



IGME

1.046

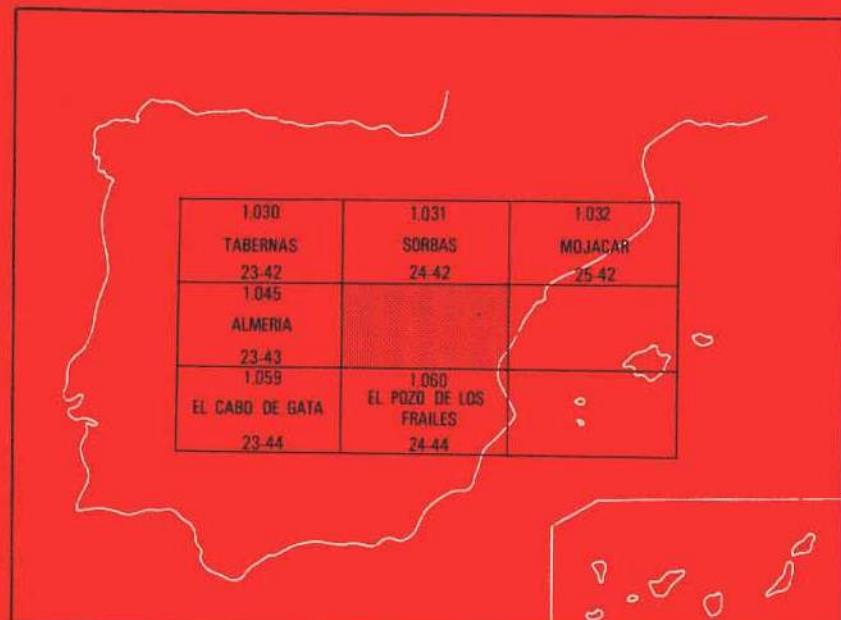
24-43

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CARBONERAS

Segunda serie-Primera edición



1.030 TABERNAS 23-42	1.031 SORBAS 24-42	1.032 MOJACAR 25-42
1.045 ALMERIA 23-43		
1.059 EL CABO DE GATA 23-44	1.060 EL POZO DE LOS FRAILES 24-44	

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CARBONERAS

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA durante el año 1.981, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en la misma los siguientes técnicos superiores:

Cartografía y redacción de la Memoria: Antonio Pineda Velasco, Ldo. en Ciencias Geológicas. IBERGESA. José Giner Sánchez. Dr. en Ciencias Geológicas (Terciario). Universidad de Barcelona. Caridad Zazo Cardeña y José Luis Goy Goy. Drs. En Ciencias Geológicas (Cuaternario). Universidad Complutense de Madrid.

Sedimentología: Cristina Dabrio González (detríticos). Dr. en Ciencias Geológicas. Universidad de Granada.

José Giner Sánchez (carbonatos). Dr. en Ciencias Geológicas. Universidad de Barcelona.

Asesoría del Terciario: Mateo Esteban Cerdá. Dr. en Ciencias Geológicas. Instituto "Jaume Almera". C.S.I.C. Barcelona.

Micropaleontología: Luis Granados Granados. Dr. en Ciencias Geológicas.

Petrografía ignea y metamorfica: Antonio Pérez Rojas. Ldo. en Ciencias Geológicas. IBERGESA.

Asesoría y colaboración: José Baena Pérez. Ldo. en Ciencias Geológicas (ENADIM, S.A.).

Supervisión IGME: Pedro Ruiz Reig.

Supervisión estudios petrográficos: Casilda Ruiz García.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta, una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y correspondientes preparaciones.
- Álbum fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas bibliográficas.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

INDICE

	<u>Páginas</u>
0. Introducción	7
1. Estratigrafía	9
1.1. Complejo Nevado-Filábride (1)	10
1.2. Complejo Alpujárride (2, 3 y 4)	10
1.3. Complejo Maláguide (5 y 6)	12
1.4. Las rocas volcánicas neógenas	13
1.4.1. Posición estratigráfica del volcanismo	13
1.4.2. Las sucesiones volcánicas	14
1.4.3. Edad del volcanismo	17
1.4.4. Intercalaciones sedimentarias en las formaciones volcánicas (25)	17
1.5. La cobertura sedimentaria neógena	18
1.5.1. Neógeno antiguo	19

	<u>Páginas</u>
1.5.2. Complejo marginal	19
1.5.3. Complejo arrecifal	21
1.5.4. El Complejo terminal	23
1.5.5. Plioceno	25
1.5.5.1. Plioceno I (39)	26
1.5.5.2. Plioceno II (40, 41 y 42)	27
1.6. Cuaternario	28
1.6.1. Introducción	28
1.6.2. Descripción de los materiales	29
2. Tectónica	32
2.1. Tectónica de los materiales Béticos	32
2.2. La tectónica reciente o neotectónica	34
2.2.1. Genralidades.	34
2.2.2. La Serrata de Níjar	35
2.2.3. Dominios neotectónicos cuaternarios	36
3. Geomorfología	38
4. Historia geológica	42
5. Petrología	45
5.1. Metamorfismo de las unidades Béticas	45
5.2. Las rocas volcánicas neógenas	46
5.2.1. Volcanismo calcoalcalino	46
5.2.1.1. Conglomerados y brechas piroclásticas (andesítico-dacíticas) anfibólicas de matriz rojiza (vítreo o carbonatada) (7)	47
5.2.1.2. Andesitas y dacitas anfibólicas (15 y 17)	47
5.2.1.3. Brechas piroclásticas de andesita y dacita anfibólica (9, 16 y 18)	49
5.2.1.4. Andesitas piroxénicas (13)	50
5.2.1.5. Brechas piroclásticas de andesita piroxénica (14)	51
5.2.1.6. Brechas piroclásticas poligénicas (10)	51
5.2.1.7. Tobas poligénicas (11)	52

	<u>Páginas</u>
5.2.1.8. Tobas e ignimbritas dacítico-riolíticas (12)	52
5.2.2. Volcanismo calcoalcalino ?. Rocas con alteración endógena	52
5.2.2.1. Dacitas biotítico-anfibólicas rojo-violáceas (20)	53
5.2.2.2. Tobas de lapilli dacítico (biotítico-anfibólico) (19)	54
5.2.2.3. Dacitas ignimbriticas con tobas e ignimbritas basales (22)	54
5.2.3. Volcanismo calcoalcalino potásico (23)	54
5.2.4. Geoquímica	56
5.2.5. Petrogénesis	57
 6. Geología económica.	58
6.1. Minería metálica y metalogenia	58
6.1.1. Mineralizaciones en el Complejo Nevado-Filábride.	59
6.1.2. Mineralizaciones de plomo en el Complejo Alpujárride	59
6.1.3. Mineralizaciones de hierro en el Complejo Maláguide.	59
6.1.4. Mineralizaciones de oro en las rocas volcánicas neógenas	60
6.1.5. Mineralizaciones de alunita en las rocas volcánicas neógenas	62
6.1.6. Mineralizaciones de plomo, zinc y cobre en las rocas volcánicas neógenas	63
6.1.7. Otras mineralizaciones en las rocas volcánicas neógenas.	64
6.1.8. Mineralizaciones de manganeso en la cobertura sedimentaria Messiniense (Mioceno Superior)	64
6.2. Silicatos industriales.	65
6.2.1. Bentonitas	65
6.2.2. Granates	66
6.3. Rocas industriales y canteras	67
6.4. Recursos geotérmicos.	68

	<u>Páginas</u>
6.5. Recursos hídricos	68
7. Bibliografía	69

0. INTRODUCCION

Geográficamente, la Hoja de Carboneras se sitúa en el SE de Andalucía, abarcando parte de la costa oriental de Almería y quedando comprendida en su totalidad en esta provincia.

El clima es de características subdesérticas en cuanto al volumen anual de lluvias; sin embargo, la oscilación estacional de las temperaturas es, a causa de la proximidad al mar, poco marcada. Este hecho, unido al reciente aprovechamiento generalizado de las aguas subterráneas ha facilitado el desarrollo de una agricultura intensiva, en invernaderos, base económica hoy día en el ámbito de la Hoja, aunque como se verá los recursos mineros mantienen aún una pequeña relevancia, restos de otra mucho mayor en el pasado.

La industrialización no ha hecho sino comenzar con la puesta en marcha de la fábrica de cemento de Carboneras, a la que seguirá la de una central térmica en la misma localidad. Las posibilidades futuras atendiendo al desarrollo y utilización de la energía solar, es una de las áreas con más horas/año de insolación de toda Europa, son innegables.

Los núcleos urbanos de cierta importancia eran casi inexistentes, destacando únicamente Carboneras en el ángulo NE de la Hoja. En el resto, el asentamiento humano se verificaba de forma diseminada en "cortijos" y "caseríos". Hoy día, el desarrollo agrícola ha provocado en determinadas áreas la construcción de nuevos pueblos de colonización. De la misma forma, la carretera comarcal Carboneras-Níjar-Almería, era el único eje importante de comunicaciones en el pasado; hoy día, en las áreas agrícolas ha surgido una nueva malla de carreteras locales.

Desde el punto de vista morfológico, el ámbito de la Hoja es recorrido por tres cadenas montañosas de importancia desigual, aunque siempre de escasas altitudes (no se superan los 600 m.), y de dirección NE, ligeramente oblicua a la de la costa. La más interior es el borde SE de la Sierra Alhamilla, la intermedia recibe el nombre de La Serrata (o Serrata de Níjar) y la costera es la denominada genéricamente Sierra del Cabo de Gata. La depresión entre las dos primeras, más importante, es el Campo de Níjar, mientras que la existente entre las dos últimas, no recibe un nombre especial.

Geológicamente, la Hoja se ubica en la Zona Interna de las Cordilleras Béticas, caracterizada además de por las particularidades paleogeográficas de las distintas series, por la existencia del Trías con metamorfismo alpino y por estar el zócalo pre-triásico plenamente involucrado en la tectónica de mantos de corrimiento. En la parte oriental de las Cordilleras Béticas, dicha Zona Interna se encuentra bastante recubierta por sedimentos post-mantos, neógenos, además de presentar en exclusiva la existencia de un volcanismo —también post-mantos y neógeno— desarrollado fundamentalmente en el área costera comprendida entre el Cabo de Gata (Almería) —donde alcanza su mayor desarrollo— y el de Palos (Murcia). La tectónica reciente a actual es asimismo, en estas áreas, muy notable, así como, lógicamente, la sismicidad.

La geología de la Hoja de Carboneras participa plenamente de las características descritas aflorando sólo materiales béticos internos en la Sierra Alhamilla y en puntos muy localizados de la Serrata de Níjar; el resto de su superficie está ocupado por los materiales volcánicos que afloran profusamente en la Serrata y en la Sierra del Cabo de Gata, y los sedimentos terciarios y cuaternarios, más recientes, que fundamentalmente ocupan las depresiones intraserranas.

Las últimas deformaciones alpinas en la región tienen lugar durante el Serravallense-Tortoniense, asimismo durante el Tortoniense-Messiniense Inferior tienen lugar las últimas manifestaciones volcánicas. La emersión del basamento bético y de los macizos volcánicos que tiene lugar al finalizar el Tortoniense origina la aparición de cuencas postorogénicas que son llenadas por depósitos Messinienses y Pliocenos.

Un rasgo típico que, podría decirse, imprime fuerte personalidad a la geología y morfología de la Hoja es la presencia en ella del llamado "accidente de Carboneras", que la cruza de NE a SO. Se trata de una gran falla de desgarre sinistral, reciente (neógeno) a actual, que al desdoblarse en dos en el cuadrante SO de la Hoja origina la Serrata de Níjar.

1. ESTRATIGRAFIA

Ya de antiguo se estableció que la estructura de la Zona Bética s.sr. o Zona Interna de las Cordilleras Béticas es el resultado de una gran serie de cabalgamientos (BROUWER, 1.926). Estos pueden agruparse en base a sus características litoestratigráficas (derivadas de posiciones paleogeográficas originariamente diferentes) en los tres complejos tectónicos mayores tradicionalmente admitidos y que, según su posición vertical relativa de abajo a arriba son:

- Complejo Nevado-Filábride.
- Complejo Alpujárride.
- Complejo Maláguide.

De ellos, algunos autores (EGELER y SIMON, 1.969a, 1.969b) separan el Complejo Ballabona-Cucharón, situándolo entre los dos primeros. Todos, salvo el Ballabona-Cucharón del que no se conoce el zócalo, constan de zócalo y cobertura. Esta es permotriásica en los tres primeros mientras que la del Maláguide contiene también materiales del Jurásico, Cretácico Inferior y Paleógeno. El grado de metamorfismo es medio a alto en el Nevado-Filábride y bajo en los Ballabona-Cucharón y Alpujárride, mientras que el Maláguide apenas presenta metamorfismo.

Como se indicó en la Introducción, varios de los diversos complejos descritos afloran fundamentalmente, en el ámbito de la Hoja, en el borde SE de la Sierra Alhamilla y en la Serrata de Níjar.

Para la primera de las áreas, HETZEL (1.923) es el primer autor en estudiar los materiales de la Sierra, estableciendo una edad pre-triásica para los micaesquistos del núcleo y triásica para las pelitas y rocas carbonatadas superpuestas. En líneas generales y hasta hace pocos años, la zona axial de la Sierra era considerada como un zócalo Alpujárride, aunque diversos autores (FALLOT et al., 1.959; JACQUIN, 1.970) la atribuían al Nevado-Filábride en base a las grandes semejanzas litoestratigráficas con series de la Sierra de los Filabres. Recientes investigaciones de miembros de la Universidad de Amsterdam, sobre todo de Voermans, parecen situar definitivamente en el Nevado-Filábride dicha zona axial. Otras aportaciones importantes son el estudio de ZECK (1.968) —aunque su objetivo fundamental sea un aspecto del volcanismo neógeno— y la cartografía de la Hoja que nos ocupa del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000 (1^a serie), publicada sin memoria y realizada por LEAL y SIERRA (1.971).

1.1. COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE (1)

Como se ha indicado aflora en la parte axial de la Sierra Alhamilla, VOERMANS, en la vecina (al O) Hoja de Almería, que abarca en su práctica totalidad esta Sierra, subdivide este Complejo en dos unidades (correlacionables con otras definidas en la Sierra de los Filabres) denominadas Unidad de Castro, la superior, y Unidad Alhamilla, la inferior. La primera representaría un Triás Medio-Superior o más antiguo, y la segunda, en líneas generales, un Paleozoico.

En esta Hoja sólo se encuentran representados los materiales de la Unidad de Castro. Esta, en su parte basal, consta de cuarcitas grises con algunas intercalaciones de micaesquistos cuarcíticos, haciéndose estos más dominantes hacia el techo, al mismo tiempo que pierden su carácter cuarcítico. Los micaesquistos presentan entonces granates y porfidoblastos albíticos milimétricos, así como cristalitos de estaurolita. En la parte más alta de la serie se intercalan mármoles, generalmente bandeados, y también gneises turmalínicos con marcada lineación, que pueden contener porfidoblastos albíticos centimétricos y granates.

Algunas cuarcitas basales pueden mostrar lentejones alargados más blancos, disponiéndose con aspecto estratiforme. Para VOERMANS pueden representar, entonces, metaconglomerados y correlacionarse con materiales semejantes de la Sierra de los Filabres.

La serie ha sufrido una intensa tectonización: los mármoles presentan un intenso replegamiento isoclinal y las cuarcitas fenómenos de "boudinage". Está atravesada por vetas de cuarzo y calcita. Aunque no ha proporcionado fósiles, puede deducirse una edad Triásica Media-Superior o más antigua, en base a las correlaciones citadas. La potencia puede estimarse en unos 500 metros.

En campo, la unidad descrita origina colinas de moderado relieve y aspecto heterógeno. Su color no es tan oscuro ni uniforme como el de los afloramientos de la base de la Unidad Alpujárride que se describe a continuación.

1.2. COMPLEJO ALPUJARRIDE (2, 3 y 4)

Los materiales de este Complejo en la Sierra Alhamilla son definidos por los autores de la Hoja de Almería como integrantes de la Unidad de Aguilón. Esta unidad sería aproximadamente correlacionable con la Unidad de Murtas, definida en la próxima (por el O) Sierra de Gádor.

La Unidad de Aguilón se compone de las siguientes litologías, de abajo a arriba:

- Serie de micaesquistos (Formación Baños) (2).
- Serie de filitas y cuarcitas (Formación Matanzas) (3).
- Serie carbonatada (Formación Coto Laisquez) (4).

La Formación Baños (2) se compone de micaesquistos negros a grises oscuros, grafíticos, con granates milimétricos y, a veces, cristalitos de estaurolitas, que intercalan esquistos cuarcíticos o cuarcitas bandeadas en delgados bancos. La potencia es de unos 100 metros. Por similitud con otras series Alpujárrides y Maláguide de otras partes de las Béticas, y ante la ausencia de fósiles, se data como devónico-carbonífera y, con toda seguridad, paleozoica. El contacto con la formación superpuesta es difuso, no apareciendo discordancia clara en el campo; lo más patente es un cambio de metamorfismo.

La Formación Matanzas (3) es una serie dolítico-cuarcítica muy característica por la viveza y variedad de su colorido: rojo, azulado, rosado, verdoso, blanco y amarillento, principalmente. La serie, de filitas dominantes, puede presentar intercalaciones de yeso, rocas carbonatadas pardo-amarillentas y conglomerados (cantos de tamaño centímetro). La potencia es del orden de 150 m., y su edad, deducida por comparación con otras series, Permo-Werfenense. El contacto con la formación superior es gradual aunque lo más frecuente es que las distintas competencias de ambas provoquen que sea tectónico o incluso que falte la que nos ocupa, apareciendo entonces la Formación superior de calizas y dolomías directamente encima de la paleozoica de micaesquistos.

La Formación Carbonatada Coto Laisquez (4) aparece siempre formando relieves que orlan el borde de la Sierra, antes de desaparecer bajo el Terciario. Basalmente suele componerse de margas amarillentas o marrones, margas yesíferas, arcillas, calcoesquistos y calizas. Arriba, la serie es predominantemente de dolomías oscuras, marrones o casi negras; las más oscuras y de estratificación media pueden presentar facies "franciscana" (alternancias de bandas de grosor centímetro a milimétrico blancas, más esparcidas, y negras, más micríticas), que puede acompañarse de horizontes silíceos nodulares. Las determinaciones paleontológicas en esta serie son abundantes, sobre todo en su parte baja que es donde más abunda la fauna: Determinaciones de ostrácodos indican una edad Ladinense-Carniense (es decir, tránsito Tríás Medio-Tríás Superior) (KOZUR et al., 1.974); la macrofauna también indica una edad similar. La potencia estimada es de unos 150 metros.

En la Serrata de Niñar, el Complejo Alpujárride aparece en su terminación norte, 2 km., al O de Fernán Pérez, en forma de pequeños afloramientos de filitas purpúreas y dolomías oscuras de grano fino, en pequeñas ventanas tectónicas bajo los materiales del Complejo Maláguide cabalgante. La esca-

sa serie representada impide correlacionarla comparativamente con otras contenidas en las diversas unidades tectónicas definidas para el Alpujárride en las Sierras de Gádor y Alhamilla.

1.3. COMPLEJO MALAGUIDE (5 y 6)

En el ámbito de la Hoja, los materiales de este complejo aparecen en la Serrata de Níjar, entre las formaciones volcánicas neógenas (más adelante, en el apartado de Estratigrafía correspondiente a éstas y en el de Neotectónica, se analizarán las relaciones entre ambos conjuntos).

Los dos mayores alforamientos se sitúan, uno en la terminación N de la Serrata y el otro en la parte suroccidental de ésta. En su parte centro-norte hay también otro grupo de pequeños afloramientos.

La Serie Maláguide representada en el conjunto de afloramientos viene definida por una formación inferior roja arenisco-lutítica, atribuible al Permo-trás (5) y otra superior caliza (6) de edad (datada) jurásica, ambas perfectamente comparables a otras series Maláguides de las Cordilleras Béticas.

La formación inferior (5) aflora únicamente en la terminación N de la Serrata, en un lago anticlinal en cuyo núcleo llegan a aflorar las dolomías Alpujárrides cabalgadas. La serie -con 60 m., de potencia mínima- consta de areniscas rojas, frecuentemente micáceas, areniscas cuarcíticas amarillentas, a veces microconglomeráticas, y lutitas, más o menos argilíticas, rojas o verdosas. La estratificación, de amplitud métrica a decimétrica se encuentra netamente marcada.

La formación superior (6) está presente en las tres zonas de afloramiento. consta de calizas claras, brechoides, típicamente oolíticas, en las que la estratificación es difícilmente observable. La potencia máxima visible puede estimarse en unos 170 m. En los afloramientos del N de la Serrata, referidos antes como Trás dolomítico (LEAL y SIERRA, 1.971), hay continuidad estratigráfica con la formación roja inferior, y el carácter oolítico se marca claramente.

La datación jurásica se ha establecido en el grupo de afloramientos de la parte centro-norte de la Serrata, donde se han descrito microfacies oospárticas, biomicríticas y biosparíticas con microfauna y algas (*Bankia striata*, *Clypeina jurassica*, etc.), de edad Kimmeridgiense-Tithónico Inferior (LEAL, MORENO DE CASTRO Y PERCONIG, 1.971).

Las calizas claras del afloramiento más suroccidental de la Serrata se atribuyen, en esta Hoja, también al Jurásico Maláguide a pesar de no haber encontrado en ellas facies oolíticas; además de la similitud litológica con el resto de los afloramientos, "metalogénicamente" pueden ser correlacionables con las del N de la Serrata (ver apartado Minería Metálica y Metalogenia).

En la parte más alta de la serie presente en el afloramiento, se localizan algunos niveles de potencia decimétrica a semimétrica de conglomerados de cantes (tamaño centimétrico) calcáreos y matriz más detrítica. Estos niveles pueden representar ya términos del Cretácico, aunque esta posibilidad no ha sido expuesta en la cartografía.

1.4. LAS ROCAS VOLCANICAS NEOGENAS

En este apartado se analizarán las relaciones de este conjunto con las otras unidades geológicas aflorantes en la Hoja; y también las existentes entre las diversas litologías volcánicas. La descripción individual y más detallada de éstas se realizará en el capítulo de Petrología.

1.4.1. Posición Estratigráfica del Volcanismo

El muro de la formación volcánica es difícilmente observable a causa de la existencia generalizada de una cobertura messiniense hasta cuaternaria "rellenante" y discordante tanto sobre el volcánico como sobre el bético. De todo el ámbito de la Hoja únicamente en la Serrata de Níjar -al aparecer simultáneamente los dos últimos- se pueden extraer conclusiones que contribuyan a aclarar el problema. Las observaciones parecen indicar que, al menos en ésta, las formaciones volcánicas reposan discordante y directamente encima del bético; las razones para esta afirmación son fundamentalmente dos:

- En la parte norte de la Serrata, la cartografía del contacto volcánico-bético parece indicar la existencia de una superficie ondulada, bastante subhorizontal, separando ambos conjuntos. Dicho contacto sella estructuras y contactos "intrabéticos".
- En el resto de la Serrata resulta significativo, avalando las observaciones anteriores, que los únicos materiales pre-volcánicos aflorantes sean únicamente béticos. La presencia de éstos puede explicarse mediante la tectónica de desgarre que ha originado a la propia Serrata (ver apartado de Neotectónica).

En el ángulo NO de la Hoja, en el afloramiento volcánico del Hoyazo, se han datado como messinienses unos minúsculos afloramientos de margas, interpretadas como base de las dacitas cordierítico-almandínicas. Pero este volcanismo, como se verá en el apartado de Petrología, es química y -probablemente- geodinámicamente diferente del calcoalcalino de todo el resto de

la Hoja. Cabe por tanto suponerle en una posición distinta, respecto del anterior, en la columna estratigráfica regional.

El techo de la formación volcánica viene nítidamente marcado por la discordancia basal del Messiniense. Las erupciones -al menos al SE del campo de Níjar- cesan bruscamente y se instaura la sedimentación messiniense sobre un área con numerosos paleorrelieves.

1.4.2. Las sucesiones volcánicas

El establecimiento de las diferentes sucesiones volcánicas, en zonas amplias, es un tema que ha recibido menor atención que los aspectos litológicos de dichos materiales. El trabajo pionero es el de FUSTER, AGUILAR y GARCIA (1.965) en la vecina Hoja de Pozo de los Frailes, donde describen como más bajos unos productos volcánicos andesíticos anfibólicos a los que sucederían otros andesítico piroxénicos. Encima, discordantes cartográficamente sobre ambos, hay una formación de dacitas rojo-violáceas. Aunque las dataciones de estos episodios en base a determinaciones micropaleontológicas de niveles sedimentarios interestratificados han sido cuestionados posteriormente (PERCONIG, 1.969), la sucesión volcanoestratigráfica es, en líneas generales, indudable para la pequeña zona considerada.

Para todo el cuadrante SE de la Hoja que nos ocupa, SANCHEZ CELA (1.968) estableció otra sucesión con unas dacitas anfibólicas masivas, en facies subvolcánica, como más antiguas, y encima o haciendo extrusión a través de ellas el resto de las formaciones (en facies volcánica): tobas dacítico-riolíticas, "aglomerados" anfibólicos, materiales andesítico-piroxénicos, materiales volcanoclásticos poligénicos, etc. Las pocas alteradas de Rodalquilar creen sus dacitas masivas subvolcánicas afectadas por procesos hidrotermales posteriores.

Las observaciones de los autores de esta Hoja no concuerdan con las del citado autor. La discrepancia se basa en dos hechos fundamentales:

- Sus dacitas masivas no son las formaciones más antiguas sino una de las más recientes. En varios puntos inmediatamente al NO y O de Las Negras puede verse como se encuentran discordantemente encima -en ocasiones sobre unos claros paleorrelieves- del resto de las formaciones volcánicas; serían, pues, potentes coladas y, quizás en puntos donde el contacto es más vertical, domos endógenos o pitones.
- Las rocas alteradas de Rodalquilar no son dacitas masivas sino las dacitas rojo-violáceas de FUSTER et al. (1.965) en la vecina Hoja de Pozo de los Frailes y que cartográficamente pasan a ésta. A pesar de la alteración son reconocibles los grandes fenocristales de plagioclase.

sa y de cuarzo, típicos de estas últimas dacitas. En campo es también perfectamente controlable el paso de la zona con alteración a la no alterada.

Estas consideraciones conducen a las siguientes interpretaciones para el cuadrante SE de la Hoja:

- En la zona de Las Negras y alrededores, la probada posterioridad discordante o intrusiva- de las dacitas (anfibólicas) masivas hace innecesaria la complicada interpretación tectónica de SANCHEZ CELA (1.968). Cabe suponer mejor, por tanto, la existencia de unos edificios volcánicos constituidos por materiales andesítico-piroxénicos, tobas dacítico-riolíticas, "aglomerados" anfibólicos (predominantemente andesíticos), materiales volcanoclásticos poligénicos etc., que han sido erosionados antes de la extrusión de aquellas. Algunos "aglomerados" anfibólicos (predominantemente dacíticos) se encuentran sobre las dacitas masivas por lo que se les relaciona con este último periodo eruptivo.
- El contacto norte de las dacitas alteradas de Rodalquilar cabe mejor interpretarlo en gran parte como una discordancia, hecho también observado por FUSTER et al. (1.965) en la vecina Hoja del Pozo de los Frailes y para estas mismas dacitas rojo-violáceas sin alterar. Pero en Rodalquilar el hecho de que rocas alteradas sean discordantes sobre un conjunto volcánico no alterado indica que la alteración debe ser muy singenética o contemporánea con la consolidación del material. Esta hipótesis se ve reforzada al considerar que, también en Rodalquilar y directamente sobre las dacitas alteradas, se sitúa otro nuevo complejo dacítico y con, incluso, tobas e ignimbritas basales; este hecho ya había sido puesto de manifiesto por LODDER (1.966), si bien este autor no acertó al considerar todas las formaciones volcánicas del sector de Las Negras (su complejo "Gallinaza", equivalente a las dacitas (anfibólicas) masivas más todo lo infrayacente) como posteriores a las rocas alteradas de Rodalquilar.

En el cuadrante NE de la Hoja, es decir, en todo el área comprendida entre Carboneras y el N de la zona de Las Negras, los materiales andesítico-piroxénicos de la Mesa del Roldán, así como las tobas poligénicas, quedarían comprendidas en el conjunto volcánico inferior definido en Las Negras. Los "aglomerados" que se superponen a las tobas quedan más indefinidos.

Para la Serrata de Níjar ya se ha discutido antes la posibilidad de que los materiales mesozoicos béticos aflorantes representan el "zócalo" o base de las formaciones volcánicas, por lo tanto se estaría aquí ante los niveles estra-

tigráficamente más bajos de éstas. Ello y la propia naturaleza de los materiales volcánicos (andesítico-anfibólica, tobácea y andesítico-piroxénica minoritaria) anima a correlacionarlas con el conjunto inferior del área de Las Negras.

En resumen, las sucesiones volcánicas de muro a techo serían las siguientes:

- 1º.— Conjunto de andesitas anfibólicas, andesitas piroxénicas y tobas dacítico-riolíticas, las dos primeras en facies variadas (masiva, "aglomerática", tobácea, poligénica, etc.) (7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 13 bis y 14). Petrográficamente, los materiales alternan y no se puede establecer una sucesión definida para él, aunque posiblemente y en base a las consideraciones para La Serrata, los materiales andesítico-anfibólicos puedan ser más bien basales; o también puede ocurrir que los andesítico-piroxénicos puedan tener una distribución más hacia la costa actual. Este conjunto está presente en todo el ámbito de la Hoja.
- 2º.— Discordantes sobre el anterior, dacitas anfibólicas, "aglomerados" (dacíticos) anfibólicas (15 y 16). Extensión: parte centro-oriental y probablemente nor-oriental de la Hoja.
- 3º.— Discordantes sobre 1º y probablemente sobre 2º, dacitas rojo-violáceas (20) que lateralmente pasan a una facies muy alterada (Rodalquilar) (21). Esta alteración debe ser muy contemporánea de su consolidación. Extensión: parte meridional de la Hoja.
- 4º.— Discordantes sobre la facies alterada de 3º, dacitas ignimbriticas con tobas e ignimbritas en la base (22). Extensión: muy localizada en los alrededores de Rodalquilar.

Las dacitas cordierítico-almandínicas del Hoyazo (23), pertenecientes a un volcanismo no estrictamente calcoalcalino -y sí calcoalcalino potásico, ver apartado de Geoquímica-, quedan en una posición temporal un poco incierta en esta sucesión debido sobre todo a su aislamiento en el NE de la Hoja. Pero atendiendo a la datación de las margas interpretadas como su muro (DABRIO et al., 1.981), deben ser sin duda posteriores a 3º y muy probablemente la formación volcánica más reciente de la Hoja.

El conjunto volcánico 1º correspondería al volcanismo calcoalcalino (ver apartado de Geoquímica) "anterior" y el 2º al "posterior", delimitados en la cartografía de la Hoja. Varias áreas de cartografía en las que aparecen materiales idénticos a 2º, pero que su escasez de afloramiento o potente recubrimiento impide saber si son "2º" o partes de "1º" fueron agrupados en la cartografía como materiales calcoalcalinos "sin posición temporal conocida" (17 y 18), los materiales 3º y 4º de los que por una parte no hay análisis químicos (presentan notable alteración hipógena) y por otra se ase-

mejan en varias de sus características petrológicas a las dacitas cordierítico-almandínicas del Hoyazo han sido clasificadas como calcoalcalinas, con dudas.

En cuanto al ambiente deposicional de las formaciones volcánicas, el hecho de que tanto las intercalaciones sedimentarias con fósiles marinos como la presencia de microfauna en tobas se presentan en el conjunto volcánico 1º, puede indicar que la depresión de éste ha podido ser, en gran parte, submarina. Para las formaciones dacíticas posteriores 2º, 3º y 4º, la existencia generalizada de una discordancia basal -a veces sobre paleorrelieve- para cada uno, puede indicar un mayor predominio de ambiente deposicional subaéreo. Esta posible evolución podría ser debida bien a la acumulación relativamente rápida de material volcánico sobre el fondo marino que culminaría rebasando el nivel del agua y creando relieves insulares, o bien a un movimiento epirogenético positivo contemporáneo con el desarrollo del volcanismo, y efecto quizás de la tectónica distensiva que parece imperar en esa época y en esta parte de las Cordilleras Béticas.

1.4.3. Edad del Volcanismo

Ya de antiguo, las formaciones volcánicas del Cabo de Gata han sido referidas como postotrogénicas, y neógenas por tanto, en el ámbito de las Cordilleras Béticas.

El principal intento de datación en base a argumentos micropaleontológicos corrió a cargo de SAAVEDRA (1.966), quien trabajó sobre las intercalaciones sedimentarias en el volcánico, sobre todo del área del Pozo de los Frailes. Sus resultados indicaban edades comprendidas entre Burdigaliense y Tortoniense. Posteriormente, nuevas dataciones de diferentes autores (PERCONIG, 1.969; GRANADOS, documentación complementaria de esta Hoja) han contestado indirectamente aquellas, indicando sólo edades de Mioceno y Mioceno Superior.

Dataciones absolutas (método K-Ar) han sido efectuadas más recientemente (BELLON, 1.976; BELLON y BROUSSE, 1.977) sobre los materiales estrictamente calcoalcalinos del área. Estas indican edades comprendidas entre los 15,7 y los 8,0 M.A., correspondiendo respectivamente (VASS y BAGDASARJAN, 1.978) al Serravaliense y al límite Tortoniense-Messiniense.

1.4.4. Intercalaciones sedimentarias en las formaciones volcánicas (25)

Intercalaciones sedimentarias en el volcánico se conocen en varios puntos: en la Cala de San Pedro (SANCHEZ CELA, 1.968), en el Cerro de los

Lobos y en la parte SO de la Serrata de Níjar. Están muy individualizadas y su potencia es siempre inferior a la decena de metros, siendo de naturaleza calcarenítica o margosa, muy fosilífera. Las del Cerro de los Lobos fueron asimiladas por C. LEON (1.967) al Messiniense suprayacente con lo cual este autor describía coladas andesíticas interestratificadas a la base de él, intrusiones fosilizadas y abortadas también en la base, y miocenos pinzados tectónicamente entre volcánico. En la ladera O del Cerro de Los Lobos, una capa margosa, algo tobácea y muy fosilífera, se encuentra recubierta por una colada andesítica. Ambas forman parte del conjunto volcánico y se encuentran discordancias -si bien muy paralelamente- por la base del Messiniense. En la Cala del Carnaje (S y SO del Cerro de Los Lobos), los miocenos pinzados y las intrusiones fosilizadas no son otra cosa que irrupciones de material volcánico en sedimentos margosos contemporáneos no consolidados. Estos, quizá favorecido por una inestabilidad tectónica debida a la proximidad del foco volcánico, son movilizados, mezclados con el material volcánico o bien fragmentados en grandes bloques; el Messiniense sigue siendo discordante arriba.

1.5. LA COBERTERA SEDIMENTARIA NEOGENA

La Estratigrafía para el Neógeno de la región está basada en los trabajos de VOLK RONDELL (1.964), RUEGG (1.964), VOLK (1.967), DRON-KERT & PAGNIER (1.977), ADDICOTT et al. (1.977, 1.978, 1.979), DABRIO et al. (1.981), han establecido para el Messiniense una estratigrafía basada en unidades deposicionales, no definidas formalmente, de marcado carácter sedimentológico. En el cuadro se establecen las equivalencias entre las diferentes formaciones definidas y las unidades deposicionales.

<u>Unidades litoestratigráficas</u>	<u>Unidad deposicional</u>
Mb. Azagador. Parte de esta Unidad es Complejo Arrecifal.	Complejo Marginal.
Mb. Cantera.	
Mb. Abad. Parte de esta Unidad es Complejo Marginal.	Complejo Arrecifal.
Mb. Yeseras.	
Mb. Brecha Agua Amarga.	Complejo Terminal.
Mb. Sorbas.	

Para la cartografía del Messiniense se han utilizado las formaciones definidas en la región y para el Plioceno se han utilizado unidades basadas en la estratigrafía propuesta por VAN DEL POEL (1.976), DRONKERT (1.976), ADDICOTT et al. (1.979). De acuerdo con las ideas expuestas, se ha dividido el Neógeno en seis grandes unidades, cada una de las cuales tiene significado sedimentológico propio e independiente de las otras: Néogeno antiguo (pre-Messiniense), Complejos Marginal, Arrecifal y Terminal (Messiniense), y Plioceno (I y II).

1.5.1. Néogeno antiguo

Correspondientes a esta unidad se han cartografiado dos tramos:

Conglomerados calcáreos (26).— Espesor 10-15 m.

Conglomerados calcáreos constituidos por cantos redondeados de 2 a 5 cm., de calizas y dolomías negras. La matriz es calcáreo-dolomítica de color negro-rojizo y yacen discordantemente sobre el basamento bético.

Margas y silexitas (27).— Espesor 10 m.

Margas blancas con niveles de silexitas (diatomitas) de color marrón oscuro intercalados en capas bien estratificadas de 5 a 15 cm.

1.5.2. Complejo marginal. Espesor 60-100 m.

Esta unidad está constituida por: microconglomerados (28) de cantos de caliza, dolomías y micaesquistos, de 1 a 3 cm., de diámetro y bloques de hasta 15 cm. Areniscas (de grano fino a medio) y limolitas con estratificación cruzada y de colores pardorojizos, presentan bivalvos y escasa bioturbación. Hacia el techo de la unidad se incrementa el contenido bioclástico: equinídos, briozos, corales solitarios y algas rojas. El paso a la unidad superior (Complejo Arrecifal) es gradual a través de calcarenitas bioclásticas con abundantes terrígenos.

Dentro del Complejo Marginal tienen lugar rápidos cambios laterales de facies pasando los conglomerados y areniscas a limolitas y margas con intercalaciones de areniscas y conglomerados fosilíferos de origen turbidítico.

Esta unidad corresponde a una gran variedad de ambientes sedimentarios que incluyen desde depósitos marinos que presentan morfologías de abanicos lobulados (delta fans ?) a depósitos marinos de aguas someras y turbiditas, VAN DEL POEL (1.980), DABRIO et al. (1.981). El Complejo Marginal se presenta adosado al basamento bético en las estribaciones meridionales de la

Sierra Alhamilla y su génesis se relaciona con el "levantamiento" de la misma durante el Tortoniano terminal. Messiniense inicial.

En la región de Agua Amarga directamente sobre el basamento volcánico yace una unidad que aunque no ha sido datada por su posición estratigráfica y significado sedimentológico pertenece al Complejo Marginal y es equivalente a la Formación Azagador. Se han reconocido y cartografiado dos unidades:

Calcareitas bioclásticas-volcanoarenitas (29): Espesor 40 m. Mb. Azagador.

Esta unidad está constituida por calcarenitas bioclásticas con un elevado porcentaje de fragmentos de roca volcánicos que le proporcionan un color rojo característico y volcanoarenitas de colores grises y verdes. Texturalmente son grainstones y packstones bioclásticos en los que abundan briozoos, algas rojas, lamelibranquios, ostreidos, serpúlidos, escafópodos, equinidios y corales solitarios.

El mejor afloramiento de esta unidad se localiza en Cañada Méndez donde se reconocen las principales características y su relación con las otras facies.

Presenta gran diversidad de estructuras sedimentarias. Estratificación cruzada con X-b en artesa, de dirección predominante N 60° E ligada a la migración de megarripples X-b de bajo ángulo y con la misma dirección aproximadamente y -lam escasamente bioturbadas. La presencia de bioturbación en las láminas de estructura X-b sugiere el paso de cierto tiempo, necesario para desarrollarse, lo que sería indicativo de un funcionamiento intermitente de estos megarripples. Los megarripples pueden llegar a alcanzar alturas de 6-7 m., y láminas de hasta 15-20 cm., de espesor con granoclasiificación interna. Localmente se reconocen megarripples de menor tamaño sobreimpuestos migrando aproximadamente en dirección paralela a la del cuerpo principal. Estas estructuras desaparecen rápidamente en dirección N-NE. Aunque la dirección predominante de las estratificaciones en artesa es de N 60° E, existen algunas direcciones opuestas sobre todo en los "bed forms" aislados de plataforma externa - "fondo de cuenca".

La unidad representa depósitos de plataforma somera agitada, talud y "cuenca" que se extendía bordeando los macizos volcánicos emergidos. La presencia de material volcánico que por alteración proporciona el color rojizo a esta unidad parece sugerir que el área fuente se situaría en los alrededores de Rodalquilar. Lateralmente y en el mismo barranco de Cañada Méndez puede comprobarse como las calcarenitas rojas pasan lateralmente a calcarenitas bioclásticas y calcisilitas blancas sin fragmentos de roca volcánica, esta disminución brusca está originada, además del alejamiento del área fuente por la presencia de pequeños relieves volcánicos que amortiguarian e impedirían el paso a las corrientes de fondo actuando como "trampas"

de sedimento e impidiendo el acceso de material volcánico a zonas situadas más al N.

Calcarenitas bioclásticas (30). Espesor 30-50 m. Mb. Azagador.

Calcarenitas bioclásticas blancas tipo grainstone-packstone con abundantes briozoos, algas rojas, lamelibranquios, ostreidos, corales solitarios y bioturbación. Es un equivalente lateral del tramo y se caracteriza por la ausencia generalizada de fragmentos de roca volcánica como por la desaparición de los grandes megaripples. La presenta en capas bien estratificadas, de 40-50 cm., de espesor con laminación paralela, bioturbación y algunos megaripples aislados. Corresponden a facies de cuenca donde predomina la sedimentación carbonatada.

Los tramos constituyen una unidad con significado sedimentalógico propio al representar los depósitos transgresivos sobre el basamento volcánico, ligados a un ascenso progresivo del nivel del mar. En los depósitos situados junto al basamento volcánico de caliches y concreciones de origen vegetal (rizocreciones) en ambientes que sugieren playas de grandes bloques semejantes a las actuales. (Carretera de Níjar a Carboneras, a unos 500 m., de esta localidad).

1.5.3. Complejo Arrecifal

La transgresión que se inicia sobre el basamento volcánico y que da origen a los depósitos de los tramos alcanza su máximo desarrollo en el Messiniense. El nivel del mar asciende rápidamente invadiendo un complejo relieve, cuando se detiene el ascenso (still-stand) gran parte de los conos volcánicos y el basamento bético son cubiertos por las aguas siendo colonizados por corales que dan lugar a un importante desarrollo de arrecifes coralinos en toda la región. Dentro de esta unidad se han diferenciado tres tramos cartográficos: a) Calizas arrecifales, b) Calcarenitas bioclásticas y c) Margas y calcisiltitas blancas.

Calizas arrecifales (33). Espesor 10-30 m. Mb. Cantera.

Dentro de este tramo se incluyen tanto las calizas que constituyen el arrecife S.S., como las brechas formadas por fragmentos y bloques del arrecife. Aunque se reconoce la presencia de *Tarbellastrea* el principal y casi exclusivo coral que construye el arrecife es *Porites lobatosepta* que presenta diferentes morfologías en función de la profundidad a que se desarrolla. Predominan los "tubos" (sticks) de 1 a 3 m., de largo por 2-4 cm., de diámetro. Otra morfología secundaria está constituida por *Porites* que crece en láminas planas de 2-3 cm., de grueso a partir de las cuales se desarrollan pequeños *Porites* en forma de tubo que alcanzan hasta 15 cm., de altura. Los *Porites* pue-

• den formar colonias aisladas de paredes muy verticales (pinnacles) como ocurre en Níjar, El Hoyazo o niveles continuos "thickets" que es el caso más generalizado (La Rellana de San Pedro, La Molata, Níjar). Actualmente la mayoría de corales han sido disueltos preservándose tan sólo el sedimento depositado entre los corales que está constituido por wackestones bioclásticos en los que abundan algas rojas, lamelibranquios, equinidos, gasterópodos y serpúlidos. En algunos casos se reconocen envueltas micríticas alrededor de los corales que parecen corresponder a cemento micrítico original.

La litofacies de brechas que se incluye en este tramo está constituida por bloques de coral, desde unos pocos cm., a varios metros de tamaño, caóticos, sin clasificar y sin estratificar junto con lumaquelas de moluscos, briozoos, equinidos serpúlidos y abundantes *Halimeda*.

Calcarenitas (32). Espesor 50-80 m. Mb. Cantera. En parte Mb. Azagador.

Volumétricamente es la facies más abundante del llamado Complejo Arrecifal. Está constituida por grainstones-packstones bioclásticos (briozoos, equinidos, lamelibranquios, algas rojas, ostreidos) bioturbados. Ocasionalmente presentan bloques de coral interestratificados procedentes de la pared del arrecife (reef-wall) que en algunos casos, como ocurre en La Molata alcanzan grandes dimensiones y pueden confundirse con bioconstrucciones "in situ". Es frecuente la megaestratificación cruzada. Las calcarenitas se presentan en capas bien estratificadas de hasta 50-60 cm., de espesor con laminación paralela y "gradded bedding" en ciertos casos.

Margas y Calcisiltitas (31). Espesor 20-30 m. Mb. Abad.

Son margas y calcisiltitas blancas, bioturbadas y con abundantes foraminíferos planctónicos (Globigerinas, Radiolarios) espículas de esponjas, ostreidos, bloques de coral deslizado y niveles eslumpizados. Se presentan bien estratificados y están escasamente cementadas.

La ausencia de una tectónica importante junto con la magnífica exposición y conservación de los afloramientos, permite reconocer la morfología original del sistema arrecifal. Este criterio, junto con las litofacies y grado de inclinación de las capas han sido la base para la interpretación de cada uno de los niveles reconocidos.

Las calizas arrecifales corresponden a lo que constituye el armazón del mismo y la parte alta del talud arrecifal. En el Hoyazo pueden observarse los canales de drenaje del sistema arrecifal, a favor de los cuales se han implantado los barrancos actuales; asimismo, se reconocen los "pinnacles" que crecen en la parte alta del talud.

Las facies de calcarenitas bioclásticas corresponde fundamentalmente a los depósitos de talud arrecifal. Es frecuente observar megaestratificaciones del talud que "cortan" taludes desarrollados con anterioridad (Cerro de Los Lobos). Destaca asimismo la ausencia de corales en esta facies, hecho proba-

blemente originado por la escasa contribución de los corales a la fracción arena del sedimento.

Parte de esta litofacies corresponde a las calcarenitas blancas que yacen directamente sobre el volcánico y que corresponden al Mb. Azagador. La existencia de pasos laterales entre ambas unidades hace que en algunos casos sea imposible diferenciar ambos tramos por lo que una parte de las calcarenitas puede corresponder a los depósitos de plataforma, existente con anterioridad al desarrollo arrecifal.

Los depósitos de talud distal y cuenca corresponden al tramo de margas y calcisiltitas blancas que ocupa las zonas topográficas más deprimidas.

1.5.4. El Complejo Terminal

El Complejo Arrecifal está truncado por una superficie de erosión de origen kárstico sobre la que yacen en conformidad la unidad carbonatada que se ha denominado Complejo Terminal. La superficie de erosión es irregular y buza suavemente hacia el mar y en algunas localidades (La Molata, Los Tristanes), la morfología sugiere la existencia de terrazas marinas sucesivas. Sobre las facies de cuenca se desarrolla un nivel de dolomías con un nivel de silexitas muy constante en la región de Agua Amarga, en este último caso no parece que la superficie sea erosiva. Al techo del Complejo Terminal se desarrolla una superficie de erosión que en algunas localidades está intensamente perforada. En esta unidad deposicional se han reconocido diferentes facies que en base a su posición estratigráfica y relaciones geométricas se ha comprobado que son equivalentes laterales entre sí. Se han cartografiado los siguientes tramos: a) Calizas y dolomías oolíticas (34), b) Brecha calcáreodolomítica (25), c) Turbiditas, yesos y margas (36 y 37) y d) Conglomerados, dolomías, arcillas y margas (38).

Calizas y dolomías oolíticas (34). Espesor 20 m. Mb. Sorbas.

Este tramo yace discordante bien sobre las calizas arrecifales o bien sobre las calcarenitas del talud arrecifal. Tan sólo se ha preservado en las cotas topográficas más elevadas. Está constituido por calizas y dolomías oolíticas con abundantes y bien preservadas estructuras: estratificación cruzada en surco, y ripples. Estromatolitos columnares y LLH que alcanzan hasta 50 cm., de diámetro. Dolomías negras vacuolares. Estas litofacies presentan un carácter cíclico reconociéndose en Níjar y La Molata dos ciclos sedimentarios: uno inferior constituido por un nivel estromatolítico basal y calizas oolíticas dolomitizadas, y otro superior con un estromatolito en la base y dolomías negras vacuolares a techo. En otras localidades (Mesa Roldán, La Rellena),

el Complejo terminal presenta pequeños biohermes y biostromas de *Porites* y facies bioclásticas asociadas.

Brecha calcáreo-dolomítica (35). Espesor 40 m. Brecha de Agua Amarga.

Constituida por clastos angulosos, desde unos pocos cm., hasta bloques de 50-60 cm., de aspecto caótico, no presentan ni estratificación ni clasificación interna. Se reconocen fragmentos de *Porites*, estromatolitos, calizas laminadas, dolomías y yesos. La matriz está formada por margas blancas en las que localmente se reconocen pseudomorfos de yeso. En la base del tramo brechoide, en la región de Agua Amarga, es muy constate la presencia de un nivel de dolomías vacuolares negras con una silexita blanca laminada de 1 a 30 cm., de espesor que se ha originado por reemplazamiento del sedimento carbonatado original.

Cuando puede observarse el techo de la unidad, como ocurre en la trinchera del ferrocarril abandonado en las inmediaciones de Agua Amarga, está constituido por una superficie endurecida, ferruginizada y perforada sobre la que yace discordante el Plioceno.

Turbiditas, yesos y margas (36 y 37). Espesor 50 m. Mb. Yeseras.

Esta unidad aflora en diferentes puntos de la Serrata y en el río Alias. El corte más completo aflora en el Cerro Blanco en el extremo meridional de la Serrata, donde pueden reconocerse dos tramos dentro de dicha unidad. Un tramo inferior constituido por silexitas, margas y turbiditas calcáreas (36) con abundantes fragmentos de roca y cemento de yeso, en el que se intercalan olistostromas y bloques de yeso y de calizas arrecifales, y otro superior que corresponde a yesos seleníticos, masivos en capas de hasta 10 m., de espesor con intercalaciones de turbiditas de yeso (37).

Conglomerados, dolomías, arcillas, margas (38). Espesor 30 m. Mb. Feos.

Este tramo está escasamente representado en la Hoja y tan sólo se ha reconocido en El Caballón y en el Cerro del Hacho presentado en ambas localidades notables diferencias. Estratigráficamente se sitúa entre los yesos messinenses y el Plioceno discordante. En el Caballón está constituido por margas y calizas margosas blancas, dolomías en capas finas con laminación cruzada y conglomerado calcáreo de clastos bien redondeados de 1 a 3 cm. Por el contrario en el Cerro del Hacho sobre los yesos messinenses se reconoce un tramo constituido por arcillas y margas de colores verde y negro con intercalaciones de calizas micríticas de color beiges en capas de hasta 30 cm. Sobre este yace discordantemente el Plioceno II.

El Complejo Terminal se desarrolló durante el progresivo descenso del nivel del mar que tenía lugar a consecuencia de la desecación de la cuenca por evaporación, mientras que las partes más antiguas del Complejo Arrecifal iban siendo erosionadas. En las últimas etapas de este proceso la concentración en sales de las aguas impide el crecimiento de los arrecifes. Con la desecación final de la cuenca tiene lugar la formación de grandes depósitos salinos en

el fondo del Mediterráneo (Evaporita inferior). En los márgenes de la cuenca, la Evaporita inferior pasaría gradualmente a yesos y carbonatos que corresponden a depósitos arrecifales y de lagoon. Estos depósitos fueron erosionados y redepositados en el fondo de la cuenca como turbiditas y bloques alóttonos antes de iniciarse la transgresión durante la cual se deposita el Evaporita superior y el Complejo Terminal (este periodo quizá corresponda a la fase tectónica intraevaporítica en Sicilia). La transgresión de la evaporita es marcadamente cíclica, con entradas periódicas de agua oceánica por los estrechos béticos y repetidas desecaciones. En la cuenca, esta ciclicidad se manifiesta por una alternancia de yesos y margas marinas o salobres; en los márgenes de la cuenca, esta alternancia se corresponde con los ciclos del Complejo Terminal, constituidos por episodios marinos de oolitos y localmente corales (*Porites*) y episodios hipersalinos de estromatolitos separados por superficies de erosión. Los equivalentes de los lechos de evaporitas pendiente arriba serían los estromatolitos (caso de evaporitas profundas) o las superficies de erosión (caso de evaporitas someras). El Complejo Terminal solapa el Complejo Arrecifal erosionado, y el nivel del mar pudo haber superado el máximo de la transgresión del Complejo Arrecifal. Hacia el final del Messiniense, las evaporitas superiores muestran una influencia (cíclica o no) de aguas dulces (fase Pontiana) que en todo el Mediterráneo conllevan asociaciones de ostrácodos del Lago Mare (Ukrania). En algunas localidades del mediterráneo las evaporitas se intercalan con travertinos y depósitos lacustres. En la presente Hoja en el Cerro del Hacho y bajo los depósitos pliocenos se han reconocido tramos salobres y lacustres-palustres, siendo posible subdividir el Complejo Terminal en dos subsecuencias deposicionales, una evaporítica de tipo atlántico y otra calcáreo-arcillosa con influencia de terrígenos de tipo Lago Mare.

El tramo 38, poco representado en toda la cuenca, está constituido por conglomerados calcáreos, margas, arcillas y limos de colores verdes y negros y calizas micríticas de color beige. Tanto por las facies como por su posición estratigráfica este tramo parece ser equivalente a las facies fluviales y lacustres de color rojo existentes en la cuenca de Sorbas, lo que implicaría la introducción de cantidades importantes de agua dulce en la cuenca después de la formación de las evaporitas. Este agua dulce ligada a la sedimentación del tramo (Mb. Feos) podría ser el causante de la disolución de los yesos dando lugar a la colapsobrecha ya indicada.

1.5.5. Plioceno

Sobre los diferentes términos del Messiniense yacen en contacto discordante los sedimentos pliocenos, que en base a las características litológicas,

cartográficas y sedimentológicas se ha diferenciado en dos unidades que hemos denominado Plioceno I y Plioceno II.

1.5.5.1. *Plioceno I* (39)

Limitado básicamente a la región de Carboneras. Está en contacto discordante con el basamento volcánico y con diferentes unidades Messinienses (margas de cuencas, Mb. Abada y con la brecha calcáreo-dolomítica Mb. Brecha de Agua Amarga). En el río Alias (Molino de J. Ramos) entre Messiniense y Plioceno existe una ligera discordancia angular. Está constituido por calcarenitas y calcisiltitas bioclásticas en las que abundan rodolitos, briozos, lamelibranquios, ostreidos y equiníndos formando en algunos casos auténticas lumaquelas. En los alrededores de Carboneras donde la unidad alcanza su máximo espesor en la base de la misma y en contacto con el Messiniense se reconoce una brecha calcáreo-dolomítica, mientras que en las proximidades del basamento volcánico esta es sustituida por un conglomerado volcánico. Asimismo, en los cerros existentes sobre la playa de Carboneras pueden observarse grandes megaestratificaciones cruzadas.

En el río Alias (Molino J. Ramos) esta unidad presenta estratificaciones cruzadas en artesa, de gran escala y varios tamaños originados por la migración de megarripples de cresta sinuosa, aislados y de alturas que superan los 2 m.

En la parte inferior de esta unidad (19 m.), se encuentra x-b en artesa ligada a la migración de megarripples de hasta 1 m., de altura. Sobre ellos se desarrollan "sand waves" de 2 a 4 m., de altura. Las láminas están muy bioturbadas, lo cual indica una migración intermitente debida a fluctuaciones en la fuerza de las corrientes que las inducen. Sobre estos "sand-waves" migran megarripples más pequeños (0,5-1 m.), que tienden a llenar las depresiones entre los grandes bed forms. Presentan una fase inicial representada por x-b de pequeña escala, una fase de desarrollo con x-b de gran escala y una fase de degeneración con x-b irregular y mucha bioturbación.

En la segunda mitad de la unidad y sobre un banco con x-b de bajo ángulo migrando hacia el O y muy bioturbado se desarrolla una facies de megarripples de crestas rectas, escalonadas en los que la bioturbación pasa de las láminas al fondo durante la migración. Se traducen en sets de x-b planar separados por superficies de bioturbación. Intercalados hay grandes sets de x-b en artesa ligados a grandes megarripples "sand-waves" que migran hacia el NNO, sets menores en artesa o tabulares (planares) que corresponden a megarripples migrando hacia el O. A techo se pasa a estratificación paralela.

Las grandes megaestratificaciones cruzadas presentes en esta unidad en las inmediaciones de Carboneras sugieren la existencia de una rotura de pen-

N.W.

S.E.

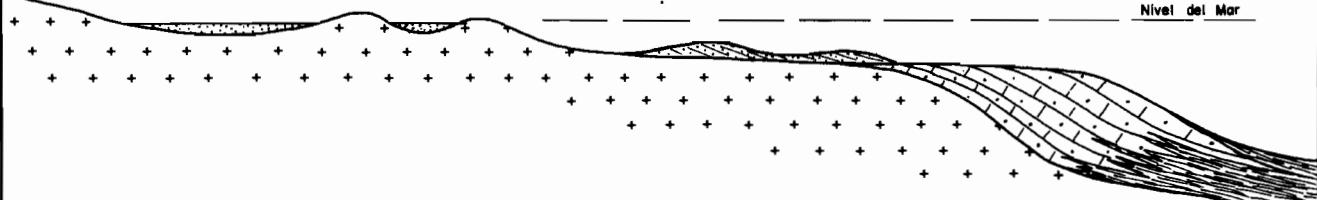
PLATAFORMA

Río Alíar
Molino J. Ramos

TALUD

CUENCA DE
CARBONERAS

Nivel del Mar



Basamento Pre-Plioceno (Messiniense - Volcánico)



Calcareitas bioclasticas con grandes megaripples

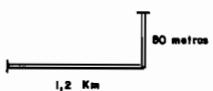


Calcareitas bioclasticas megaestratificación cruzada



Calcisilitas

MODELO GENERALIZADO DEL PLIOCENO
EN CARBONERAS



diente o talud que separaría dos dominios: uno al N y O (afloramientos de Molino de J. Ramos) más somero con conos volcánicos posiblemente emergidos en el que depositarían calcarenitas bioclásticas con escasos granos de cuarzo en las que se reconocen grandes estratificaciones cruzadas originadas por el oleaje. Los depósitos relativamente profundos de "cuenca" estarían constituidos por las calcisiltitas pardoamarillentas que afloran a lo largo de la carretera de Carboneras a Agua Amarga. En la zona correspondiente al talud se originarían las megaestratificaciones cruzadas debido a la progradación de las facies de plataforma sobre las de cuenca.

1.5.5.2. *Plioceno II (40, 41 y 42)*

Sobre las calcarenitas bioclásticas y calcisiltitas del Plioceno I yace una unidad constituida por arenas finas y limos de colores pardos y verdes, calcarenitas bioclásticas con abundantes terrígenos, areniscas y conglomerados cuarzosos. El contacto entre ambas unidades es concordante, sin embargo cartográficamente se comprueba como los límites del Plioceno II sobrepassan los del Plioceno I llegando a yacer discordantemente sobre las brechas messinienses y los conos volcánicos que durante el periodo correspondiente a la sedimentación del Plioceno I permanecerían emergidos.

Dentro de esta unidad denominada Plioceno II se han distinguido los siguientes tramos cartográficos: a) Arenas finas y limos verdes, b) Calcarenitas pardoamarillentas con granos de cuarzo y c) Conglomerados y arenas cuarzosas. Cada uno de estos tramos presenta cambios laterales entre sí, formando parte de una misma unidad sedimentaria.

Arenas finas y limos verdes (42). Espesor: 70-90 m.

Construida por arenas, limos y limolitas de colores pardo-verdosos, con ostreidos, lamelibranquios, bivalvos, equinídos y briozos con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas con granos de cuarzo de tamaño arena gruesa o grava. Los niveles más blancos de arenas presentan grandes bed-forms aislados, cuya estructura interna es x-b de gran escala que se amortigua aguas abajo pasando a una capa muy fina bioturbada. Las dimensiones oscilan entre 3-4 m., de altura y 100-150 m., de longitud; la anchura no se ha podido medir pero se estima que puede ser del orden de 50 m.

Calcarenitas con granos de cuarzo (41). Espesor: 50-70 m.

Tramo formado por calcarenitas bioclásticas con abundantes granos de cuarzo y con intercalaciones de areniscas y microconglomerados cuarzosos, asimismo presentan cantos bien redondeados de fragmentos de roca. Son de colores pardoamarillentos pero adquieren tonos blancos cuando abundan los granos de cuarzo. Abundan ostreidos, grandes lamelibranquios,

bivalvos, equinidos y rodolitos. Presentan abanicos de capas originadas por progradación de estas facies a partir de áreas más elevadas topográficamente.

Conglomerados y arenas de cuarzo (40). Espesor; 60-80 m.

Conglomerados y gravas de cuarzo, bien redondeados y clasificados presentan intercalaciones de areniscas gruesas bien clasificadas y cementadas. Los fragmentos de rocas no son muy abundantes reconociéndose la presencia de esquistos y rocas volcánicas. La fauna es claramente marina constituida por grandes ostreidos, lamelibranquios y grandes colonias de *Balanus* (10-15 cm., de largo) que se incrustan sobre los cantes de conglomerado. También se reconocen briozoos, equinidos, "bivalvos" y algas rojas. Presentan megaestratificación cruzada correspondiente a lóbulos deposicionales de abanicos deltaicos (?) que penetran en medios marinos someros. En esta unidad son observables varias discordancias producidas por la superposición de diferentes lóbulos.

Las diferentes litofacies que pertenecen a la unidad denominada Plioceno II son los depósitos pliocénicos más recientes.

En conjunto constituyen una secuencia "Coarsening upward" en la que de base a techo se reconocen los siguientes términos: limos y arenas verdes con ostreidos y *Amussium*; calcarenitas bioclásticas con granos de cuarzo y equinidos, ostreidos, lamelibranquios, rodolitos, areniscas y conglomerados silíceos con grandes ostreidos, lamelibranquios y *Balanus*. Esta secuencia, muy generalizada en las cuencas pliocénicas del SE de la península ha sido interpretada por diversos autores como depósitos deltáicos, correspondiendo los términos inferiores a los sedimentos de plataforma marina somera y los superiores a depósitos de alta energía ligados a la emersión de las sierras marginales de la cuenca. Son muy abundantes los lóbulos de conglomerado que invaden la plataforma somera, observándose grandes megaestratificaciones cruzadas (30-40 m., de alto) originadas por la progradación de dichos lóbulos deltáicos hacia el centro de la cuenca. En general, el sentido de progradación es N-S aunque pueden reconocerse otros de sentido E-O, en las cercanías de la Serrata y Carboneras.

1.6. CUATERNARIO

1.6.1. Introducción

Durante el Plioceno Superior el mar en franca regresión deja depósitos de lagoon y conglomerados muy litorales que son recubiertos transgresivamente por los materiales plio-cuaternarios (arenas y conglomerados) muy fosilíferos cuyo máximo transgresivo se sitúa mucho más próximo a la costa

actual, aflorando tan sólo en el ángulo nor-occidental de esta Hoja. A partir de este momento el ambiente marino sólo perdura, con pequeñas oscilaciones, durante el Pleistoceno Medio y Superior, en una estrecha franja que coincide prácticamente con el litoral actual. Quiere esto decir, que durante todo el Cuaternario se desarrollan secuencias continentales: abanicos aluviales, glaciares, coluviones, etc., cuya disposición geométrica está condicionada, fundamentalmente, por la relación velocidad de sedimentación-excavación y tectónica activa.

Es durante el Cuaternario antiguo cuando en las Béticas, tanto orientales como occidentales se produce el cambio de régimen tectónico; la fase distensiva anterior pasa a ser compresiva según una dirección general de acortamiento N-S. Las fallas que en el periodo anterior funcionaron como normales, lo hacen ahora en desgarre dextro o sinistro, se crean nuevos pliegues, y varias fallas funcionan como inversas. Dentro de las direcciones de fractura, las que más afectan a los materiales cuaternarios de la Hoja, son: las de dirección N 40-50° (falla de Carboneras o de la Serrata) y la N 10-20° (falla de Palomeras), ambas de desgarre y con carácter levógiro. El funcionamiento de esta tectónica se continua en la actualidad.

1.6.2. Descripción de los materiales

El límite Neógeno/Cuaternario resulta muy difícil de establecer dada la ausencia de criterios precisos, falta de dataciones absolutas y fauna característica, es por ello que en la Hoja existen algunos depósitos cuya edad se ha considerado como plio-cuaternaria; nos referimos, en primer lugar, a las arenas y conglomerados marinos fosilíferos (43) que afloran en el ángulo sur-occidental de la Hoja, a veces muy difíciles de separar de los conglomerados del Plioceno Superior ya que su composición es prácticamente idéntica. Por otra parte consideramos como depósitos continentales contemporáneos: el abanico aluvial de la Rambla Lucainena, alternancia de arcillas y conglomerados (44) de cantes de dolomía, caliza, cuarzo metamórfico, etc., que se presenta en su facies distal; el abanico de La Serrata (45) cuya composición litológica está constituida por materiales prácticamente heredados en su totalidad de los conglomerados del Plioceno Superior, *cantes de cuarzo empastados en una matriz arenosa roja*.

Otro abanico aluvial con *cantes de cuarzo y matriz limosa rosa* (46) parece corresponder a esta misma edad. Aunque, no en esta Hoja, en zonas próximas (Cortijo del Genibal-Hoja de Almería) se observa este depósito inmediatamente encima de los materiales de lagoon, que consideramos como los depósitos regresivos del Plioceno Superior, y por debajo de los con-

glomerados marinos del Cuaternario Inferior (margen derecha de la Rambla Morales - Hoja Cabo de Gata).

El comienzo del Pleistoceno Inferior lo hemos establecido en base a criterios de geología regional así como las subdivisiones dentro del Cuaternario, se trata por consiguiente de una cronología relativa y como tal debe ser considerada, no obstante dentro de esta Hoja es bastante precisa la situación del Pleistoceno Superior ya que afloran los depósitos marinos con fauna característica del Tirreniense, lo cual a su vez se ha confirmado con dataciones absolutas de Th/u.

Los abanicos más antiguos tienen una cierta relación con la red fundamental aunque algunos de ellos hayan perdido completamente su morfología original debido a la tectónica. Dentro de este caso tenemos el glacis con *costras múltiples* (48) y los abanicos con material volcánico (49) *arcillas y cantos subangulosos de rocas volcánicas* que a techo presentan una *costra "dalle" brechoidea* (50).

Aunque también tectonizados conservan la forma los abanicos aluviales del borde NO de la Hoja (47) que se caracterizan por llevar en la parte basal una *costra tipo mortadela*. Presentan un gran desarrollo los glacis de *limos rosados con paleosuelos* (51) que a techo llevan una *costra "dalle"* (52) poco detrítica y de tipo edáfico, es posible ver en el depósito la gradación por horizontes desde amas, ódulos, laminar, hojosa, hasta alcanzar el estadio de "dalle" cuya potencia puede llegar a ser de 80 cm.

El abanico aluvial que se desarrolla al pie de los relieves de Níjar, fundamentalmente, está constituido por *cantos de material volcánico y calizas recifales* (53) presentándose en su facies proximal y media, constituye el techo del Pleistoceno Inferior.

Durante el Pleistoceno Medio se desarrollan glacis (54, 58) de *limos rosados con costras* que en general sólo alcanzan el estado de hojosas; abanicos aluviales mucho más detríticos, *limos rosados con niveles de cantos de volcánico y de caliza* (55, 59), y los constituidos casi exclusivamente por *cantos volcánicos* (60). La relación de estos depósitos con los niveles marinos sólo se observa en la zona de Carboneras, donde la terraza marina constituida por un *conglomerado de cantos de cuarzo* (56) y de edad inmediatamente anterior al nivel que contiene *Strombus bubonius* está recubierta por el glacis (58).

En las áreas con más relieve se establecen coluviones (61), que están constituidos por *arcillas y cantos volcánicos o de caliza*, muy cementados.

La terraza tectonizada de 20 m., del río Alias (57) la consideramos del Pleistoceno Medio "xensu lato" ya que lo único que sabemos es que es, en parte, anterior al glacis (58) y posterior a la costra "dalle" (52).

Los términos fundamentales del Pleistoceno Superior lo constituyen los correspondientes al ciclo Tirreniense cuya secuencia más completa se observa en la zona de El Playazo. En la misma playa se ve como el nivel marino 'a + 1m., constituido por un *conglomerados de cantos volcánicos con matriz areniscosa* (62) y fauna de *Strombus bubonius* y *Glycymeris glycymeris*, pasa a techo a dunas oolíticas (63) que presentan estratificación constituida de tipo cuniforme y están cruzadas por una arenisca poligénica con cemento carbonatado y ooides, algunos de los cuales presentan una sola capa y raramente tres. El porcentaje de ooides es de un 15 % y se presentan mezclados con cuarzo; los núcleos de los óxidos están raramente constituidos por talos de Rodoficeas, a veces restos de caparazones de lamelibranquios, Briozaarios y mezclas de stocks benticos infralitorales.

La naturaleza del cemento es de tres tipos: Capa calcítica drusica periférica a los aloquímicos, esparita anhedral, y relleno por esparita de tercera generación.

Se ha realizado una datación absoluta en la playa marina con el método Th/, la edad ha resultado ser de 144.000 años BP $^{+14.000}_{-11.000}$. Constituye este afloramiento el único del litoral de Almería donde se puede perfectamente observar el paso de la terraza marina tirreniense a los depósitos regresivos constituidos por las dunas oolíticas.

A continuación se desarrollan abanicos aluviales (64, 65, 70, 75), algunos de los cuales con su zona de playa (76); glacis (65, 78); conos de deyección (69, 73), pie de monte (68); y dos niveles de terrazas fluviales en el río Alias, uno a 15-17 m., (67) y otro a 10-12 m., (72), ambos presentan facies de canal ya que en general están ausentes las correspondientes a llanuras de inundación.

Pequeños afloramientos de "terra rossa" (arcillas de decalcificación) aparecen llenando el karst desarrollado sobre los materiales neógenos carbonatados.

Durante el Holoceno se desarrollan de nuevo glacis (84), abanicos (79), conos de deyección (83) y coluviones (80), cuya característica general es la de presentar sus materiales enriquecimientos en carbonatos.

Dos terrazas fluviales a 2-4 m., (78) y 0,5-2 m., (85) aparecen asociadas a la mayor parte de los cauces.

Próximo a la costa se desarrollan pequeñas albuferas (81) y cordones litorales (88) generalmente constituidos por una acumulación de cantos.

2. TECTONICA

La presencia en la Hoja de materiales de la Zona Bética s. sr. o Interna con su característica estructura de mantos de corrimiento (ver Introducción), y de formaciones volcánicas y sedimentarias terciarias que recubren los anteriores, justifica la división de este apartado en dos. El primero tratará los aspectos tectónicos de la Zona Bética hasta después del emplazamiento de los mantos. El segundo, toda la tectónica posterior hasta la actualidad (Tectónica reciente o Neotectónica) la cual queda mucho mejor reflejada en la cobertera terciaria y cuaternaria.

2.1. TECTONICA DE LOS MATERIALES BETICOS

En este aspecto, las investigaciones detalladas acerca de la complicada deformación polifásica de la parte oriental de la Bética se inician en la década de los 70 por, fundamentalmente, un grupo de la Universidad de Amsterdam (EGELE Y SIMON, 1.969); EGELE et al., 1.972; KAMPSCHUUR et al., 1.973; EGELE, 1.974; KAMPSCHUUR, 1.975; KAMPSCHUUR Y RONDEEL, 1.975; SIMON et al., 1.976; VISSIERS, 1.977).

Los datos obtenidos por estas investigaciones sugieren una uniformidad en los esquemas de deformación de las unidades tectónicas de los diferentes complejos. La correlación entre las distintas fases de deformación de varias regiones no es aún segura. Por otra parte, parece ser que el número de fases de deformación y la orientación de las estructuras pueden diferir de un lugar a otro.

En líneas generales, la evolución general de acontecimientos tectónicos sería la siguiente.

- Una primera fase de deformación (D_1) que originaría un plegamiento de apretado a isoclinal, con una esquistosidad de plano axial bien desarrollada. Sería coetánea con el primer metamorfismo sincinemático (facies de los esquistos verdes glaucofánicos).
- Una segunda (D_2) que crearía nuevos pliegues de apretados a isoclinales con esquistosidad de plano axial bien desarrollada (esquistosidad de crenulación). Sólo puede detectarse en el Complejo Nevado-Filábride.
- Una tercera (D_3) que produciría pliegues de abiertos a apretados con esquistosidad de plano axial subvertical poco pronunciada (esquistosidad de crenulación). Iría acompañada por el segundo metamorfismo sincinemático (facies de los esquistos verdes y anfibolitas almandínicas).

- Una cuarta (D_4) con pliegues abiertos a cerrados, con esquistosidad de plano axial ligeramente buzante y una débil esquistosidad de crenulación.
- Y una quinta fase de deformación (D_5) que crearía Kink-bands orientados al azar.

En el NE de la Zona Bética, la dirección de acortamiento de las fases más antiguas (D_1 , D_2 y D_3) parece oscilar entre NNE-SSO y NE-SO.

Y en cuanto al movimiento relativo de las diversas unidades tectónicas hasta formar el actual edificio bético interno, parece que ha habido tres fases de traslación importantes:

- Una primera fase inicial de movimiento (T_1) que se trata de relacionar con la 1^a de deformación aunque hasta ahora no haya podido demostrarse este hecho. El sentido de T_1 , al menos al N de las Sierras Nevada y Filabres, es hacia el SO. Sería la fase de “apilamiento de mantos”.
- Una segunda (T_2) de cabalgamientos, y localmente despegues internos dentro de las unidades tectónicas, a gran escala. Se cree que ha acaecido entre D_2 y D_3 .
- Una tercera (T_3) de fallamiento inverso y cabalgamientos, claramente posterior a D_3 puesto que corta pliegues de ésta. Más posteriormente aún, parece que hay un plegamiento generalizado, planos axiales verticales, en relación con D_5 .

En el Complejo Nevado-Filábride se encuentra la primera esquistosidad de plano axial (S_1) -correspondiente a D_1 - subparalela a S_0 . S_2 - muy penetrativa- a menudo coincide con S_1 y su efecto más espectacular consiste en el plegamiento isoclinal de las venas de cuarzo formadas durante D_1 o inmediatamente después de D_1 . La tercera fase de deformación D_3 , deforma S_2 en pliegues angulares de apretados a abiertos, con plano axial fuertemente buzante por lo general y ocasiona la lineación más visible en el campo; su esquistosidad es débil comparada con S_2 .

Las deformaciones que presentan las dos formaciones Alpujárrides inferiores son muy semejantes a las descritas en el Nevado-Filábride. Por el contrario, la formación Alpujárride Superior y las Maláquidas son mucho más inexpressivas desde este punto de vista, dada la mayor isotropía de sus litologías.

Todas las deformaciones consideradas son alpinas. En cuanto a la posible existencia de deformaciones prealpinas (hercínicas o más antiguas), se cree, en base a haberse encontrado el mismo esquema de deformación en zócalo (pre-Permotriásico) que en cobertura (Triásica) Nevado-Filábrides, que no han

sido importantes (KAMPSCHUUR, 1.975). No obstante, en el zócalo Nevado-Filábride de Sierra Nevada parece que se detectan restos de paragénesis minerales de, al menos, dos metamorfismos prealpinos (PUGA Y DIAZ DE FEDERICO, 1.976).

En base a lo conocido en otros puntos de la Zona Bética y en particular en áreas de emplazamiento de los mantos debe situarse entre el Oligoceno Medio-Superior y el Mioceno Inferior-Medio. Por otra parte, la última fase compresiva post-mantos en post-Serravallense.

2.2. LA TECTONICA RECENTE O NEOTECTONICA

Se tratará aquí toda la Tectónica posterior al emplazamiento de los mantos béticos y que queda mucho mejor reflejada en la cobertura volcánica y sedimentaria neógena, y sedimentaria cuaternaria.

2.2.1. Generalidades

Parece evidente la existencia de un periodo de distensión en toda la parte E de las Cordilleras Béticas, posterior a la fase compresiva post-Serravallense y que duraría hasta principios del Cuaternario. Esta tectónica distensiva, con importantes movimientos en la vertical afectando al edificio bético, sería la responsable de las acumulaciones de sedimentos neógenos -a veces muy importantes- en cuencas determinadas, y también de la salida de materiales volcánicos. Posteriormente, y desde finales del Cuaternario antiguo, parece que impera una tectónica compresiva que generaría ocasionalmente pliegues modestos y que, fundamentalmente, se resuelve en fallas de desgarre (y en menor medida inversas) al actuar, rejugando, sobre toda la fracturación anterior (BOUSQUET et al., 1.976).

La manifestación más palpable de este régimen compresivo se traduce, pues, en el cambio de funcionamiento que se produce en las fracturas preexistentes que durante el periodo anterior funcionan como normales y que a partir del Cuaternario lo hacen como de desgarre dextro o sinistro. Dentro de este tipo de accidentes el más importante es la red de fallas de La Serrata, que la limitan por ambos bordes, de dirección N 40-50° y de carácter levógiro.

Otro gran accidente del mismo tipo, de desgarre y levógiro, lo constituye la falla de Palomares de dirección N 10-20° que se observa en tierra al Norte de Carboneras y que afecta claramente a los depósitos Tirrenienses datados en 80.000 años (próximo a Mojácar) y a coluviones más recientes del Pleistoceno Superior u Holoceno, en la Torre del Peñón. Fallas con es-

ta dirección aunque con carácter normal afectan a materiales de la Hoja datados del Pleistoceno Medio Alto: terraza marina (56) de Carboneras y glaciares que lo recubre (58). Esta misma dirección es la que llevan las fallas normales que afectan al glacis de limos rosados (51) y costra "dalle" (52) del Pleistoceno antiguo en la zona de Loma del Tablazo y Cortijo de los García (Oeste de la Serrata) con un salto de unos 2-3 m.

En el ámbito de la Hoja, aparte de la presencia del accidente de Carboneras, de desgarre, causante de la Serrata de Níjar y del que se tratará después, hay tres sistemas de fracturación principales:

- N 135° E. Desarrollo sobre todo en la parte N de la Hoja.
- N 20-30° E. Representado quizás con mayor incidencia, en una franja que atraviesa la Hoja de NE a SO y también en zonas del área costera.
- N 60° E. Presente con cierta uniformidad en toda el área de la Hoja.

El primer sistema puede representar fallas antiguas reactivadas pues en el área considerada parecen ocurrir con mayor frecuencia en las zonas cercanas a los bordes meridionales de las Sierras de Alhamilla y Cabrera, constituidas por materiales béticos. Los otros dos sistemas pueden ser conjugados de la acción de desgarre del "accidente de Carboneras", quizás alguno anterior y reactivado por éste; el segundo de ellos parece haber condicionado, en líneas generales, el trazado de la costa actual (NNE-SSO). Todos aparecen como fallas normales de unos pocos metros de salto, aunque las probablemente reactivadas puedan hacerlo como de desgarre y hasta inversas de gran ángulo.

2.2.2. La Serrata de Níjar

Sin duda el rasgo tectónico más espectacular de la zona es la presencia del "accidente de Carboneras", de desgarre sinistral, que la atraviesa de NE a SO. Este, al desdoblarse en, básicamente, dos en la mitad meridional de la Hoja crea la Serrata de Níjar que aparece hoy día elevada a la manera de un horst entre dos fallas de desgarre paralelas.

Las observaciones microtectónicas corroboran el carácter sinistral de este importante desgarre que se extiende, cuando menos, a gran parte del SE español. Su juego es muy reciente (y probablemente sea aún activo): 8 km., al OSO de Carboneras aparecen materiales del Cuaternario antiguo plegados paralelamente a su dirección (BOUSQUET et al., 1.975); tal como ocurre en las inmediaciones del Molino de Juan Ramos, donde se reconoce la presencia de un pliegue anticlinal que afecta a los depósitos del

Plioceno y Cuaternario y en cuyo núcleo afloran las margas con yesos messinienses; también, la red hidrográfica descendente de la Serrata revela en su progresivo incurvamiento el juego del desgarre (BAENA, com. pers.) (fig. 1).

Un rasgo típico de la Serrata de Níjar, es la presencia de materiales béticos intercalados en las formaciones volcánicas neógenas predominantes. Este hecho hasta ahora no ha sido explicado convincentemente, habiendo sido interpretados como fragmentos elevados por el volcánico (LEAL, MORENO DE CASTRO Y PERCONIG, 1.971).

El tamaño de estos afloramientos de bético alcanza, en ocasiones, casi el kilómetro cuadrado y, en cualquier caso, suelen ser lo suficientemente grandes como para invalidar la posibilidad de que sean macroenclaves, máxime teniendo en cuenta que se hallan no en una facies subvolcánica sino en una extrusiva. Además, la alineación de varios de ellos a lo largo de líneas de separación de diferentes formaciones volcánicas es evidente, lo cual obliga ya a plantear la existencia de un proceso tectónico. Por otra parte, las formaciones volcánicas en la Serrata aparecen afectadas por un cierto plegamiento de dirección ENE-OSO, visible sobre todo en su extremo S, en la geometría de unas intercalaciones sedimentarias miocenas y en el N en la disposición de aquellas.

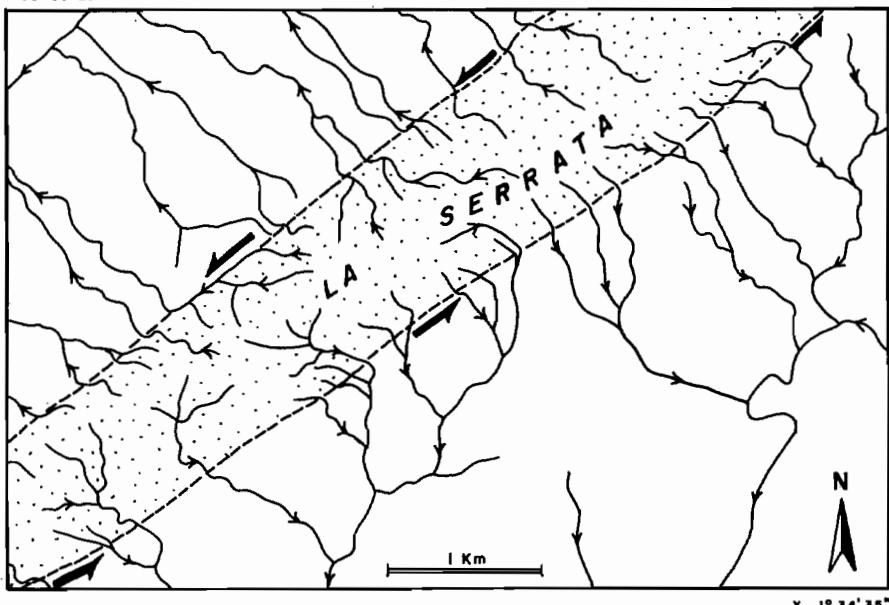
Todos estos datos, unidos a que, ya antes, en el apartado de Estratigrafía correspondiente a las Rocas Volcánicas, se discutió y se consideró como muy probable la posibilidad de que éstas -al menos en el extremo N de la Serrata- reposen en discordancia directamente encima del bético, han conducido a la interpretación de que en la Serrata y debido al propio proceso de desgarre de las fallas flanqueantes hay una compresión de dirección NNO-SSE fruto del cual serían el plegamiento citado y fallas inversas en las cuales puede incluso llegar a aflorar el zócalo bético de las formaciones volcánicas. Este mecanismo, debido a las componentes de las dos fallas de desgarre, lleva una distensión conjugada NNO-SSE (de la que también existen ejemplos en la Serrata), todo lo cual se esquematiza en la fig. 2.

Durante el Plioceno Superior y en relación con la fase intrapiocena la falla de Carboneras tiene una actividad importante influyendo claramente en la sedimentación como se comprueba por la presencia de discordancias progresivas y angulares dentro de la unidad de conglomerados y arenas del Plioceno Superior en el extremo meridional de la Serrata.

2.2.3. Dominios neotectónicos cuaternarios

Es indudable que en la Hoja de Carboneras el accidente de Serrata es el que deja más impronta en los materiales cuaternarios, de tal forma que di-

X 1° 30' 50"
Y 36° 53' 25"



X 1° 34' 35"
Y 36° 50' 30"

Fig. 1.- Esquema de la disposición de la red hidrográfica en relación con la fracturación de desgarre reciente de la Serrata de Níjar.

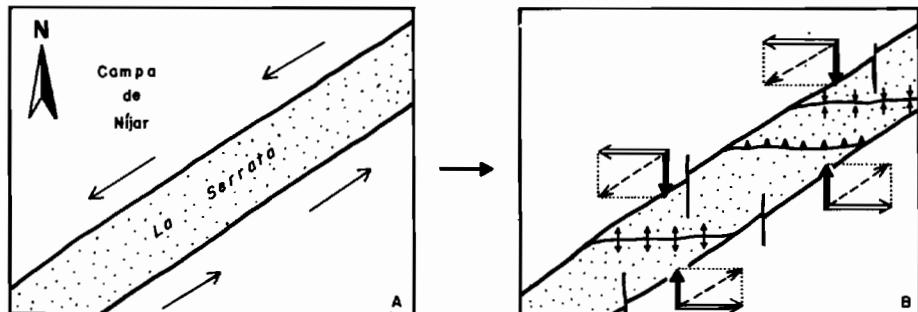


Fig. 2.- Esquemas del juego de fallas de desgarre reciente y sus efectos en la Serrata de Níjar

vide a la zona en dos dominios de tectónica diferente: *A* con tectónica más activa, borde-occidental de la Hoja; y *B* con una tectónica débil, borde nor-oriental de la Hoja, que ha respetado en general, la geomorfología original de los depósitos. Consideramos como zona límite *C* al relieve de la Serrata y sus bordes, que, como es lógico, presentan huellas más evidentes de una tectónica activa y perdurable hasta nuestros días.

Zona A.— Se extiende al pie de los relieves de Níjar continuándose hasta la rambla de Artal. Es el dominio de los abanicos aluviales y de los glaciares encajados; ambos subdominios están separados por una línea de dirección general NO-SE que cruza incluso la Serrata, siguiendo el cauce de la Rambla del Jayón, y que se continua aproximadamente por el Barranco del Huertecillo. Es muy posible que esta dualidad morfológica esté motivada en parte por el funcionamiento de una falla en profundidad de la misma dirección y cuyo reflejo en superficie sólo sea de tipo morfológico.

Fallas de dirección N 130° y N 60° afectan a los depósitos de los abanicos aluviales del Pleistoceno Inferior (53) y Medio (59) respectivamente, en la zona Boquera de Morillas, condicionando su forma y extensión.

Fallas de dirección N 20°, determinan en la zona de cerro de La Lancha y Cuevas Blancas el arranque de los glaciares del Pleistoceno Inferior (48) y el escalonamiento de estas formas correspondientes al Pleistoceno Medio (54 y 58).

Los materiales del glaciar del Pleistoceno Medio (58), en la zona del Cerro de las Cuevas están plegados formando un sinclinal de eje N 160°. Por otra parte el abanico aluvial más antiguo de la zona (44) se observa en los cortes de la rambla de Lucainena plegado y fallado según direcciones fundamentales N 150° (paralela a la "red de fallas de El Alquian" o "de Almería") y N 45°.

Zona B.— Corresponde a los depósitos que bordean la Sierra de Cabo de Gata y la región de Carboneras. Las formas mejor representadas son las glaciaciones, que siempre se presentan escalonadas y conservando su morfología original. Tan sólo al Sur de Carboneras la terraza marina del Pleistoceno Medio (56) y el glaciar de cobertura que la recubre (58) están afectados por fallas normales de dirección N 20° y E-O.

En resumen durante el Cuaternario esta zona se ha comportado desde el punto de vista tectónico como un sector más estable que el anteriormente expuesto.

Zona C.— Corresponde al relieve de la Serrata y sus bordes, es el área que presenta una mayor diversidad de estructuras: pliegues, fallas en dirección normales, inversas y aspectos morfológicos claros de una tectónica activa en nuestros días.

Los materiales cuaternarios más antiguos, correspondientes a los abanicos aluviales (45) y (49), del Plio-Cuaternario y Pleistoceno Inferior, respectivamente, han perdido por completo su morfología original al estar afectados por una red de fallas: N 160°, N 45°, N 20° de carácter normal que hace que los depósitos se presenten a veces en posición vertical (Las Yeseras).

Los abanicos del Cuaternario Inferior (51) no sólo se presentan afectados por fallas, en la zona del Barranco de Los Quemados, sino por una serie de anticlinales y sinclinales de dirección paralela al accidente de la Serrata, pliegues que no coinciden en absoluto con los que afectan a los glaciares del Cuaternario Medio (54) que se superponen a los anteriores. Esto implica que ha habido, al menos, dos momentos tectónicos diferentes en este sector.

Es muy curioso el caso de la terraza del Cuaternario Medio del Río Alias (57), al paso del accidente de La Serrata, en el Argamasón donde una serie de pliegues hace que su altura relativa varíe de 0 m., a 20 m., en una distancia no superior a 50 m.

En las canteras de Cerro Colorado, próximo al cortijo de Archidona, se observan microfallas inversas y planos de fallas con estrias horizontales afectando a los materiales de un abanico del Pleistoceno Medio Alto (59). La dirección de estas estructuras es siempre paralela a la de La Serrata.

Como resumen de esta zona diremos que la morfología actual que se observa es el reflejo de una tectónica activa que perdura en la actualidad. Ausencia de golfos en la raíz de los abanicos, el contacto con la Serrata es prácticamente lineal; desviación en cabecera de los arroyos que descienden de la Serrata en los que se manifiesta el carácter levógiro del gran accidente (Pecho de los Cristos); superposición de abanicos que implica, al menos en la zona sur-occidental, que la velocidad de emersión de este relieve es mayor que la de sedimentación-excavación.

3. GEOMORFOLOGIA

La morfología de la Hoja viene condicionada por el relieve y la estructura de tal forma que la podemos dividir en cinco áreas morfológicas, orientadas todas ellas NE-SO y representadas por relieves acusados de materiales volcánicos, mantos Béticos y depósitos neógenos, separados por depresiones intermedias llenas de materiales neógenos y cuaternarios.

La primera de estas áreas corresponde a las estribaciones meridionales de la Sierra Alhamilla y presenta los relieves más acusados de esta zona con cotas por encima de los 600 m. La disposición morfológica dominante

lo constituye el encajonamiento de los distintos elementos fluviales que son los dominantes siguiendo en importancia los tipos morfológicos asociados a la evolución de las vertientes.

La segunda corresponde a la fosa situada entre la Sierra Alhamilla y la de la Serrata. A su vez ésta podemos dividirla en dos sectores de comportamiento diferente: el septentrional entre el Cortijo de la Venta del Pobre y Fernán Pérez; y el meridional que se corresponde con lo comúnmente denominado Campo de Níjar. El primero presenta un relieve medio en donde predominan los sistemas de glacis, que dan lugar a una morfología escalonada como consecuencia de estar encajados los más modernos en los más antiguos. El segundo se caracteriza por su relieve suave al que contribuyen las formas planas o ligeramente convexas como consecuencia del predominio de los abanicos aluviales como consecuencia del predominio de los abanicos aluviales superpuestos y en pocos casos encajados con un salto mínimo entre ellos. Los sistemas de abanicos aluviales provienen de los dos relieves que limitan la zona y están relacionados con los frentes de fallas de las dos Sierras.

La tercera es propia del relieve de la Serrata, que presenta sus dos frentes limitados por grandes facturas de desgarre que originan un fuerte acodamiento de la red fluvial y un borde rectilíneo característico. Toda la unidad tiene un relieve muy acusado.

La cuarta se sitúa en la depresión intermedia entre la Serrata y la Sierra del Cabo de Gata. Se caracteriza por presentar un relieve poco acusado con una morfología predominante de vertiente cuyas unidades morfológicas más destacadas son los coluviones, pie de montes, glacis y abanicos aluviales, siendo estas dos últimas de muy corto recorrido.

La quinta y última lo constituye la franja próxima al litoral. Presenta aspecto abrupto y accidentado con valles muy encajados y paredes escarpadas. La característica morfológica más significativa es la existencia de superficies altas planas (mesas) definidas por los materiales miocenos de carácter arrecifal y del Cuaternario de tipo glacis de cobertura.

Una vez analizado el aspecto morfológico general pasamos a describir los dominios morfogenéticos que caracterizan a la Hoja.

1.— *Dominio continental*

Está constituido por un sistema de *unidades morfológicas* de las cuales las más importantes son: abanicos, conos, glacis, terrazas aluviales, coluviones, pie de montes, costras, dunas y arcillas de decalcificación. A su vez estas unidades las agruparemos atendiendo a su génesis.

Génesis fluvial

Abanicos y conos aluviales.— Son las unidades más importantes tanto por su extensión como por la gran secuencia que presentan, hasta nueve generaciones en el caso de los abanicos aluviales desarrollados desde el Pliocuaternario al Holoceno, y tres en los conos aluviales limitados al Pleistoceno Superior y Holoceno, la diferencia entre ambas unidades la establecemos en base al tamaño, pendiente y tipo de perfil que presenten. Los abanicos, son los de mayor tamaño, tienen una pendiente menor y su perfil longitudinal es cóncavo, mientras que en los conos es generalmente convexo.

Se presentan de dos formas características: encajados y superpuestos, dependiendo del contexto estructural en el que se desarrollan. Los primeros, encajados, están perfectamente representados al pie de la Sierra de Alhamilla, en las proximidades de la rambla de el Jayón y en las inmediaciones de Cerro Colorado; estos dos últimos al pie de la Serrata en el borde norte y sur respectivamente.

Como ejemplos más significativos de las formas superpuestas, tenemos los abanicos de las inmediaciones de la rambla del Bombón, los situados al pie del Cerro Hacho, los de Campohermoso, entre la Serrata y la Rambla del Artal y los de la Cortijada del Higo Seco.

Hay que tener en cuenta que los abanicos más antiguos han perdido su morfología original debido a la tectónica activa. Esto no sucede con el abanico del Cortijo Pozo Usero, situado en una zona algo más estable lo que le permite conservar bien su forma a pesar de la antigüedad.

Asociadas a las zonas distales de los abanicos aluviales, inmediaciones de la Rambla del Artal tenemos una zona de "playa" de morfología plana.

Glacis.— Más desarrollados en la mitad Norte de la Hoja, ocupando una extensa área alrededor de tres puntos principales: Cortijo de la Venta del Pobre-Cortijo de Fernán Pérez, Las Piezas-Barranco de los Quemados, y entre Carboneras y Agua Amarga. También aparecen en el ángulo sur-occidental de la Hoja, próximo a la Rambla de Archidona aunque con menor extensión.

Son todos glacis de cobertura, con escasa potencia, y recubiertos por costras muy endurecidas los más antiguos.

Como en el caso de los abanicos aluviales su disposición geométrica puede ser de tipo encajado o superpuesto. Entre los del primer grupo tenemos los de la zona Carboneras-Agua Amarga, y los del Cortijo de la Venta del Pobre-Cortijo Fernán Pérez. Como representante del segundo grupo están los correspondientes al sector Las Piezas-Barranco de los Quemados y los de la Rambla de Archidona.

Terrazas y aluviales.— Como en toda la región el desarrollo de estas unidades es escaso limitándose su presencia a los cauces más importantes (Río

Alias, Rambla del Artal y Rambla de Archidona). La secuencia de niveles es escasa y los más antiguos suelen estar colgados mientras que los recientes se presentan solapados.

Génesis de vertiente

Coluviones y pie de montes.— Son frecuentes en todos los bordes de las Sierras que atraviesan la Hoja, fundamentalmente en la Sierra del Cabo de Gata donde alcanza un considerable espesor y extensión lateral. Como ejemplo tenemos los del Cerro del Jayón, Loma Pelada, Cerro Blanco y Cerro Redondo.

La diferencia entre ambas unidades consiste en la pendiente del perfil longitudinal y el agente formador. Las primeras presentan mayor pendiente y en su origen ha influido sobre todo el proceso de gravedad, mientras que en las segundas ya existe un transporte líquido aunque de poca importancia.

Génesis edáfica

Costra calcárea.— Son muy abundantes en toda la Hoja y generalmente se desarrollan a techo de abanicos o de glacis dando formas planas al menos primitivamente. Hemos considerado como edáficas aquellas costras que presentan una gradación, por horizontes, de acumulación de carbonatos en sentido vertical.

Hay que tener en cuenta que muchas de las costras, por ejemplo la que se da sobre el abanico de cantos volcánicos del Pleistoceno Inferior, y la costra de manto que presentan muchos depósitos no son edáficos aunque morfológicamente presentan el mismo aspecto.

Génesis eólica

Dunas.— Tienen poca importancia ya que su extensión está limitada a zonas costeras muy puntuales. Quizás las únicas con expresión morfológica son las dunas oolíticas del ciclo tirreniense que afloran en la zona del Playazo donde forman una cresta abultada que sirve de cierre a depresiones litorales.

Génesis kárstica

Arcillas de decalcificación.— Apenas están representadas, solamente aparecen en algún punto sobre los materiales neógenos carbonatados rellenando pequeñas depresiones kársticas.

2.— Dominio marino

Constituido exclusivamente por dos unidades morfológicas: las terrazas marinas y las playas-cordones litorales.

Terrazas marinas.— Presentan formas planas ligeramente inclinadas hacia el mar y están constituidas por conglomerados y arenas con abundante fauna.

El nivel más reciente corresponde al ciclo tirreniense y forma una franja paralela a la costa que se extiende desde Carboneras hasta la Punta de los Muertos, y en la zona de Playazo ocupando el Sur de la Bahía. Las cotas de sus máximos transgresivos se sitúan a 0,5 y 1 m., respectivamente.

El nivel más antiguo, se desarrolla entre Carboneras y la Playa de la Torre Vieja, con un máximo transgresivo a + 30 m., descendiendo a + 15 m., próximo a la costa. Este nivel está afectado por una tectónica de rotura lo que hace que el plano inicial morfológico que poseen estas formas a veces se encuentre interrumpido.

El otro episodio marino lo constituyen las arenas y conglomerados del Plio-Cuaternario de poca importancia geomorfológica ya que la tectónica que afecta este depósito le hace a veces irreconocible como una terraza.

Playas y cordones litorales.— Forman una franja estrecha paralela a la costa, que en algunos casos sirve de cierre a pequeñas marismas como en el Playazo. Los depósitos arenosos que constituyen las playas se distribuyen en pequeñas calas situadas entre acantilados vivos muy abruptos.

4. HISTORIA GEOLOGICA

En el ámbito de la Hoja comienza con la deposición de los materiales paleozoicos de los distintos complejos béticos. En ésta sólo aflora el del Alpujárride, y el metamorfismo que lleva sobreimpuesto permite decir muy poco acerca de sus características sedimentarias y paleogeográficas.

Sobre la posible existencia de una orogenia hercínica hay ciertas discrepancias entre los diversos autores. Algunos (KAMPSCHUUR, 1.975) no encuentran evidencias de una tectónica prealpina aunque sí admiten la existencia de una discordancia erosiva entre permotriás y paleozoico; otros (PUGA Y DIAZ DE FEDERICO, 1.976) encuentran relictos de minerales de metamorfismos prealpinos.

Durante el Mesozoico, la historia geológica varía según los diferentes dominios paleogeográficos; en el Alpujárride, durante el Pérmico y el Triásico Inferior reinan unas condiciones de sedimentación continentales, o marinas muy someras con influencia continental, para pasar durante el Tránsito Medio-Superior a otras de plataforma carbonatada, con depósitos marinos de alto fondo; probablemente entonces la cuenca, aunque extensa, debía tener una cierta compartimentación en subcuenca cerradas con alta salinidad o con ambientes físico-químicos (condiciones de pH-EH) excepcionales que permi-

tiesen altas concentraciones de F-Pb-Zn (ver apartado de Metalogenia). En el dominio Maláguide, durante el Pérmico y el Triásico se está produciendo una sedimentación de mar somero, fluvial o lacustre, para ya en el Jurásico evolucionar a otra carbonatada efectuada bajo condiciones marinas someras a intertidales (facies oolíticas). En el dominio Nevado-Filábride, el alto metamorfismo sobreimpuesto impide conocer con exactitud las condiciones ambientales de deposición pero, probablemente fueron más variadas temporalmente que las descritas.

Desde el Triásico Superior (para los dominios Alpujárride y Nevado-Filábride) y Jurásico Superior (para el dominio Maláguide), y hasta el Oligocono Superior-Mioceno Inferior en que el edificio bético adquiere su actual estructura de mantos de corrimento, la Historia Geológica permanece algo oscura debido a que no existen en la Hoja materiales cretácicos ni eocenos.

Con el Tortoniano, ya en el Mioceno Superior, comienza una tectónica distensiva que provoca importantes movimientos de bloques en la vertical y, consecuentemente, una sedimentación potente en algunos sectores. Esta tectónica facilitaría la salida de los materiales volcánicos que se acumularían según una zona determinada de dirección NE-SO. Es posible que las primeras emisiones se realizaran en ambiente submarino y las últimas en subáreo, en edificios insulares creados por la rápida acumulación de material volcánico o bien por movimiento epirogénico positivo.

Las últimas deformaciones de la orogenia alpina, junto con las emisiones volcánicas, originan la distribución de tierras emergidas y cuencas que controlan la sedimentación postorogénica.

Al finalizar el Tortoniano y ligada al levantamiento de las áreas emergidas (Sierra Alhamilla) tiene lugar la sedimentación de material terrígeno procedente de la erosión de dicha sierra, dando lugar a una serie de depósitos que incluyen desde plataforma marina somera a deltas, turbiditas de talud y sedimentos de cuenca. Durante el mismo periodo en la región del Cabo de Gata, el basamento volcánico es desmantelado, instalándose en el área una plataforma marina somera de aguas agitadas de la que emergerían algunos conos volcánicos y adosada a los principales complejos volcánicos (Rodalquilar, Las Negras, etc.). La introducción de rocas volcánicas procedentes de estos complejos puede llegar a ser muy importante como ocurre en Agua Amarga.

Al iniciarse el Messiniense tiene lugar un ascenso del nivel del mar que da lugar a la transgresión messiniense. Al detenerse el ascenso del nivel del mar, las áreas más elevadas ahora cubiertas por las aguas son colonizadas por coral (Porites) instalándose importantes arrecifes sobre los complejos volcánicos (Cabo de Gata) y el basamento bético (Sierra Alhamilla). En este periodo la cuenca está constituida por un archipiélago de islas rodea-

das por arrecifes de coral tipo fringing. En los márgenes de estos complejos volcánicos se acumularían los despósitos de talud y la cuenca ocuparía las depresiones existentes entre los aparatos volcánicos.

Antes de la emersión que pone fin al crecimiento de arrecifes el nivel del mar inicia un suave descenso que explica la progradación de los arrecifes hacia el centro de la cuenca.

El Complejo Arrecifal emerge a consecuencia de un brusco descenso del nivel del mar con que se inicia la crisis de salinidad del Mediterráneo al cerrarse la comunicación con el Atlántico. Se origina en este momento la superficie de erosión intramessiniana que en general se hunde suavemente hacia el mar aunque en algunas localidades parece tener una morfología en terrazas (La Molata). Cuando el nivel del mar inicia un nueva ascensión en las áreas más elevadas, de nuevo cubiertas por las aguas se depositan ahora calizas, oolíticas y estromatolitos mientras que en el fondo de la cuenca se depositan evaporitas. Durante este lapso de tiempo tienen lugar una serie de fluctuaciones del nivel del mar que originan los ciclos tanto en el fondo de la cuenca como sus márgenes. Por último, al finalizar el Messiniense, tiene lugar la deposición de sedimentos fluviales y lacustres que origina la parcial disolución de los yesos significando un importante cambio climático en las condiciones ambientales.

En resumen en el Messiniense se reconocen dos ciclos sedimentarios separados por una discontinuidad regional: un ciclo inferior caracterizado por el desarrollo de arrecifes y sus facies asociadas y otro superior cuya principal característica es la deposición de evaporitas en el fondo de la cuenca.

El Plioceno I transgresivo, onlapa progresivamente el Messiniense y el basamento volcánico, durante este periodo se desarrollan pequeñas plataformas de aguas someras y agitadas con una abundante producción carbonatada, los depósitos más "profundos" de cuenca se situarían en el Mediterráneo actual.

Al finalizar el Plioceno I tiene lugar una etapa de levantamiento de las sierras limítrofes Cabrera-Alhamilla que proporcionan una gran cantidad de materiales clásticos que se introducen en la cuenca, iniciándose una regresión generalizada que trae como consecuencia la rápida progradación de los depósitos clásticos gruesos adosados a las áreas emergidas hacia el centro de cuenca. Durante este periodo tiene lugar importantes movimientos de origen tectónico que provocan la aparición de discordancias progresivas en el margen sur de la Serrata.

Una vez que el mar se retira del ámbito de la Hoja durante la regresión del Plioceno Superior, las siguientes oscilaciones ocupan zonas muy próximas a la costa. Es por ello que los materiales plio-cuaternarios, arenas y conglomerados marinos, transgresivos sobre los del Plioceno Superior sólo afloran en el ángulo sur-occidental de la Hoja. Restos de dos episodios marinos posterio-

res afloran en una estrecha franja al Sur de Carboneras, y en la zona de El Playazo; la oscilación más reciente se caracteriza por corresponder a un mar más cálido que el actual Mediterráneo, perteneciente al ciclo Tirreniense Pleistoceno Superior).

Como proceso geológico más interesante hay que destacar el cambio de régimen tectónico que se produce durante el Cuaternario antiguo en todas las Béticas. La fase distensiva anterior pasa a ser compresiva y como resultado lo que se observa es el cambio de funcionamiento de fallas preexistentes; las que en época anterior funcionaron como normales, en este momento lo hacen en desgarre dextro o sinistro. Dentro de este caso el más bello ejemplo lo constituye la "falla de la Serrata" o "de Carboneras", de dirección N 40-50° (desgarre sinistro) que se continua en la plataforma durante unos 50 Km., según los datos de sísmica. Así mismo se crean nuevas estructuras como pliegues, fallas inversas, etc. Esta tectónica que se prosigue en la actualidad afecta a casi todos los depósitos cuaternarios condicionando su desarrollo, posición geométrica, y alterando la morfología original de los mismos.

El ambiente continental es el dominante a lo largo del Cuaternario en toda la Hoja. Al pie de los relieves y a la salida de los cauces se desarrollan abanicos aluviales y glaciares; y en las zonas con pendientes más acusadas coluviones y pie de montes.

5. PETROLOGIA

5.1. METAMORFISMO DE LAS UNIDADES BETICAS

El Complejo Nevado-Filábride está constituido por micasquistos y cuarcitas con algunas intercalaciones de ortoneises. Estos contienen cristales amigdalares de plagioclasa zonada, con núcleo de oligoclasa y periferia de albita (con frecuencia maclada en damero) y que están rodeados por cristales acintados de cuarzo entre los que se intercalan lechos de moscovita, prismas de turmalina verde azulada y numerosos granos de apatito.

La serie de micasquistos presenta esquistosidad muy bien desarrollada, casi siempre plegada isoclinalmente y están constituidos por cuarzo, moscovita, biotita, granate, albita, estaurolita, distena, cloritoide, material grafitoso, pistacita, turmalina, circón, rutilo y apatito. El granate forma cristales generalmente pequeños, a los cuales se adapta la esquistosidad y que posteriormente han recrecido o se desarrollan sobre ellos estructuras en atolón. Biotita y moscovita forman lechos que alternan con otros de cuarzo alargado o con forma acintada. La albita aparece en blastos xenomorfos o amigdalares, con su macla característica e inclusiones numerosas de granate o de estaurolita.

ta. Distena y estaurolita se presentan en poiquiloblastos que engloban la esquistosidad y que ocasionalmente pueden encontrarse ligeramente distorsionados.

De las descripciones anteriores se deduce que la serie está afectada por un metamorfismo de grado medio (WINKLER, 1.978) del tipo de presión intermedia y en el que la blastesis mineral es simultánea de la principal fase de plegamiento.

Con posterioridad se desarrolla un metamorfismo estático de grado bajo definido por la blastesis de moscovita, cloritoide y biotita oblicuos a la esquistosidad y por la transformación parcial o total de granate y estaurolita en biotita (o clorita), moscovita, cuarzo y albita.

El Paleozoico Alpujárride desde el punto de vista estratigráfico difiere del Nevado-Filábride en que sólo esta formado por micaesquistos y cuarcitas. Además ocupa una posición tectónica, al parecer, más alta. Por lo demás, las rocas presentan las mismas asociaciones minerales que definen los metamorfismos de grado medio y bajo de las series de rocas nevado-filábrides. La única diferencia que podría señalarse es que aquí el cuarzo no presenta estructuras de deformación tan marcadas.

La serie de filitas y cuarcitas que se encuentran en la base del Trías Alpujárride están afectadas por un metamorfismo de grado bajo con fuerte componente dinámica como se deduce de la frecuente estructura en mortero o hábito milonítico que presenta el cuarzo en las cuarcitas.

Las filitas contienen mica blanca, clorita verde, cuarzo, albita, minerales opacos, cloritoide, carbonatos, turmalinas, circón y rutilo. Suelen presentar un intenso desarrollo de micropliegues en los que se forma una S_2 perpendicular a S_1 . Cuando aparece el cloritoide, lo hace en forma de cristales prismáticos o en rosetas, tardíos o simultáneos con la esquistosidad de crenulación.

5.2. LAS ROCAS VOLCANICAS NEOGENAS

5.2.1. Volcanismo calcoalcalino

Los aspectos petrológicos y estructurales de las litologías volcánicas de esta serie han sido estudiados muy en detalle por diversos autores (CALDERON, 1.882; OSANN, 1.889-91; LODDER, 1.966; FUSTER, IBARROLA Y MARTIN, 1.967; LEON, 1.967; SANCHEZ CELA, 1.968; COELLO Y CASTAÑON, 1.969; LEAL Y SIERRA, 1.970; LOPEZ RUIZ Y RODRIGUEZ BADIOLA, 1.980). A estos estudios se remite, en líneas generales, al lector interesado en el tema.

Como se indicó, los términos petrológicos de esta serie varían de dacitas (en tránsito a andesitas) anfibólicas a andesitas (también llamadas últimamente basaltos andesíticos) piroxénicas, con gran variedad de facies (masiva -coladas o pitones-, piroclástica grosera o fina -tobácea-, etc.). Existen también términos más ácidos (dacítico-riolíticos) representados exclusivamente por determinados niveles tobáceos.

En esta Hoja, las denominaciones "aglomerado" y "conglomerado volcánico" utilizadas anteriormente por varios de los autores citados para materiales piroclásticos groseros, han sido sustituidas por la más genérica de "brecha piroclástica", siguiendo las recomendaciones últimamente publicadas por la IUGS (SCHMID, 1.981).

5.2.1.1. *Conglomerados y brechas piroclásticas (andesítico-dacíticas) anfibólicas de matriz rojiza (vítreo o carbonatada) (7)*

En el ámbito de la Hoja se encuentran restringidas a la Serrata de Niñar donde constituyen formaciones de color rojizo característico. Esta formación se compone de cantos o bloques decimétricos -normalmente con un grado apreciable de redondez-, de andesita y/o dacita anfibólica en una matriz micro a criptocristalina rojiza generalmente muy alterada supergénicamente. El carácter muchas veces primitivamente vítreo de esta matriz animaría a clasificar estas rocas como brechas piroclásticas; en otras ocasiones, su naturaleza carbonatada (LEAL Y SIERRA, 1.970) unida a la apreciable redondez de sus cantos así como a la grosera selección de tamaños existentes, podría indicar que se trata de brechas de ese mismo tipo pero retrabajadas por los agentes exógenos, es decir, conglomerados según la IUGS.

Los caracteres petro y mineralógicos de los cantos constituyentes de esta formación son, por lo demás, idénticos a los de las dacitas y andesitas anfibólicas que se describen más adelante.

5.2.1.2. *Andesitas y dacitas anfibólicas (8, 15 y 17)*

Alcanzan notable representación en el ámbito de la Hoja (particularmente en su mitad oriental) y son unos de los materiales más característicos del área del Cabo de Gata. Constituyen las "dacitas masivas" de SANCHEZ CELA (1.968), en el área de Las Negras-Fernán Pérez; las "dacitas en masa" y en parte también las "andesitas en masa" de COELLO Y CASTAÑON (1.965) de los alrededores de Carboneras; y las "andesitas anfibólicas" de FUSTER, AGUILAR Y GARCIA (1.965) de la vecina Hoja de Pozo de los Frailes.

Al microscopio presentan todas ellas texturas porfídica generalmente seriada, con matriz que oscila desde microcristalina a casi vítrea. Están constituidas por cantidades variables de cuarzo, plagioclásas, anfíboles y biotita. En menor proporción se encuentran orto y clíropiroxenos, y como accesorios menores comunes aparecen minerales opacos, apatito y circon.

El cuarzo se encuentra en cristales casi siempre redondeados o ameboideos, con corrosiones marginales. Los fenocristales pueden ser desde muy numerosos a inexistentes o muy escasos, según se trate de dacitas o andesitas. Con frecuencia pueden estar también explosionados.

Las plagioclásas forman fenocristales idiomorfos, hipidiomorfos o fragmentarios con zonación concéntrica muy desarrollada, composición media de An_{80} y maclas según las leyes en la albita, de Karlshbad o de albita-Karlshbad. Casi siempre incluyen vidrio rectangular de pequeño tamaño que se distribuye paralelamente a las zonas de diferente composición. También forma microfenocristales también zonados y cuya composición es aproximadamente An_{40} .

Los anfíboles, que generalmente son el segundo mineral en abundancia, después de las plagioclásas, aparecen en secciones prismáticas, con una tendencia al idiomorfismo menor que en aquellas. Los cristales están a veces maclados e incluyen plagioclásas, minerales opacos, apatito o piroxeno. En ocasiones hay reacciones marginales a este último mineral o a epidota. Se encuentran dos tipos principales de anfíboles, siendo el más común una hornblenda verde oliva y mucho más escaso o inexistente una cummingtonita de color verde muy pálido. Ocasionalmente se ha observado una hornblenda basática, de menor ángulo de extinción, de color pardo rojizo muy oscuro y que tiene una aureola negra marginal, producida por oxidación. Este tipo de alteración es también común en los otros dos anfíboles, llegando incluso a ocupar todo el cristal. En cuanto a la hornblenda verde y la cummingtonita, pueden aparecer conjuntamente, ocupando generalmente la primera el núcleo del cristal y la segunda la periferia, si bien el fenómeno inverso también ha sido observado.

La biotita forma láminas aisladas con fuerte contenido en hierro.

Los piroxenos encontrados son uno de composición próxima a la brona-
cita-hiperstena y una augita diopsídica. Los dos son generalmente accesorios y tienen un idiomorfismo poco acusado. Lo más común es que predomine el orto sobre el clíropiroxeno.

De entre los minerales accesorios, merece especial mención el apatito, casi siempre en forma de prismas exagonales bastante idiomorfos, y que en una muestra forma algunos fenocristales cuyo tamaño es superior a 1 mm.

Como ya se dijo, la variabilidad en el cuarzo modal, hace que se encuentren dacitas, cuarzoandesitas y andesitas propiamente dichas. Al parecer existe un paralelismo entre el decrecimiento de su porcentaje y el menor grado de cristalinidad de la matriz a la vez que aumenta el número de fenocristales piroxénicos.

La matriz en las dacitas es micro o criptocristalina y en las andesitas criptocristalinas, hipocristalinas e incluso vítreas. Las estructuras de flujo o las perlíticas pueden ser también frecuentes. En las facies microcristalinas se distingue un agregado cuarzo-plagioclásico (ocasionalmente también feldespático) entre el que se distribuyen microlitos de los minerales máficos.

En las facies alteradas tiene lugar un proceso de carbonatación, de alunitización o de feldespatización de plagioclasas que puede afectar a sólo una pequeña porción del cristal o seudomorfosarlo totalmente. Sobre los piroxenos y anfíboles puede tener lugar una serpentinitización, carbonatización, cloritización o silicificación. Todos estos procesos tardíos se desarrollan también sobre la matriz y algunas veces van acompañados de la aparición de cavidades llenas de cloritas o de calcedonia, creciendo dentro de estas últimas diminutos cristales de cuarzo bipiramidado.

La división de estos materiales en tres grupos cartográficos de diferente posición temporal en la sucesión volcánica calcoalcalina de la Hoja ha sido expuesta y argumentada en el apartado "Las sucesiones volcánicas" del Cap. de Estratigrafía.

5.2.1.3. *Brechas piroclásticas de andesita y dacita anfibólica* (9, 16 y 18)

Su distribución, en el ámbito de la Hoja es muy similar a la de los materiales anteriores, a los que siempre suelen ir asociados tanto espacial como temporalmente. Como ellos han sido divididos en tres grupos cartográficos (ver apartado Estratigrafía). Constituyen los "aglomerados anfibólicos" definidos en el área de Las Negras por SANCHEZ CELA (1.968), en la de Carboneras por COELLO Y CASTAÑON (1.965) y en la de Pozo de los Frailes por FUSTER et al. (1.965).

Componen afloramientos de aspecto caótico de bloques de andesitas y dacita anfibólica (de idénticos caracteres petrológicos a los de los materiales anteriormente citados) generalmente angulosos y de tamaño decimétrico, empastados en una matriz de idéntica composición y de naturaleza lávica o tobácea, en la que son muy numerosas los cristales fragmentarios.

De acuerdo con los autores citados, la génesis de estos materiales podría estar en una brechificación, en los conredtos de emisión, de materiales homogéneos debida a su propia viscosidad y alto contenido en volátiles.

5.2.1.4. *Andesitas piroxenicas* (13)

Son uno de los materiales más característicos, y los más básicos, del área del Cabo de Gata. Los mayores y mejores afloramientos se localizan en las áreas costeras de las hojas de Carboneras y Pozo de los Frailes, donde han sido muy bien estudiados por FUSTER, IBARROLA y MARTIN (1.967) en la Mesa de Roldán, al S de Carboneras, y por CELA (1.967) en el Cerro de los Lobos, al E de Rodalquilar. Son las rocas "fenobasálticas" de LODDER (1.966), y de modo parecido (basaltos andesíticos) vienen denominados en los más recientes trabajos del área (LOPEZ RUIZ Y RODRIGUEZ BADIO-LA, 1.980).

Presentan textura porfídica o glomeroporfídica seriada con matriz hialopilitica, pilotáxica, vítreo o, con menor frecuencia microcristalina. Están formadas por fenocristales de plagioclasas y piroxenos fundamentalmente cuya proporción no suele sobrepasar nunca del 50 % de la roca. Las plagioclasas idiomorfas o hipidiomorfas presentan zonado concéntrico a veces muy desarrollado y composición media de An_{85} . A veces engloban pequeños ortopiroxenos y casi siempre numerosas inclusiones vítreas de forma rectangular que se disponen siguiendo las zonas de diferente composición de los cristales. Las leyes de macla que se observan más comúnmente son las de albita, karlsbad o la combinación de ambas.

Los piroxenos se presentan en cristales prismáticos aislados o agrupados, generalmente menor idiomorfos que las plagioclasas. El ortopiroxeno es ligeramente coloreado en pardo-amarillento muy claro y su composición es intermedia entre la broncita y la hiperstena. El clinopiroxeno es una augita diopsídica que muy frecuentemente tiene maclas polisintéticas. La predominancia de uno u otro piroxeno es variable de unas muestras a otras incluso cuando proceden de lugares próximos. El ortopiroxeno puede presentar a veces reacción a clinopiroxeno.

La matriz, con gran proporción de vidrio, salvo en las facies parcialmente alteradas, presentan un número variable de microlitos tabulares de plagioclasas y de los dos piroxenos que se disponen entrecruzadamente o con fluidez alrededor de los fenocristales.

En algunos cantos procedentes de las facies piroclásticas, se observan texturas cataclásicas puestas de manifiesto por la presencia de fenocristales fragmentarios de plagioclasa y piroxeno que están rodeados por una ma-

triz preferentemente vítreo y a veces fluidal. En este tipo de rocas aparecen ocasionalmente pequeños cristales de hornblenda verde que no se encuentran en las andesitas masivas.

Los pitones de vitrófidos andesíticos de SANCHEZ CELA (1.968) del área costera entre las calas del Plomo y de San Pedro, se cartografiaron conjuntamente con estos materiales en base a su similitud.

En la parte SO de la Hoja, estos materiales (13 bis) muestran una alteración hipógena moderada a alta con procesos de alunitización, carbonatación, potasificación y silicificación, similar a la que afecta a materiales semejantes en la vecina Hoja de Pozo de Los Frailes y descrita por PAEZ CARRION y SANCHEZ CELA.

5.2.1.5. *Brechas piroclásticas de andesita piroxénica* (14)

Su distribución en el ámbito de la Hoja es parecida a la de los materiales anteriores, a los que se asocian temporal y espacialmente. Han sido descritas por los autores citados antes con el nombre de "conglomerados (a veces, aglomerados) piroxénicos".

Forman afloramientos de aspecto caótico de bloques de andesita piroxénica, angulares, decimétricos, empastados en una matriz de idéntica composición y de naturaleza generalmente tobácea.

Al igual que las brechas de andesita y dacita anfibólica, y también de acuerdo con los autores citados, su génesis podría estar en una brechificación, en los conductos de emisión, de materiales homogéneos debida a la propia viscosidad y alto contenido en volátiles del magma.

Los aglomerados de vitrófido andesítico de SANCHEZ CELA (1.968) del área costera al N de Cala de San Pedro se englobaron cartográficamente con estos materiales, en base a su similitud litológica.

5.2.1.6. *Brechas piroclásticas poligénicas* (10)

Estos materiales se extienden por la parte centro-oriental de la Hoja, ocupando un área relativamente restringida. Han sido descritas por SANCHEZ CELA (1.968) con el nombre de conglomerados poligénicos". Estructuralmente son similares a los otros dos tipos de brechas descritos si bien la composición de sus cantos y bloques es tanto de andesita piroxénica como de (también dacita) anfibólica. Esta variedad petrológica ha sido explicada como resultado de actividad explosiva que simultáneamente a la brechificación del magma ascendente fragmentaría otras formaciones volcánicas encajantes.

5.2.1.7. *Tobas poligénicas* (11)

Son materiales muy similares a los acabados de describir, sobre todo en su naturaleza litológica. Constan de cantos centimétricos de ambos tipos andesíticos en una matriz cinerítica o tobácea fina, o bien de piroclastos tamaño lapilli (generalmente, entonces, anfibólicos) con más escasa matriz. Se encuentran distribuidos por todo el ámbito de la Hoja. A veces, por simplificar la expresión cartográfica, se han incluido en esta formación (en la zona de la Rambla del Plomo, sobre todo) tobas como las que se describen a continuación, siempre muy minoritarias.

5.2.1.8. *Tobas e ignimbritas dacítico-riolíticas* (12)

Esta formación volcánica ha sido descrita por SÁNCHEZ CELA (1.968) en la parte centro-oriental de la Hoja, si bien este autor no cita la presencia de ignimbritas en ella.

Las tobas, de acuerdo con este autor, son de color muy claro y están formadas por una matriz de ceniza y de lapilli de escasa densidad y compacidad; a veces, cuando son muy vítreas, muestran estructuras perlíticas o de flujo de cristales vítreos.

Las ignimbritas son minoritarias en la formación, muestran color gris verdoso y flamitas centimétricas, con fenocristales de cuarzo y biotita principalmente, y algún fragmento vitrofídico; también muestran una ligera silicificación secundaria. Los ejemplos más característicos se encuentran en el área de las Hortichuelas.

5.2.2. Volcanismo calcoalcalino ?. Rocas con alteración endogena

Las rocas de esta serie, en base a su alteración generalizada han sido menos estudiadas que las de la precedente calcoalcalina. Concretamente, este hecho a impedido la realización de análisis químicos lo cual unido a una relativa similitud petrográfica con las dacitas calcoalcalino-potásicas del Hoyazo y su posición temporal intermedia, no permite una asignación precisa a ninguno de ambos tipos de volcanismo. La posición temporal de este grupo respecto al resto de las formaciones volcánicas ha sido discutida en el apartado de Estratigrafía: Las sucesiones volcánicas.

5.2.2.1. *Dacitas biotítico-anfibólicas rojo-violáceas* (20)

Se encuentran en la parte meridional de la Hoja, pasando cartográficamente a la de Pozo de Los Frailes donde han sido estudiadas por FUSTER, AGUILAR y GARCIA (1.965), constituyendo su "serie dacítica tortonense".

Presentan una facies muy masiva y homogénea, destacando sus típicos grandes fenocristales de cuarzo y plagioclasa. Su color es rojo-violáceo, muy característico.

La textura es profídica vítreo en las rocas más frescas, pero lo más común es que se encuentren de cuarzo y plagioclasa. Su color es rojo-violáceo, muy característico.

La textura es porfídica vítreo en las rocas más frescas, pero lo más común es que se encuentren alteradas siendo entonces microcristalina. Contienen fenocristales o microcristales de cuarzo redondeado o fuertemente corroído y ameboide. Las plagioclásas suelen ser algo más pequeñas que el cuarzo, hipidiomorfas y con alteración parcial o total a alunita. En otras ocasiones se observa una feldespatización potásica o carbonatación total de los cristales. Las láminas de biotita o carbonatación total de los cristales. Las láminas de biotita son xenomorfas, con frecuencia oxidadas y ocasionalmente contienen pequeñas plagioclásas o prioxénos. La hornblenda es de color pardo, con alteración periférica que puede llegar a ocupar todo el prisma, siendo reconocible por su típica sección basal.

Cuando la matriz es microcristalina, está constituida por un agregado de cuarzo, feldespato potásico y otros minerales micáceos no identificables por métodos ópticos normales.

Lateralmente pasan a las rocas intensamente alteradas de Rodalquilar (21) en las cuales se enclavan las célebres mineralizaciones auríferas de esta localidad. Las alteraciones citadas se acentúan, habiendo también una silicificación extrema y un complejo proceso de neoformación de minerales de arcilla y similares (caolinita, dickita, piorfilita, etc.). Pese a todo, su típica estructura de fenocristales de cuarzo y plagioclasa sigue siendo reconocible.

Los datos de campo indican que estas rocas yacen en forma de potentes coladas sobre materiales calcoalcalinos anteriores. En el área de Rodalquilar probablemente estuviera su foco de emisión.

Por varias razones (ausencia de alteraciones en materiales calcoalcalinos infrayacentes; disposición de otros materiales volcánicos con alteración escasa sobre ellas intensamente alteradas en Rodalquilar) las alteraciones que presentan deben ser muy singenéticas con su consolidación y/o emplazamiento.

Estas rocas en el área de Rodalquilar fueron ya estudiadas por LODDER (1.966), quien les atribuyó un carácter ignimbrito, denominando a las rocas fuertemente alteradas "parte inferior del Complejo Ignimbrito del Cinto" (nombre de un monte) y a las rojizas con alteración moderada "Parte superior" del mismo.

5.2.2.2. *Tobas de lapilli dacítico (biotítico-anfibólico) (19)*

Forman unos pequeños afloramientos en la parte SO de la Hoja y pasan a la de Pozo de Los Frailes donde adquieren un cierto mayor desarrollo. Son materiales compuestos de fragmentos centimétricos de dacitas como las descritas y matriz fina no muy abundante, de color también rojizo. Los piroclastos se disponen "aplastadamente" y el grado de compactación es importante.

5.2.2.3. *Dacitas ignimbriticas con tobas e ignimbritas basales (22)*

Estos materiales se encuentran solamente en los alrededores de Rodalquilar donde constituyen el "Complejo Torerillo" de LODDER (1.966). En esta localidad es posible ver que se disponen directamente encima de las rocas de Rodalquilar (dacitas biotítico-anfibólicas) ya intesamente alteradas. Sus mejores afloramientos se sitúan en el barranco inmediatamente al O de Rodalquilar.

Basalmente presentan un conjunto de tobas muy bien estratificadas con alguna pasada métrica de brecha piroclástica. Hacia arriba pasan a una facies ignimbrita con flamas verdosas centimétricas; su espesor es de orden decamétrico. Coronando la formación se encuentra un paquete de dacitas verdosas con disyunción columnar y alguna estructura de flama aún reconocible; su potencia alcanza los 50 m.

Al microscopio, estas dacitas presentan una alteración consistente esencialmente en una feldespatización potásica y cloritización generalizadas. Otras veces contienen fenocristales pequeños y escasos de cuarzo y de plagioclasas algo alteradas además de láminas biotíticas, orientadas y curvadas. La matriz es entonces vítreo y con flujo intenso pudiendo desarrollarse estructuras perlíticas.

5.2.3. **Volcanismo calcoalcalino potásico (23)**

En el ámbito de la Hoja está representado únicamente por el célebre afloramiento del Hoyazo y otros más pequeños cercanos, si bien datos de son-

deos del Campo de Níjar (A. GONZALEZ, IGME, com. pers.) indican la existencia de materiales idénticos varios km., al sur de dichos afloramientos, bajo unos 150 m., de cobertura sedimentaria neógena.

En el área de la Hoja no se conocen las relaciones temporales entre los volcanismos precedentemente descritos y éste. Sin embargo, los estudios más recientes para toda la zona del SE español (LOPEZ RUIZ y RODRIGUEZ BADIOLA, 1.980) lo señalan como más reciente que el calcoalcalino. Otros datos estratigráficos (DABRIO et al. 1.977, 81) también lo indican indirectamente como más reciente.

El afloramiento del Hoyazo ha sido estudiado fundamentalmente por ZECK (1.968, 70, 73). El material extrusivo es una dacita biotítica con gran cantidad de cordierita, granate (almandino) y enclaves de rocas metamórficas y de otros diversos tipos. Su estructura más típica es masiva, con estructuras planares de flujo muy patentes. Más raramente muestra facies brechoide.

Las rocas de esta serie tiene textura porfídica seriada, con matriz hipocrystalina o vítreo cuya proporción es próxima o ligeramente superior al 50 %. Están constituidas por plagioclasa cárquica, cordierita, biotita, cuarzo, sillimanita y granate como minerales fundamentales. En pequeña proporción se encuentran también piroxénos, hornblenda, minerales opacos, espinela, apatito y círcón.

Las plagioclasas forman fenocristales con tendencia al idiomorfismo o microlitos tabulares. Generalmente presentan intensa zonación, que puede ser normal o inversa y márgenes de composición que oscilan entre el 45 y 95 % de anortita. Con frecuencia se observan en ellas inclusiones de vidrio y, ocasionalmente, de ortopiroxeno.

La cordierita puede aparecer tanto en cristales idiomorfos con maclas exagonales como en granos corridos en los que son más frecuentes las inclusiones de sillimanita.

La biotita, fuertemente pleocroica se encuentra en láminas bien desarrolladas que se orientan netamente en las rocas en que el flujo es manifiesto.

El cuarzo, mucho más escaso que los minerales precedentes se presenta en forma de fenocristales redondeados o fragmentarios afectados por frecuentes corrosiones.

La sillimanita aparece tanto en forma prismática como fibrolítica incluida en otros componentes o formando agregados monominerales.

El granate puede ser idiomorfo, incluir o no cuarzo, biotita o sillimanita o estar rodeado por una aureola de reacción de cordierita, plagioclasa, biotita, piroxeno o espinela. Transformaciones periféricas similares pueden ser también observadas alrededor de cristales de cordierita.

Los piroxénos (broncita, hiperstena y augita diopsídica) son más frecuentes en enclaves o en aureolas de reacción que en forma de fenocrista-

les aislados. El anfíbol de color verde pálido se encuentra escasamente en pequeños prismas y también en enclaves.

Tanto macroscópica como microscópicamente, este grupo de dacitas tienen una gran profusión de enclaves de rocas metamórficas y plutónicas. Entre las primeras se encuentran materiales alpujárrides poco profundos (cuarcitas y micasquistos) afectados por metamorfismo térmico de grado medio a alto y otros del zócalo profundo alpujárride ultrametamórficos, originados y afectados por fenómenos de anatexia.

Entre estos cabe mencionar neises cordieríticos y sillimanita (también con granate, plagioclasa, antiperita, biotita, cuarzo, ortopiroxeno y espinela) y anfibolitas.

Los enclaves de origen plutónico son principalmente cuarzodioritas, dioritas o términos más básicos que contienen plagioclasa, biotita, cuarzo, anfíbol, cordierita, granate, ortopiroxeno y rutilo.

ZECK (1.968) atribuye un origen anatéctico para este magma dacítico. Por otro lado, entorno a los macizos peridotíticos de Málaga (IGME 1.976 y 1.977) se desarrolla un metamorfismo progresivo en la serie alpujárride que sobrepasa las condiciones de anatexia dando por un lado granulitas granáferas con distena en las zonas paralelas al eje de la zona axial bética y rocas granítoides cuarzodioríticas con granate y cordierita perpendicularmente a este eje. La fusión de estos materiales podría dar composiciones que irían desde dacitas a términos de composición próxima a la riolítica. Todas las reacciones metamórficas de alto grado como asimismo las paragénesis minerales de las rocas del Hoyazo tienen lugar también en las rocas migmatíticas o granulíticas que orlan los macizos peridotíticos de la provincia de Málaga.

5.2.4. Geoquímica

El trabajo más reciente sobre el conjunto de la región volcánica neógena del SE de España (LOPEZ RUIZ Y RODRIGUEZ BADIOLA, 1.980) establece cuatro tipos de volcanismos de edad progresivamente decreciente: 1) calcoalcalino; 2) calcoalcalino potásico y shoshonítico; 3) ultrapotásico; y 4) basáltico alcalino.

En la Hoja de Carboneras se encuentran representados los dos primeros: El calcoalcalino s.s. constituyendo la totalidad de los afloramientos en la Serrata de Níjar y en la Sierra del Cabo de Gata, y el calcoalcalino potásico formando únicamente el afloramiento volcánico de El Hoyazo y sus alrededores inmediatos.

Desde el punto de vista geoquímico, el volcanismo calcoalcalino s.s. presenta un rango de variación en SiO_2 relativamente amplio (53,3-70,6 %),

muestra contenidos relativamente altos de Al_2O_3 , MgO y CaO , moderados de FeO , K_2O , K_2O y Na_2O , y bajos de TiO_2 y P_2O_5 . La relación K_2O/Na_2O está comprendida entre 0,42 y 1,06 % y la relación Fe total/ MgO varía entre 1,1 y 2,0 (media 1,4). Sus tendencias de variación son también típicas: progresiva disminución de Al_2O_3 , Fe total, MgO , MnO , CaO y TiO_2 , aumento de SiO_2 y K_2O , y constancia en Na_2O y P_2O_5 al pasar de las andesitas piroxénicas a las riolitas. En cuanto a la distribución de los elementos traza, las abundancias de Rb , Pb , Th y Zr relativamente altas, las de Ba y Sr algo más bajas y las de Cu , Co , Ni , V y Cr bajas o muy bajas.

El volcanismo calcoalcalino potásico está, desde el punto de vista geoquímico, representado de forma menos típica. El rango de variación en SiO_2 oscila entre el 64 y 58 %. Los contenidos de K_2O , TiO_2 y P_2O_5 son superiores, y los de CaO inferiores, para idéntico % SiO_2 que el calcoalcalino s.s. La relación K_2O/Na_2O está comprendida entre 0,63 y 1,98, y la relación Fe total/ MgO varía entre 1,2 y 2,6. Las algo elevadas relaciones K_2O/Na_2O que presentan estas rocas son debidas a un relativamente bajo contenido en Na_2O más que a un anormalmente alto porcentaje de K_2O . Las tendencias de variación son algo distintas a las del volcanismo calcoalcalino s.s., puesto que el Al_2O_3 permanece prácticamente constante mientras que el P_2O_5 aumenta al pasar hacia términos más ácidos y, en este mismo sentido, las disminuciones de MgO y CaO y el crecimiento de K_2O son más acusados que en aquél. En cuanto a los elementos traza, el volcanismo calcoalcalino potásico presenta concentraciones de Rb , Ba , Pb , Sr , Zr y ferromagnesianos (salvo Co), superiores a las de las rocas calcoalcalinas s.s., (LOPEZ RUIZ Y RODRIGUEZ BADIOLA, 1.980).

5.2.5. Petrogénesis

El origen del volcanismo neógeno del Sureste de España ha sido objeto de varias hipótesis e investigaciones recientes.

Con el desarrollo de la moderna teoría de la tectónica de placas se le ha supuesto relacionado con procesos de subducción de edad miocena (la del volcanismo).

ARAÑA Y VEGAS (1.974) proponen una subducción según un plano de Benioff buzante al N y que hundiría la placa africana bajo la europea. BELLON (1.976) propone una subducción similar, de África bajo España, buzante al NO y de edad miocena inferior, resultado de un desplazamiento de África al N en el Oligoceno Superior, previo a la colisión continental. LOPEZ RUIZ Y RODRIGUEZ BADIOLA (1.980) han propuesto recientemente una subducción de la corteza oceánica generada en el mar de Alborán a finales del Oligoceno, bajo la continental. Como consecuencia se produ-

jerón líquidos de composición andesítico-basáltica y andesítica a unos 100 km., y más potásicos a los 150 km., que en su ascenso debieron sufrir contaminaciones de la corteza continental, originando respectivamente los magmas calcoalcalinos y calcoalcalinos potásicos (y shoshoníticos).

Ultimamente, PUGA (1.980) ha objetado la posibilidad de una subducción miocena en base a datos geocronométricos obtenidos para el último metamorfismo alpino y que indicarían una edad eoceno-oligocena para aquella. Propone un modelo genético a partir de fusiones parciales de un manto anormal, hidratado (sobre el que parecen existir interpretaciones geofísicas). Los magmas habrían ascendido hasta la superficie a favor de la fase de tensión tectónica mio-pliocena. El origen de dicho manto anómalo estaría en una subducción más antigua.

Otras hipótesis han relacionado este volcanismo con el aporte de energía térmica que representaría el proceso de oceanización cenozoico del Mediterráneo occidental (provocado por diapirismo del manto). (VAN BEMMELEN, 1.969, 1.972; LOOMIS, 1.975).

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA METALICA Y METALOGENIA

En el ámbito de la Hoja la minería metálica no ha sido muy importante, excepción hecha de la explotación aurífera de Rodalquilar. Pero a pesar de ello, y debido fundamentalmente a la diversidad geológica y litológica representada, las mineralizaciones son de una gran variedad, tanto por las sustancias representadas como por la morfología de sus yacimientos.

El carácter singenético o, en cualquier caso, familiar de la mayoría de las mineralizaciones respecto de su ámbito encajante justifica la exposición y descripción de éstas mediante su agrupación según las diferentes unidades lito y tectonoestratigráficas presentes en la Hoja, a saber: los tres complejos béticos, las rocas volcánicas neógenas y la cobertura miocena superior y pliocena.

El Complejo Nevado-Filábride apenas lleva mineralizaciones en la Zona considerada; el Alpujárride las contiene de Pb, y el Maláguide de Fe.

El volcanismo neógeno encierra las muy importantes mineralizaciones de Au y alunita de Rodalquilar, y también de Pb-Zn-Cu; más insignificantes y anecdóticas, de Mn así como de Sb-baritina.

La cobertura miocena superior (messiniense) contiene sólo mineralizaciones de Mn.

6.1.1. Mineralizaciones en el Complejo Nevado-Filábride

En puntos muy localizados y dispersos de éste aparecen pequeños pozos o socavones que han trabajado filoncillos de hematites. El objeto de estas explotaciones puede ser el hierro o quizás el plomo y la plata si se considera que la hematites pueda provenir de la oxidación de la siderita (con galena argentífera). De hecho, mineralizaciones filonianas de siderita (-baritina) con sulfuros de Pb-Zn-Cu argentíferos se conocen, en todo el ámbito de las Cordilleras Béticas, típica y exclusivamente enclavadas en el Complejo Nevado-Filábride, cuya tectónica cortan.

6.1.2. Mineralizaciones de plomo en el Complejo Alpujárride

Aparecen enclavadas en la formación superior calizo-dolomítica. Dentro de ésta aparecen bastante uniformemente repartidas en toda su extensión de afloramiento si bien, estratigráficamente, tiendan a situarse más bien en sus partes basales. Las labores más importantes se sitúan inmediatamente al E del pantano de Isabel II. Están limitadas únicamente al borde SE de la Sierra Alhamilla.

La mineralización consiste en una galena de grano fino, poco argentífera, y sulfuros de cobre muy minoritarios, en diseminaciones o formando concentraciones desimétricas en el cemento dolomítico de unas brechas de cantos también dolomíticos y tamaño centímetro.

La mineralización es idéntica a la de la Mina de Coto Laisquez en la vecina Hoja de Almería. En ésta, las brechas mineralizadas han sido interpretadas por WEPPE y JACQUIN (1.966) como sinesedimentarias pudiendo incluso una parte de la galena ser detrítica. El control de estas mineralizaciones es paleogeográfico incluso a escala de yacimiento. A escala regional son correlacionables con las también estratiformes de galena-fluorita de las Sierras de Gádor y Lújar (Almería-Granada), también emplazadas en esta formación, si bien éstas se diferencian de las que nos ocupan, aparte de en la presencia de fluorita, en un desarrollo más minoritario de las brechas.

6.1.3. Mineralizaciones de hierro en el Complejo Maláguide

En el extremo norte de la Serrata de Níjar aparecen dos tipos de ellas en este complejo.

Una, apenas explotada mediante pequeñas calicatas, es estratiforme. Con un espesor máximo de 1 m., se sitúa en el tránsito de las lutitas ro-

jas del Permotriás a las calizas claras jurásicas. La mineralización consiste en magnetita, generalmente muy oxidada, y silicatos verdes. Ambos forman agregados monominerales definiendo una estructura groseramente bandeada (paralela a la estratificación) o brechoide; el yeso, en venillas y lentejones, acompaña la paragénesis.

La segunda, con labores más importantes, de hematites masiva, sola o con sílice muy fina (tipo jaspe) forma masas irregulares a veces con tendencia "filonianas" y potencia métrica; entonces muestra direcciones paralelas a las de las fallas de desgarre de la Serrata.

En el afloramiento de Maláguide más meridional de la Serrata, varios socavones cortos han reconocido una mineralización "filonianas", de potencia métrica, y dirección subparalela a las fallas de desgarre, encajando en las calizas claras atribuidas al Jurásico. La mineralización consiste en una masa de hematites-limonita sin estructuras. A veces, en los hastiales, hay una brecha de espesor decimétrico de fragmentos centimétricos de los óxidos citados, cementados por calcita micro a criptocristalina, clara.

También, en el borde norte de este afloramiento y por lo tanto en la parte más basal de la formación, aparecen calicatas que han puesto de manifiesto una mineralización (probablemente estratiforme y correlacionable con la primeramente descrita) de hematites-limonita con abundante yeso en venillas y lentejones, y quizás jarosita.

La mineralización estratiforme de magnetita presenta notables analogías en su paragénesis y morfología, con otras que aparecen en varias localidades en el Triás Subbético. En Cehegín (Murcia) es donde son más importantes y allí se les ha atribuido un origen volcánico-sedimentario en relación directa genética con el volcanismo triásico básico representado por las ofitas.

Las mineralizaciones filonianas pueden resultar de procesos de removilización tectónica, a partir de las estratiformes (N de la Serrata) o quizás supérigena a partir de otras fuentes (S. de la Serrata).

6.1.4. Mineralizaciones de oro en las rocas volcánicas neogenas

Se encuentran representadas únicamente por el célebre yacimiento de Rodalquilar, el más importante y prácticamente el único productor de oro de España en las últimas décadas.

La explotación data de antiguo. Ha sido realizada en subterráneo y por diversas compañías mineras, al principio. Desde 1.956 y hasta los 60, fecha de paro de las explotaciones, éstas han sido centralizadas por la E.N. Adaro y realizadas, fundamentalmente, a cielo abierto. Las leyes del mineral son

muy variables: algunas vetas de cuarzo han contenido hasta 100 g Au/t, mientras que otras sólo han presentado trazas; la ley media obtenida a cielo abierto parece que ha oscilado entre los 4,5 y los 5 g Au/t. En cuanto a producción anual, en 1.964 se trajeron 700 kg., de oro.

La mineralización aurífera se presenta en una área de 3 x 2 km., generalmente de intensa alteración de las rocas volcánicas. LODDER (1.966) supone que éstas son ignimbritas y su alteración debida a una actividad fumarólica (que deposita el oro) causada por la circulación de los propios gases expelidos con las ignimbritas. SIERRA Y LEAL (1.968) consideran la alteración como contemporánea de la mineralización aurífera, y de origen hipógeno, actuando sobre rocas volcánicas no piroclásticas previamente consolidadas.

Para los autores de esta Hoja, como ya se discutió en los apartados de Estratigrafía y Petrología, las rocas alteradas de Rodalquilar son las dacitas rojo-violáceas, biotítico-anfibólicas (es decir, uno de los episodios eruptivos más recientes de la zona) y probablemente bajo dicha zona de alteración se sitúa el punto de emisión de estos materiales; el proceso de alteración y el de mineralización aurífera, aunque algo posteriores, no deben estar muy separados en el tiempo de la consolidación de las dacitas ignimbriticas verdosas (22). Que no presentan este tipo de alteración- reposan directamente encima de dichos materiales alterados (21).

Las estructuras con mineralización aurífera son para LODDER (1.966) de dos tipos: 1) venas de cuarzo y 2) (mucho más escasas) conductos geódicos tubulares de diámetro inferior al metro y tapizados de óxidos de hierro, interpretadas por dicho autor como fumarolas fósiles. SIERRA Y LEAL (1.968) amplian el número de estructuras y citan por primera vez la presencia de: 3) pipas brechoides lenticulares de dimensiones (la mayor en profundidad) 100 x 40 x 9 m.; 4) chimeneas brechoides de desarrollo vertical y 5) diques de bolos (pebble-dykes), constituidas por cantos muy redondeados y silicificados en una matriz volcánica no silicificada. En las pipas y chimeneas, la brechificación es pre y sin-mineralización, mientras que los diques de bolos son posteriores a la alteración y a la mineralización.

Con el oro nativo (la mineralización económica principal) se relacionan paragenéticamente pirita, sulfuros simples de Cu, Pb y Zn, sulfoarseniuros, minerales de plata, pirrotina y, característicamente, telururos de oro (SIERRA, 1.964). La ganga acompañante es cuarzo de grano muy fino, alunita y caolinita, pudiendo aparecer muy localizadamente baritina. A la profundidad de 200 m., esta mineralización aurífera cambia a otra de sulfuros complejos (SIERRA Y LEAL, 1.968).

Las alteraciones de las rocas encajantes causadas por el emplazamiento de las venas han sido las únicas estudiadas, tanto por LODDER (1.966) como por MARTIN VIVALDI, SIERRA Y LEAL (1.971). En síntesis, en la parte

más cercana a las vetas hay neoformación de alunita, pirofilita y caolinita; ilita-esmectita en la parte media y clorita en la más alejada. En estas dos últimas aparece una tendencia de la plagioclasa a ser reemplazada por adularia, hecho interpretado por LODDER (1.966) como anterior a las neoformaciones citadas. Queda planteada, pues, la posible existencia de varios procesos de alteración que se suceden en el tiempo, al igual que ocurre en otros yacimientos volcánicos subaéreos del mundo.

Recientemente, y desde el punto de vista económico, el yacimiento de Rodalquilar ha atraído la atención de los investigadores. Esta está centrada en tres aspectos:

- Una posible reapertura de los yacimientos en vista a la reciente subida del precio del oro en el mercado mundial.
- La posible existencia de un pórfido cuprífero (porphyry-copper) a 1.000 m., o más, de profundidad bajo la mineralización aurífera, pues, entre otras cosas, parece ser que la alteración asociada a ésta es típica de zonas apicales de aquel en otras partes del mundo.
- La posible presencia de concentraciones detríticas interesantes de oro en la plataforma marina adyacente al yacimiento.

6.1.5. Mineralizaciones de alunita en las rocas volcánicas neógenas

En este apartado no se considerará la alunita asociada a la mineralización aurífera sino únicamente aquella otra que al presentarse en mayores cantidades ha originado antiguas explotaciones a cielo abierto y que modernamente han sido investigadas por la E.N. Adaro como posible mena de aluminio y sus óxidos. Estas mineralizaciones se encuentran en idéntico ambiente geológico que el oro, y en el mismo encajante.

Las labores antiguas se localizan inmediatamente al O de Rodalquilar, en el borde del campo aurífero (zona del Cinto) y al NE, fuera de éste (zona de Los Tollos), aquí más importante.

Generalmente la alunita aparece asociada con caolinita, dickita, sericitita y pirofilita. Forma, normalmente, stockwerks a veces muy densos de venas de potencia centímetros más que decimétrica en el encajante dacítico alterado; menos frecuentemente parece invadir e impregnar profundamente éste en una anchura métrica a partir de fisuras. Los investigadores de la E.N. Adaro han puesto de manifiesto la presencia de dos tipos de alunitas, una sódica y otra potásica. También creen factible la existencia de una alunita probablemente supérgena (superficial) y otra hipógena (asociada a la pirofilita).

Desde el punto de vista económico los yacimientos parecen poco interesantes, debido sobre todo a su baja ley. La investigación de la E.N. Adaro

se centró sobre todo en la zona de Los Tollos donde se llegaron a realizar 922 m., de sondeos mecánicos. La cubicación realizada arroja 1.902.299 t de alunita con 693.747 t de alúmina contenidas; la ley media del todo-uno es del orden del 17 % de alunita.

6.1.6. Mineralizaciones de plomo, zinc y cobre en las rocas volcánicas neógenas

Se localizan en el Sur de la Hoja, dos de ellas en los alrededores de Rodalquilar y la tercera al Sur de los Albaricoques. En todas, las labores realizadas son de dimensiones modestas.

La mina conocida con el nombre de La Paniza (S de Los Albaricoques) ha explotado mediante tres chimeneas y un pozo una zona brechificada y de stockwerk irregular orientada N 18° E y encajada en las andesitas. Sus dimensiones mínimas visibles son 13 m., de anchura y 40 de longitud. La mineralización consiste en galena hojas muy cerusitizada asociada a cuarzo macrocristalino geódico, violáceo a veces, en vetas de potencia decimétrica. Hay un cuarzo microcristalino tipo jaspe, cortado por el anterior.

En el Cerro de Los Guardas (SSE de Rodalquilar) los pequeños pozos situados a más baja cota han explotado unas brechas, probablemente hidrotermales, de fragmentos centimétricos de rocas volcánicas, a veces muy cloritizados, cementados por un cuarzo calcedónico (que también puede cortar esas brechas) al que se asocian galena, blenda clara y calcopirita. La labor a cielo abierto situada casi a media ladera ha trabajado unas brechas diferentes, más incoherentes, de mayor tamaño de fragmentos de cuarzo calcedónico y agatiforme; la mineralización visible, intersticial interfragmental, se reduce a carbonatos de cobre. Más arriba, y en esta parte del cerro hasta la cima, siguen existiendo brechas, ahora de fragmentos decimétricos volcánicos silicificados cementados por cuarzo criptocristalino con impregnaciones verdes de cobre menos frecuentes. Según se desprende de su expresión morfológica, éstas últimas brechas (no representadas en la cartografía de la Hoja por salirse fuera del objetivo de ésta) parecen tener un desarrollo vertical quizás mayor que lateral y es posible entonces que representen una estructura tipo "breccia-pipe". La relación genética y espacial de los otros dos tipos de brechas con esta posible estructura quedarán por aclarar, aunque quizás el segundo descrito fuera una facies marginal (discontinua ?) de ella.

Dos km., al NNE de Rodalquilar se han trabajado filones de potencia inferior al metro encajando en dacitas, a los que -en zonas- parecen asociarse procesos de alunitización. La escasa mineralización observada es de galena de grano fino en cuarzo calcedónico. Las labores consisten en rafados a cielo abierto y socavones.

6.1.7. Otras mineralizaciones en las rocas volcánicas neógenas

Unos 7 km., al O de Carboneras, junto a la aldea de El Argamasón, unos pequeños pozos, hoy día casi todos cegados, investigaron a finales del siglo pasado una mineralización de antimonio. La observación superficial es difícil a causa del recubrimiento pero la impresión obtenida es que aquella consiste en filoncillos de espesor decimétrico muy cortos (tendencia subnódular) de baritina conantimonita, de grano fino y con cierto bandeados, encajando en una zona de alteración muy localizada. Las rocas volcánicas afectadas son los "aglomerados" de dacita anfibólica.

En los alrededores de Las Negras y de Las Hortichuelas unas mineralizaciones fisurales de óxidos de manganeso de potencia centí a decimétrica, asociados a veces a ópalo y calcedonia han sido objeto de pequeños reconocimientos mediante socavones de longitud inferior a la decena de metros. Encajan en las dacitas anfibólicas. Una mineralización similar a éstas, en base a la paragénesis encontrada, parece ser la explotada en las minas de la Madreselva (pequeños pozos), en los alrededores de Fernán Pérez (Centro de la Hoja). Aquí el yacimiento primario ha sido muy desmantelado por la erosión y gran parte de la mineralización se presenta eluvionarmente.

6.1.8. Mineralizaciones de manganeso en la cobertura sedimentaria messiniense (mioceno superior)

Las hay de dos tipos, ambos estratiformes; no se sitúa en la misma zona de discordancia de dicha cobertura sobre el volcánico infrayacente; el otro lo hace en plena serie miocena, en facies más alejadas del borde de cuenca.

Las mineralizaciones del primer tipo están bien representadas en las labores (pequeños socavones) existentes en la ladera SE del Cerro de La Tortola (Centro-SO de la Hoja). Ahí, las calcarenitas messinienses de facies de talud arrecifal reposan sobre dacitas anfibólicas, a veces en facies "aglomerática". Lo esencial de la mineralización consiste en nódulos de óxidos de manganeso centimétricos, irregulares, englobados por una caliza fosilífera (el mineral también puede moldear los restos fósiles). Esta caliza y su mineral forman un reticulado de venillas de potencia centí a decimétrica que afecta al volcánico en una amplitud de hasta 1-2 m., bajo la discordancia; el tamaño de los bloques dacíticos oscila de decí a semimétrico y a veces muestran forma redondeada ofreciendo entonces la mineralización el aspecto de un cemento de conglomerado. Las calcarenitas suprayacentes muestran con frecuencia una cierta dispersión de óxidos de manganeso que a veces se resuelve en pequeñas concentraciones centimétricas. Estas mineralizaciones

del cerro de La Tórtola se presentan sin interrupción a lo largo de casi 1,5 km., de afloramiento de discordancia y en sus bordes laterales, antes de desaparecer, parecen ser sustituidas por óxidos de hierro en pequeña cantidad.

Las mineralizaciones del segundo tipo en la Hoja se encuentran representadas por un único indicio situado 1 km., al N de la carretera de Carboneras a la Venta del Pobre, junto a la gran falla de desgarre que cruza la Hoja y en las proximidades del paraje conocido como "El Caballón". Las labores existentes son muy modestas; algún pocillo y varias calicatas. El objeto de la explotación ha sido una capa de 30 cm., de espesor de óxido de manganeso masivo, terroso, con un fino bandados sedimentario negropardo oscuro que a veces presenta microdiscordancias angulares y progresivas. La capa forma parte de una serie margosa, con silexitas y yesos más en la base. A techo, las margas pueden contener, intraformacionalmente, cantos calizos. Es el Messiniense marino en facies de centro de cuenca.

6.2. SILICATOS INDUSTRIALES

La actividad extractiva de estos materiales ha sido volumétricamente importante en el ámbito de la Hoja, y mantiene aún hoy día relevancia económica al encontrarse en plena expansión la explotación de las bentonitas.

Estas y los granates han sido los materiales más explotados.

6.2.1. Bentonitas

Los depósitos de este material se localizan generalmente en la serie volcánica, en niveles de naturaleza piroclástica (por orden de importancia cuantitativa: tobas, aglomerados tobáceos e ignimbritas) de la alteración de los cuales resultan. Sólo se conoce un indicio no volcánico en los alrededores de La Loma (Los Albaricoques, SO de la Hoja) en el que la bentonita cementa localmente un conglomerado cuaternario.

Se explotan activamente, por diversas compañías, a cielo abierto. Los yacimientos contenidos en la Hoja son los más importantes, y los de mejor calidad, de España. En su conjunto fueron investigados desde el punto de vista económico por la E.N. Adaro (1.972); los resultados de esta investigación, centrada en los 13 depósitos más importantes (se incluía alguno de la vecina Hoja del Pozo de los Frailes) estimaron en 10.000.000 t sus reservas.

Las bentonitas de la Serrata de Níjar suelen ser de colores variados y de aspecto jabonoso, mientras que las del área volcánica costera suelen serlo blancas y más terrosas.

Los aspectos mineralógicos y geoquímicos de estas bentonitas han sido tratados primeramente por MARTIN-VIVALDI et al. (1.968-69-75) y después por REYES, HUERTAS Y LINARES (1.978-79-80); las bentonitas del área son de naturaleza cálcico-sódico-magnesiana. El componente mayoritario (95-75 %) es una esmectita montmorillonítica, siendo el resto cuarzo, plagioclasa, calcita, anfíboles, mica, zeolitas, tridimita, etc., la mayoría de ellos residuales del proceso de bentonitización que ha actuado sobre las rocas piroclásticas. Este dentro de los procesos tradicionalmente admitidos- más que como alteración submarina de dichos niveles durante la transgresión messiniense, es invocado como hidrotermal por dichos autores.

La morfología de los depósitos es variable: estratiformes o "filonianas", masiva a veces. Para el caso de algunos depósitos "filonianos" es flagrante su paralelismo con la fracturación reciente. El caso más instructivo se presenta en la cantera de Archidona, en la parte SO de la Serrata de Níjar, donde un "filón" de bentonita de potencia métrica se encuentra atravesando conglomerados cuaternarios, siendo la dirección de dicho "filón" paralela a la de las fallas de desgarre que bordean la Serrata. Este hecho, interpretado en la investigación de la E.N. Adaro como una posible prueba de la existencia de un volcanismo cuaternario (salida fisural de material piroclástico y bentonitización posterior), debe interpretarse más bien como una ascensión de tipo diapírico del material bentonítico infrayacente, a lo largo de fracturas recientes. Esta interpretación es igualmente válida para otras masas "filonianas" en las que sus contactos muy netos así como la estructura piroclástica aún reconocible, muy diferente de la del encajante volcánico local, parecen destacar un origen por alteración lateral hidrotermal progresiva a partir de una fisura original.

6.2.2. Granates

La explotación de éstos, para su empleo fundamentalmente como abrasivos, han sido mundialmente famosas y se localizan en relación con el afloramiento volcánico del Hoyazo, en el NO de la Hoja.

Sobre el domo original dacítico se emplazaron las calizas arrecifales messinienses. Posteriormente, la erosión ha respetado éstas más que la roca volcánica. El resultado paisajístico actual es un "embudo" -El Hoyazo- excavado en la dacita, rodeado de escarpes calcáreos, y sólo comunicado hidrográficamente con el exterior mediante un barranco: la "rambla de Las Granatillas".

La dacita constituyente de dicho afloramiento contiene, entre otros, una proporción apreciable de granates (almandina) idiomorfos, de tamaño semicentimétrico, que los procesos exógenos de meteorización, erosión, transporte y sedimentación han concentrado en los alrededores, despertando el interés de los explotadores.

Dentro del Hoyazo, sobre la dacita misma, hay pequeñas concentraciones eluviales que han sido trabajadas de forma modesta mediante hoyos y calizatas. Pero las explotaciones más importantes se sitúan en un abanico de deyección, cuaternario, situado en la salida de la citada rambla a la llanura del Campo de Níjar. Este abanico, de casi 1 km² de extensión, se encuentra materialmente acribillado de labores. Estas, consistentes en pequeños pozos, cesaron el año 1.966.

Según WEGNER (1.933), la máxima concentración se verifica en capas de 5-50 cm., de potencia que localmente pueden alcanzar el 50 % de granates. Estas se sitúan en los 0,5-1,5 m., basales de Cuaternario. La potencia de éste varía de 3 (a los 40 m., de la salida de la rambla) a los 12 m., (a los 500).

6.3. ROCAS INDUSTRIALES Y CANTERAS

Antaño, las extracciones de este tipo de materiales fueron poco importantes, destacando únicamente las canteras para adoquines situadas en el Cerro de Los Lobos y en la Mesa de Roldán, en la costa. El material trabajado lo constituyen las andesitas piroxénicas, rocas que por su dureza eran las más idóneas para los fines perseguidos; al mismo tiempo, su forma de presentarse en disposición columnar facilitaba la talla de adoquín.

Hoy día la actividad extractiva intensa se centra en las tobas poligénicas y anfibólicas del O de Agua Amarga (E del área) parcialmente bentonitzadas; se emplean para la obtención de cementos especiales (puzzolánicos) en la cercana fábrica de Carboneras. También se explotan yesos masivos messinienses, de facies de centro de cuenca, en cantera, 3 km., al OSO de Fernán Pérez.

Muy recientemente, en la Mesa de Roldán, se han extraído las calizas del Complejo Terminal Messiniense, en bloques, para la construcción del puerto cementero de Carboneras.

Como áridos se han explotado también las dolomías alpujárrides del extremo NE de la Serrata de Níjar.

Por último, y como curiosidad, mencionar explotaciones subterráneas (en cortos socavones) de filones de calcita-aragonito zonados, muy puros, de potencia semimétrica, para la obtención casi "in situ" de cal. Enca-

jan, con dirección NO-SE en las dolomías alpujárrides y en los conglomerados miocenos del ángulo NO de la Hoja.

6.4. RECURSOS GEOTERMICOS

La zona, con un gradiente geotérmico probablemente superior al normal dadas sus características de área aún activa y orogenia reciente, se presta a investigaciones de este tipo, que ya se están iniciando.

La investigación de acuíferos profundos (geometría de baja entalpia), dada la relativamente escasa potencia (menos de 600 m.), de materiales terciarios con buenas condiciones hidrogeológicas, no debe olvidar las posibilidades en los materiales béticos, a pesar de que la tectónica dificulte un mejor control de aquellas.

La existencia de fracturas importantes, muy recientes y probablemente de escala cortical, revela también atractivas posibilidades en el campo de la geometría de alta entalpia.

Por el contrario, en relación directa con el volcanismo calcoalcalino aflorante no deben esperarse buenos resultados dada la antigüedad (Mioceno Medio-Superior) de éste. Sí en cambio, y más bien avalando posibilidades para el caso de la fracturación profunda, puede ser factible en el área un volcanismo alcalino no aflorante como el que se manifiesta en superficie en la cercana Zona de Cartagena y que llega a tener una edad Cuaternaria.

6.5. RECURSOS HIDRICOS

En la comarca Níjar-Carbonera la característica hidrogeológica más sobresaliente es la escasez de recursos, impuestos lógicamente por unos factores climáticos en este sentido adversos. Por otra parte, y en la hidrogeología del área, el control que ejercen los factores geológicos, (predominio de materiales impermeables o semipermeables, estructura, ocurrencia de etapas erosivas en la secuencia sedimentaria, cambios frecuentes de facies, etc.), da lugar a que destaqueen, por su extensión, las áreas con ausencia de acuíferos de entidad que pudiera hacer posible un aprovechamiento óptimo de las escasas aportaciones pluviométricas de esta comarca.

Aunque están representados en la zona niveles litoestratigráficos que, como en el caso de las caliza/dolomías alpujárrides, constituyen en otras áreas acuíferos de gran extensión los conocimientos hidrogeológicos sobre estas comarcas parecen negar aquí la presencia de tales acuíferos. Por el contrario, los sistemas acuíferos presentes en la zona, aparecen con una nota-

ble dispersión y su importancia, en general, es muy limitada. Sus características geológicas e hidráulicas son muy heterogéneas (pliocenos, más corrientemente) y forman acuíferos superficiales de carácter libre.

De toda la comarca cabe destacar el sistema acuífero del Campo de Níjar, cuyos recursos medios anuales han sido evaluados en unos 15-16 hm³. Siguen después otros acuíferos de menor entidad, como las cubetas de Fernán Pérez, El Hornillo-Cabo de Gata, el litoral de El Alquián-Cabo de Gata, los pequeños compartimentos dolomíticos alpujárrides de la falda de Sierra Alhamilla, el reducido sistema de la Robla de Palmerosa, etc., cuyos recursos propios son de menor importancia (pueden oscilar entre uno y varios hm³/año). Naturalmente, existen aún acuíferos más insignificantes, cuya capacidad de regulación es inferior a 1 hm³/año.

Como fuente de información sobre este tema, se recomienda la consulta del "Estudio Hidrogeológico de la Comarca del Campo de Níjar" (1.982) realizado por el IGME, el cual consta de 11 volúmenes, en los que se hace una síntesis de datos y su correspondiente interpretación sobre el acuífero de la comarca, así como de los sistemas o acuíferos marginales más significativos de la misma.

7. BIBLIOGRAFIA

- ADDICOTT, W.O. y SNAVELY, P.D. Jr. 1.976.— Reconnaissance of mollusk bearing Neogene rocks. Almería Province Eastern Andalusia. Spain. Western Soc. Malacologists Ann. Rep., 9, 49-50.
- ADDICOTT, W.O.; SNAVELY, P.D. Jr.; POORE, R.Z. y BURKY, D. 1.979.— La secuencia Neógena marina de los Camps de Dalias y de Níjar (Almería). Estudios Geol. 35, 609-631.
- ALDAYA, F. (1.969).— Los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, provincia de Granada). Acta Geol. Hisp. t. 45; pp. 126-130.
- ALDAYA, F. y GARCIA DUEÑAS, V. 1.971.— Almería-Garrucha, Mapa Geológico de España (escala 1 : 200.000) síntesis de la cartografía existente, 23. 1.
- ANGELIER, J.; CADET, J.P.; DELIBRIAS, G.; FORUNIGUET, J.; GIGOUT, M.; GUILLEMIN, M.; HOGREL, M.T.; LALOY, CI. PIERRE G. (1.976).— Les déformations du Quaternaire marin, indicateurs néotectoniques quelques exemples méditerranéens. Rev. de Géogr. Phys. et Géolog. Dunam. (2) V. XVIII, fasc. 5, pp. 427-448.
- ARAÑA, V. y VEGAS, R. (1.974).— Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. Tectonophysics, vol. 24, pp. 197-212.

- ARMIJO, R. BENKHELIL, J., BOUSQUET, J.C.; ESTEVEZ, A.; GIRAUD R.; MONTENAT, Ch.; PAVILLON, M.J.; PHILIP, M.; SANZ DE GALDEANO, C.; VIGUIER, Cl. (1.977).— Les résultats de l'analyse structurale en Espagne. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XIX, n° 3, pp. 591-605.
- ARMSTRONG, A.K.: SNAVELY, P.D. Jr. y ADDICOTT, W.O. (1.979).— Porosity evolution of late Miocene reefs. Almería Province, southern Spain: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 61., pp. 188-208.
- BAENA, J.; GARCIA RODRIGUEZ, J.; FERNANDEZ VARGAS, E.; GREENE, G.— Archive faulting in the coast of Almería. (En prensa).
- BAENA, J.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (1.981).— Libro-Guía Excursión sobre el tirreviense del Litoral Mediterráneo español. Litoral de Almería. Libro-Guía Sous. Com. Med. et Mer. Noire INQUA (Madrid-Lyon), pp. 25-43.
- BAENA, J. y VOERMANS, F. (1.980).— Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, 2^a Serie (MAGNA). Hoja 1.045/23-43 (Almería). Instituto Geológico y Minero de España. En prensa.
- BAENA, J., ZAZO, C.; GOY, J.L.— Implicación del Episodio con "strombus" en la neotectónica de la Bahía de Almería (España). Colloque "Niveaux marins et tectonique qua ternaires dans l'aire méditerranéenne". París, 29 Nov. 1.980.
- BELLON, H. (1.976).— Séries magmatiques néogenes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques. These d'Etat. París, 367 págs.
- BELLON, R.; BORDET, P.; BOUSQUET, J.C. y MONTENAT, C. (1.976). Principaux résultats d'une étude geochronométrique du volcanisme néogène des Cordillères Bétiques. 4^{me} réun. ann. Sc. Ter. París. 43 págs.
- BELLON, H.; BROUSSE, R. (1.977).— Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. Bull. Soc. Géol. France, 1.977 (7), t. XIX, n° 3, pp. 469-480.
- BERNAT, M.; BOUSQUET, J.C.; DARS, R. (1.978).— ^{107}U - ^{103}Pb dating of the Ouljian stage from Torre García (Southern Spain). Nature, V. 275, pp. 302-303.
- BOUSQUET, J.C.; CADET, J.P. y MONTENAT, Ch. (1.975).— Quelques observations sur le jeu quaternaire de l'accident de Carboneras (Arc de Gibraltar, Cordillère Bétiques orientales). C.R. 3^{me} réunion ann. des Sc. de la Terre. Montpellier.
- BOUSQUET, J.C. & MONTENAT, C. (1.974).— La néotectonique dans les Cordillères Bétiques orientales (Espagne). 2^{me} Réun. Ann. Sc. de la Terre. Nancy. Résumé des communications p. 81.
- BOUSQUET, J.C. & MONTENAT, C. (1.974).— Présence de décrochements NE-SW plio-quaternaires dans les Cordillères Bétiques orientales (Espagne).

- ne). Extension et signification générale. C.R.Ac.Sc. París. t. 278, pp. 2.617-2.620.
- BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. y PHILIP, H. (1.976).— La evolución tectónica reciente de la Cordillera Bética oriental. Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Universidad de Granada.
- BOUSQUET, J.C.; PHILIP, H. (1.976).— Observations tectoniques et micro-tectoniques sur la distension plio-pleistocene ancien dans l'est des Cordilleres Bétiques (Espagne Méridionale). Cuad. Geol. Univ. Granada. vol. 7, pp. 57-67.
- BROUWER, H.A. (1.926).— Overthruststructure in the Eastern Betic Cordilleras. XIV Congreso Geol. Int. Madrid. pp. 1.885-1.888.
- BURRI, C. y NIGGLI, P. (1.945).— Die jungen Eruptivgesteine der Mediterranean Orogens. Publik. Vulkaninstitut I. Friedl. n° 3 y 4. Zurich.
- BURRI, C. y PARGA-PONDAL, I. (1.935).— Beitrage zur kenntnis einiger jung vulkanische Gesteine Spaniens-Schweiz. Min. Petr. Mitt., 15, pp. 266-287.
- BURRI, C. y PARGA-PONDAL, I. (1.936).— Neue beitrage zur kenntnis des granat-führendes Cordieritandesites von Hoyazo vei Níjar (Prov. Almería)-Schweiz. Min. Petr. Mitt., 16, 226-263.
- BURRI, C. y PARGA-PONDAL, I. (1.945-49).— Die jungen Eruptivgesteine des Mediterranean Orogens - I (1.945), II (1.949). Vulkaninstitut I. Friedlander, nr. 4. 1.949.
- CADET, J.P.; FOORNIQUET, J.; GIGOUT, M.; GUILLEMIN, M.; PIERRE, G. (1.977).— La néotectonique de littoraux.
- CADET, J.P.; FOORNIQUET, J.; GIGOUT, M.; GUILLEMIN, M.; PIERRE, G. (1.978).— La néotectonique des littoraux de l'arc de Gibraltar et des pourtours de la mer d'Alboran. Quaternaria, XX, pp. 185-202.
- CALDERON, S. (1.882).— Estudio petrográfico sobre las rocas volcánicas del Cabo de Gata e Isla de Alborán. Bol. Com. Mapa Geol. 9, pp. 33-414.
- COELLO, J. y CASTAÑON, A. (1.969).— Las sucesiones volcánicas de la zona de Carboneras (Almería). Est. Geol. XXI, pp. 145-146.
- DABRIO, J.C.; ESTEBAN, M. & MARTIN, J.M. (1.981).— The coral reef of Níjar, Messinian (Uppermost Miocene), Almería province, S.E. Spain. Jour. Sed. Petrology, v. 5, pp. 521-539.
- DABRIO, J.C. & MARTIN, J.M. (1.977).— Los arrecifes messinienses de Almería (S.E. de España). Cuadernos de Geología, Univ. de Granada: 8, pp. 83-104.
- DRONKERT, H. (1.976).— Late Miocene evaporites int the Sorbas basin and adjoining areas: Mem. Soc. Geol. Ital., v. 16, pp. 341-362.

- DRONKERT, H.; AND PAGNIER, J. (1.977).— Introduction to Miocene of the Sorbas basin: Messinian Seminar 3, Field trip 2, pp. 1-21.
- DRONKERT, H; VAN DER POEL, H; AND GEERLINGS, L.P. (1.979).— Gypsum deposits in the Province de Almería. Consequences for the Western Mediterranean: Ann. Geol. Pays. Hellen., v. 1, pp. 345-354.
- DUMAS, B.; GUEREMY, P.; LIMENAFF, R.; RAFFY, J. (1.978).— Géomorphologie et Neotectonique dans la région d'Almería (Espagne du Sud-est). Travaux R.C.P. 461. Parfs. pp. 123-170.
- EGELER, C.G. (1.974).— On the evolution of structure and metamorphism during the Alpine orogeny in the eastern and central Betic Cone (Betic Cordilleras, Spain). Geol. & Mijnb., 53, pp. 273-277.
- EGELER, C.G. y FONTBOTE, J.M. (1.976).— Aperçu géologique sur les parties centrale et orientale des Cordillères Bétiques. Bull. Soc. Géol. France (7), XVIII, pp. 571-582.
- EGELER, C.G.; RONDEEL, H.E. y SIMON, O.J. (1.972).— Consideration on the grouping of the tectonic units in the Betic Zone, Southern Spain. Est. Geol. 27, 6; pp. 467-473.
- EGELER, C.G. y SIMON, O.J. (1.969).— Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Verb. Kan. Ned. Akad. Wetensch. Ajd. Natuurk, 25, 90 p.
- ENADIMSA (1.972).— Investigación de los yacimientos de bentonita en la provincia de Almería. Inédito.
- ESTEBAN, M. (1.978).— Significance of the Upper Miocene reefs in the western Mediterranean (abs.): Messinian Seminar 5. Rome. Oct. 9-14.
- ESTEBAN, M. (1.979).— Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean: Paleography. Paleoclimatology, and Palaeoecology. v. 29, pp. 169-182.
- ESTEBAN, M.; CALVET, F.; DABRIO, C.J.; BARON, A.; GINER, J.; POMAR, L.; SALAS, R. (1.977a). Messinian (Uppermost Miocene) reefs in Spain: morphology, composition and depositional environments. 3rd. Int. Coral Reef Sump. Abstracts. Miami. Fla.
- ESTEBAN, M.; CLAVET, F.; DABRIO, C.J.; BARON, A.; GINER, J.; POMAR, L.; SALAS, R. (1.977b).— Aberrant features of the Messinian coral reefs, Spain. Messinian Seminar, e Abstracts, 5 pp. (Málaga).
- ESTEBAN, M.; CALVET, F.; DABRIO, C.J.; BARON, A.; GINER, J.; POMAR, L.; SALAS, R. (1.978).— Aberrant features of the Messinian coral reefs, Spain: Acta. Geol. Hisp., v. XIII, pp. 20-22.
- ESTEBAN, M.; GINER, J. (1.981).— Messinian coral reefs and erosion surfaces in Cabo de Gata (Almería, SE Spain). Acta. Geol. Hisp., v. 15, pp. 95-109.

- FEBREL, T. (1.955).— Macras de plagioclasa de rocas andesíticas de Rodalquilar (Almería). Not. y Com. IGME, 40; pp. 3-23.
- FUSTER, J.M.; AGUILAR, M.J. y GARCIA, A. (1.965).— Las sucesiones volcánicas en la zona del Pozo de Los Frailes, dentro del volcanismo cenozoico del Cabo de Gata (Almería). Est. Geol. 21; pp. 199-222.
- FUSTER, J.M.; IBARROLA, E. y MARTIN, J. (1.967).— Las andesitas piroxénicas de la Mesa de Roldán (Almería, SE de España). Est. Geol. vol. XXIII, pp. 1-14.
- GIGOUT, M.; CADET, J.P.; PIERRE, G. (1.974).— Sur le comportement de l'Arc de Gibraltar au Quaternaire récent, d'après les formations littorales. 2^a Reun. An. des Sciences de la Terre. Nancy.
- HETZEL, W.H. (1.923).— Brijdrage tot de geologie van de Sierra Alhamilla (Prov. Almería). Thesis Delft, 104 p.
- IGME (1.976 y 1.977).— Hojas geológicas 1 : 50.000 de Marbella (15-46) y Coín (16-45).
- KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C.W. y RONDEEL, H.E. (1.973).— Polyphase Alpine deformation of the Betic Zone of Spain. Est. Geol. 29; pp. 209-222.
- KAMPSCHUUR, W. y RONDEEL, H.E. (1.975).— The origin of the Betic Orogen. Southern Spain. Tectonophysics, 27; pp. 39-56 (1.975).
- KOZUR, H.; KAMPSCHUUR, W.; MULDEN-BLANKEN, C.W.H. y SIMON, O. J. (1.974).— Contribution to the Triassic ostracode faunes of the Betic Zone (Southern Spain). Scripta. Geol. 23; pp. 1-56.
- LEAL, G.; MORENO DE CASTRO, E. y PERCONIG, E. (1.970).— Sobre la presencia de afloramientos jurásicos en la Serrata de Níjar (Almería). Actas del primer coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Vitoria.
- LEAL, G. y SIERRA, J. (1.970).— Mapa Geológico Nacional a escala 1 : 50.000 (1^a serie). Hoja 1.046 (Carboneras). Publicada sólo el mapa. Instituto Geológico y Minero de España.
- LEON, C. (1.967).— Las formaciones volcánicas del Cerro de Los Lobos (Almería. SE de España). Est. Geol. vol. XXIII, pp. 15-28.
- LODDER, W. (1.966).— Gold-alunite deposits and zonal wall-rock alteration near Rodalquilar, SE Spain. H. Weerman & Zonen-Wageningen, Holanda, 93 pág.
- LOOMIS, T.P. (1.975).— Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. Amer. J. Sci. 275, pp. 1-30.
- LOPEZ RUIZ, J. (1.974).— Origen de los granates de las rocas calcoalcalinas del SE de España, 1^a asamblea nacional de Geodésia y Geofísica. v. III: pp. 1.353-1.379.

- LOPEZ RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1.980).— La región volcánica neógena del sureste de España. *Est. Geol.* 36; pp. 5-63.
- MARTIN-VIVALDI, J.L. (1.963).— The bentonites of Cabo de Gata (South-east Spain) and of Guelaya volcanic province (North Morocco). *Clay and Clay Min.*, proc. 9th conf., pp. 327-357.
- MARTIN-VIVALDI, J.L. y LINARES GONZALEZ, L. (1.969).— Las bentonitas de Cabo de Gata. Consideraciones sobre la mineralogía y génesis de los yacimientos estudiados. *Bol. Geol. Min.* t. LXXX-I.
- MELENDEZ, B.; AGUIRRE, E. y BAUTISTO, C. (1.964).— Estudio paleontológico del Mioceno del Cabo de Gata (Almería). *Estudios Geol.*, 20, pp. 229-234.
- MELENDEZ, B.; AGUIRRE, E. y BAUTISTO, C. (1.966). El Mioceno del Cabo de Gata (provincia de Almería, España). *Comm. Mediterranean Neogene Stratigraphy*, Third Session, Berne, Proc., 267-269.
- MOLIN, D. (1.974).— Les caractères du volcanisme néogène des provinces de Murica et d'Almería (Espagne). Implication pour l'évolution de la Méditerranée Occidentale. *Re. Ann. Sciences de la Terre*. Nancy.
- MONTENAT, C. (1.973).— Les formations Néogènes et Quaternaires du Levant espagnol (Thesis): Osay, Uni. Orsay. 1.170 p.
- MONTENAT, C. (1.975).— Le Néogène des Cordillères Bétiques.— *Essay de synthèse stratigraphique et paléogéographique*: C.N.R.S. (Internal Report). París, 187 p. (unpublished).
- MONTENAT, C. (1.977).— Les basins néogènes de Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères Bétiques orientales-Espagne). *Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique*: Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, v. 69, 345 p.
- MONTENAT, C. & BIZON, G. (1.976).— A propos de l'évolution géodynamique mio-pliocène en Méditerranée occidentale. L'exemple du bassin de Vera (Cordillères Bétiques, Espagne méridionale). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.* fasc. 1, pp. 15-16.
- MONTENAT, C.; BIZON, G. AND BIZON, J.J. (1.976).— Continuité ou discontinuité de sédimentation marine mio-pliocène en Méditerranée occidentale. L'exemple du bassin de Vera (Espagne méridionale). *Rev. Inst. Fr. du Pétrole*, v. 31, pp. 613-663.
- OSANN, A. (1.888).— Ueber der Cordierit fluhrenden Andesit von Hoyazo. *Zeitchr. Deutdch. Geol. Gesellschaft*.
- OSANN, A. (1.889).— Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Cabo de Gata. *Zeitsch. d. Geol. Ges.* Bd., 41, I; pp. 297-312.
- OSANN, A. (1.891).— Ueber der geologische Bau des Cabo de Gata. *Zeitsch. d. d. Geol. Ges.* Bd., 43, I; pp. 323-346.
- OVEJERO, G.; ZAZO, C. (1.971).— Niveles marinos pleistocenos en Almería (SE de España). *Quaternaria*, XV; pp. 141-158.

- PAGNIER, H. (1.976).— Depth of deposition of Messinian selenitic gypsum in the basin of Sorbas (SE Spain). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v.16, pp. 363-367.
- PAGNIER, H. (1.977).— Excursion to Messinian reef deposits in the northern part of the Sorbas basin: an introduction, in: *Messinian Seminar n. 3. Field trip. n. 2*, pp. 44-54.
- PERCONIG, E. (1.969).— Los depósitos sedimentarios en Rodalquilar. *Informe Interno. E.N. Adaro*. Inédito.
- PHILIP, H.; BOUSQUET, J.C. (1.975).— Resultats de l'étude microtectonique sur la compression quaternaire dans les Cordillères Bétiques orientales (Espagne). *Reun. Ann. des Sciences de la Terre. Montpellier*. Abril.
- POEL, van de H.M. (1.976).— Setting and development of Mio-Pliocene boundary Evaporites in a variated facies in the Campo Níjar. Almería, Spain. A preliminary report. *Internal Report, Univ. Amsterdam*.
- POEL, van de H.M. (1.980).— Verslag van een orderzock naar de geologische geschiedenis van de noordelijke Campo de Níjar Fernán Pérez, en Agua Amarga bekens (SE deel prov. Almería, Spanje) gedurende het Neogen, geconcentreerd rond het jongst Miocene ("Messinian") interval. *Internal report, Univ. Amsterdam*.
- POORE, R.Z.; STONE, S.M. (1.981).— Biostigraphy and Paleoecology of the Upper Miocene (Messinian) and Lower Pliocene (?). Cerro de Almendral Section. Almería Basin, Southern Spain. *Geol. Sur. Prof. Paper. 774-F*, 11 p.
- PUGA, E. (1.980).— Hypotheses sur la genèse des magmatismes calcoalcalins, intra-orogénique et postorogénique alpins, dans les Cordillères bétiques. *Bull. Soc. Geol. France* (7), t. XXII, n° 2, pp. 243-250.
- REYES, E.; HUERTAS, F. y LINARES, J. (1.980).— Mineralogía y geoquímica de las bentonitas de la zona norte de Cabo de Gata (Almería). Areas de Las Hortichuelas, Bornos, Agua Amarga y El Plomo-Cala montoya. *Tecniterrae* n° 35, pp. 7-16.
- ROEP, Th.B. AND BEETS, D.J. (1.977).— An excursion to coastal and fluvial sediments of Messinian-Pliocene age (Sorbas Member and Zorreras Member) in the Sorbas basin. SE Spain. in *Messinian Seminar 3, Field trip. 2*, pp. 22-36.
- ROEP, Th.B.; BEETS, D.J.; DRONKERT, H. AND PAGNIER, H. (1.979).— A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age, Sorbas. Almería, Spain: *Se. Geol.*, v. 22, pp. 135-163.
- RUEGG, G.J.H. (1.964).— Geologische onderzoeken in het bekken van Sorbas. SE Spanje (unpub). *Geol. Inst. Univ. Amsterdam*, 64 p.
- SAAVEDRA, J.L. (1.966).— Microfacies de los sedimentos intercalados en las formaciones volcánicas del Cabo de Gata (Almería). *Not. y Com. IGME* n° 86, pp. 41-74.

- SANCHEZ CELA, V. (1.968).— Estudio petrológico de las sucesiones volcánicas del sector central de la formación del Cabo de Gata (Almería). *Est. Geol.* XXIV, pp. 1-38.
- SANCHEZ CELA, V. (1.968).— Estudio petrológico de las tobas dacíticas-riolíticas de Las Negras (Almería). *Bol. Geol. Min.* LXXIX, p. 87.
- SCHIMD, R. (1.981).— Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geol. Rindschau*, 70; 2; pp. 796-799. Stuttgart.
- SIERRA, J. y LEAL, G. (1.968).— El distrito aurífero de Rodalquir, Cabo de Gata. Geología, metalogenia, geoquímica e investigación minera. Informe interno. ENADIMSA. Inédito.
- SIMON, O.J.; WESTERHOF, A. y RONDEEL, H.E. (1.976).— A propos d'une nouvelle paleogeographie de la Zona Bétique (Espagne méridionale). Implications géodinámiques. *Bull. Soc. Géol. France* (71), XVIII, pp. 601-605.
- VAN BEMMELEN, R.W. (1.969).— The Alpine Loop of the Tethys zone. *Tectonophysics*, 8/2, pp. 107-113.
- VAN BEMMELER, R.W. (1.972).— Driving forces in Mediterranean orogeny. *Geol. en Mijnb.* 51/5, pp. 584-573.
- VASS, D. y BAGDASARJAN (1.978).— A radiometric time scale for the Neogene of the Parathetys region. In: C.V. Cohee, M.F. Glaessner & H. D. Hedberg (ed.): Contributions to the geologic time scale. Amer. Ass. Petr. Geol., *Studies Geol.* 6; pp. 179-203.
- VOLK, H.R. (1.967).— Zur geologie und stratigraphie des Neogenbecken von Vera, Sudos-Spanien (thesis). Amsterdam. Univ. Amsterdam, 160 p.
- VOLK, H.R.; AND RONDEEL, H.E. (1.964).— Zur gleiderung des jungterrárs in becken von Vera. Sudost-Spanien. *Geol. Mijnb.* v, 43, pp. 310-315.
- WEGNER, Th. (1.933).— Das Schleifgranatvorkommer Hoyazo in Níjar bei Almería. *Zs. Prakt. Geol.*, 41; pp. 89-104.
- WEPPE, M. y JACQUIN, J.P. (1.966).— Etude préliminaire du gisement plombifère de Coto Laisquez, Sierra Alhamilla, Almería. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, n° 68, fasc. 4, pp. 105-120.
- ZAZO, C. (1.969).— Niveles marinos pleistocenos entre El Alquian y Cabo de Gata. Tesis de licenciatura. Univ. Complutense de Madrid.
- ZECK, H.P. (1.968).— Anatetic origin and further petrogenesis of almandine-bearing biotite-cordierite-labradorite dacite with many inclusions of restite and basaltoid material, Cerro del Hoyazo, SE Spain. Thesis Univ. of Amsterdam, pp. 1-161.

ZECK, H.P. (1.970).— An eruted migmatite from Cerro del Hoyazo, SE Spain. Centr. Min. and Pet. 26; 225-246.

ZECK, H.P. (1.973).— A migmatic lava from SE Spain. Bull. Volcanologique. V. 36; pp. 301-302.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 MADRID-3

ISSN 0210-2579



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA