁ de MUTTI *et al.* (1975). Capas individualizadas o amalgamadas de este tipo se intercalan en cualesquiera de la facies descritas y a cualquier nivel, interpretándose como el registro sedimentario de eventos tectónicos de ámbito local (posibles paleosismos).

En el registro sedimentario del Grupo P-Q, al menos en el ámbito de estudio, las secuencias descritas se estructuran en ciclos de facies de orden decamétrico, grano y estratocrecientes, en los que de unos a otro puede variar la representación porcentual de las distintas secuencias descritas, incluso su ausencia en algún caso, pero no su orden coincidente con el desarrollo expuesto.

Estos ciclos de facies con secuencias de afinidad turbidítica en su base y facies H.C.S. de grano medio-grueso a techo, se atribuyen a depósitos de

plataforma externa dominada por tormentas, donde las facies de afinidad turbidítica representan los depósitos originados por las corrientes de retorno de las tormentas y preservados por debajo del nivel de ola y las facies arenosas del grupo "hummocky" serían los depósitos del "offshore" interno. Este sistema de depósito se corresponde con la formación de lóbulos en el "offshore" de este tipo de plataformas.

La megasecuencia conceptual del Grupo P-Q sería un ciclo de facies grano y estratocreciente que finalizaría con las facies H.C.S. de grano medio y grueso del Poblado del Berrocal y similares de espesores cartografiables.

Esta megasecuencia configura en su conjunto una situación "regresiva", BRENCHELEY & NEVALL (1982), GABALDÓN (1990), con un nivel de mar bajo y posiblemente en el contexto regional represente el "shelf marine-systems tract" de la Secuencial deposicional (SD) devono-carbonífera de la F.P.

En diversos puntos del ámbito de estudio y dentro de los afloramientos del Grupo P-Q se localizan diques de rocas básicas que en la serie realizada intruyen según la S_0 , observándose como megacapas de espesor métrico con continuidad lateral hectométrica. Petrográficamente son diabasas, pertenecientes al conjunto de diques del Batolito de la Sierra Norte (B.S.N.), descritos en el apartado de Petrografía.

La edad de los materiales descritos aflorantes en el sector nororiental de la Faja Pirítica es una cuestión muy debatida. SIMANCAS (1983), si bien los correlaciona con los del Grupo P-Q, encuentra en los alrededores del Cortijo del Pimpollar al Noreste de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940), una serie que presupone concordante con la anterior (Tesis Doctoral F. SIMANCAS, Apartado 1.3.2.), en la que afloran los niveles de carbonatos. El inferior constituido por "grainstone" bioclásticos

intercalados entre secuencias H.C.S. de grano medio del techo del Grupo P-Q y otros carbonatos ubicados como parches pararrecifales entre coladas volcánicas básicas. De la descripción del contenido faunístico de estos niveles, concluye atribuyéndoles una edad Viseense Superior y además los correlaciona con rocas carbonatadas similares aflorantes en el río Agrío (Hoja de Aznalcóllar, 961), datadas por HOFSTETTER (1979) con dicha edad.

La importancia del afloramiento del Pimpollar en el encuadre regional, motivó que en los recorridos de campo se le prestara una mayor atención. A lo largo de esta investigación no se ha podido constatar la presencia de dichos carbonatos, si bien es cierta la existencia de un C.V.S. sobre los materiales del Grupo P-Q y que se describirá a continuación.

Aún así, y sin descartar la presencia de estas masas de carbonatos que al ser pequeñas han podido ser arrasadas por las labores de acondicionamiento de fincas, actualmente muy intensas, cabe realizar una serie de consideraciones sobre esta datación.

- En primer lugar, la descripción del contenido faunístico no define qué taxones son del nivel inferior y cuáles del superior, cuándo en la columna sintética se encuentran separados por decenas de metros y son de facies carbonatadas muy diferentes.
- Segundo, el análisis de la fauna que se cita, muestra que o estaba en mal estado en su mayoría o no se precisan las especies. Son géneros en su mayor parte de amplia distribución cronológica.
- Entre las especies citadas se relata las pertenecientes al Viseense (corales) pero se obvia que *Issinella devonica* (REITLINGER),

Archaediscus, Kestournikovi Raucer-Chernousova, Faciella Kizilia son faunas del Fameniense-Tournaisiense Inferior.

- Por otra parte, las recientes dataciones de los carbonatos del río Agrio, muestran que se trata de sedimentos de edad Devónico Superior, posiblemente Fameniense.

De todo lo anteriormente expuesto, puede inferirse que en los carbonatos del Pimpollar, puedan existir dos edades bien diferenciadas; los inferiores de edad Devónico Superior y correlacionables con uno de los niveles carbonatados que se definen dentro del Grupo P-Q en el ámbito cuencal, y los superiores que se encuadrarían en el C.V.S. de este sector, que por su ubicación tectoestratigráfica tienen características diferenciales respecto al aflorante al Sur del B.S.N.

En resumen, los datos obtenidos en esta investigación inducen a considerar estas series (Media Fanega, Areniscas del Guadiamar, Formación Arroyo Quejigo, de SIMANCAS, 1983), con características lito y cronoestratigráficas similares a las descritas en ámbitos meridionales de la Faja Pirfítica para el Grupo P-Q en el cual quedan incluidas.

1.3.-TERCIARIO

Los sedimentos asignados a esta edad se consideran directamente relacionados con el relleno de la Depresión del Guadalquivir, unidad perteneciente a las Cordilleras Béticas, que siendo depositados durante una fase postorogénica marginal, se localizan al norte de dichas Cordilleras y al Sur de la Meseta.

1.3.1.- NEÓGENO

En este período y durante la Orogenia Alpina, la Depresión del Guadalquivir tuvo una evolución particular con características y comportamientos propios de las cuencas de antepaís, es decir, cuencas situadas en la parte frontal de las cadenas plegadas, que están ocupadas por sedimentos marinos y/o continentales, con un variable grado de deformación.

Las unidades de relleno atribuidas al Mioceno Superior (Messiniense), se disponen discordantes sobre los materiales del Macizo Hercínico, así como sobre los de la cobertera Tabular de la Meseta (Triásico). En posición horizontal o buzando ligeramente hacia la depresión, pueden presentar localmente pequeñas ondulaciones o incluso pliegues muy laxos.

En esta Hoja se han distinguido tres tipos de facies: En la parte inferior dos eminentemente detríticas con episodios carbonatados (Facies roja y Facies de borde), y en la superior, una margosa (Margas azules).

El tránsito entre formaciones no se realiza de manera brusca, sino que es gradual, de ahí que se haya optado por un contacto supuesto a la hora de diferenciarlas. Si además se cuenta con el elevado grado de meteorización existente, el cual ha producido abundantes suelos de espesor considerable y el importante recubrimiento cuaternario, queda como consecuencia una patente escasez de afloramientos.

1.3.1.1.- FACIES ROJAS. CONGLOMERADOS CON PAQUETES DE ARENAS Y ARENISCAS (8). MESSINIENSE

En la parte Noreste de la Hoja (Norte de Villaverde del Rfo), y adosados a las rocas metamórficas existentes, aparecen unos sedimentos constituidos por un conjunto de conglomerados, a veces gravas, de cantos extremadamente redondeados de cuarcita en su mayor parte, rocas ígneas, metamórficas y calizas cámbricas, todos ellos procedentes de la Meseta, entre las que se intercalan niveles de arenas y limos de tamaño medio a grueso, las cuales se hacen dominantes hacia el centro de la Depresión del Guadalquivir, mientras que en las zonas próximas a la Meseta, representan la matriz que soporta los cantos. Los conglomerados, en sí, poseen una matriz arenosa a veces rojiza y otras ocre-amarillenta. Los depósitos se ordenan en secuencias granodecipientes, constituidas generalmente por un tramo basal conglomerático que, de manera gradual pasa a términos arenosos cada vez más finos y que esporádicamente termina en niveles limo-arcillosos de poco espesor y escaso desarrollo lateral.

Se adivinan acuñaientos laterales, estratificaciones cruzadas que pueden interpretarse como barras y criterios de exposición subaérea al final de las secuencias.

La base de las secuencias suele ser irregular y es frecuente que correspondan a niveles canalizados de gran amplitud y espesor reducido.

Los depósitos más finos, pueden atribuirse, en algunos casos, a áreas de intercanal, en las que el aporte de material resulta del desbordamiento y/o rotura de los bordes de los canales, originando depósitos finos con laminación paralela y depósitos arenosos formando pequeñas cuñas de base plana, respectivamente.

Estos depósitos representan facies continentales o mixtas del relleno marginal de la Depresión del Guadalquivir, que corresponden a medios fluvio deltaicos con partes claramente continentales desprovistas totalmente de fauna y otras de características mixtas (marino-continental), sujetas a las oscilaciones del nivel del mar y en consecuencia, a la progradación o retracción del cuerpo deltaico.

Con respecto a su edad, al no contener elementos micropaleontológicos fiables, por correlación y posición estratigráfica con facies similares, puede decirse que estos sedimentos quedarían ubicados en el Messiniense.

1.3.1.2.- FACIES DE BORDE. CONGLOMERADOS, ARENISCAS, ARENAS (9) Y CALIZAS (10). MESSINIENSE

Se extiende a lo largo del contacto con el Paleozoico y demás rocas endógenas presentes en la Hoja y está constituida por conglomerados y brechas calcáreas con Ostréidos y Pectínidos, arenas con Heterosteginas, entre las que se intercalan niveles de areniscas y calizas detríticas con fauna. Hacia el techo, la serie se va haciendo paulatinamente más margosa, hasta llegar a convertirse en las margas azules de la formación superior.

En sí, en esta facies, aproximadamente desde la zona noreste de la localidad de Burguillos, hasta el límite oeste, los tramos arenosos se van haciendo más carbonatados, tal y como ocurre al norte y noreste de Gerena, de tal forma que en la Hoja de Sanlúcar la Mayor esta facies de borde está representada exclusivamente por biomicritas arenosas, a veces ferruginosas, llenas de Heterosteginas.

Los depósitos se ordenan en secuencias estrato y granodecrecientes que en ocasiones se presentan completas y a veces falta alguno de sus

términos. En el afloramiento ubicado al sur de Burguillos, se aprecian estratificaciones cruzadas en surco y planares, laminaciones cruzadas, acuñamientos laterales y "lags" de cantos en la base con o sin estratificación cruzada. En las biomicritas arenosas y areniscas calcáreas, además de grandes Ostreas y Pectínidos, aparecen Briozoos, Equinodermos y Rotálidos. En las zonas protegidas entre los aportes detríticos principales, se instalan facies litorales de plataforma somera de alta energía con gran producción de carbonatos, sobre todo Algas Melobesias que colonizan los fondos y son removilizadas por el oleaje.

La arena de las biomicritas es de tipo subarcosa o arcosa con abundante cuarzo y plagioclasa. El aporte de carbonatos de hierro hace que estas tomen un aspecto pardo-oscuro característico cuando están frescas, o blanquecinas-amarillentas cuando están alteradas.

Aunque no se han encontrado perfiles completos de estos depósitos, se espesor puede cifrarse aproximadamente entre 60 y 70 m.

En los niveles de techo, arenas con Heterosteginas además, está contenida fauna de Globorotálidos, Globigerínidos, Orbulínidos y Bolivínidos, que junto al macrofósil *Balamus perforatus* hacen atribuir esta facies al Messiniense.

1.3.1.3.- MARGAS AZULES (11). MESSINIENSE

Suprayacente y concordante con la formación anterior y distribuidos de noreste a suroeste a lo largo de la parte centro-sur de la Hoja, además de estar enmascarada por multitud de depósitos cuaternarios, aparecen unos paquetes de margas azuladas (cuando se presentan frescas) y beige-amarillentas cuando están alteradas.

No son frecuentes los buenos afloramientos, aunque se pueden mencionar los existentes en Alcalá del Río, y otros dispersos a lo largo de la carretera de Villaverde del Río a Burguillos; pero en general, dada la naturaleza margosa de los sedimentos de esta facies y unido a factores anteriormente expuestos, tales como meteorización, coluvionamiento y cultivos, dan lugar a una extraordinaria escasez de afloramientos, comparado con la gran extensión que ocupan.

Se aprecian estratificaciones muy difusas o nulas, localmente tienen laminación paralela y zonas más calcáreas con estructuras en bolos y fractura concoidea. Hacia el techo se hacen más limo-arenosos, apreciándose ritmos que a veces terminan en "mud cracks" y superficies ferruginizadas, así como lumaquelas en matriz margo-arenosa con geometría de cuerpos canalizados extensos.

Hay que hacer notar que estas margas con frecuencia presentan niveles yesíferos e impregnaciones de óxidos de hierro.

La parte baja de la serie se habría depositado en una plataforma abierta, mientras que la más arenosa lo habría hecho en una plataforma somera "lagoon".

La microfauna encontrada es abundantísima, tanto de foraminíferos planctónicos como bentónicos, destacando en el techo de la unidad *Globorotalia magnitae* (BOLLI y BERM), y en la base *Globorotalia menordii miocénica* (BLOW), lo cual indica una edad Messiniense.

1.4.- CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de Alcalá del Río, ocupan gran parte de la mitad Sur de la Hoja, sobre todo la zona sureste y pertenecen al dominio morfológico del Valle del Guadalquivir, el cual se caracteriza por tener un relieve muy suave, prácticamente llano, donde los contrastes altimétricos son muy escasos.

Independientemente de su edad, estos sedimentos pueden asociarse a varios tipos de modelado, siendo el más representativo el relacionado con la acción fluvial, aluviales, conos de deyección y sobre todo, las terrazas. También, aunque con menor dispersión que los anteriores, están presentes los que tienen su origen en las vertientes, coluviones y los poligénicos, es decir, los glaciais.

1.4.1.- GRAVAS, ARENAS, ARCILLAS Y LIMOS. TERRAZAS (12, 13, 15).

PLEISTOCENO

Tienen una gran representación cartográfica, encontrándose asociados en su mayoría al curso actual del río Guadalquivir, y se sitúan en ambos márgenes de dicho río, teniendo mayor desarrollo en su margen derecha.

Se trata de tres niveles, cuyas cotas se emplazan a los +50, +20 y +15 m.

Litológicamente están formadas por gravas cuarcíticas con algunos cantos de esquistos, pizarras y limolitas metamórficas, arenas y arcillas en menor proporción, si bien en las terrazas más altas (Norte de El Viar del Caudillo) las arcillas se encuentran muy lavadas y la fracción arena apenas existe. A veces las gravas se encuentran bastante cementadas, presentan grano-selección positiva y son frecuentes las superficies de acreción lateral. Localmente, en dichas gravas aparecen encostramientos

debidos a exposiciones subaéreas, y su matriz es eminentemente arenosa.

Mucho más restringidos son los depósitos arenosos, arcillosos y limosos, de aspecto generalmente masivo, pueden interpretarse como "facies de relleno de canal".

Es frecuente en la parte alta de los afloramientos, observar la existencia de procesos pedogenéticos actuales, que dan lugar a suelos de hasta 30 cm de espesor.

En su conjunto, este tipo de afloramientos dan tonalidades rojizas y pardo-rojizas.

Su edad es Pleistoceno.

1.4.2.- CANTOS, ARENAS Y ARCILLAS. GLACIS (14). PLEISTOCENO

Están representados exclusivamente al Noroeste de San Ignacio del Viar, al este de Burguillos, y en el ángulo Sureste de la Hoja.

Se trata de depósitos establecidos sobre las laderas de ciertos valles, los cuales contribuyen a la configuración morfológica de las mismas, dando suaves pendientes y perfiles característicos.

Consisten en mantos detríticos, formados mayoritariamente por cantos poligénicos englobados en una matriz areno-arcillosa de color rojizo-pardo. Los cantos tienen un cierto grado de desorganización, son bastante heterométricos y muy frecuentemente costrificados. La morfología más frecuente en los cantos es subangulosa, con un cierto grado de aplanamiento.

La potencia total, al menos en los perfiles observados, no sobrepasa 1,50 m, siempre obtenida en zonas centrales o distales.

Por su disposición con respecto a la red fluvial y lógicamente ligados a la génesis del relieve, su edad estimada es Pleistoceno.

1.4.3.- GRAVAS, ARENAS Y LIMOS. LLANURA DE INUNDACIÓN (16). HOLOCE- NO

Se dispone en ambas márgenes de la Rivera de Huelva, al Oeste de la localidad de Guillena, donde en la parte Sur de la Hoja llega a alcanzar los 2 Km de anchura.

Su trazado es sinuoso y está encajado unos 2-6 m, reconociéndose huellas de antiguos cauces por los que transcurrió el curso.

Su litología es semejante a la de las terrazas, pero con un mayor contenido en finos, sobre todo a techo, como corresponde a facies de desbordamiento, presentando en la parte superior una capa limo-arcillosa de aproximadamente 0,50 m de potencia que se asimila a facies de inundación. Sobre ella se desarrolla un suelo que ofrece un escaso grado de evolución y que contiene bastante materia orgánica, ideal para el establecimiento de cultivos.

En general, su textura es más limosa o arcillosa que la de las terrazas y adquiere tonalidades marrones grisáceas y negruzcas.

Su génesis es fluvial con facies de desbordamiento y se le encuadra, por lo que respecta a su edad, dentro del Holoceno.

1.4.4.- GRAVAS, BLOQUES Y ARCILLAS. COLUVIONES (17). HOLOCENO

Se distribuyen aleatoriamente por toda la Hoja en las salidas de los pequeños valles y barrancos a los valles principales.

A veces están estrechamente relacionados con los conos de deyección, con los que interdentan sus depósitos. Un ejemplo de esto último lo constituyen los afloramientos existentes entre los kilómetros 114 y 116 de la carretera que va desde El Viar del Caudillo a Villaverde del Río.

Su composición está directamente ligada con la del área madre, siendo frecuentes las gravas y bloques de cuarcita y cuarzo englobados en una matriz margo-arcillosa, sobre las que se suelen reconocer suelos pardos de perfil poco evolucionado.

Son depósitos poco coherentes cuya edad es relativamente reciente, motivo por el cual se les incluye en el Holoceno.

1.4.5.- GRAVAS, CANTOS, ARENAS Y ARCILLAS. CONOS DE DEYECCIÓN (18). HOLOCENO

Se forman en las salidas de los pequeños valles y barrancos al desembocar en otros valles de mayor envergadura. Tienen forma de abanico. Con frecuencia, la proximidad entre varios de ellos da lugar a formas coalescentes.

Su composición es variada, dependiendo del área de procedencia, si bien se aprecia un predominio de los componentes calcáreos y cuarcíticos, con una elevada proporción arenosa en una buena parte de los casos.

La matriz suele ser arcillo-arenosa y con frecuencia se generan suelos, aunque en general poco desarrollados.

Los ejemplos más significativos de esta Hoja están al este de Guillena (Vegas del Guadalquivir) y en la carretera que une Esquivel con Villaverde del Rfo.

La extensión y espesor, es decir, su geometría es muy variable, por lo que se pueden encontrar desde pequeños conos asociados a barrancos con fuerte pendiente, a grandes depósitos relacionados con salidas principales de valles, a veces difíciles de reconocer en el campo. Por su relación con la red fluvial, su edad es Holoceno.

1.4.6.- GRAVAS, ARENAS, ARCILLAS Y LIMOS. ALUVIAL (19). HOLOCENO

Representan todos aquellos materiales ligados al funcionamiento actual y subactual de la red fluvial. Destacan sobre todo los originados por el río Guadalquivir, además de las del Barranco-Hondo, Arroyo de Mudopelo y Arroyo de Siete.

Lo componen arcillas y fangos rojizos y pardo-grisáceas con niveles de limos, arenas y gravas, que en algunos puntos sobrepasan los 3 m de espesor.

En ocasiones, dentro de la llanura aluvial y durante las épocas de crecida y estiaje, el río deja una serie de aluviones en barras de diversa morfología, cuya composición es a base de gravas, que hacia la parte alta puedan pasar a términos microconglomeráticos y de areniscas gruesas con acreciones laterales y estratificación cruzada.

Por su relación con todos los depósitos de génesis fluvial, su edad es Holoceno.

2.- TECTÓNICA

2.1.- INTRODUCCIÓN

Los rasgos tectónicos de la zona de estudio, vienen marcados por la evolución, en el tiempo, de la sutura que limita las zonas Surportuguesa (Z.S.P.) y Ossa Morena (Z.O.M.). Esta sutura se interpreta como una zona de subducción, de la placa continental representada por Z.S.P., bajo la placa continental Centro-Ibérica, separada de un extremo meridional por la Z.O.M. Entre estas placas existió un suelo oceánico representado por los materiales de la Fm. Pulo do Lobo y la ofiolita de Beja-Acebuches. Esta sutura se encuentra muy bien representada en la Hoja de Almadén de la Plata (919).

Dentro de la Hoja pueden diferenciarse dos grandes episodios tectónicos, el primero de ellos atribuible a la orogenia Cadomiense, que se observa en los materiales de la Fm. El Ronquillo, y el segundo, producido por la orogenia Hercínica, observándose de forma clara en los materiales devónicos del Grupo P-Q. Por último, hay un episodio de fracturación tardihercínica.

Los principales rasgos tectónicos de la región los imprime la Orogenia Hercínica, en la cual se origina un conjunto de estructuras de todos los órdenes, con vergencia Sur y Suroeste.

2.2.- DEFORMACIÓN CADOMIENSE

Dentro de la Zona Surportuguesa nunca se han descrito sedimentos previos al Devónico, ni deformaciones previas a la Orogenia Hercínica. A partir de la realización de este trabajo, se han diferenciado una serie de afloramientos pertenecientes al Precámbrico-Paleozoico (esquistos negros, cuarcitas y metagrauvas, Fm. El Ronquillo), que son semejantes a la

Serie Negra descrita en la Z.O.M. y donde se puede constatar y valorar la existencia de una deformación prehercínica.

Esta deformación ha sido bien estudiada en la Z.O.M., donde se la define como una orogenia de carácter polifásico, dando lugar a dos fases de deformación y que lleva asociado un metamorfismo regional progrado.

En esta unidad no se han observado estructuras mayores, únicamente se constata por el hecho de que en estos materiales la fábrica principal es un bandeo tectónico, fácilmente observable a escala de afloramiento, en aquellos paquetes de composición más cuarzosa, donde se observan cuarzos formando arcos poligonales. En lámina delgada es mucho más fácil, ya que se observa cómo la fábrica principal es un bandeo tectónico y dentro de los microlitones quedan restos de una esquistosidad previa, como son arcos poligonales.

Esta esquistosidad ha sido descrita para la Z.O.M. como la segunda fase de deformación cadomiense, con desarrollo de una esquistosidad de crenulación sin-metamórfica, muy penetrativa y que es la fábrica más visible en el campo.

Otra prueba de la existencia de unos materiales con esquistosidad previa en la Z.S.P., se encuentra en las secuencias métricas (80 a 150 cm) constituidas por capas de areniscas de grano medio y grueso (Grupo P-Q), donde se han observado, en lámina delgada, fragmentos líticos de esquistos y micaesquistos bien redondeados y con una estructuración previa. Estos fragmentos de rocas tendrían como posible procedencia los materiales del Precámbrico-Cámbrico (esquistos negros, cuarcitas y metagrauvas), descritos en esta Hoja.

2.3.- DEFORMACIÓN HERCÍNICA

La Orogenia Hercínica es la responsable de la deformación principal que presentan las rocas de la región. Su actuación queda patente por las macro y microestructuras que se observan, las cuales pueden atribuirse a una secuencia de fases de deformación más o menos continuas en el tiempo, durante el proceso de colisión continental.

2.3.1.- PRIMERA DEFORMACIÓN HERCÍNICA

A esta fase deformativa se debe la estructuración más evidente de esta zona, a escala de afloramiento. En la Figura 3 se puede observar un esquema evolutivo de esta primera fase de deformación, con las estructuras mayores que se desarrollan.

En los materiales pertenecientes al Precámbrico-Cámbrico, las estructuras que se observan son pliegues de escala métrica con vergencia Sur y que pliegan a una esquistosidad de tipo bandeado tectónico, indicando que estos materiales proceden de un ambiente más profundo que los materiales devónicos, además de presentar un grado metamórfico mucho mayor.

Para los materiales pertenecientes al Devónico, esta primera fase da lugar a pliegues asimétricos de todas las escalas, con vergencia hacia el Sur y Suroeste. Estos pliegues llevan asociada una esquistosidad visible en las rocas.

Las estructuras siempre presentan vergencia al S. Las charnelas de estos pliegues son curvas y pueden verse a todas las escalas. La polaridad de

N

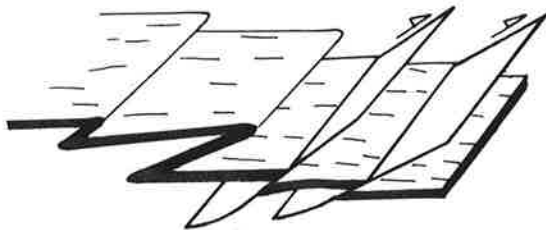
S

Plano axial



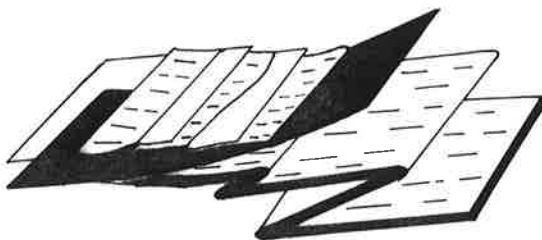
A. Desarrollo de pliegues con vergencia S y SO.

Fracturas



B. Formación de fracturas según los flancos cortos de los pliegues. Materiales pertenecientes al Devónico Superior

Bandas de cizalla



C. Desarrollo de bandas de cizallas dúctil-frágiles, con formación de esquistosidad de tipo bandeado tectónico.

Figura 3.- Esquema evolutivo de la primera fase deformativa hercínica.

las series puede verse directamente en las estructuras de ordenamiento interno de los estratos areniscosos o también pueden utilizarse las relaciones angulosas entre S_0 y S_1 , así como la asimetría de los micropliegues.

A partir de los trabajos de campo, y con los criterios citados se comprueba que casi todos los datos tomados corresponden a flancos inversos.

La evolución en el tiempo de este tipo de pliegues asimétricos da lugar al desarrollo de fallas inversas y cabalgamientos sobre los flancos cortos e inversos (Figura 3 A y B) de los materiales devónicos, llegando a desaparecer por completo dicho flancos. Al realizar un corte se puede observar cómo se pasa gradualmente desde una zona donde las capas no tienen deformación y presentan estructuras sedimentarias hacia zonas con una deformación importante, donde se desarrollan pliegues con ejes curvos, esquistosidad de plano axial y, por último, bandas con espesores métricos donde se observa una fábrica milonítica, de carácter bastante frágil.

La esquistosidad asociada a los pliegues de primera fase es de tipo "slaty cleavage", para las litologías más lutíticas y de tipo grosero para las litologías cuarcíticas, grauváquicas. Esta esquistosidad parece ser de plano axial. SIMANCAS (1983) realiza un estudio de esta esquistosidad y llega a observar cómo existe una ligera oblicuidad con respecto al eje.

Al final de esta primera fase se produce un período de relajamiento de esfuerzos o bien procesos extensionales a partir de los cuales intruye los granitoides pertenecientes al Batolito de la Sierra Norte, produciendo el metamorfismo de contacto, con desarrollo de blastos de andalucita y cordierita.

Con posterioridad, se desarrolla una etapa deformativa que está ligada a bandas de cizallas dúctiles, que afectan a todos los materiales, tanto a materiales ígneos como materiales metamórficos.

Dentro de la zona de estudio (Z.S.P.), las zonas donde mejor se pueden observar las texturas de esta fase deformativa es en la Hoja de Alcalá del Río (962), en su parte Sur y Oeste.

Estas bandas de cizalla dúctiles en dirección, se caracterizan por tener una anchura entre 500 m y 1 Km, pero con una gran continuidad longitudinal.

Se presentan en bandas conjugadas con direcciones NO-SE y NE-SO. Las primeras son las que tienen un mayor desarrollo e intensidad de deformación, dan lugar a movimientos de componente dextral. Las segundas actúan como conjugadas de la primera y con movimientos sinistros.

Donde mejor se observan estas bandas deformativas es en las rocas ígneas (rocas básicas y granitoides), en las que se desarrollan texturas C-S, llegando incluso a dar bandas miloníticas. Dentro de los materiales metamórficos se produce una reorientación de las estructuras, y una crenulación que muestra una dirección NO-SE, vertical y con los ejes de charnela según NO-SE/NO. Esta crenulación afecta al metamorfismo de contacto, dando lugar a una esquistosidad espaciada con planos poco continuos.

En la Hoja de Constantina (920), se observan estructuras que presentan estas mismas características, por lo que ambas estructuras podrían asociarse en un mismo episodio deformativo.

Seguidamente se desarrolla una fase de deformación, en la cual se observa, principalmente a escala cartográfica, dentro de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940), y en especial, en los materiales metamórficos pertenecientes al Precámbrico-Cámbrico (8).

Esta fase deformativa corresponde a una distribución de esfuerzos en la posición del esfuerzo principal o componente de compresión máxima (σ_1) según E-O.

Dentro de la banda de materiales metamórficos, con dirección E-O que hay al Sur de la Hoja, se observa cómo la fábrica principal que presentan estas rocas (bandeado tectónico), sufre una reorientación. Hacia la parte occidental, la fábrica principal se reorienta según NE-SO y con buzamiento al NO, mientras en la parte oriental la fábrica principal se encuentra según NO-SE y con buzamientos al NE. Esto da lugar a una estructura antiformal con plano axial según N-S.

En aquellas zonas donde existen tramos más pizarrosos y de forma esporádica, pueden encontrarse orientaciones N-S, marcados por crenulaciones.

Con posterioridad a estos episodios de deformación y de intrusión y consolidación del B.S.N., se desarrolla otro, el cual tiene poco desarrollo y principalmente da lugar a fallas con dirección E-O, desarrollándose principalmente hacia el Sur del B.S.N. Estas estructuras muestran criterios de fallas inversas cabalgantes, del bloque Norte sobre el Sur. Se desarrollan en el contacto entre materiales de distinta competencia, en especial entre rocas ígneas (gabros-dioritas) y rocas metamórficas (Grupo P-Q).

Un ejemplo de estas fracturas se encuentra en la Hoja de Alcalá del Río (1962), donde se puede advertir cómo un macizo de rocas básicas se sitúa sobre materiales metamórficos del devónico, con un plano cabalgante que buza 40° al N. La deformación se concentra en los materiales metamórficos, desarrollando texturas C-S, en una banda bastante ancha, mientras en las rocas ígneas apenas ni se produce deformación alguna.

Este tipo de estructuras E-O, no tiene conexión con las estructuras descritas anteriormente, sólo se puede decir de ellas que se desarrollan con posterioridad a la intrusión y consolidación de los granitoides del B.S.N., y que están afectadas por el proceso de fracturación tardihercínica de la zona.

2.4.- FRACTURACIÓN TARDIHERCÍNICA

Con posterioridad a los fenómenos de plegamiento, metamorfismo e intrusión de las rocas plutónicas, tiene lugar en el ámbito del Macizo Hercínico una etapa de fracturación importante, que da lugar a su actual configuración. También hay que tener en cuenta que estas fracturas han controlado y condicionado la sedimentación y tectónica alpina, incluso fenómenos tectónicos más recientes.

Esta etapa de fracturación ha sido reconocida por todo el Macizo Hespérico (PARGA, 1969; ARTHAUD y MATTE, 1975; VEGAS, 1975). En relación directa con la zona de estudio, SIMANCAS (1983) realiza un estudio de la tectónica tardihercínica. El desarrollo de esta etapa de fracturación se produce cuando las rocas ígneas ya se encontraban en un estado consolidado, actuando toda la zona como un bloque rígido.

Dentro de la zona de estudio, en la Z.S.P. se pueden diferenciar dos familias de fallas, asociadas entre sí; encontrándose representadas en la Figura 4:

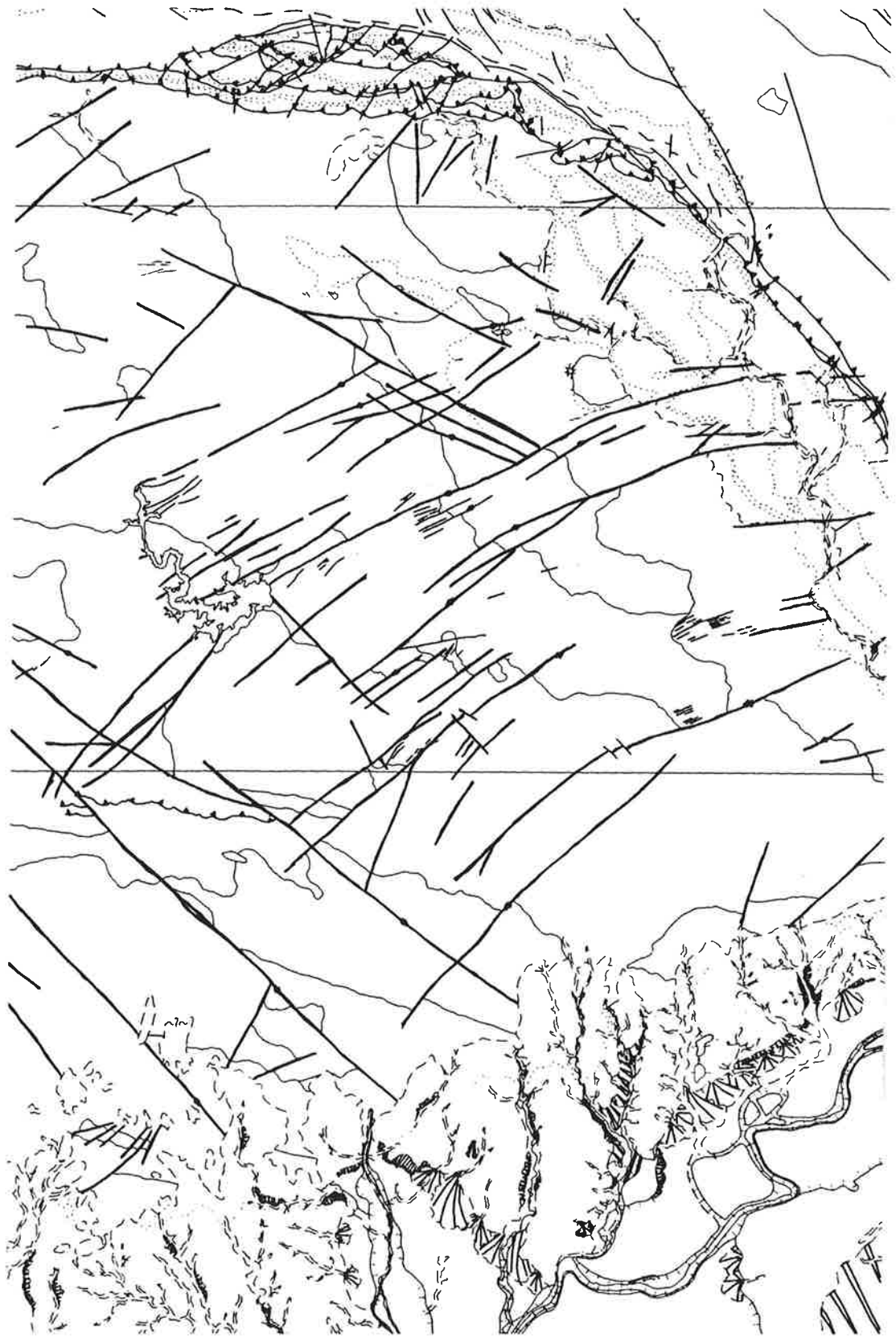


Figura 4.- Esquema de la fracturación tardihercínica en la Zona Surportuguesa

- a) Fallas NE-SO
- b) Fallas NO-SE

La familia de fallas mejor representada, y la más importante, es la de dirección NE-SO, las cuales muestran movimiento en dirección con componente sinistro.

Las fracturas con dirección NO-SE representan la familia conjugada de la anterior, tienen un movimiento en la horizontal con componente dextral.

Ambas familias de fallas, NE-SO y NO-SE, desplazan los contactos entre las distintas litologías, pero no se observan desplazamientos entre ellas, lo cual nos indica un carácter conjugado.

Se puede observar tanto a escala cartográfica como a escala de afloramiento, que las fracturas han rejugado con posterioridad a los movimientos en dirección, principalmente como fallas normales. Esto se comprueba en campo a partir de las observaciones realizadas en los planos de falla, donde se contemplan lineaciones subhorizontales cortadas por lineaciones verticales.

El salto en buzamiento, de estos últimos movimientos, puede llegar a ser muy importante, ya que pueden aparecer materiales devónicos (Grupo P-Q) sin ningún tipo de metamorfismo, al lado de materiales con un grado metamórfico medio-alto (Fm. El Ronquillo). También puede observarse como materiales del Grupo P-Q están en contacto con rocas básicas (gabrodioritas), sin que los primeros muestren evidencias de metamorfismo de contacto.

Hacia la parte oriental de la zona de estudio (Z.S.P.), en el contacto con la cuenca pérmica del Viar, se puede determinar cómo esta fracturación afecta e incluso llega a controlar la sedimentación de dichos materiales.

A partir de los datos expuestos anteriormente, se puede realizar una datación relativa o bien dar un intervalo de tiempo en el cual estas fracturas han sido muy activas. Los datos más importantes se pueden extraer de la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940), donde dichas fracturas afectan a materiales del C.V.S. (Viseense), a los granitoides del Batolito de la Sierra Norte (post-Tournainiense), y por último, a los materiales de la megasecuencia inferior de la Cuenca del Viar (Autuniense). De todo esto, se concluye que el inicio de la fracturación es posterior a la intrusión y consolidación de los granitoides y sigue actuando durante el Autuniense, y aún post-Autuniense. Otra parte de ello, es que los basaltos de la megasecuencia superior (Cuenca del Viar), así como el tramo de capas grises, están condicionadas y afectadas por dichas fracturas, en especial por la banda de fracturas denominadas como fallas del embalse de Cala.

Según SIMANCAS (1983), la fracturación tardihercínica de esta zona se integra en una banda de cizalla que coincide con los límites de las zonas Surportuguesa y Ossa-Morena (Figuras 5 y 6).

En resumen, todos los movimientos que han tenido las fallas se encuentran relacionados con dicha cizalla, desde su inicio hasta los últimos movimientos, los cuales llegan a afectar a los depósitos pérmicos de la Cuenca del Viar.

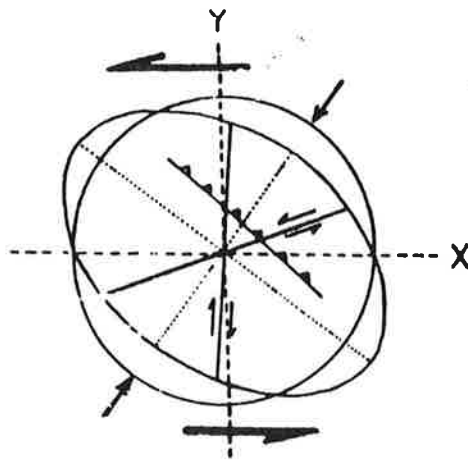


Figura 5.- Esquemas de esfuerzos de la banda de cizalla sinistra (tomada de SIMANCAS, 1983).

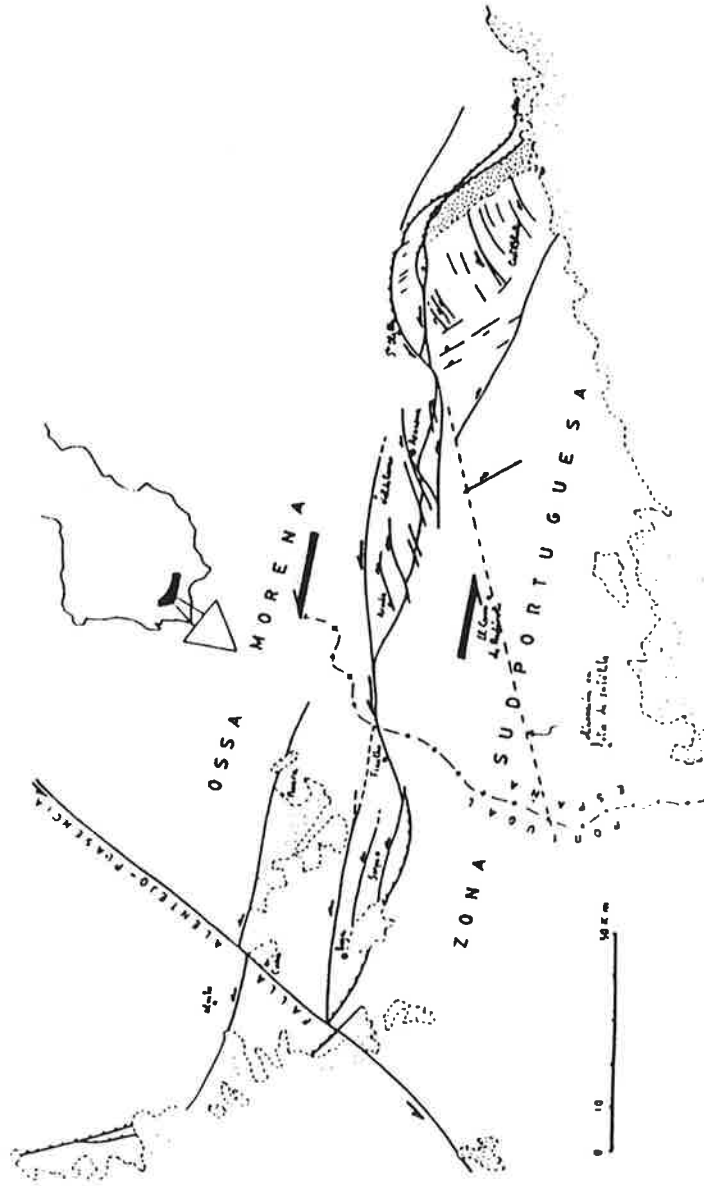


Figura 6.- Esquema de la banda de cizalla sinistra coincidente con el límite de las Zonas Surportuguesa y Ossa-Morena (tomada de SIMANCAS, 1983).

3.- PETROLOGÍA

3.1.- METAMORFISMO

3.1.1.- INTRODUCCIÓN

A partir de la realización de este trabajo, se pueden diferenciar dos episodios metamórficos importantes, asociados al desarrollo de dos episodios orogénicos. Los registros metamórficos de estos episodios quedan reflejados en las rocas, así el primero de ellos se encuentra asociado a la Orogenia Cadomiense y puede observarse en los materiales que constituyen la Fm. El Ronquillo (Precámbrico-Cámbrico). El segundo episodio se desarrolla durante la Orogenia Hercínica y se manifiesta principalmente en los materiales del Grupo P-Q (Devónico) y sus últimos eventos también pueden apreciarse en las rocas volcánicas e ígneas de la Z.S.P.

3.1.2.- METAMORFISMO CADOMIENSE

El metamorfismo asociado a la Orogenia Cadomiense es un metamorfismo regional progrado, que va desde grado bajo a alto. Este episodio metamórfico donde mayor representación y donde mejor ha sido estudiado, es en la Z.O.M., en la cual se han llegado a diferenciar hasta 5 zonas metamórficas.

Como ya se ha explicado en capítulos anteriores, los materiales de la Fm. El Ronquillo presentan un primer episodio metamórfico asociado a una esquistosidad que se conserva como relectas en porfiroblastos o en los microlitones de la fábrica principal. Un segundo episodio metamórfico está asociado a una segunda fase cadomiense, que es la más penetrativa y la que se observa en campo.

Las rocas que han sido estudiadas para la caracterización de este metamorfismo en la Z.S.P. son, principalmente, metapelitas, las cuales

varían desde pizarras y grauvacas en las zonas de grado bajo, a esquistos, cuarzoesquistos en las zonas de grado medio. La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, clorita, biotita, moscovita, feldespato potásico y plagioclasa.

Dentro de la zona de estudio, el mineral más característico es la biotita, la cual se encuentra marcando la fábrica principal, que es un bandeo tectónico.

3.1.3.- METAMORFISMO HERCÍNICO

3.1.3.1.- METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo regional presente en la Zona Surportuguesa es de grado bajo a muy bajo, y presenta una zonación a través de bandas con una dirección E-O, decreciendo el grado de metamorfismo de Norte a Sur (Figura 7). Hacia el Norte se encuentran facies de esquistos verdes, que pasando hacia el Sur por la facies de prehnita-pumpellita y, por último, la situada más al Sur, facies de zeolita.

Según MUNHÁ (1990), este metamorfismo se desarrolló durante la primera y principal fase de deformación hercínica en la Z.S.P.

El establecimiento de esta zonación metamórfica en la Z.S.P. se realiza a partir de la aparición y desaparición de los minerales índices característicos. A continuación se realiza una breve descripción de las zonas.

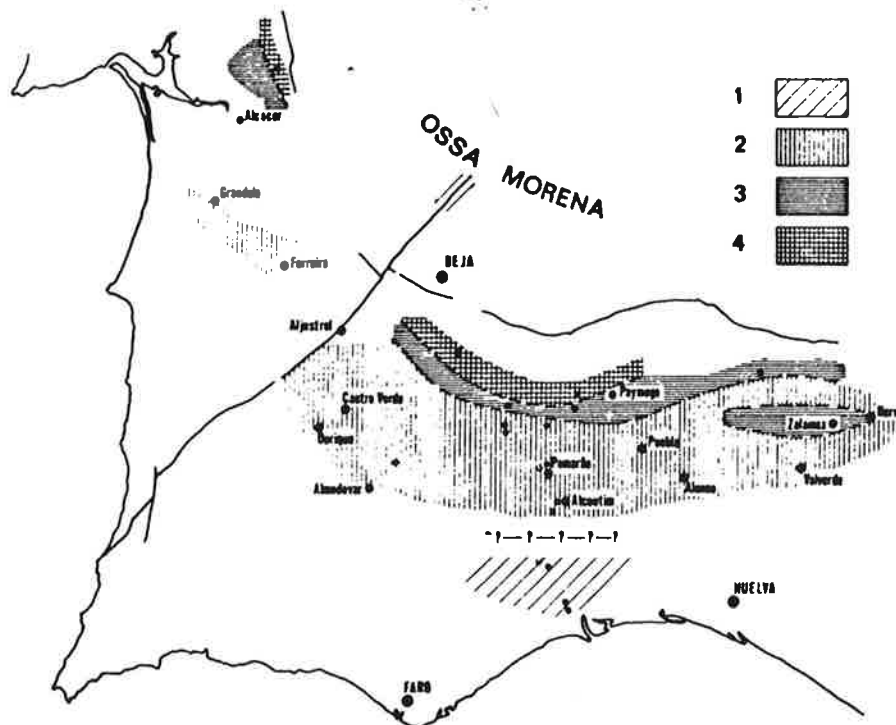


Figura 7.- Esquema de la zonación metamórfica de la Zona Surportuguesa. 1: Facies Zeolita. 2: Facies Prehnita-Pumpellita. 3: Facies Esquistos verdes. 4: Facies Esquistos verdes de alto grado (MUNHÁ, 1990).

Para la zona 1 (Facies Zeolita), el grado metamórfico se determina a partir de la presencia de zeolita, cristalinidad de la illita y aparición de capas bandeadas de filosilicatos (clorita-illita±esmeectitas). La zona 2 es la que mayor extensión tiene y la que ocupa toda la Faja Pirítica, la asociación mineral característica es albita-pumpellyita-prehnita-clorita. La zona 3 representa una transición entre las facies de prehnita-pumpellyita y esquistos verdes. Las asociaciones minerales representativas de esta zona son: actinolita-epidota y actinolita-pumpellyita. La zona 4 (Pulo do Lobo) corresponde a la facies de esquistos verdes y las asociaciones típicas son: albita, actinolita (±hornblenda), epidota, clorita, cuarzo, esfena y moscovita-clorita-cuarzo±albita-turmalina-óxidos, presentes en rocas metavolcánicas máficas y rocas metasedimentarias, respectivamente.

Los minerales característicos del metamorfismo de esta zona para el establecimiento de las asociaciones metamórficas son, esencialmente, prehnita, pumpellita, actinolita y clinozoisita. Estos minerales aparecen sobre todo en las rocas básicas e intermedias que afloran por la zona, aunque también pueden aparecer dentro de los granitoides. En el conjunto de la Z.S.P., las rocas que se utilizan son metavolcanitas ácidas y para las rocas sedimentarias se utiliza el grado de cristalinidad de la illita.

SIMANCAS (1983) realiza un estudio detallado del metamorfismo de esta región y para el establecimiento de las condiciones metamórficas, se estudian tres grandes grupos composicionales de rocas existentes en la Z.S.P., que se describen a continuación.

Lutitas y areniscas

Este grupo litológico se encuentra principalmente en los materiales pertenecientes al Grupo P-Q, del Devónico superior. Las asociaciones minerales presentes en las lutitas y areniscas de esta zona son las siguientes:

1. Cuarzo + clorita + mica blanca \pm oxiclorigita o vermiculita \pm ox. Fe.
2. Cuarzo + clorita + micablanca + albita \pm oxiclorigita o vermiculita \pm \pm ox. Fe \pm estilpnomelana.

Todas ellas suelen ir acompañadas de minerales opacos, y como minerales accesorios se encuentran circón, apatito y turmalina.

La asociación 1 se presenta principalmente en las lutitas, mientras la asociación 2 es más frecuente en las areniscas.

Lavas y tobas ácidas

Se pueden distinguir las siguientes asociaciones de minerales:

1. Cuarzo + feld.K + epidota + clorita + mica blanca ± albita ±
±estilpnomelana
2. Cuarzo + albita + epidota + mica blanca + clorita±pumpellita
3. Cuarzo + albita + clinozoisita + mica blanca + clorita + vermiculita

La asociación 1 es característica de riolitas, mientras las asociaciones 2 y 3 aparecen en rocas de composición dacítica.

Rocas básicas e intermedias

Este tipo de rocas da el mayor número de asociaciones minerales, y sobre todo los de mayor interés al efecto de establecer las condiciones metamórficas.

Las asociaciones minerales que se han identificado son las siguientes:

1. Albita + clorita + calcita + epidota + leucoxeno±mica blanca ± ±cuarzo
± óxidos
Es una asociación muy difundida pero banal.
2. Albita + clorita + epidota + actinolita + leucoxeno ± calcita ± mica
blanca ± cuarzo ± óxidos de hierro
3. Clorita + prehnita ± albita ± leucoxeno±calcita ± cuarzo ± epidota ± ±
estilpnomelana ± actinolita
4. Prehnita + pumpellita + clorita±albita±cuarzo

5. Clorita + pumpellita ± albita ± leucoxeno ± cuarzo ± mica blanca ± ±
estilpnome-lana

6. Albita + clorita + actinolita2 + pumpellita ± epidota ± calcita ±
±leucoxeno ± cuarzo ± mica blanca

7. Albita + clorita + epidota + clinozoisita + pumpellita +
+ actinolita2 + leucoxeno + cuarzo

8. Albita + clorita + calcita + zoisita o clinozoisita ± mica blanca ±
±leucoxeno ± óxidos de hierro

9. Clorita + epidota + calcita + mica blanca + leucoxeno + cuarzo +
+ anfíbol azul + anfíbol verde claro + granate

Para el estudio de las condiciones de P-T, lo esencial es prestar más atención sobre aquellos minerales índices y paragenéticos, con lo cual cabe señalar las siguientes asociaciones minerales:

1. Prehnita + clorita (+ cuarzo)
2. Prehnita + pumpellita + clorita (+ cuarzo)
3. Pumpellita + clorita (+ cuarzo)
4. Actinolita + pumpellita
5. Epidota + clinozoisita

3.1.3.2.- METAMORFISMO DE CONTACTO

Todos los grupos de rocas ígneas distinguidos en la Hoja provocan un metamorfismo de contacto sobre los materiales encajantes, que se superpone al metamorfismo cadomiense y a parte del metamorfismo hercínico.

Los dos grupos de rocas ígneas diferenciados dan distintos grados metamórficos. Así, para los granitoides desarrollan una aureola metamórfica muy estrecha, desarrollando como mineral índice moscovita. En cambio, para las rocas básicas-intermedias, se desarrolla una aureola metamórfica importante, que puede llegar a tener 1 Km de anchura y desarrolla como minerales índices a cordierita y andalucita, la cual es bien visible en el campo como recristalizaciones corneánicas o como texturas mosqueadas. De forma puntual, este metamorfismo de contacto llega a formar sillimanita.

Con posterioridad al desarrollo de este episodio de metamorfismo, se desarrolla otro metamorfismo regional, de baja presión y baja temperatura que afecta a todos los materiales, y que ha sido descrito anteriormente. Afecta principalmente, a las rocas de composición más básica.

3.2.- ROCAS BÁSICAS

Las rocas ígneas que afloran en esta Hoja forman parte del Batolito de la Sierra Norte (B.S.N.), y son los afloramientos situados más al Sur de dicho batolito, el cual se encuentra situado al Suroeste del Macizo Ibérico y constituye el afloramiento de rocas plutónicas más externo de este sector de la Cadena Hercínica Europea.

El batolito está formado por cuerpos alargados con una dirección E-O y NO-SE de rocas básicas y de granitoides con características subvolcánicas a ígneas. Estos cuerpos intruyen de manera discordante sobre materiales pre-Devónicos (esquistos negros, cuarcitas y metagrauvascas, 6) y sobre materiales Devónicos formados por una alternancia de pizarras y cuarcitas (Grupo P-Q, 7), todo ello dentro de la Zona Surportuguesa.

Una característica del plutonismo de este sector, en relación con otros batolitos existentes en las zonas internas del Macizo Ibérico, es el gran volumen de rocas básicas. En el interior de los macizos de rocas básicas hay cuerpos de rocas ultrabásicas acumuladas de composición lherzolítica, gabronorita olivínica y gabros anortosíticos bandeados.

3.2.1.- ROCAS FILONIANAS

3.2.1.1.- PÓRFIDOS GRANÍTICOS (1)

Los diques de pórfidos graníticos afloran por toda la zona de estudio. Cortan a todos los materiales, excepto al leucogranito (4) y al granito de Gerena (5).

Este tipo de diques son muy abundantes por todo el área, pero en el Mapa Geológico sólo han sido representados algunos de ellos. Tienen una dirección E-O a N110°E, con una longitud muy variable y con potencias métricas.

Estos diques se encuentran asociados con el grupo de granitoides formados por granito, monzogranito, granodiorita (3), procediendo ambas rocas de un mismo magma, siendo los diques de pórfido la última representación magmática asociada a este magma ácido.

En campo se observa que son rocas de aspecto leucocrático, con un tamaño de grano fino y con textura porfídica, marcada por fenocristales de cuarzo y plagioclasa, de forma ocasional, pudiéndose observar fenocristales de minerales máficos (biotita, hornblenda). En general, los fenocristales tienen un tamaño de 3-4 mm, con hábito subidiomorfo a idiomorfo. En los cristales de cuarzo se observan golfos de corrosión.

Petrografía

Las texturas que se observan son granofírica, porfídica. A veces se observa cómo la mesostasis ha recristalizado, formando agregados de grano muy fino, de los minerales principales.

Fenocristales:

Los fenocristales son, principalmente, cuarzo y plagioclasa, en menor cantidad se encuentran biotita y anfíbol.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, o bien con formas redondeadas y con golfos de corrosión. Este tipo de cuarzo es característico de cuarzos de alta temperatura. Sobre los bordes de estos fenocristales se desarrolla una textura coronítica, en la cual se pueden observar intercrecimientos micrográficos, granofíricos de cuarzo y feldespato o bien se desarrolla una textura fibroso-radial, constituida principalmente por cuarzo.

La plagioclasa tiene hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica normal, con núcleos de composición andesítica y bordes de composición albítica. Es frecuente observar que sobre estos cristales de plagioclasa se desarrollan texturas esferulítica-radial, al igual que en el cuarzo.

La biotita se presenta en cristales aislados o en agregados pequeños, tiene hábito subhedral, de color marrón-rojizo y pleocroico. Las inclusiones son de opacos, apatito acicular y circón con halo pleocroico. Presenta procesos de cloritización bastante importante.

El anfíbol es hornblenda, se presenta en cristales de hábito subhedral, de color marrón o verde y es pleocroico. Presenta procesos de retrogradación hacia un anfíbol actinolítico, más minerales opacos.

Mesostasis:

La mesostasis presenta una cierta variabilidad en cuanto a la textura, observándose textura criptocristalina a holocristalina de grano fino a medio-fino con texturas de intercrecimiento micrográfico, granofrónico. La composición de la mesostasis es de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Esta última muestra importantes procesos de alteración a clorita, incluso en algunas láminas delgadas, toda ella se encuentra transformada a clorita.

3.2.2.- ROCAS PLUTÓNICAS

3.2.2.1.- ROCAS BÁSICAS (GABROS Y DIORITAS) (2)

Dentro de la Hoja de Alcalá del Río (962) se han diferenciado dos masas de rocas básicas. Ambas masas se encuentran formando parte de una alineación de rocas magmáticas con dirección NO-SE y de dimensiones kilométricas, que dan lugar a la formación del Batolito de la Sierra Norte (B.S.N.). El más importante y el de mayor extensión se encuentra situado al Norte de la Hoja, tiene una dirección E-O, continuándose hacia el N por la Hoja de Castilblanco de los Arroyos (940), y hacia el E por la Hoja de Lora del Río (963). Presenta contactos intrusivos sobre materiales de la formación de El Ronquillo (6) y sobre materiales del Grupo P-Q (7). También se observan contactos intrusivos con los granitoides (3), en estas zonas es frecuente que aparezcan afloramientos donde ha existido mezcla e hibridación de magmas. Por último, existen contactos mecánicos con todos los materiales, siendo de especial atención el que puede verse

en la parte Oeste de la Hoja, donde las rocas básicas presentan un contacto mecánico con componente cabalgante hacia el Sur sobre materiales del Grupo P-Q. La segunda masa de rocas básicas se encuentra situada al Oeste de la Hoja. Tiene una dirección NO-SE, continuándose hacia el Oeste por la Hoja de Aznalcóllar (961). Presenta contactos intrusivos con granito-monzogranito-granodiorita (3) y con materiales de la formación El Ronquillo (6). Tiene contactos mecánicos por fractura con los materiales del Grupo P-Q (7), estas fracturas tienen una banda de aproximadamente 100 m de intensa deformación.

A escala de afloramiento estas rocas tienen una textura hipidiomorfa, con un tamaño de grano medio, aunque esta característica es muy variable, encontrándose afloramientos con un tamaño de grano medio-fino hasta muy grueso, siendo los contactos graduales o bien netos. En muestra de cuarzo, se observa que la roca está compuesta por plagioclasa más anfíbol, ambos con hábito hipidiomorfo. La roca en fresco muestra un color gris-azulado, y cuando se altera da lugar a la formación de un suelo de color rojo.

Cuando la roca muestra un tamaño de grano medio-fino, ésta tiene textura porfídica, debido a cristales de plagioclasa idiomorfos, con un tamaño de 5-10 mm.

Petrografía

Las texturas que se observan son holocristalinas, inequigranular de grano medio-fino a muy grueso, hipidiomorfa y subofítica. Dentro de los afloramientos de grano grueso a muy grueso la textura es ofítica. Cuando la roca tiene un tamaño de grano medio-fino se observa una textura microporfídica, marcada por la presencia de fenocristales de plagioclasa.

Los minerales principales son plagioclasa, anfíbol, piroxeno y biotita. Dentro de los minerales accesorios se encuentran opacos (magnetita, ilmenita, pirita), apatito acicular, cuarzo, epidota-zoisita. Como minerales secundarios hay anfíbol actinolítico, clorita, sericita, epidota, zoisita-clinozoisita, esfena y calcita.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica. La composición suele ser en la parte central de labradorita y hacia los bordes de oligoclasa. En general, suelen tener bordes anhedrales de composición más albítica.

En aquellas muestras en las que se puede observar mejor el proceso de retrometamorfismo, la composición de la plagioclasa es más albítica, formándose como subproducto de dicho procesos minerales del grupo de la epidota (epidota, zoisita-clinozoisita), los cuales tienen hábito anhedral a subhedral.

El anfíbol primario es hornblenda. Tiene hábito anhedral a euhedral, con un pleocroismo que varía de marrón a verde hacia amarillo claro a incoloro. En su interior puede observarse restos de clinopiroxeno. Engloba a cristales de plagioclasa, desarrollando la textura ofítica-subofítica.

El piroxeno es diópsido-augita. Muestra hábito subhedral-euhedral, no tiene pleocroismo. Puede observarse en cristales aislados o bien como restos dentro del anfíbol hornblenda. Presenta procesos de alteración (uralitización) hacia un anfíbol fibroso, perteneciente al grupo actinolita-tremolita más minerales opacos, que desarrollan una textura espinifex, situándose los cristales según los planos de exfoliación del anfíbol.

La biotita aparece sólo en aquellas rocas de composición más tonalítica, adquiere hábito subhedral, con pleocroismo que varía de marrón-rojizo a pardo amarillento.

Como minerales accesorios más característicos, se encuentran aquellos que pertenecen al grupo de la epidota (epidota, zoisita, clinozoisita), tienen hábito subhedral.

Dentro de las rocas básicas situadas al Norte de Burguillos se pueden observar rocas ultrabásicas acumuladas, las cuales se encuentran entre los cerros Moros (coordenadas U.T.M.: X=237.100, Y=4.169.000) y Loma del Algarrobito (coordenadas U.T.M.: X=237.900; Y=4.168.350).

Está constituido por gabros anortosíticos con textura acumulada, rodeado por gabronorita piroxénico-anfibólica con fenocristales de plagioclasa. También existen facies con texturas pegmatoides que tienden a rodear a los afloramientos de rocas ultrabásicas, siendo los contactos graduales.

El gabro anortosítico presenta, a escala mesoscópica, laminaciones paralelas y cruzadas. El bandeado en estas rocas está compuesto por la alternancia de bandas de composición gabronorita y leucogabronorita, ambas con piroxeno y anfíbol, siendo la única diferencia entre ambas el menor o mayor contenido en plagioclasa, respectivamente.

Petrografía

La textura es holocristalina, ortoacumulada, con tamaño de grano medio, ofítica-subofítica.

Los minerales cúmulos son plagioclasa y olivino, y como minerales intercúmulos están anfíbol, piroxeno y opacos.

Plagioclasa en cristales de hábito subhedral a euhedral. Tiene macla polisintética, con zonación concéntrica normal o bien sin zonación (Labradorita-Bytownita).

El olivino es de hábito anhedral, o bien con formas redondeadas. Alrededor de los cristales y en grietas que lo atraviesan, el olivino presenta procesos de alteración a serpentina, generando como subproducto minerales opacos.

El clinopiroxeno (diópsido) tiene hábito anhedral e incluye a los minerales como la plagioclasa, olivino, dando lugar a la textura ofítica-subofítica. Tiene procesos de alteración a anfíboles actinolíticos, que suelen mostrar texturas fibrosas-radiadas, dando como subproducto a minerales opacos.

El anfíbol (hornblenda) tiene hábito anhedral, de color marrón o verde, pleocroico, e incluye a plagioclasa (textura subofítica). En la parte central de los cristales pueden observarse pequeños núcleos de piroxeno. También muestra procesos de alteración a anfíbol actinolítico, dando como subproducto a minerales opacos.

3.2.2.2.- GRANITO, MONZOGRANITO, GRANODIORITAS (3)

Estos granitoides afloran en el centro-norte de la Hoja, en una banda de dirección E-O, continuándose hacia el Oeste por la Hoja de Aznalcóllar (961). Se observan otros afloramientos de menor extensión, que también forman parte de la banda E-O.

Dentro de este grupo de granitoides existe una variabilidad a escala de afloramiento, la cual viene marcada principalmente por el tamaño de grano, el cual varía desde medio-fino a más grueso, aunque este tipo de roca plutónica está representada principalmente por un granitoide de grano medio, con biotita y anfíbol, y con fenocristales de cuarzo, muestra una textura hipidiomorfa. Dentro de la mesostasis el cuarzo tiene un tamaño de grano de 2 a 5 mm, subidiomorfo a redondeados, con golfos de corrosión. Los feldespatos se muestran con texturas subidiomorfas. Dentro de los máficos, tanto la biotita como el anfíbol, se encuentran en agregados, donde los cristales muestran secciones subidiomorfas hexagonales y son finos. Los fenocristales de cuarzo suelen tener un tamaño de 10 mm de diámetro, tienen hábito subidiomorfo a redondeado, con golfos de corrosión.

Petrografía

Las texturas que se observan son holocristalina, inequigranular de grano medio a grueso (microporfídico). La textura microporfídica viene marcada por la presencia de microfenocristales de cuarzo y de plagioclasa. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol y feldespato potásico. Este último mineral, en algunas láminas delgadas puede llegar a ser accesorio. Entre los minerales accesorios se encuentran opacos (ilmenita, magnetita), apatito acicular, circón, allanita, esfena. Como minerales secundarios se encuentran clorita, esfena, sericita, epidota-zoisita-clinozoisita, carbonatos, prehnita, minerales opacos (ilmenita).

Al microscopio se han observado láminas delgadas que no tienen feldespato potásico, por lo que se clasificarían como una tonalita dentro del triángulo QAP de STRECKEISSEN (1976).

Dentro de la mesostasis que forman estas rocas suelen observarse texturas afaníticas recrystalizadas o bien texturas granofíticas de grano fino, formadas por intercrecimientos de cuarzo y plagioclasa albitica, de forma ocasional puede participar feldespató potásico.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito subhedral, principalmente, aunque puede variar desde anhedral a euhedral. Los cristales suelen ser monocristalinos con extinción normal o bien presentan extinción ondulante con tendencia a formar subgranos. En general, tiene inclusiones de apatito acicular. Los fenocristales de cuarzo tienen hábito subhedral a subredondeado, con tamaños que pueden superar los 10 mm. Estos fenocristales de cuarzo suelen tener coronas de intercrecimientos micrográfico-granofíticos. En general, tienen una textura muy característica al incluir a cristales de plagioclasa euhedrales, y de forma ocasional a biotita.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, con un tamaño de grano medio. Tiene macla polisintética con zonación concéntrica, los núcleos tienen un contenido en anortita entre An_{60-40} y suelen estar muy alterados, y en los bordes, el contenido en Anortita oscila entre An_{20-10} . Los fenocristales de plagioclasa muestran hábito subhedral, con tamaños de 10-12 mm, tienen macla polisintética con zonación concéntrica.

El feldespató potásico es de carácter intersticial, con hábito anhedral y puede presentar pertitas de tipo "film", también se observan cristales intersticiales, con macla de microclina no pertíticos.

La biotita se presenta en cristales aislados o en agregados, con tamaño de grano fino a medio. Tiene hábito anhedral a subhedral, con un pleocroismo que varía desde marrón a pardo amarillento. Tiene

inclusiones de minerales opacos, apatito acicular y de circón, estos últimos desarrollan halos pleocroicos.

El anfíbol primario es hornblenda, se encuentra, principalmente, en agregados con hábito anhedral a subhedral. Presenta un pleocroismo de verde oscuro a verde amarillento, aunque hay secciones que presentan un pleocroismo que varía de castaño rojo a castaño pálido. Presenta procesos de retrogradación hacia un anfíbol actinolítico más biotita, creando orlas alrededor de los cristales de hornblenda.

Entre los minerales accesorios, el más característico es la allanita, se presenta en cristales de hábito subhedral, con zonación concéntrica y muestra procesos de alteración en los bordes hacia minerales del grupo de la epidota.

El apatito siempre se presenta con hábito acicular e incluido en los minerales principales.

El circón tiene hábito subhedral y suele estar incluido en los minerales ferromagnesianos (biotita y anfíbol).

Los procesos de alteración de las paragénesis ígneas primarias de estos granitoides son, en general, muy importantes y consisten, principalmente, en la degradación de la plagioclasa, que se transforma a tipos albíticos, con neoformación de epidota-zoisita-clinozoisita, prehnita y carbonatos. La biotita se transforma a clorita, dando como subproducto a prehnita, esfena, epidota y opacos, los cuales tienden a disponerse entre los planos de exfoliación (001). El anfíbol hornbléndico se degrada a un anfíbol actinolítico más biotita, generándose como subproductos clorita, esfena, epidota, clinozoisita, sericita, moscovita y opacos, estos últimos dan lugar a una textura

muy particular, al disponerse entre los planos de exfoliación del anfíbol.

Estos minerales secundarios pueden llegar a pseudomorfizar a los minerales primarios, o bien se encuentran dentro de la mesostasis.

En relación gradual o compleja con este granitoide, se encuentran variedades de aspecto más plutónico y corresponden a granitoides heterogranulares de grano fino a medio, cuya composición puede oscilar desde formas más ácidas a más básicas, así para los granitoides de composición más ácida, la mineralogía principal consta de cuarzo y plagioclasa ácida y para las variedades más básicas la composición de los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. Dentro de estos granitoides se observa una textura microporfídica, debida a la presencia de microfenocristales de cristales de cuarzo de alta temperatura con hábito euhedral y plagioclasa. Menos frecuentes son los microfenocristales de biotita y anfíbol. En general, en estos granitoides la mesostasis tiene textura hipidiomorfa, y para las variedades de grano fino es frecuente observar texturas granofricas de intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa. Este tipo de granitoide puede observarse hacia el NO de la Hoja.

3.2.2.3.- LEUCOGRANITO (4)

Este cuerpo aflora al Norte de Gerena, tiene una forma alargada según E-O, con una longitud de 3 Km y un ancho de 0,5 Km. Presenta contactos intrusivos sobre materiales metamórficos del Grupo P-Q.

Este macizo pequeño está muy afectado por una fracturación con dirección NE-SO, que llega a ser muy intensa, formando bloques que muestran un desplazamiento en sentido sinistro, dirigiendo el bloque occidental hacia el Sur.

Aflora en bolos angulosos, de tamaño métrico. Está formado por un leucogranito, de grano medio-fino, casi no contiene moscovita. Se observan cristales de cuarzo (2-4 mm) subidiomorfos, donde se observan golfos de corrosión.

Petrografía

Las texturas que se observan son holocristalina, alotriomorfa, equigranular de grano medio-fino, microporfídica.

Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, en menor cantidad y sólo por zonas se encuentra moscovita. Como minerales accesorios hay opacos, apatito, circón.

Cuarzo de hábito anhedral a subhedral, con extinción ondulante. En las secciones que presentan mayor idiomorfismo, tienen golfos de corrosión, dichos cuarzos son característicos de alta temperatura.

Plagioclasa en cristales de hábito anhedral a subhedral, con macla polisintética. Su composición varía entre Albita-Oligoclasa. Se observan cristales de plagioclasa de mayor tamaño que la mesostasis, que forman la textura microporfídica. Se encuentra en cristales aislados de hábito subhedral y macla polisintética.

El feldespato potásico se encuentra formando parte de la mesostasis, tiene hábito anhedral, con macla de microclina y no perfitico.

En algunas muestras se han observado moscovita, en cristales aislados y con hábito anhedral.

3.2.2.4.- GRANITO DE GRANO MEDIO, BIOTÍTICO (GRANITO DE GERENA) (5)

El macizo de Gerena se encuentra situado al SO de la Hoja. En el Mapa Geológico se observan dos afloramientos separados por los materiales terciarios pertenecientes a la cuenca del río Guadalquivir, estos mismos materiales se disponen recubriendo el contacto Sur. La masa principal es la más occidental, situada al Norte de Gerena, y presenta un contacto Norte por fractura con las rocas pertenecientes al Grupo P-Q. El otro cuerpo se encuentra al Norte de Guillena, también existe un contacto por fracturas con materiales, los metamórficos de la formación El Ronquillo.

Las características a escala de afloramiento son un tamaño de grano medio, bastante homogéneo para los afloramientos más occidentales y un tamaño de grano medio-grueso, para los más orientales. Es biotítico, donde la biotita se presenta en cristales aislados o en agregados, tiene hábito subidiomorfos con formas hexagonales, son finas y con un tamaño de 1-2 mm. El cuarzo se encuentra en cristales subidiomorfos con golfos de corrosión o bien con hábito xenomorfo. Los feldespatos pueden formar cristales pequeños subidiomorfos o bien en cristales xenomorfos dentro de la mesostasis.

Los únicos enclaves que se han observado son microgranudos, aunque estos tienen un tamaño pequeño (2-3 cm) y son escasos, también se encuentran agregados de cuarzo más turmalina. Los diques son principalmente de diabasas, tienen la misma dirección NE-SO que presentan estos diques en esta zona, son estrechos (< 1 m), con una longitud pequeña y no están representados en el Mapa Geológico.

Petrografía

Las texturas que se observan son: holocristalina, equigranular de grano medio a inequigranular de grano medio-grueso, hipidiomorfa. Tal vez la textura más representativa de este granitoide se encuentra en la mesostasis, donde el cuarzo y el feldespato potásico se encuentran formando intercrecimientos gráficos y micrográficos.

Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Como minerales accesorios hay opacos, apatito y circón. Entre los minerales secundarios hay sericita-moscovita, epidota, zoisita-clinozoisita, calcita, clorita y feldespato potásico.

El cuarzo puede encontrarse en cristales de hábito anhedral a subhedral, este último con golfos de corrosión. Ambos son monocristalinos con extinción normal. Otro tipo de cuarzo se encuentra formando intercrecimientos gráficos-micrográficos con el FK.

El feldespato potásico tiene cristales de hábito anhedral a subhedral, macla de microclina y microclina-carlsbad, con pertitas de tipo "film" y "vein". A veces entre cristales de FK se desarrolla una banda estrecha de plagioclasa polisintética.

La plagioclasa es de hábito subhedral, a veces con bordes anhedrales albíticos, con macla polisintética y algunos cristales con una ligera zonación concéntrica. Su composición es, principalmente, Oligoclasa-Albita. Tiene inclusiones de apatitos aciculares. Los procesos de alteración dan lugar a la formación de sericita-moscovita, minerales del grupo de la epidota y calcita.

La biotita se presenta en cristales aislados o en agregados de 3 a 5 cristales. Tiene hábito anhedral a subhedral, pleocroica. Muestra inclusiones de minerales opacos y circones, estos últimos desarrollan halos pleocroicos. Los procesos de alteración dan lugar a la formación de clorita, dando como subproducto feldespato potásico, el cual se sitúa entre los planos de exfoliación (001).

Dentro del Batolito de la Sierra Norte (B.S.N.) es frecuente observar zonas de mezcla, interacción de magmas, en los contactos entre las rocas básicas (gabros, dioritas) y los granitoides de composición más ácidas.

Una de las zonas de mezcla, interacción de magmas (5a), más significativa dentro de esta Hoja, se encuentra situada bajo el pueblo de Gerena, así como en las canteras abandonadas al Norte y al Oeste de dicha localidad. Al N de esta zona se encuentra el granito de grano medio, biotítico (S), que no muestra texturas de hibridación. Esta zona de interacción magmática está estudiada muy en detalle por DE LA ROSA (1992).

Estas zonas de interacción magmática están constituidas por dos tipos fundamentales de rocas: a) rocas básicas de composición cuarzodiorítica y tonalítica; y b) granitoide encajante, tiene un tamaño de grano medio, bastante homogéneo y podría tratarse del granito situado al Norte de esta zona.

Los cuerpos de composición cuarzodiorítica y tonalítica tienen un tamaño de grano fino a medio-grano, con unas dimensiones que varían entre 10 cm y 2 m. Los contactos entre este tipo de roca y el granitoide que los rodea puede ser neto o bien transicional. En el primer caso se observa un borde con un tamaño de grano más fino que el resto de la roca, interpretándose como un borde frío asignado como

consecuencia de un sobreenfriamiento sufrido por el magma básico al ponerse en contacto con el magma félsico. En el segundo de los casos, el contacto se realiza a través de un granitoide asignado por hibridación de ambos magmas.

Dentro de este tipo de cuerpos básicos hay que destacar a las tonalitas ocelares. Estas rocas están formadas por una matriz de composición tonalítica que engloba a diversos tipos de ocelos de composición granítica.

La gran mayoría de los ocelos están formados por cuarzo y feldespato potásico, aunque también se encuentran ocelos con biotita y de forma accesoria se encuentran epidota, opacos y espinela. La distribución de los minerales suele ser concéntrica, con núcleos formados por cuarzo y bordes formados por feldespato potásico.

4.- GEOLOGÍA ECONÓMICA

La escasez de indicios mineros existentes en la Hoja de Alcalá del Río, hace que la actividad minera de la zona, fue y es en la actualidad prácticamente inexistente. No obstante, las labores de explotación más significativas quedaron restringidas a los granitos de Gerena y a las terrazas del río Guadalquivir.

4.1.- RECURSOS MINERALES

4.1.1.- MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

Tan sólo se ha registrado un indicio metálico junto al embalse de La Minilla (ángulo Noroeste de la Hoja). Se trata de una mineralización calcopirítica asociada a una falla y rellena de cuarzo, la cual fue explotada mediante un socavón a mediados de los años sesenta.

Aunque de mínima importancia, hay que mencionar que suele ser común la presencia en las rocas básicas de diseminaciones piríticas, no así en los granitos.

4.1.2.- MINERALES ENERGÉTICOS

No existe referencia alguna en cuanto al aprovechamiento de minerales energéticos, ni en cuanto a una presencia digna de consideración.

4.1.3.- ROCAS INDUSTRIALES

Las canteras adquieren mayor importancia, dadas las peculiaridades litológicas de la Hoja.

Las más destacables son las que se benefician del granito, ubicadas en las localidades de Gerena y Guillena, actualmente inactivas, en las que dado que la roca parte fácilmente en forma de prismas a favor de planos

de diaclasamiento, eran utilizadas para la construcción de viviendas locales y monumentos de la ciudad de Sevilla, además de pavimentaciones de calles y carreteras, todo ello dentro de un ámbito local. Se trata de un granito blanco o rosado suficientemente compacto para los usos requeridos.

El método de arranque era muy rudimentario y con un sistema de tipo minifundio. El número de explotaciones en la zona durante la época de máximo auge, llegó a superar los 50.

Otra variedad de canteras son las que afectan a las rocas básicas (diabasas, dioritas, etc), las cuales se trabajaban para la obtención de áridos. Solamente se ha registrado una, hoy día abandonada, que se sitúa al Oeste de la carretera de Burguillos a Castilblanco de los Arroyos, a la altura del kilómetro 6.

En los terrenos de edad terciaria el beneficio se reduce al aprovechamiento de las margas azules, principalmente a la altura de Alcalá del Río, cuya finalidad es la obtención de cerámicas, sobre todo tejas y ladrillos.

Por último, y desde hace varios años, con una actividad intermitente según la demanda, se aprovechan los aluviones y terrazas, principalmente del río Guadalquivir, de los cuales se obtienen gravas y arenas fundamentalmente destinadas para la construcción.

En general, se trata de graveras con dimensiones de 30 a 80 m de largo o ancho, y entre 5 y 7 m de profundidad. En ellas suele dominar la presencia de arenas margo-feldespáticas en una proporción de 40-70% sobre la grava.

Por el método del dragado se extraen materiales en el Sur de Guillena, Alcalá del Río, Brenes, Esquivel, Villaverde del Río, etc.

4.2.- HIDROGEOLOGÍA

La Hoja de Alcalá del Río (962) pertenece hidrográficamente a la Cuenca del Guadalquivir, situándose la mayor parte de ella en la margen derecha de dicho río.

4.2.1.- CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS E HIDROLÓGICAS

En su conjunto, la región presenta un clima templado cálido mediterráneo con influencia del Océano Atlántico y del relieve. Las precipitaciones son muy irregulares en su distribución espacial y temporal, llegando a alcanzar un régimen pluviométrico medio anual del orden de los 600 mm.

La red de drenaje principal está formada por el río Guadalquivir (sector suroeste), la Rivera de Huelva (sector centro oeste) y multitud de cursos con menor importancia, entre los que destaca el arroyo de Siete Arroyos (sector noreste).

La base económica de la región es la agricultura y, por consiguiente la industria derivada de ella, por lo que existe una fuerte demanda de agua.

La calidad química de las aguas subterráneas es de mineralización notable y de dureza media. Por sus facies, son bicarbonatadas cálcico-magnésicas, salvo en el Cuaternario reciente, donde se aprecian altas concentraciones de sulfato. La contaminación orgánica en el Cuaternario es muy fuerte, con valores de ión nitrato que normalmente alcanzan los 50 mg/l.

4.2.2.- CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS

Los materiales que contiene esta Hoja se distribuyen según una lineación con dirección noroeste-noreste, al norte de la cual se sitúan afloramientos del Paleozoico, constituidos por un metamórfico indiferenciado (norte de Gerena y Guillena) que constituye el substrato impermeable de los acuíferos detríticos de la Depresión del Guadalquivir, un complejo vulcanosedimentario (norte de Villaverde del Río) impermeable y rocas intrusivas ácidas-básicas (norte de Burguillos) impermeables.

Al sur de la citada banda aparecen los materiales detríticos neógenos y Cuaternarios de la Depresión del Guadalquivir, dentro de cuyos depósitos se albergan los acuíferos más importantes. Se trata de los denominados Sistema Acuífero nº 26 y Sistema Acuífero nº 28.

4.2.2.1.- ACUÍFERO MIOCENO TRANSGRESIVO DE BASE (SISTEMA ACUÍFERO Nº 26)

Este sistema aflora al norte de las localidades de Gerena, Guillena, Burguillos y Villaverde del Río, y está constituido por conglomerados de base, gravas, arenas, areniscas, arcillas y calizas que, con frecuentes cambios laterales de facies, se disponen discordantemente sobre los materiales paleozoicos de la Meseta, que constituyen el substrato general de la cuenca y el límite norte de este Sistema.

Los materiales acuíferos se hunden de tal forma que cambian lateralmente a facies arcillosas hacia el centro de la depresión bajo las margas azules del Mioceno Superior (Messiniense), las cuales constituyen el techo y el límite sur del mencionado acuífero.

La potencia media oscila entre 5-15 m, aumentando hacia el este, pero condicionada a la tectónica del zócalo Paleozoico, y disminuyendo hacia el sur, para pasar progresivamente a las facies más margosas.

Se trata pues, de un acuífero confinado cuando está recubierto por las margas y libre cuando no lo está. Su explotación es generalmente en carga a una distancia máxima de 5 Km, desde los afloramientos, con los que ya se alcanza el acuífero a 150-170 m de profundidad. Actualmente la superficie piezométrica conocida se sitúa entre las cotas 100 y 200 m.s.n. El sentido del flujo es fundamentalmente del N hacia el SO y en determinadas ocasiones, hacia el SE.

La alimentación se realiza a partir de la infiltración directa del agua de lluvia (escorrentía superficial) y de la procedente de los bordes Paleozoicos del norte, mientras que el drenaje natural es hacia el mar, o bien a través de cauces superficiales y manantiales localizados en el contacto con las margas azules.

4.2.2.2.- ACUÍFEROS DE LA ZONA SEVILLA-CARMONA (SISTEMA ACUÍFERO Nº 28)

Este sistema está representado en esta Hoja principalmente por las terrazas del río Guadalquivir. Los límites y el substrato impermeable del acuífero están constituidos por las margas azules miocenas.

Litológicamente lo componen gravas, arenas, arcillas y limos, cuyos espesores de dichos acuíferos llegan a alcanzar 20 m en el Cuaternario.

El acuífero funciona en régimen libre con niveles piezométricos a profundidades entre 0 y 30 m, siendo en su mayor parte, inferiores a 10 m. Las oscilaciones estacionales del nivel son más pequeñas en la

terrazza reciente, ya que ésta se encuentra hidráulicamente conectada al río Guadalquivir, observándose un descenso progresivo del nivel como consecuencia de la sobreexplotación, aunque en años húmedos se recupera con rapidez. Como consecuencia de esto, existe una estrecha relación río-acuífero, produciéndose la circulación desde el acuífero al río en circunstancias normales y a la inversa en épocas de crecida.

La alimentación y recarga del sistema se realiza a partir del agua de lluvia principalmente, no obstante, las terrazas más recientes y medias poco explotadas, se riegan con aguas superficiales procedentes del canal del Bajo Guadalquivir, por lo que reciben una alimentación suplementaria a partir de la reinfiltración del agua del riego.

El drenaje se realiza a través del río Guadalquivir, con un comportamiento efluente normalmente e influente en las crecidas.

5.- BIBLIOGRAFÍA

Arthaud, F. y Matte, Ph. (1975): Les décrochements tardihercynies du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des condition de la déformation. Tectonophysics, 25, pp. 139-171.

Bard, J.P. (1969): Le metamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-Ibérique. Thèse USTL, Univ. Montpellier, 397 p.

Crespo-Blanc, A. (1991): Evolución geotécnica del contacto entre la Zona Surportuguesa en las Sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): Un contacto mayor en la Cadena Hercínica. Europa. Tesis Doctoral. Univ. Granada. España, 327 p.

De la Rosa, J.D. (1992): Petrología de las rocas básicas y granitoides del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla, Zona Surportuguesa. Macizo Ibérico. Tesis Doct. Univ. Sevilla, 312 p.

Lotze, F. (1945): Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta. Geol. For. 4: 78-92.

Munhá, J. (1990): Metamorphic Evolution of the South Portuguesa/Pulo do Lobo Zone. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Dallmeyer, R.D. & Martínez, E. (eds.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Oliveira, J.T. (1990): Stratigraphy and syn-sedimentary tectonism in the Southportuguese Zone. In: Dallmeyer, D. & Martínez, E. (eds.). Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer Verlag, 334-347.

Parga, J.R. (1969): Sistemas de fracturas tardihercénicas del Macizo Hespérico. Trab. Lab. Geol. Lage, 37, pp. 1-15.

Simancas, J.F. (1983): Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa. Tesis Doctoral. Univ. Granada, 439 p.

Soares de Andrade, A. (1983): Contribution a l'analyse de la suture hercynienne de Beja (Portugal), perspectives metallogeniques. Tesis Doct. 137 pp.

Vegas, R. (1975): Wrench (transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications. Geol. Rundsch., 64, pp. 266-278.