



IGME

1.059

1.078(bis)

23-44

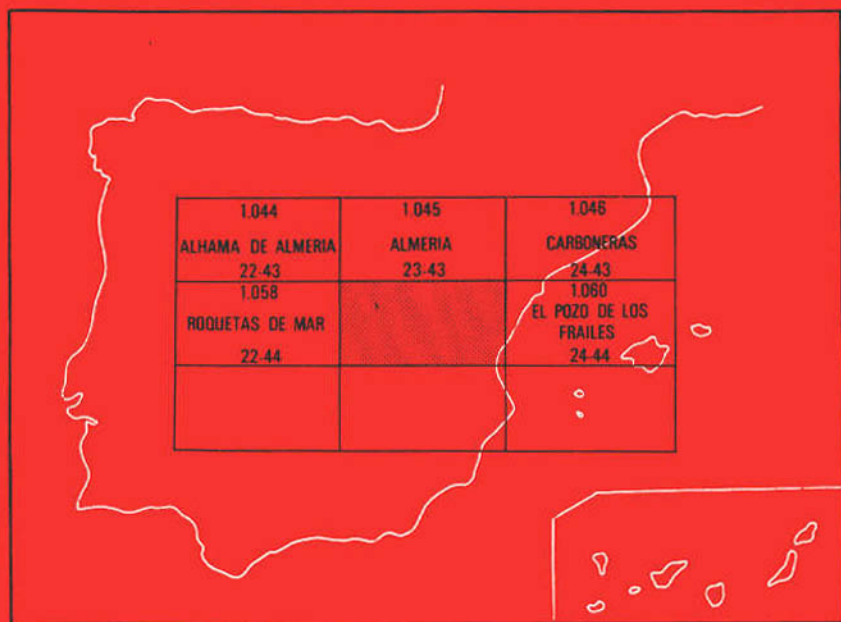
21-49

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1 : 50.000

EL CABO DE GATA E ISLA DE ALBORAN

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

EL CABO DE GATA
E
ISLA DE ALBORAN

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, Licenciado en Ciencias Geológicas. IBERGESA; José Luis Goy Goy y Caridad Zazo Cardeña, Drs. en C. Geológicas (Cuaternario). Universidad Complutense de Madrid; José Giner Sánchez, Dr. en C. Geológicas (Terciario). Universidad de Barcelona.

Sedimentología:

Cristino Dabrio Martín (detriticos) Universidad de Granada y José Giner Sánchez (carbonatos), Drs. en Ciencias Geológicas.

Asesoría del Terciario:

Mateo Esteban Cerdá, Doctor en C. Geológicas. Instituto "Jaume Almera" C.S.I.C. Barcelona.

Micropaleontología:

Luis Granados Granados, Dr. en Ciencias Geológicas

Petrografía ígnea y metamórfica:

Antonio Pérez Rojas, Ldo. en C. Geológicas. IBERGESA.

Asesoría y colaboración:

José Baena Pérez, Ldo. en C. Geológicas. (ENADIMSA).

Dirección y Supervisión del IGME: Pedro Ruiz Reig.

Supervisión estudios petrográficos: Casilda Ruiz García.

Para el estudio de la Isla de Alborán se contó con la eficaz colaboración de la Comandancia Militar de la Marina de Rota (Cádiz), quien puso los medios necesarios para el traslado de un equipo técnico a la isla.

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 sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas bibliográficas.

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

Depósito Legal: M-35.080-1.983

Tirada: Gráficas JAPELLO Humanes (Madrid)

INDICE

	<u>Páginas</u>
0. INTRODUCCION	5
1. ESTRATIGRAFIA	6
1.1. Complejo Alpujárride	7
1.2. Las rocas volcánicas neógenas	8
1.3. La cobertera sedimentaria neógena	9
1.3.1. Mioceno	10
1.3.2. Plioceno II	10
1.4. El Cuaternario	11
1.4.1. Introducción	11
1.4.2. Descripción de los materiales	12
2. TECTONICA	14
2.1. Tectónica de los materiales béticos	14
2.2. La Tectónica reciente o neotectónica	14
3. GEOMORFOLOGIA	19
4. HISTORIA GEOLOGICA	21

	<u>Páginas</u>
5. PETROLOGIA	23
5.1. Metamorfismo de los materiales béticos	23
5.2. Las rocas volcánicas neógenas	23
5.2.1. Petrología	23
5.2.1.1. Andesitas piroxénicas (3)	24
5.2.1.2. Brechas piroclásticas de andesita piroxénica (5)	25
5.2.1.3. Alteraciones (3, 4, 5)	25
5.2.1.4. Dacitas anfibólico-biotíticas (6)	25
5.2.2. Geoquímica	26
5.2.3. Petrogénesis	26
 6. GEOLOGIA ECONOMICA	 27
6.1. Minería y Metalogenia	27
6.2. Canteras	28
6.3. Hidrogeología	28
6.4. Recursos geotérmicos	29
 7. ISLA DE ALBORAN	 29
7.1. Introducción	29
7.2. Geología del mar de Alborán	30
7.3. Los materiales volcánicos de la Isla	32
7.3.1. Petrología	33
7.3.2. Geoquímica	34
7.3.3. Petrogénesis	34
7.4. Cuaternario	35
7.4.1. Depósitos marinos	35
7.4.2. Depósitos continentales	36
 8. BIBLIOGRAFIA	 36

0. INTRODUCCION

Geográficamente, la Hoja de Cabo de Gata se sitúa en el SE de Andalucía, abarcando parte de la costa meridional de Almería y quedando comprendida en su totalidad en esta provincia. Contiene la mayor parte del Golfo o Bahía de Almería.

El clima es de características subdesérticas en cuanto al volumen anual de lluvias; sin embargo, la oscilación estacional de las temperaturas es, a causa del ambiente marítimo predominante, poco marcada.

Las bases económicas fundamentales en el ámbito de la Hoja se derivan de la actividad comercial portuaria y, en menor medida industrial, de la ciudad de Almería; y también de la utilización turística y pesquera de la costa y el mar. La economía agrícola es, sin embargo, dominante en las Hojas vecinas.

Los núcleos urbanos son casi inexistentes. Salvo recientes urbanizaciones turísticas, el asentamiento humano suele verificarse de forma diseminada. El eje de comunicaciones terrestre fundamental es la carretera de Almería al Cabo de Gata.

Desde el punto de vista morfológico se distinguen tres zonas diferentes. La primera en el ángulo NO de la Hoja, donde el borde suroriental de la Sierra de Gádor de dirección E-O, llega a contactar con el mar Mediterráneo resultando una costa acantilada.

La zona central, la más extensa, es una llanura (prolongación meridional de las depresiones del Andarax, del Campo de Níjar, etc., véanse las vecinas Hojas de Almería y Carboneras) ligeramente inclinada al mar que origina una costa muy regular, baja y arenosa cuya monotonía sólo es rota al O por el delta del río Andarax. La tercera zona comprende el borde oriental de la Hoja donde la Sierra del Cabo de Gata de dirección NE-SO, termina ante el Mediterráneo originando el Cabo del mismo nombre; la costa nuevamente tiende —aunque no totalmente— a ser acantilada.

Geológicamente, la Hoja se ubica en la Zona Interna de las Cordilleras Béticas, caracterizada además 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— calcoalcalino desarrollado fundamentalmente en el área costera comprendida entre el Cabo de Gata 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 del Cabo de Gata, a pesar de su carácter eminentemente litoral, participa plenamente de las características descritas aflorando sólo materiales béticos internos en el ángulo NO, constituyendo el borde SE de la Sierra de Gádor; el volcanismo neógeno forma la Sierra del Cabo de Gata, y los sedimentos post-mantos neógenos y cuaternarios se desarrollan en toda la zona central, morfológicamente deprimida, aunque también se les encuentre como retazos sobre el "bético" del ángulo NO de la Hoja.

1. ESTRATIGRAFIA

Ya de antiguo se estableció que la estructura de la Zona Bética s.s. 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 cobertera. Esta es permotriásica y triásica 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.

Los materiales béticos del ángulo NO de la Hoja, como los del resto de la Sierra de Gádor, corresponden al Complejo Alpujárride. Consisten, únicamente, en series triásicas y permotriásicas de cobertera.

1.1. COMPLEJO ALPUJARRIDE

Los materiales de este Complejo en el borde SE de la Sierra de Gádor son definidos por los autores de la Hoja de Almería (BAENA y VOERMANS) como unidades del Manto de Lújar. Este manto sería equivalente al de Gádor de JACQUIN (1.970).

En el ámbito de la Hoja, las litologías presentes son, de más antiguo a más moderno:

- Serie de filitas y cuarcitas (1).
- Serie carbonatada (2)

La primera (1) aflora con un espesor muy reducido (no superior a los 10 m.) debido a causas tectónicas pues sirve de nivel de despegue entre dos unidades de la serie carbonatada suprayacente. Se compone de filitas rojas o purpúreas (con intercalaciones esporádicas de cuarcitas grises o amarillentas), perfectamente correlacionables desde el punto de vista litoestratigráfico con series similares alpujárrides de edad Permo-Werfeniense.

La serie carbonatada (2) aflora más profusamente. En líneas generales, sucede en continuidad estratigráfica a las filitas citadas y puede subdividirse en dos tramos (BAENA y EWER, 1.980; BAENA y VOERMANS, 1.980).

- El inferior que puede alcanzar hasta 70 m. de potencia es de calcoesquistos pardoamarillentos con algunas intercalaciones de calizas margosas o dolomías.
- El superior es el mejor representado y llega a tener un espesor de 300 m. al menos. Esencialmente se compone de dolomías grises oscuras a negras con intercalaciones calcáreas, margosas fosilíferas o incluso lutíticas amarillentas, más importantes hacia la parte alta. Facies características de las dolomías son la "franciscana" (alternancias de bandas

de grosor centi a milimétrico blancas, más esparfíticas, y negras, más micríticas) a veces asociadas a nódulos silíceos. También las brechas intraformacionales y la laminación primaria (debida a una actividad biológica de algas verdeazuladas), así como la estratificación gradada y la bioturbación. Otras veces las dolomías se presentan más masivas y más alteradas, con color marrón característico. Determinaciones macropaleontológicas en la parte más bien alta de la serie indican una edad Anisiense-Noriense con lo cual, y de acuerdo con lo conocido en otros Alpujárrides, cabe situar el conjunto de la formación carbonatada en el Trías medio-superior.

1.2. LAS ROCAS VOLCANICAS NEOGENAS

Aparecen en la parte oriental de la Hoja, bajo la orla cuaternaria. Como trabajos recientes sobre ellas destacan los, fundamentalmente cartográficos de LEAL y SIERRA (1.970), y en la vecina Hoja de Pozo de los Frailes los también petrológicos de FUSTER, AGUILAR y GARCIA (1.965), y PAEZ y SANCHEZ SORIA (1.965). Como más antiguos y genéricos los de CALDERON (1.882) y OSANN (1.889, 1.891), de índole petrográfica.

En este apartado se analizarán únicamente sus aspectos estratigráficos, dejando para el apartado de Petrología la descripción detallada de los tipos rocosos.

Se desconocen los materiales sobre los que se ha efectuado la deposición de las rocas volcánicas. Por comparación con las vecinas Hojas puede haber sido sobre materiales tortonienses o directa y discordantemente encima del Bético. El techo de esta formación volcánica viene nítidamente marcado, en la Hoja de Carboneras, por la discordancia basal del Messiniense.

En cuanto a la edad del volcanismo, ya de antiguo las formaciones volcánicas del Cabo de Gata han sido referidas como postorogénicas, 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 en la vecina Hoja del Pozo de los Frailes. Sus resultados indicaban edades comprendidas entre el Burdigaliense y Tortoniense. Posteriormente, nuevas dataciones de diferentes autores (PERCONIG, 1.969; GRANADOS, documentación complementaria de esta Hoja) han contestado indirectamente aquéllas, indicando sólo edades del 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.

La sucesión volcánica presente en la Hoja es muy simple, dada la reducida extensión de los afloramientos. De más antiguo a más moderno sería la siguiente:

- 1º Conjunto de andesitas piroxénicas, en potentes coladas (3) y raramente en facies de brecha piroclástica (5) con importantes intercalaciones más piroclásticas, pero siempre con bloques muy dominantes, de la misma litología. Muestra una alteración muy característica, descrita por PAEZ y SANCHEZ SORIA (1.965) en un área cercana. Volcanoestratigráficamente es correlacionable con el volcanismo andesítico piroxénico de FUSTER, AGUILAR y GARCIA (1.965) descrito en una zona de la vecina Hoja de Pozo de los Frailes.
- 2º Pitón de dacitas biotítico anfibólicas (6) que atraviesa el conjunto anterior y forma el mismo Cabo de Gata.

El conjunto volcánico primero es equivalente al también definido como primero en las vecinas Hojas de Pozo de los Frailes y Carboneras, donde las diferentes sucesiones volcánicas están ampliamente representadas (sobre todo en la última).

El segundo puede representar un simple conducto de erosión del conjunto primero o quizá ser representante de un volcanismo ligeramente posterior (como el segundo definido en la Hoja de Carboneras). Ambos, en cualquier caso, son calcoalcalinos (ver apartado de Geoquímica).

En cuanto al ambiente de consolidación de las formaciones volcánicas, en formaciones equivalentes a la de andesitas piroxénicas y en las vecinas Hojas de Carboneras y Pozo de los Frailes se localizan intercalaciones sedimentarias con fósiles marinos por lo que es posible que este conjunto haya extruido en ambiente submarino. En cambio, la consolidación de las dacitas biotítico-anfibólicas se ha producido en condiciones subvolcánicas en un conducto de emisión.

1.3. LA COBERTERA SEDIMENTARIA NEOGENA

La Hoja del Cabo de Gata presenta escasos afloramientos neógenos. Tan solo en el extremo occidental afloran discordantes sobre el basamento bético constituido por las dolomías negras del Trías los conglomerados calcáreos, que en la vecina Hoja de Carboneras se han incluido en la unidad que hemos denominado Neógeno antiguo, sobre los que yacen las calcarenitas bioclásticas Tortoniense-Messiniense?. Los depósitos pliocénicos afloran en las inme-

diaciones de la Rambla Morales donde se reconocen dos unidades: limos y limolitas verdes con Amusium y conglomerados y areniscas silíceos.

1.3.1. Mioceno

Constituido por:

Conglomerados calcáreos (7) – Espesor 10-15 m.

Conglomerados calcáreos. Cantos rodados de calizas y dolomías. Tamaño medio 3-6 cm. Algunos de ellos están perforados. La fábrica es "matriz-clast supported", siendo la matriz calcáreo-dolomítica de color negro-rojizo. Presentan estratificación cruzada y niveles acanalados. Se reconoce la siguiente fauna: briozoos, corales solitarios, lamelibranquios y algas rojas.

Calcarenitas blancas (8)

Calcarenitas bioclásticas de color blanco tipo grainstone packstone. Estratificadas en capas gruesas de 1,5 a 3 m. Entre los fragmentos fósiles se reconocen briozoos, algas rojas (Rodolitos). Lamelibranquios, equínidos, ostreidos y dientes de pez. En todo el tramo abundan los fragmentos de roca, principalmente calizas y dolomías del basamento bético, algunos de ellos perforados. Presentan megaestratificación cruzada.

Corresponden estos depósitos a los de la transgresión que se inicia en el Tortoniense superior-Messiniense y culmina con el crecimiento de arrecifes en el Messiniense. Son equivalentes a los depósitos de plataforma carbonatada somera y de aguas agitadas existentes durante este mismo período en Aguamarga y Níjar. Probablemente corresponden al Mb Azagador.

1.3.2. Plioceno II

Limos y limolitas verdes (9)

Son limos, limolitas y arenas finas de colores verdes con manchas pardo-amarillentas, en general muy poco cementadas y caracterizadas por la presencia de grandes pectínicos (Amusium) que conservan las dos valvas en algunos casos.

Conglomerados y arenas de cuarzo (10)

Conglomerados y gravas de cuarzo, bien redondeados y clasificados presentan intercalaciones de areniscas gruesas bien cementadas y clasificadas. 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 cantos del conglomerado. También se reconocen briozoos, equínidos, "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 *Amussiun*; calcarenitas bioclásticas en granos de cuarzo y equínidos, ostreidos, lamelibranquios, rodolitos y areniscas y conglomerados silíceos con grandes ostreidos, lamelibranquios y *Balanus*. Esta secuencia, muy generalizada en las cuencas pliocenas del SE de la Península ha sido interpretada por diversos autores como depósitos deltaicos, correspondiendo los términos inferiores a los sedimentos de plataforma marina somera y los superiores a depósitos de alta anergia 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 deltaicos 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.

1.4. EL CUATERNARIO

1.4.1. Introducción

Al final de la regresión del Plioceno marcada, en algunas partes por depósitos de lagoon, el mar transgrede de nuevo dejando unos materiales groseros muy fosilíferos a veces muy difíciles de separar de los conglomerados marinos que ya consideramos cuaternarios y cuya cota, en la Hoja en concreto no supera los 40 m. A partir de este momento, el ambiente marino se restringe y queda muy próximo al litoral actual, los depósitos correspondientes contienen fauna cálida característica del ciclo Tirreniense y dentro del mismo ha sido posible distinguir tres episodios, cuyo máximo transgresivo está condicionado por el funcionamiento de fallas de dirección general N 140°-150°. En los sectores que durante el Cuaternario se presentan emergidos se desarrollan una serie de glacijs y abanicos aluviales que ocupan la mayor parte del ángulo

Nororiental de la Hoja. Por último no hay que olvidar la gran importancia que tiene en esta costa el desarrollo de las formaciones dunares cuya variabilidad geomorfológica constituye uno de los ejemplos más interesantes de nuestro país.

1.4.2. Descripción de los materiales

El paso Neógeno/Cuaternario dada la ausencia de criterios precisos, falta de dataciones absolutas y de fauna característica, hace que existan materiales cuya edad se ha considerado como Plio-Cuaternario, nos referimos a unas arenas y *conglomerados masivos* (11) que en algunos puntos excepcionales (Barranco de la Curria y fuera de nuestra Hoja: Cuesta, Colorada y Barranquete) se apoyan sobre los depósitos de lagoon o cubriendo los conglomerados marinos que, a nuestro juicio, constituyen los términos superiores de la regresión Pliocena; no obstante cuando esta superposición no se observa, bien porque hayan sido erosionados o porque no se hayan depositado los materiales en ese punto, es muy difícil separar los conglomerados Plio-cuaternarios de los conglomerados (12) que ya suponemos pleistocenos; debido a que la composición litológica de los mismos (cantos de cuarzo, dolomía, pizarra) y fauna (*Ostrea lamellosa*, *Pecten benedictus*, *Chlamys varia* y *Glycimeris glycimeris*); y ambiente sedimentario (zona de foreshore) son idénticos en ambos.

En las áreas que están emergidas durante la deposición del conglomerado (12), se instala el *abanico aluvial con cantos volcánicos* (13) que ocupa el ángulo Nor-oriental de la Hoja y que se presenta en sus facies distales. Litológicamente está constituido por la alternancia de niveles arcillosos que a veces presentan restos de horizontes edáficos (Bca), y niveles brechoides, de cantos de material volcánico y cuarzo, que representan los canales de una red tipo braided. A techo de este abanico se desarrolla una *costra detrítica* (14) tipo "dalle" de unos 0,50 m. de potencia.

Sobre este término se deposita una *glacis de cobertera* (15) constituido fundamentalmente por limos rosados que esporádicamente, presentan pequeños canales muy planos. A techo del glacis se desarrolla una costra de tipo edáfico en la que es posible observar, de muro a techo, el paso progresivo de acumulaciones carbonatadas tipo amas o nódulos, hojosas y finalmente "dalle".

En el borde occidental de la Hoja dicho glacis, está representado por otro *glacis de cobertera* (16) de composición litológica muy diversa, cantos angulosos de pizarra, dolomía y algo de cuarzo empastados en una matriz arcillosa roja. Su área fuente sería la Sierra Alhamilla. A techo de este depósito se desarrolla una costra "dalle" detrítica.

Durante el Pleistoceno medio (siempre teniendo en cuenta que la cronología es relativa y establecida a partir de la estratigrafía regional) se desarrolla

otro *glacis de cobertera* (17) de características similares al anterior, pero que se presenta claramente encajado en él, y generalmente con una costra que no suele pasar del tipo "hojosa".

Restos de una *terrazza cementada* (18), que posiblemente sea de esta edad, aparecerá en la margen izquierda de Rambla Morales, a una cota de + 15 m., hecho que por otra parte no es significativo por encontrarnos en una zona tectónicamente activa incluso en la actualidad, los depósitos que están mejor datados son los correspondientes al Pleistoceno Superior, sobre todo los masivos, por presentar una fauna característica que las sitúa dentro del ciclo Tirreniense (interglacial Riss-Würm), y por consecuencia los continentales que están relacionados con los mismos.

Dentro del ciclo Tirreniense hemos distinguido tres pulsaciones del mar, representadas, en todos los casos, por depósitos litorales *conglomerados* (cantos de cuarzo, cuarcita y dolomia) y *arenas* del foreshore, dos de las secuencias son regresivas (19, 21) y la intermedia (20) transgresiva.

La fauna que contienen los materiales correspondientes a estas terrazas es: *Strombus bubonius*, *Murex trunculus*, *Conus mediterraneus*, *Glycymeris glycymeris*, hay que hacer la observación de que el episodio más antiguo es también el más pobre en fauna, habiéndose encontrado solamente *Strombus bubonius*.

Los máximos transgresivos de estas terrazas se sitúan de más antiguo a más moderno a + 15 m., + 11 m., y + 7,5 m. respectivamente.

Una datación absoluta ($^{230}\text{Th}/\text{U}^{235}$) realizada en Torre García por BERNAT, M. et al. (1.978) ha dado una edad de 98.000 años para uno de los episodios de esta zona (dichos autores solo observaron un episodio) y que, a nuestro juicio a pesar de no haber hecho el muestreo, podría corresponder, dada la estratigrafía mundial del Tirreniense al nivel intermedio.

Cubriendo estas terrazas marinas aparece el *glacis* de cobertera o erosivo de limos rosados con costra zonada (12).

A continuación tendría lugar la formación de *glacis* de limos rojos con cantos de cuarzo (23), que proviene en su mayor parte de la alteración de las terrazas marinas antiguas, por consiguiente con transporte mínimo, y la deposición de los materiales de los *abanicos aluviales* (24, 27), *Pie de monte* (25), *coluvión* (28) y *glacis* (34).

Posiblemente durante el último estadio del Würn, y coincidiendo con un bajo nivel del mar, tiene lugar la deposición de los materiales eólicos que en un número de cuatro generaciones se distribuyen en la zona costera superponiéndose en general, unos a otros. De más antiguo a más modernos serían: *Manto eólico* (29), *Pavimento de cantos* (30), *Barjanas* (31, 32). Litológicamente están constituidos por arenas finas y medias de cuarzo bien seleccionadas excepto el término (30) en cuya composición entra como elemento primordial los cantos ventifactos.

Ya durante el Holoceno tiene origen la formación de la *llanura deltaica* del Andarax (36) a base de limos y cantos; la colmatación de parte de las *albuferas* por limos y arenas (37), la formación de las *Terrazas* bajas de 2 y 3 m. (33) y la continuación de la deposición de *arena eólica*, tanto en forma de dunas parabólicas (38), como rampantes (48) o constituyendo un manto eólico (47).

2. TECTONICA

La presencia en la Hoja de materiales de la Zona Bética s.s.r. o interna con su característica estructura de mantos de corrimiento (ver Introducción), y de formaciones volcánicas y sedimentarias terciarias que recubren lo anterior justifica la división de este apartado en dos. El primero tratará los aspectos tectónicos propios del Bético. 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

Como ya se indicó en el apartado de Estratigrafía, los únicos materiales béticos presentes en la zona corresponden al Complejo Alpujarride y dentro de éste al manto de Lujar, equivalente al de Gador, definidos ambos en zonas noroccidentales vecinas. En éstas se ha llegado incluso a comprobar una vergencia al N en el emplazamiento de este manto.

En los afloramientos de la Hoja hay al menos dos unidades del referido manto, la superior con la formación carbonatada superpuesta a un tramo filítico-cuarcítico, muy discontinuo por tectonización y que ha servido de nivel de despegue, y la inferior de la que sólo aflora la formación carbonatada superior.

La esquistosidad alpina es únicamente observable en las filitas y en algunos tramos de calcoesquistos de la formación superior. Es muy penetrativa y probablemente se corresponde a la S_2 definida en otros puntos cercanos (Sierra Alhamilla) en los que la presencia de estos complejos con más formaciones filíticas ha permitido establecer una sucesión más detallada de formaciones (ver Hoja de Almería de BAENA y VOERMANS).

La edad del emplazamiento de los mantos, obtenida en otras zonas de las Cordilleras Béticas, parece que es Oligoceno superior-Mioceno inferior.

2.2. LA TECTONICA RECIENTE O NEOTECTONICA

Durante el Mioceno y hasta principios del Cuaternario parece evidente la

existencia de un período de distensión en toda la parte oriental de las Cordilleras Béticas. Esta tectónica distensiva, con importantes movimientos en la vertical afectando al edificio bético, sería la responsable de acumulaciones de sedimentos neógenos —a veces muy importantes— en cuencas determinadas y también, quizá, de la salida del volcanismo neógeno.

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).

En el ámbito de la Hoja, la depresión terciaria central y la propia presencia de rocas volcánicas neógenas serían el testimonio de la tectónica distensiva neógena.

Aunque son innumerables los accidentes que afectan a los depósitos cuaternarios, no obstante los más significativos son los que corresponden a la dirección N 40°-45°; se trata de fallas paralelas al gran accidente de dirección levógira de la Serrata o de Carboneras, y la de dirección N 140°-160° que corresponderían según J.M. BOUSQUET y H. PHILIP (1.976) al reflejo en superficie de un accidente profundo de desgarre dextro que sería el conjugado del de Carboneras. Esta red de fallas se denomina "falla de Alquian" o "falla de Almería".

El accidente de la Serrata recorre la desembocadura de la Rambla Morales continuándose en la plataforma durante 50 km. según los datos de sísmica (fig. 1). Los depósitos correspondientes al abanico aluvial con cantos volcánicos del Pleistoceno inferior están verticales en las proximidades del accidente. Una serie de micropliegues de dirección paralela a esta fractura afectan a la terraza marina del Cuaternario antiguo.

Fallas de dirección N 40°-45° son perfectamente visibles en Rambla Retamar, Torre García, Rambla Amaladeras y Cabo de Gata, presentando al igual que el accidente fundamental un carácter levógiro y un cierto rejuego en la vertical, este sistema de fallas afecta a todos los niveles marinos, incluidos los episodios Tirrenienses, y por otro lado son los responsables de la morfología actual de la costa que sufre al paso de las mismas fuertes inflexiones (fig. 2).

El sistema de fallas de dirección N 140°-160° condiciona los máximos transgresivos de todos los episodios Tirrenienses interrumpiéndose el depósito de los mismos en el plano de falla. En campo se observan como fallas normales o flexuras (fig. 3).

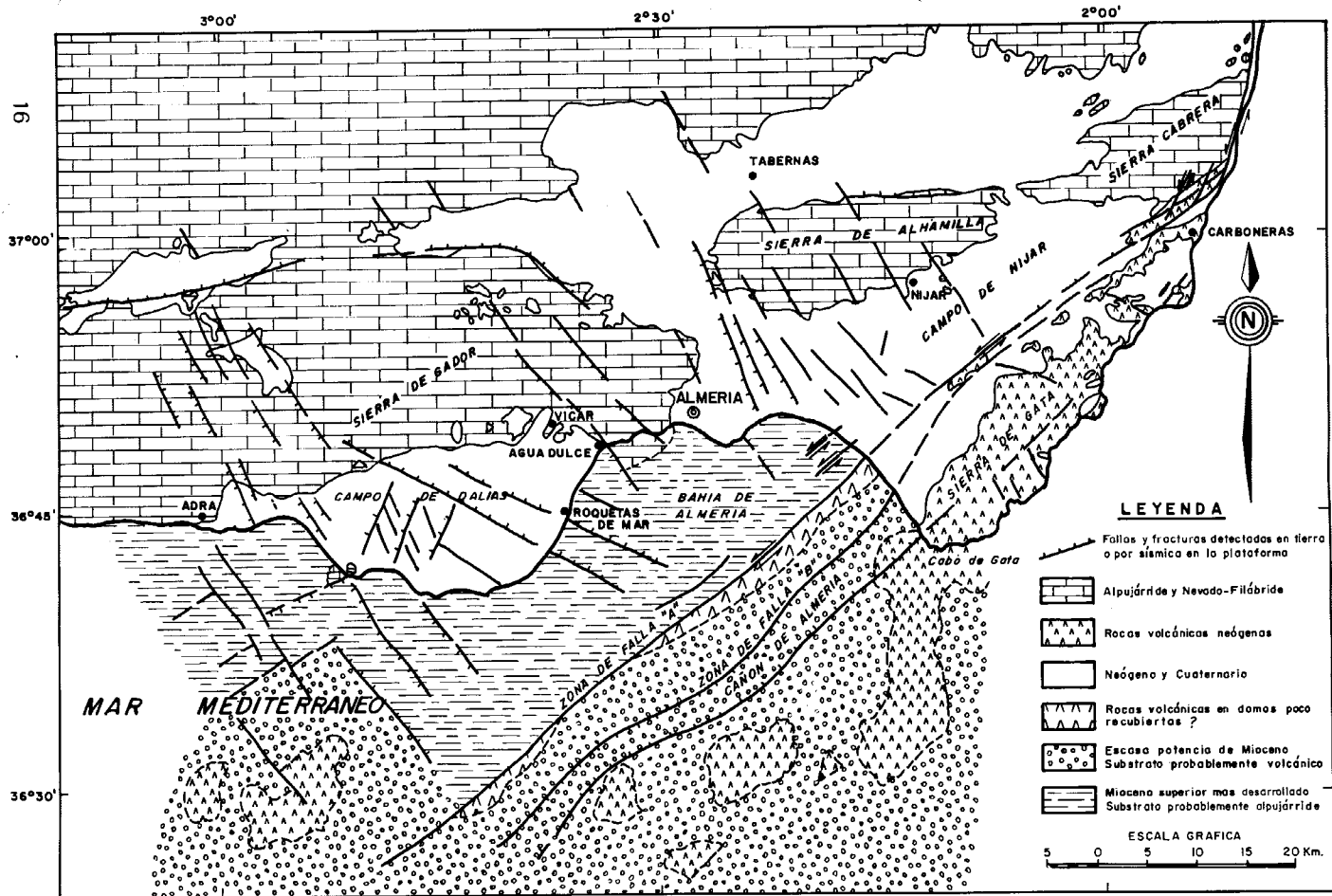
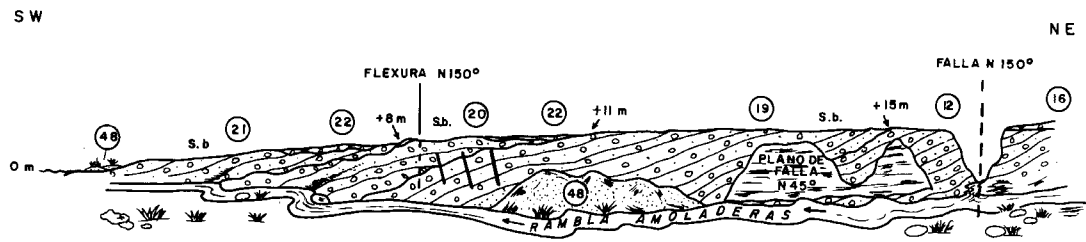


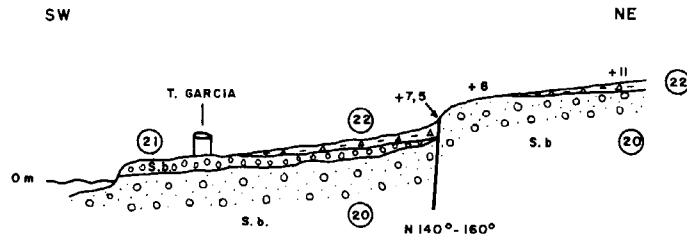
Fig. 1.- Los sistemas de fallas en la costa de Almería durante el Neógeno y Cuaternario (Interpretado según J. Baena)



+8 - Límite máximo transgresivo

s.b. - Strombus bubonius

Fig. 2 .- Disposición de los materiales cuaternarios en rambla Amoladeras



+8 - Límite máximo transgresivo s.b - Strombus bubonius

Fig. 3 .- Disposición de los materiales cuaternarios en relación con la neotectónica. Alrededores de Torre Garcia.

3. GEOMORFOLOGIA

La morfología de la Hoja presenta un relieve contrastado entre los materiales volcánicos que forman en su mayor parte la Sierra de Gata, y los depósitos neógenos y cuaternarios que constituyen aquí la llanura litoral de la Bahía de Almería.

Los dominios morfogenéticos que podemos distinguir son: Dominio marino, Dominio mixto (marino-continental) y Dominio Continental. Dentro de los mismos, existen una serie de unidades morfológicas que son las que presentan los atributos de ser cartografiables por poseer una geometría y depósito característico. No obstante hay que hacer la observación de que muchas de estas unidades han perdido su forma original debido a la tectónica que las ha afectado.

Dominio marino

Está constituido por las unidades morfológicas: terrazas marinas, y playa-cordón litoral.

Las terrazas marinas corresponden en su mayor parte a conglomerados groseros que dan formas planas en disposición escalonada, superpuesta y solapada, dependiendo fundamentalmente del contexto tectónico en el que se desarrollan.

En general los materiales correspondientes al Plio-cuaternario y Cuaternario antiguo se presentan superpuestos y a veces su escalonamiento corresponde simplemente al reflejo de un accidente que ha motivado la posición del cantil fósil.

Las terrazas marinas correspondientes al ciclo Tirreniense forman una franja rectilínea paralela a la costa. Todas ellas se presentan solapadas y la separación entre las mismas corresponde al paso de fallas o flexuras.

Las playas y cordones litorales, forman también una franja muy rectilínea y paralela a la anterior unidad morfológica que forma el backshore actual, cuando no existe el cordón dunar.

Dominio mixto (marino-continental)

De gran desarrollo en la zona costera está constituido por las siguientes unidades morfológicas: Llanuras deltaicas y Albuferas.

La llanura deltaica corresponde al Delta que forma el Río Andarax en su desembocadura, posee la típica forma triangular y en gran parte está constituido por aportes continentales, parte de los cuales hoy en día son de carácter antrópico. En su llanura deltaica, que es la parte del delta mejor representada en nuestra Hoja, pueden distinguirse una albufera completamente colmata-

da, pequeños abanicos deltaicos correspondientes a brazos secundarios del río principal de funcionamiento esporádico.

Albuferas. Se extienden al Sur de El Cabo de Gata, pueblo, y se hallan en parte colmatadas y explotadas como salinas. En la actualidad la "laguna" está en retroceso ya que los cordones dunares litorales la invaden por su lado Nor-occidental y los conos y abanicos aluviales, que descienden de la Sierra de Gata, contribuyen a este proceso por su borde interno. El cierre de la misma lo constituyen las terrazas marinas tirrenienses que se comportan como flechas litorales fósiles.

Dominio Continental

Constituido por las siguientes unidades morfológicas: Abanicos-conos aluviales, glacis, piedemonte, terrazas aluviales y Dunas.

Abanicos-conos aluviales y glacis. La Rambla de Morales constituye, curiosamente, el límite entre estas dos unidades de tal forma que los abanicos se desarrollan exclusivamente al Sur-Este de la misma, mientras que los glacis aunque con aparición continua, cambian de disposición geométrica a un lado y otro de ella; así los del borde Nor-Occidental son siempre escalonados, mientras que los del borde Sur-Oriental suelen estar superpuestos. Es indudable que el accidente de dirección N 40°-50° ha jugado un papel importante en la distribución de estas formas.

Por otra parte los abanicos y glacis más antiguos (abanico de cantos volcánicos y glacis de limos rosados del Pleistoceno Inferior) han perdido su morfología original, conservándose tan sólo las correspondientes al Pleistoceno Superior y Holoceno.

Piedemonte. En realidad corresponden a coluviones en orla que bordean los relieves más importantes de la zona, es por ello que tan sólo están representados al pie de la Sierra de Gata. Dentro de esta unidad y para simplificar, hemos englobado junto con ellos a los coluviones. En general se trata de formas que sirven de enlace entre los abanicos-conos aluviales y el relieve propiamente dicho.

Terrazas fluviales. El desarrollo de estas formas es muy escaso en la Hoja (Rambla Amoladeras, Rambla Morales y Rambla de las Higueras). La expresión morfológica corresponde a terrazas pero su depósito es el reflejo de un régimen esporádico como es el de las ramblas. En general las terrazas recientes se presentan escalonadas o solapadas, tan sólo las pertenecientes al Cuaternario Medio (Rambla Morales) se disponen colgadas, dejando aflorar el sustrato.

Dunas. Es quizás la unidad morfológica más variada presentándose bajo diversas formas. Ocupan la mayor parte de la franja costera invadiendo en muchos casos albuferas y desembocaduras de ríos.

El sistema más antiguo ha perdido su morfología y hoy en día aparece como una capa de arena a la que hemos denominado "manto eólico antiguo".

El típico "pavimento de cantos" aparece próximo a Torre García; el material procede de los conglomerados marinos que por meteorización mecánica se altera, quedando separados los cantos de su matriz, presentando aquéllas el típico pulimento y facetado.

El campo de barjanes, con dos sistemas, se sitúa en las zonas más planas, y las dunas parabólicas hacia el interior de la albufera cubriendo, en parte, los depósitos dejados por la misma.

Dunas sin forma característica invaden la desembocadura de las grandes ramblas Amoladera, Retamar, Morales, etc., formando un manto eólico reciente de muy poco espesor.

Por último las dunas rampantes o trepadoras se instalan en la margen derecha de Rambla Amoladeras cubriendo el escarpe que en parte es el resultado de la actividad de una falla.

4. HISTORIA GEOLOGICA

En el ámbito de la Hoja comienza con una sedimentación en el dominio paleogeográfico Alpujárride. Esta, durante el Pérmico y Triásico inferior debió producirse en condiciones continentales, o marinas muy someras con marcada influencia continental. En el Triásico medio y superior, las condiciones han cambiado y la sedimentación se realiza en un área de plataforma carbonatada, con depósitos marinos de alto fondo. Probablemente entonces la cuenca, aunque extensa, tendría una cierta compartimentación en subcuencas cerradas y con alta salinidad o con ambientes físico-químicos (condiciones de pH-eH) excepcionales que permitiesen altas concentraciones de F-Pb-Zn (ver apartado de metalogenia).

Desde el Triásico superior y hasta el Oligoceno superior-Mioceno inferior en el que el edificio bético adquiere su actual estructura de mantos de corrimiento con los diversos dominios paleogeográficos superpuestos (los diversos complejos tectónicos), la Historia Geológica permanece bastante oscura sobre todo para el Alpujárride (y también para Nevado-Filábride) debido a que en estos complejos no se conocen series jurásicas, cretácicas ni paleógenas.

Probablemente con el Tortoniense, 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 realizasen en ambiente submarino, pero probablemente las últimas lo hicieran en ambiente subaéreo.

La Historia Geológica durante el resto del Neógeno no está muy bien expuesta en el ámbito de la Hoja a causa de la falta de afloramientos. De todas formas debe ser similar a la descrita en la vecina Hoja de Carboneras (y a ella se remite al lector interesado en el tema). La sedimentación durante todo el Messiniense y hasta finales del Plioceno superior sería marina, destacando en el primero la instalación de aparatos arrecifales sobre paleorrelieves volcánicos o béticos.

La regresión del Plioceno superior viene marcada en la zona costera por depósitos de lagoon que el mar, posteriormente cubre de nuevo durante una oscilación positiva que debe tener lugar en el paso Plioceno/Pleistoceno, los materiales correspondientes a esta pulsación son arenas y conglomerados bastante fosilíferos a veces difíciles de separar de los propiamente cuaternarios.

Es, probablemente, a partir de entonces cuando cambia el régimen tectónico general pasándose a un período de compresión que se prosigue en la actualidad y que es el responsable del juego en desgarre de las anteriores fallas normales entre las cuales la más representativa, en este sector, sería la de la Serrata o Carboneras.

El ambiente marino, en franca regresión, sólo ocupa la zona costera durante el final del Pleistoceno superior, y un mar cálido deja depósitos que contienen *Strombus bubonius* en una franja rectilínea paralela a la costa. Tres pulsaciones han sido distinguidas: dos regresivas y una intermedia transgresiva. Los cantiles fósiles están condicionados por el funcionamiento de fallas N 140-160° (red de fallas de Almería o de el Alquian) que en parte son desviadas por accidentes paralelos al de La Serrata y que son los responsables de la morfología de la costa actual.

Los depósitos tirrenienses han funcionado como flechas litorales cerrando amplias albuferas que hoy en día se encuentran colmatadas por los materiales eólicos (El Pocico, margen derecha de Rambla Morales) y de los que queda como testigo la albufera de Cabo de Gata.

En las zonas emergidas, durante el Cuaternario, se desarrollan abanicos aluviales y glaciales, los más antiguos completamente tectonizados habiendo perdido en la mayor parte de los casos su morfología característica.

En las zonas más litorales varias generaciones de dunas se superponen cubriendo en parte los materiales marinos del ciclo tirreniense. Esta cantidad de arena debe provenir en su mayor parte del material abandonado por el mar en la plataforma durante el curso de una regresión (post-glacial?) y puesto en movimiento por el viento que lo ha transportado hacia el continente.

5. PETROLOGIA

5.1. METAMORFISMO DE LOS MATERIALES BETICOS

La serie de filitas y cuarcitas que se encuentran en la base del Trias Alpujarride están afectadas por un metamorfismo de grado bajo con fuerte componente dinámico 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, zircón 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. Petrología

En esta Hoja únicamente se encuentran representados materiales de la serie calcoalcalina del SE de España.

Los aspectos petrológicos y estructurales de esta serie han sido estudiados muy en detalle por diversos autores en áreas de las vecinas Hojas de Carboneras y Pozo de los Frailes (Calderón, 1.882; Osann, 1.889-91; Lodder, 1.966; Fúster, Ibarrola y Martín, 1.967; León, 1.967; Sánchez Cela, 1.968; Coello y Castañón, 1.969; Leal y Sierra, 1.970; y López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1.980). A estos estudios se remite, en líneas generales, al lector interesado en el tema.

Los términos petrológicos de esta serie varían de dacitas (en el 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 la Hoja del Cabo de Gata, dada la reducida extensión del área ocupada por el volcanismo, sólo están presentes materiales andesítico piroxénicos y dacíticos biotítico-anfibólicos.

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

5.2.1.1. *Andesitas piroxénicas* (3)

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 denominadas en los más recientes trabajos del área (LOPEZ RUIZ y RODRIGUEZ BADIOLA, 1.980).

Presentan textura porfídica o glomeroporfídica seriada con matriz hialopilítica, pilotáxica, vítrea 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 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 menos 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, presenta 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 cataclásticas puestas de manifiesto por la presencia de fenocristales fragmentarios de plagioclasa y piroxeno que están rodeados por una matriz preferentemente vítrea y a veces fluidal. En este tipo de rocas aparecen ocasionalmente pequeños cristales de hornblenda verde que no se encuentra en las andesitas masivas.

5.2.1.2. *Brechas piroclásticas de andesita piroxénica* (5)

La 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. 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 magna.

5.2.1.3. *Alteraciones* (3, 4, 5)

Ambos tipos estructurales de andesita piroxénica descritos muestran una alteración endógena moderada, en la totalidad del área, a intensa, en algunos puntos concretos.

Este proceso consiste en alunitización de plagioclasas, carbonatación y cloritización de máficos, potasificación de feldespatos y silicificación generalizada; las rocas, negras cuando frescas, muestran entonces tonos rojizos o pardoamarillentos. Cuando el proceso es más intenso (4) la roca adquiere tonos blanquecinos y ofrece un aspecto difícilmente reconocible: los fenómenos descritos se acentúan, en particular la silicificación y la alunitización, a las que se agrega una importante neoformación de minerales de arcilla y similares (caolinita, dickita, pirofilita, etc.).

Al microscopio, el proceso de feldespatización potásica de la matriz y de las plagioclasas se observa con gran nitidez al haberse empleado el método de tinción diferencial de los feldespatos. En las rocas fuertemente alteradas se observa cómo secciones basales típicas de piroxenos están totalmente transformadas en cuarzo, serpentinas o carbonatos.

En algunas facies rojizas poco alteradas las plagioclasas presentan el núcleo sustituido por placas bien desarrolladas de moscovita.

5.2.1.4. *Dacitas anfibólico-biotíticas* (6)

Constituyen un pitón situado en el mismo Cabo de Gata que intruye los materiales piroxénicos descritos precedentemente. La roca es color crema y muestra un espectacular diaclasado columnar.

Presentan textura porfídica seriada con matriz microcriptocristalina y están generalmente bastante afectadas por procesos de alteración moderados e intensos. Mineralógicamente están formadas por plagioclasas, hornblenda ver-

de, biotita, cuarzo, piroxenos, minerales opacos y apatito; como minerales secundarios se desarrollan alunita, calcita, cloritas, serpentinas, cuarzo y feldespatos potásico. Las plagioclasas son generalmente idiomorfas, macladas y presentan alteración parcial a alunita. El anfíbol, prismático y la biotita en láminas se encuentran repartidos desigualmente por la roca. El cuarzo generalmente escaso forma pequeños fenocristales redondeados o a veces con forma ameboides. Se observan pseudomorfosis serpentínicas o cloríticas que suelen conservar la forma octogonal de las secciones basales de piroxenos. Cuando la matriz es microcristalina está formada por un agregado irregular de todos los minerales secundarios mencionados observándose zonas donde predomina la silificación, carbonatación o feldespatización.

5.2.2. Geoquímica

El trabajo más reciente sobre el conjunto de la región volcánica neógena del SE de España (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1.980) establece cuatro tipos de volcanismos:

- 1) calcoalcalino.
- 2) calcoalcalino potásico y shoshonítico.
- 3) ultrapotásico.
- 4) basáltico alcalino.

En la Hoja de Cabo de Gata se encuentra representado únicamente el primero de ellos.

Desde el punto de vista geoquímico, el volcanismo calcoalcalino S.S. presenta un rango de variación en SiO_2 relativamente amplio (53,3-70,0 %), muestra contenidos relativamente altos de Al_2O_3 , MgO y CaO , moderados de FeO , K_2O y Na_2O , y bajos de Ti_2O_2 y P_2O_5 . La relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ está comprendida entre 0,42 y 1,06 % y la relación $\text{Fe total}/\text{MgO}$ 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 de 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 son relativamente altas, las de Ba y Sr algo más bajas y las de Cu, Co, Ni, U y Cr bajas o muy bajas (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1.980).

5.2.3. 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 propuesto como relacionado con procesos de subducción de edad miocena (la del volcanismo).

Araña y Vegas (1.974) proponen una subducción de edad miocena (la del volcanismo) según un plano de Benioff buzante al N y que hundiría la placa africana bajo la europea.

Bellón (1.976) propone una subducción similar, de Africa bajo España, buzante al NO y de edad miocena inferior, resultando de un desplazamiento de Africa al N en el Oligoceno superior previo a la colisión continental.

López Ruiz y Rodríguez Badiola (1.980) han propuesto una subducción de la corteza oceánica generada en el mar de Alborán a finales del Oligoceno bajo la continental; como consecuencia se produjeron 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 aquélla. 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 distensión 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 Y METALOGENIA

En el ámbito de la Hoja, y debido a la pequeñez de la superficie emergida, no se conocen prácticamente manifestaciones minerales, que en las Hojas vecinas sí han llegado a veces a ser importantes en idénticos tipos rocosos.

Al NO, en la vecina Sierra de Gádor, las explotaciones de plomo llegaron a ser mundialmente famosas a finales del siglo pasado y principios del actual. Las de fluorita asociada han cobrado importancia más recientemente. Las mineralizaciones de galena poco argentífera y fluorita son estratiformes y se ha-

llan en la formación carbonatada del Trías medio-superior Alpujárride. Característicamente se asocian con dolomías en facies "franciscana", con brechas intraformacionales y con niveles silíceos discontinuos, ofreciendo controles paleogeográficos locales (JACQUIN, 1.970; EWERT, 1.976).

Al E, en la vecina Hoja de Pozo de los Frailes, ha habido explotaciones de plomo-cinc-manganeso, de importancia económica inferior a las acabadas de citar. Consiste en filones de cuarzo o brechas, con mineralización de galena poco argentífera, blenda, algo de calcopirita, una cierta anomalía aurífera, y a veces óxidos de manganeso, encajando en andesitas piroxénicas como las presentes en la Hoja pero con un grado de alteración mayor.

En la Hoja de Pozo de los Frailes hay explotaciones intermitentes de bentonita en niveles piroclásticos alterados, aunque sin alcanzar en ningún caso la importancia de los existentes más al Norte. En la Hoja que nos ocupa, al NO del Cerro de la Testa, han investigado una probable bentonitización local.

6.2. CANTERAS

En este aspecto, la actividad ha sido más importante.

En el NO de la Hoja se han extraído en alguna cantera rocas calcáreas alpujárrides, probablemente como grandes bloques de cimentación, portuaria y en general. También en esta parte, y probablemente a título de ensayo, se trabajaron con fines ornamentales calizas de algas, messinienses.

6.3. HIDROGEOLOGIA

En la comarca Níjar-Carboneras 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 destaquen, 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 notable 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 Alquíán-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.

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 (geotermia de baja entalpía) 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 aquéllas.

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

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.

7. ISLA DE ALBORAN

7.1. INTRODUCCION

Geográficamente, la isla de Alborán se sitúa en el centro del mar del mis-

mo nombre, en el Mediterráneo occidental, aproximadamente en la vertical Adra (Almería)-Melilla. No menos de 90 km. la separan de la costa meridional española, encontrándose a unos 60 del Cabo de Tres Focas (Marruecos).

La isla, de forma triangular (con uno de sus vértices muy agudo), alcanza unas dimensiones máximas de 612 m. en sentido NE-SO, por 274 en el NO-SE. Morfológicamente se presenta como una superficie notablemente plana de altitud promedio 15 (al SO)-12 m. (al NE), limitada siempre por costa acantilada salvo en la parte suroccidental donde se hallan las pequeñas ensenadas en cuya proximidad se localizan las únicas edificaciones existentes. Por lo demás la isla carece de arbolado.

Geológicamente, la isla es un resto de edificio volcánico —probablemente mioceno— y se muestra constituida por tobas bien estratificadas, con mayor o menor proporción de bloques de composición andesítica a basáltica-andesítica, bien visibles en los cortes de los acantilados. Encima, la superficie plana, que comporta una delgada cubierta de los materiales infrayacentes retrabajados y de otros, ha sido considerada por autores precedentes como una plataforma de abrasión marina de edad cuaternaria.

En la actualidad el relieve insular se encuentra sometido a un nuevo proceso erosivo debido a la acción del mar: Sus costas acantiladas se encuentran en franco retroceso y la amplitud de los bajos fondos en torno a la isla testimonian la creación de una nueva plataforma de abrasión (rasa marina actual).

7.2. GEOLOGIA DEL MAR DE ALBORAN

El mar de Alborán constituye la terminación occidental del Mediterráneo. Queda limitado a norte y sur por dos cordilleras alpinas —la Bética y la del Rif— y al oeste por el estrecho de Gibraltar (área de unión entre ambas); hacia el este queda ampliamente abierto hacia el mar argelino-balear.

Recientes investigaciones geofísicas muestran que bajo el mar de Alborán existe una corteza de tipo continental, con un espesor medio de 16 km., superpuesta a un manto ligeramente anormal (tendencias corticales). El espesor de esta corteza aumenta muy bruscamente hacia la costa bética, y más suavemente hacia la rifeña (UDIAS, 1.976; HATZFELD y BOLOIX, 1.976).

Desde el punto de vista geodinámico se han propuesto para el área el modelo geológico de una subplaca (ANDRIEUX et al., 1.971) o bien considerarla como una zona deformable situada entre la Meseta Ibérica y el borde norte de la placa africana (UDIAS et al., 1.976).

La topografía submarina del mar de Alborán indica que éste se encuentra, básicamente, dividido en dos cuencas diferentes mediante los "umbrales" norte y sur de Alborán (en OLIVERT et al., 1.973) (fig. 4). La cuenca occidental limitada al oeste por el estrecho de Gibraltar (con profundidades promedio de 500 m.), alcanza una profundidad media de 1.300 m.; la cuenca

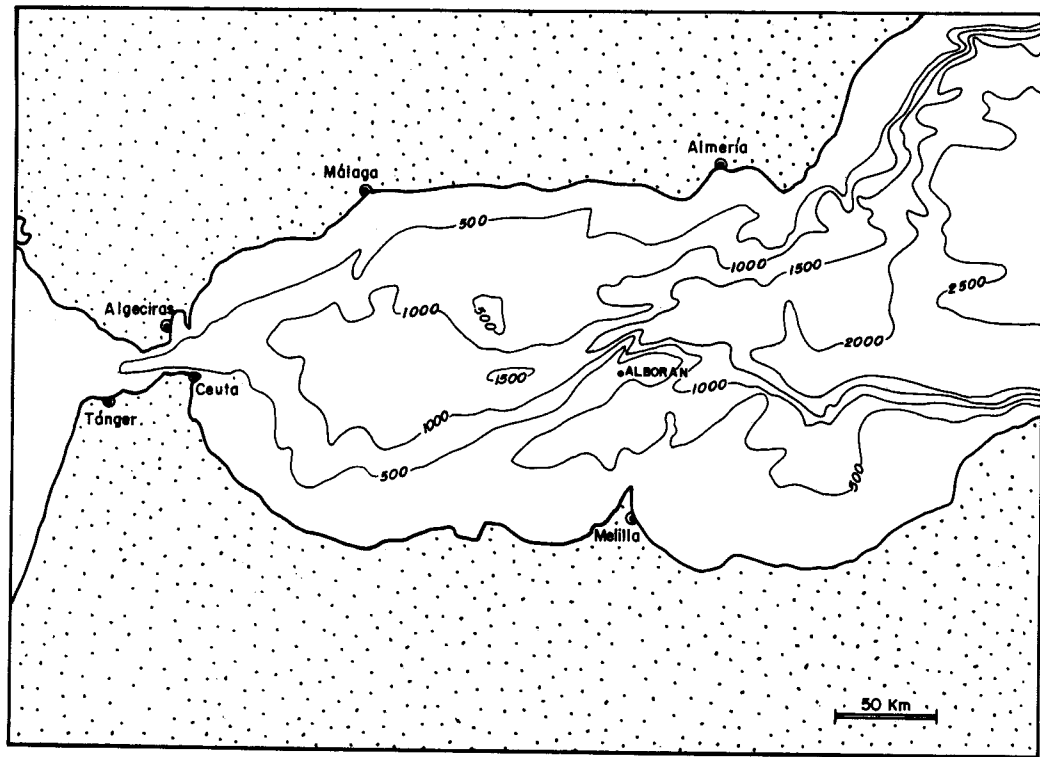


Fig. 4 .- Situación geográfica de la isla de Alborán y batimetría del Mediterraneo Occidental

oriental, más profunda (1.800-2.000 m.), puede considerarse parte ya de la cuenca argelino-balear, aunque un escarpe de 500 m. de desnivel a favor de ésta, orientada NE-SO, la individualice aún.

La Isla de Alborán se encuentra situada en el extremo septentrional del umbral sur del mismo nombre, estrecha (10-20 km.) cresta submarina que con profundidades menores de 500 m. y dirección NE-SO, se une prácticamente a la plataforma norteafricana. El umbral norte de Alborán es la prolongación de la Sierra del Cabo de Gata almeriense. Separando ambas, el "estrecho" de Alborán alcanza profundidades superiores a los 1.500 m. (fig. 4).

Geológicamente, ambas cuencas muestran rasgos algo diferentes, conteniendo la occidental mayores espesores de sedimentos neógeno-cuaternarios.

Los umbrales de Alborán, al igual que la isla y la Sierra de Gata están constituidos por rocas volcánicas neógenas de naturaleza predominantemente andesítica. Rocas similares se encuentran en otras zonas del mar de Alborán, a veces también netamente alineadas según la dirección NE-SO. En la Sierra de Gata, este volcanismo ha sido datado como de edad miocena (FUSTER et alt., 1.965; BELLON et alt., 1.976). Por lo que a la Isla de Alborán concierne, dataciones absolutas en bloques andesíticos arrojan edades comprendidas entre los 20 y 25 M.A. (BELLON y BROUSSE) que corresponden respectivamente al Mioceno Inferior y al límite con el Oligoceno.

7.3. LOS MATERIALES VOLCANICOS DE LA ISLA

Como se ha indicado, consisten en tobas con mayor o menor proporción de bloques de naturaleza andesítica a basáltico-andesítica. Estos materiales han sido estudiados ya desde el siglo pasado por varios autores entre los que destacan SALVATER (1.898); BECKE (1.899); FERNANDEZ NAVARRO (1.907); PARGA PONDAL (1.935); BURRI y PARGA PONDAL (1.937); GAIBAR-PUERTAS (1.969) y HERNANDEZ-PACHECO e IBARROLA (1.970). Para la mayoría de los autores, representan los restos de una gran caldera explosiva probablemente subaérea.

Las tobas presentan una estratificación muy marcada, hecho debido sobre todo a diferencias de tamaños y de proporción entre éstos, para los diversos integrantes. La dirección de esta estratificación es ENE-OSO y el buzamiento variable de 15 a 30° NNO. La geometría de éste, de carácter meramente deposicional, indica que el centro emisor estuvo situado al SSE de la isla actual.

En cartografía se han separado las tobas con pequeña o insignificante proporción de bloques (2) de aquéllas otras en que éstas dominantes brechas piroclásticas (1). Las tobas con escasa proporción de bloques muestran un típico color amarillento, evolucionando a gris hasta casi negro cuando aumenta aquélla.

De acuerdo con HERNANDEZ-PACHECO e IBARROLA (1.970), las tobas están formadas de fragmentos de pocos milímetros de rocas iguales a las que forman los grandes bloques. El cemento o matriz de las tobas se compone de fragmentos de cristales de plagioclasa y piroxenos, frecuentemente muy alterados, idénticos a los de los bloques, apareciendo más raramente anfíboles y biotita. Esta matriz tobácea presenta frecuentemente fenómenos de silicificación y de hecho son abundantes en toda la isla pequeños rellenos silíceos de diaclasas y fracturas en general.

Los bloques muestran una variación de tamaños comprendido entre unos pocos centímetros y el metro cúbico. Presentan siempre un color de gris a negro y un carácter porfídico, (fenocristales de piroxeno y/o plagioclasa) más o menos acentuado pero siempre presente. Con frecuencia, los fenocristales alcanzan un tamaño de centímetro, hecho típico en la isla y desconocido en la Sierra del Cabo de Gata. Por meteorización diferencial los fenocristales (particularmente los de piroxeno) suelen destacar sobre la matriz; y a veces su proporción es muy alta. La forma de los bloques no es excesivamente angulosa y su contacto con la matriz tobácea es siempre muy neto.

7.3.1. Petrología

Tanto los cantos de roca volcánica como las tobas que los unen, guardan ciertas similitudes con las andesitas piroxénicas del Cabo de Gata. Todas las muestras procedentes de los cantos presentan textura porfídica hialopilitica o pilotáxica que frecuentemente es fluidez. Están constituidas por plagioclasas, orto y clinopiroxeno, minerales opacos y apatito. Las plagioclasas, de composición cálcica (An_{85}), están intensamente zonadas y pueden presentar inclusiones vítreas rectangulares que se disponen concéntricamente. El orto-piroxeno es de composición intermedia entre la hiperstena y la broncita y el clinopiroxeno es una augita diopsídica maclada. Ambos minerales forman prismas bastante idiomorfos que aparecen aislados o en acumulados. La pasta, con gran porcentaje de vidrio, está plagada de microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno.

Existen dos tipos petrológicos bien individualizados dentro de estas rocas que se han denominado basaltos andesíticos y andesitas. Los primeros son muy ricos en fenocristales de los dos piroxenos.

Por el contrario, en las andesitas predominan los fenocristales de plagioclasa, que alcanzan un tamaño máximo de casi un centímetro. En ellas los piroxenos están afectados por una intensa serpentización que sólo deja algunos relictos del mineral primario y en la matriz se encuentran cristales triangulares de tridimita rodeados por concreciones de calcedonia.

HERNANDEZ-PACHECO e IBARROLA citan además cantos de compo-

sición basáltica, que están formados también por plagioclasa cálcica y piroxenos.

Las tobas presentan textura cataclástica y están constituidas por plagioclasa y piroxenos fragmentarios rodeados por una matriz vítrea en las que son frecuentes las estructuras esferulíticas.

En pequeña proporción aparece también una hornblenda verde pálida y, accidentalmente, pequeñas biotitas.

7.3.2. Geoquímica

Según HERNANDEZ-PACHECO e IBARROLA (1.970) y en base a 6 análisis antiguos y 12 nuevos realizados por estos autores, el contenido en SiO_2 de las rocas de la isla varía entre 50,9 y 62,0 %, cayendo la mayoría de ellas dentro de la categoría de basaltos andesíticos, atendiendo al conjunto de caracteres químicos y mineralógicos generales; únicamente los tipos más ácidos serán verdaderas andesitas. Este carácter intermedio entre basaltos y andesitas así como su alto contenido en CaO y bajo en Na_2O es lo que hizo que BECKE (1.899) las denominara "Alboranitas", como categoría especial de rocas volcánicas.

Los tipos más basálticos son análogos al basalto toleítico medio de Nockolds aunque quizá algo más cálcicos.

Una cierta diferencia geoquímica se marca entre rocas particularmente ricas en plagioclasa y las "normales". Las segundas se relacionan por un proceso de fraccionamiento de tipo concentración moderada de Fe, mientras que las primeras tienen mayores contenidos en Al_2O_3 y CaO de las que por un proceso de este tipo les corresponderían.

Comparativamente, las rocas de la isla son más básicas, menos alcalinas y con menor contenido en K que las andesitas piroxénicas (los términos más básicos) del Cabo de Gata (Almería). Otra diferencia se marca en que a pesar de la relativa escasez de datos químicos, éstas no parecen presentar procesos de fraccionamiento por concentración de Fe ni enriquecimiento anómalo en plagioclasa, fenómenos típicos de las rocas de Alborán.

7.3.3. Petrogénesis

Las particularidades geoquímicas de Alborán son explicadas por HERNANDEZ-PACHECO e IBARROLA (1.970) como debidas a una acumulación de volátiles —fundamentalmente agua— en la cámara magmática. Se darían entonces las circunstancias adecuadas para la existencia de altas presiones de oxígeno y en consecuencia la posibilidad de un fraccionamiento de esta alta concentración moderada de hierro. La existencia de esta alta concentración de agua quedaría reflejada en el alto contenido en ésta de los análisis, así co-

mo en la presencia de anfíbol y biotita en las tobas. La formación de tipos plagioclásicos se debería a la pérdida de agua en estadios más tardíos, que entrañaría una pérdida simultánea de álcalis y el consiguiente aumento de la relación aluminio/álcalis. El exceso de aluminio se combinaría con el calcio para dar anortita, cristalizando abundantes fenocristales de plagioclasa.

En cuanto a la geodinámica que ha originado el volcanismo en esta parte del Mediterráneo, véanse las diferentes hipótesis emitidas, citadas en el apartado Petrogénesis de esta misma memoria de la Hoja de Cabo de Gata. Únicamente aquí cabe añadir que, en base a las características geológicas del mar de Alborán con su fracturación NE-SO —oblicua a las direcciones de las cordilleras vecinas— a favor de la cual se alinea el volcanismo neógeno, y a la disposición de éste en Marruecos, las hipótesis de un origen por subducción neógena aparecen como menos probables que las “distensivas”.

7.4. CUATERNARIO

La cobertera cuaternaria que recubre en su totalidad la Isla de Alborán ha sido objeto de algunos trabajos entre los que cabe destacar: F. HERNANDEZ-PACHECO, I. ASENSIO AMOR (1.968) y C. GAIBAR PUERTAS (1.970). Todos ellos están de acuerdo en considerar que la planitud de la isla es consecuencia de la elaboración de una superficie de abrasión, que lleva asociado un depósito y que arrasa los materiales volcánicos que constituyen el sustrato del islote.

7.4.1. Depósitos marinos

Están constituidos por la terraza marina (3) y la caliza biodetrítica (4) que la recubre.

La terraza marina (3) ocupa toda la isla y su cota oscila entre los +7,5 m., en el sector oriental, y los +14,5 m., en el sector occidental. Constituida por un conglomerado en el que abundan los materiales volcánicos con tamaño de canto que oscila entre 1-80 m., empastados en una escasa matriz arenosa. Todo el depósito se presenta muy cementado y contiene abundante fauna entre la que cabe destacar: *Conus mediterraneus*, *Nassa reticulate*, *Columbeta rústica*, *Púrpura haemastoma*, *Cerithium vulgatum*, *Patella cerulea*, *Patella lusitánica*, *Spoudylus gaederopus*, *Mytilus edules*, *Azca noae*, etc.

La edad de esta terraza marina es mu difícil de establecer ya que la fauna que contiene es banal y su cota no indica gran cosa ya que nos encontramos en una zona tectónicamente activa durante el Cuaternario; no obstante es curioso que en la recogida de fauna sistemática llevada a cabo por GAIBAR PUERTAS (o. c.) no aparezca ninguna especie típica del Tirreniense cálido,

por ello, aunque no de forma categórica consideramos a este depósito del Pleistoceno Medio.

Cubriendo este depósito aparece una caliza (4) algo oquerosa y detrítica que contiene restos de forma marina, el espesor varía de 10 a 60 cm. El medio en el que se formó esta caliza debe corresponder a la zona intertidal. En la actualidad se forma este mismo depósito en el stran que rodea la isla.

Las playas actuales (6) son casi insignificantes. En cartografía se ha separado también la rasa marina actual (7), tallada sobre el volcánico, que queda cubierta en la marea alta.

7.4.2. Depósitos continentales

Constituidos exclusivamente por arenas eólicas (5) sin cementar que deben ser mucho más recientes que los depósitos marinos a los que recubren, posiblemente del Holoceno.

8. BIBLIOGRAFIA

- ADDICOTT, W.O.; SNAVELY, P.D. (Jr) (1.976).— Reconnaissance of mollusk bearing Neogene rocks. Almería Province Eastern Andalusia. Spain. Western Soc. Malacologists Ann. Rept. 9, 49-50.
- ADDICOTT, W.O.; SNAVELY, P.D. (Jr); POORE, R.Z. y BURKY, D. (1.979).— La secuencia Neógena marina en los campos 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 Geológica Hispánica, t. 45; pp. 126-130.
- ALDAYA, F. y GARCIA DUEÑAS, V. (1.971).— Almería-Granada, Mapa Geológico de España (escala 1:200.000), síntesis de la cartografía existente, 23.1.
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M. y MATTAUER, M. (1.971).— Sur un modele explicatif de l'arc de Gibraltar. Earth and Plan. Sci. Let. vol. 12; pp. 191-199.
- ANGELIER, J.; CADET, J.P.; DELIBRIAS, G.; FOURNIGUET, J.; GIGOUT, M.; GUILLEMIN, M.; HOGREL, M.T.; LALOU, A.; PIERRE, G. (1.976).— "Les deformations du Quaternaire marin, indicateurs neotectoniques quelques exemples méditerranéus". Rev. de Geog. Phys et Géolog. Dynam (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.; BEUKHELIL, J.; BOUSQUET, J.Cl.; ESTEVEZ, A.; GI-RAUD, R.; MONTENAT, Ch.; PAVILLION, M.J.; PHILIP, M.; SANZ DE GALDEANO, C.; VIGUIER, Cl. (1.977).— Les resultats de l'analyse structurale en Espagne. Bull. Soc. Geol. 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., 6.1., pp. 188-208.
- BAENA, J.; GARCIA RODRIGUEZ, J.; FERNANDEZ VARGAS, E.; GREENE, G.— "Archive faulting in the coastal of Almería" (En prensa).
- BAENA, J.; VOERMANS, F. (1.980).— "Mapa geológico de España 1/50.000 (2ª serie). Hoja de Almería, 1.045". IGME (En prensa).
- BAENA, J.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (1.981).— "Libro Guía. Excursión Mesa Redonda sobre el Tirreniense del litoral mediterráneo español. Litoral de Almería". Libro-Guía Sous. Com. Méd. et su Noire INQUA (Madrid-Lyon) pp. 25-43.
- BAENA, J.; ZAZO, C.; GOY, J.L. (1.980).— "Investigación del Episodio con "strombus" en la neotectónica de la Bahía de Almería (España). Colloque "Niveaux marins et tectonique quaternaires dans l'aire méditerranéenne". París, 29 Nov. 1.980.
- BECKE, F. (1.899).— Der Hypersthenandesit der Inseln Alborán. Tscher-macks Mineral Petrog. Mitt. 18; pp. 525-555.
- BECKE, F. (1.899).— Petrographische Beschreibung der auf Alborán gesammelten Eruptivgesteine. Includo (pp. 26-53) en el compendio con el título "Alborán" publicó el Archiduque Luis Salvador en la Edit. de H. Mercy Shon, con 89 páginas y 20 láminas. Praga.
- BECKE, F. (1.900).— Uber Alboranit und Santorinit und die Grenzer des Andesit familie. Tscher-macks Mineral Petrog. Mitt. vol. 19, pp. 182-200.
- BELLON, H. (1.976).— Series migmatiques néogènes et quaternaires du pour-tour de la Mediterranée occidentale, comparées dans leur cadre géo-chronométrique. Implications géodynamiques. Thèse d'Etat. París, 367 páginas.
- BELLON, R.; BORDET, P.; BOUSQUET, J.C. y MONTENAT, C. (1.976).— Principaux résultats d'une étude géochronométrique du volcanisme néo-gène des Cordillères Bétiques. Géme révn. ann. Se. Terre. París 43 páginas.
- BELLON, H. y BROUSSE, R. (1.977).— Le magmatisme periméditerranéen occidental. Essai de synthèse. Bull. Soc. Sec. Géol. France, 1.977, (7), t. XIX n° 3, pp. 469-480.
- BERNAT, M.; BOUSQUET, J.Cl.; DARS, R. (1.978).— "10-U dating of the ouljian stage from Torre García (Southern Spain)". Nature V. 275, pp. 302-303.

- BOUSQUET, J.C.; CADET, J.P.; MONTENAT, C. (1.975).— Quelques observations sur le jeu quaternaire de l'accident de Carboneras (Arc. de Gibraltar, Cordilleras Béticas orientales) C.R. 3^e réunion ann des sc. de la Terre Montpellier.
- BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. (1.974).— La néotectonique dans les Cordillères Bétiques orientales (Espagne). 2^{ème} Réunn. 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). Extension et signification générale. C. R. Ac. Sc. Paris. 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. Univ. de Granada.
- BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H. (1.976).— "Observations tectoniques et microtectoniques sur la distension Plio-Pleistocene ancien dans l'est des Cordillères Bétiques (Espagne Méridionale). Cuad. Geología. Universidad Granada 7, pp. 57-67.
- BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H. (1.976).— Observations microtectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordillères Bétiques orientales (Espagne méridionale-Arc de Gibraltar). Bull. Soc. géol. France (7). t. XVIII n° 3. p. 711-724.
- BROUWER, H.A. (1.926).— Overthruststructure in the Eastern Betic Cordilleras. XIV Congres Geol. Inst. Madrid pp. 1.885-1.888.
- BURRI, C. y NIGGLI, P. (1.945).— Die jungen Eruptivgesteire des Mediterraneanen. Congres Publik. Vulkaninstitut I. Friendl. números 3 y 4. Zunnch.
- BURRI, C. y PARGA-PONDAL, I. (1.935).— Bertrage zur kenntnis einiger jung vulkanische Gesteine Spaniens. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 15; pp. 266-287.
- BURRI, C. y PARGA-PONDAL, I. (1.937).— Die Eruptivgesteire der Inseln Alborán. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 17; pp. 230-268.
- BURRI, C. y PARGA-PONDAL, I. (1.945-49).— Die Jungen Eruptivgesteine des Mediterraneanen Orogens. I (1.945), II (1.949). Vulkaninstitut I. Friedlander, nr. 4, 1.949.
- BURRI, C. y PARGA-PONDAL, I. (1.948).— Las rocas eruptivas de la Isla de Alborán (provincia de Almería. España). Publ. Extranjera sobre Geología de España. Vol. 4; pp. 453-489.
- CADET, J.P.; FOURNIGUET, J.; GIGOUT, M.; GUILLEMIN, M.; PIERRE, G. (1.978).— La néotectonique des littoraux de l'arc de Gibraltar et des portours de la mer d'Alboran. Quaternaire, 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.

- DABRIO, J.C. y MARTIN, J.M. (1.977).— Los arrecifes messinienses de Almería (SE de España). Cuadernos de Geología. Univ. de Granada: 8, pp. 83-104.
- DAVILA, F.M. (1.876).— Isla de Alborán, datos físico-geológicos. Bol. Com. Mapa Geológico de España. vol. 3; pp. 177-179.
- DEL CAMPO, M.; FERNANDEZ, E.; GARCIA, J. y LUCENA, J.C. (1.975).— Objetivos generales y primeros resultados del proyecto de Geología Marina en la plataforma continental de la provincia de Almería. Comisión V Jornadas Min-Met. Bilbao.
- DUMAS, B.; GUEREMY, P.; LMENAFF, R.; RAFFY, J. (1.978).— "Geomorphologie Neotectonique dans la region d'Almería (Espagne du Sud-Est)". Travaux R.C.P. 461, París, pp. 123-170.
- EGELER, C.G. y SIMON, O.J. (1.969).— Sur la tectonique de la zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Verb. Ker. Ned. Akad. Wettersoh. Afd. Naturrk 25; 90 páginas.
- ESTEBAN, M. (1.978).— Significance of the Upper Miocene reefs in the western Mediterranean (abs): Messinian Seminar 4. Rome. Oct. 9-14.
- ESTEBAN, M.; CALVET, F.; DABRIO, C.J.; BARON, A.; GINER, J.; POMAR, L.; SALAS, R. (1.977 a).— Messinian (Uppermost Miocene) reefs in Spain: morphology, composition and depositional environments. 3rd. Int. Coral Reef Symp. Abstracts. Miami, Fla.
- FERNANDEZ NAVARRO, L. (1.907).— Isla de Alborán. Mem. Soc. Esp. Hist. Natural t. V, pp. 313-338.
- 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. Géol. 21; pp. 199-222.
- GAIBAR-PUERTAS, C. (1.969).— Estudio geológico de la Isla de Alborán (Almería) I. Las rocas eruptivas. Acta Geol. Hispánica t. IV, pp. 72-80.
- GAIBAR-PUERTAS, C. (1.970).— La cobertera sedimentaria de la Isla de Alborán (Almería). Bol. Geol. y Min. T. LXXXI-IV; pp. 345-368.
- GIGOUT, M.; CADET, J.P.; PIERRE, J. (1.974).— Sur le compartement de l'Arc de Gibraltar an Quaternaire récent, d'après les formations littorales. 2^e reun. an. Sec. Terre. Nancy.
- HATZFELD, D. y BOLOIX, M. (1.976).— Resultados preliminares de los perfiles sísmicos profundos del Mar de Alborán. Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Univ. de Granada.
- HERNANDEZ-PACHECO, A. e IBARROLA, E. (1.970).— Nuevos datos sobre la petrología y geoquímica de las rocas volcánicas de Alborán (Mediterráneo occidental, Almería). Est. Geol. 26; pp. 93-103.
- HERNANDEZ-PACHECO, F.; ASENSIO AMOR, I. (1.968).— Depósitos cuaternarios de la Isla de Alborán. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 66, pp. 381-382.

- JACQUIN, J.P. (1.970).— Contribution a l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne). These Nantes 501 páginas.
- JACQUIN, J.P. (1.968).— Répartition géographique et lithostratigraphique des mineralisations de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne). Chronique des Mines et de la Recherche Minière 376, pp. 230-243.
- LEAL, G. y SIERRA, J. (1.970).— Mapa geológico nacional a escala 1/50.000 (1ª serie). Hoja 1.059. (El Cabo de Gata). Publicada sólo la Hoja sin memoria. Instituto Geológico y Minero de España.
- 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. y RODRIGUEZ BADIOLA, C. (1.980).— La región volcánica neógena del sureste de España. Est. Géol. 36, pp. 5-63.
- MELENDEZ, Bermúdez; DE AGUIRRE, Emiliano y BAUTISTO, Carmen (1.964).— Estudio paleontológico del Mioceno del Cabo de Gata (Almería). Estudios Géol. 20, pp. 229-234.
- MOLIN, D. (1.974).— Les caractères du volcanisme néogène des provinces de Murcia et d'Almería (Espagne). Implications pour l'évolution de la Méditerranée Occidentale. R^o Ann. Sciences de la Terre. Nancy.
- MONTENAT, C. (1.973).— Les formations Néogènes et Quaternaires du Levant espagnol (Thesis). Osay. Univ. Arsay. 1.170 p.
- MONTENAT, C. (1.975).— Le Néogène des Cordillères Bétiques. Essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique. C.N.R.S. (Internal Report). París. 187 p. (unpublished).
- MONTENAT, C. y 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).
- MONTENAT, C.; BIZON, G. y 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.
- OLIVET, J.L.; AUZENDE, J.M. y BERNIN, J. (1.973).— Structure et évolution tectonique du bassin d'Alborán. Bol. Soc. Geol. France (7). XV 1.973, n^o 2.
- OSANN, A. (1.889).— Beitrage zur kenntnis der Eruptivgesteine der Cabo de Gata. Zeitsch. d. Geol. Ges. Bd. 41, I, pp. 297-312.
- OSANN, A. (1.891).— Ueber des geologische Bau des Cabo de Gata. Zeitsch. d. Geol. Ges. Bd. 43, I, pp. 323-346.
- OVEJERO, G.; ZAZO, C. (1.971).— "Niveles marinos pleistocenos en Almería (S.E. de España)". Cuaternaria XV, pp. 141-158.
- PAEZ, A. y SANCHEZ SORIA, P. (1.965).— Vulcanología del Cabo de Gata entre San José y Vela Blanca. Est. Geol. 21; pp. 223-246.
- PHILIP, H.; BOUSQUET, J.C. (1.975).— Resultats de l'études microtectoni-

- que sur la compression quaternaire dans les Cordillères Bétiques orientales (Espagne). Reun. Ann. des Sciences de la Terre. Montpellier. Abril.
- PUGA, E. (1980).— Hypothèses sur la genèse des magmatismes calcoalcalins intra-orogénique et post-orogénique alpins dans les Cordillères Bétiques. Bull. Soc. Geol. France (7), t. XXII, n° 2, pp. 243-250.
- SAAVEDRA, J.L. (1966).— Microfacies de los sedimentos intercalados en las formaciones volcánicas del Cabo de Gata (Almería). Not. y Com. IGME n° 86, pp. 41-47.
- SCHMID, R. (1981).— Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks. Geol. Rundschau, 70; 2 pp. 794-799. Stuttgart.
- SNAVELY, P.D. Jr. y ADDICOTT, W.O. (1974).— Marine geological investigations of the coastal zone of Almería Province, Spain. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 900; pp. 110-111.
- UDIAS, A. (1976).— The Program of deep seismic soundings in Spain. Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Univ. de Granada.
- UDIAS, A. et al. (1976).— Sismotectónica de la región de las Islas Azores a la Península Ibérica. Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Univ. de Granada.
- VAN BEMMELEN, R.W. (1969).— The Alpine loop of the tethys zone. Tectonophysics, 8/2, pp. 107-113.
- VAN BEMMELEN, R.W. (1972).— Driving force in Mediterranean orogeny. Geol. en Mijn 51/5, pp. 548-573.
- VASS, D. y BAGDASARJAN (1978).— A radiometric time scale for the Neogene of the Parathetys region. In: G.V. Cohee, M.F. Glaessner y M.D. Hedberg (eds): Contributions to the geologic time scale. Am. Ass. Petr. Geol. Studies Geol. 6, pp. 179-203.
- ZAZO, C. (1969).— "Niveles marinos pleistocenos entre El Alquían y Cabo de Gata". Tesis de licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.



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

ISBN 84-7030-400-0



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA