

REAL ACADEMIA
DE
CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

EVOLUCION GEOLOGICA DEL ARCHIPIELAGO CANARIO

DISCURSO LEÍDO EL DÍA 4 DE FEBRERO
DE 1981, EN SU RECEPCIÓN PÚBLICA POR EL

EXCMO. SR. DON JOSE M.^a FUSTER CASAS

Y CONTESTACIÓN DEL

EXCMO. SR. DON MANUEL ALIA MEDINA



M A D R I D
DOMICILIO DE LA ACADEMIA:
VALVERDE, 22.—TELEFONO 221-25-29
1 9 8 1

Depósito legal: M.-1.982—1981

Imprenta Aguirre.—General Alvarez de Castro, 38.—Madrid-3

DISCURSO

DEL

EXCMO. SR. DON JOSE M.^a FUSTER CASAS

EXCELENTÍSIMO SR. PRESIDENTE
EXCELENTÍSIMOS SRES. ACADÉMICOS
SEÑORAS Y SEÑORES:

Es necesario, antes de nada, que exponga mis temores al presentarme ante ustedes. Son los temores lógicos de un científico que, como principal bagaje, aporta solamente la ilusión continuada de tratar de esclarecer alguno de los procesos que han tenido lugar en nuestro planeta, observando sus consecuencias. Poco he logrado en este sentido a no ser el llegar a la conclusión de que cuando se desvelaba alguna incógnita encontraba más lejana una meta que al principio se me antojaba cercana. Algunos dicen que esto es ya un síntoma de sabiduría, pero yo creo que es más un síntoma de limitación de nuestras, mejor dicho, de mis capacidades. Si algún consuelo me queda, es que, en el campo de las Ciencias de la Tierra, los datos son mucho más escasos que las incógnitas y, por ello, las soluciones a los problemas geológicos son múltiples.

También podrá servirme de consuelo el haber vivido un período de profunda modificación de los principios básicos de la investigación geológica, dentro de una evolución dinámica en la que cada día aparecen nuevas perspectivas que permiten abandonar lo que se pensaba firmemente establecido. No me extrañaría, pues, que lo que más adelante exponga pierda actualidad en un período breve.

Pero antes de ello debo, con admiración sincera, recordar a mi antecesor en el puesto que sin méritos bastantes vengo a ocupar, el de don Juan Gavala Laborde, ilustre Ingeniero de Minas que supo conjugar a lo largo de su dilatada actividad profesional una notable formación geológica con la aplicación práctica de esos conocimientos a la búsqueda y explotación de primeras materias minerales. En este último aspecto alcanzó los puestos de mayor responsabilidad en nuestro país: el de Director del Instituto Geológico y Minero de España, el de Director y

Presidente de la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras y el de Director General de Minas y Combustibles. A su impulso y dedicación se deben la renovada explotación de yacimientos como los de Linares, el de Rodalquilar o los de sales potásicas de Navarra, por mencionar solamente algunos de los más importantes. En su faceta científica son numerosos los estudios por él publicados, algunos de ellos, como el del "Mapa Geológico de la provincia de Cádiz", a escala 1:100.000, y otros trabajos geológicos sobre Andalucía que siguen siendo hoy clásicos de obligada consulta para los que tienen que trabajar en esta región.

Con mucho menor bagaje me presento ante ustedes. Este es el de haber dedicado mucho tiempo a la observación de los fenómenos geológicos, especialmente a los de carácter volcánico, vocación que surgió por el contacto y ejemplo de los que fueron mis profesores y maestros: don Francisco Hernández-Pacheco y de la Cuesta, que fue premiado por esta Academia por un magistral trabajo sobre la "Región volcánica del centro de España" y don Maximino San Miguel de la Cámara, que sintetizó en su época todo lo referente a las manifestaciones volcánicas peninsulares. Mi vocación al volcanismo canario surgió igualmente de la lectura de una monografía sobre Lanzarote y de las transcripciones de sus erupciones históricas realizadas por otro insigne académico, don Eduardo Hernández-Pacheco. Yo, peninsular de tierra adentro, después de haber dedicado no poco de mi vida científica al estudio de sus manifestaciones volcánicas, me siento un mucho insular pero, aun rebajando un tanto mis apreciaciones por esta circunstancia, creo que se puede afirmar sin hipérbolos que las Islas Canarias representan uno de los sectores volcánicos del Universo más complejo, más interesante y con la historia de actividad ígnea más dilatada en el tiempo de las hasta ahora conocidas.

POSICION GEODINAMICA DE LAS ISLAS CANARIAS

El Archipiélago Canario está situado en lo que en nomenclatura actual, derivada de la aplicación generalizada de las ideas de tectónica global a los procesos y situaciones geológicas, se denomina borde oceánico pasivo, expresión que quiere indicar la ausencia de actividad sísmica relacionada con zonas de Benioff, escasez de actividad volcánica importante en centros alineados paralelamente a la costa y ausencia de fenómenos orogénicos, metamórficos y plutónicos cuyos ejes mayores quedan también alineados en la misma dirección. El calificativo contrasta con el de otros márgenes oceánicos, como el del Pacífico actual, en donde por darse estas circunstancias, se les denomina margen oceánico activo. En mi opinión, la denominación de pasivo es desafortunada, pues en los bordes de estos océanos existe una importante actividad geológica, aunque ésta sea de naturaleza, en parte, diferente a la que existe en los bordes oceánicos activos.

El hecho es que, desde la aceptación tumultuaria de la hipótesis de expansión del fondo oceánico, gran parte de la investigación geológica se ha localizado hacia los márgenes activos actuales, o allí donde no existen, en posibles márgenes continentales pasados, existieran o no existieran. Por desgracia es todavía frecuente el hecho de que por insertar en cualquier trabajo científico unos toques bien distribuidos de tectónica global, le hacían subir varios enteros en la apreciación de su calidad por la mayoría de los lectores, aunque esos toques, para estar *a la page*, fueran innecesarios y muchas veces contradictorios.

La carrera hacia los márgenes continentales activos actuales o pasados, existentes o supuestos, aún no ha terminado, aunque empiezan a percibirse síntomas de su debilitamiento, pues empieza, una vez más, a prestarse suficiente atención a los márgenes llamados pasivos. El tema tiene importancia, ya que, en la hipótesis de tectónica de placas, muchos de los márgenes pasivos, como el oriental del Atlántico, fueron nada menos que las gigantescas fisuras que rompieron a la antigua litosfera

continental en fragmentos que se alejan relativamente entre sí, al tiempo que se crea una nueva litosfera oceánica; este hecho, básico y primordial para la teoría, se ha analizado con un cierto rigor y éxito al ensamblar, a uno y otro lado de los fragmentos que se separan, las antiguas estructuras y unidades geológicas desgajadas, pero pocos han prestado atención al hecho, si la hipótesis es válida, de que no solamente la corteza oceánica es de nueva creación, si no también el manto litosférico suboceánico. Debe haber, por tanto, en estos márgenes pasivos un contraste acentuado en la naturaleza y composición de las unidades adyacentes, continente y océano, tanto en la corteza como en el manto subyacente. Los gradientes gravitatorios, térmicos y geoquímicos que este contraste crea en cualquier borde pasivo hacen difícil imaginar una supuesta inactividad geológica, al menos durante períodos de tiempo importantes de su evolución geológica.

La propia existencia del Archipiélago Canario, cuyo extremo más oriental dista poco más de cien kilómetros del continente africano, es una demostración de la no pasividad de este margen oceánico. Una compleja evolución geológica en la que se han sucedido e imbricado fenómenos de sedimentación, volcanismo submarino, intrusión filoniana generalizada, intrusiones plutónicas, emisiones volcánicas subaéreas que se prolongan hasta nuestros días, acompañadas de fenómenos de emersión o subsidencia, evolucionando unas veces bajo regímenes de distensión y otras de compresión indican, sin lugar a dudas, una intensa actividad que, aunque de otra naturaleza, no tiene nada que envidiar a la actividad de muchos márgenes activos.

En la parte emergida del Archipiélago hemos encontrado testigos de esta actividad continuada que se remontan en edad hasta hace unos cien millones de años. De los otros cien millones que quedan hasta el momento en que se individualizó el continente africano de la placa norteamericana, nada asoma en superficie, aunque los datos de geología y geofísica submarina permiten de momento hacer algunas suposiciones.

EL SUSTRATO PROFUNDO DE LAS ISLAS CANARIAS

Pero antes de tratar de desvelar la historia de los últimos doscientos millones de años de esta parcela del borde del Atlántico, conviene hacer algunas precisiones sobre dónde están asentadas las Canarias y sobre la naturaleza de su sustrato. Sobre este tema, importante para explicar su evolución, se han planteado varias soluciones. Una de ellas, la de que las Canarias orientales, es decir, las islas de Lanzarote y Fuerteventura se asientan sobre un basamento (corteza) continental, fue establecida inicialmente por ROTHE y SCHMINCKE (1968). Estos autores apoyaban su idea en la existencia, en Fuerteventura, de rocas sedimentarias con fragmentos de cuarzo y en la presencia de algunos xenolitos, también cuarcíticos, en los basaltos de estas islas orientales. La naturaleza continental de este sector del Archipiélago facilitaba grandemente la explicación del hallazgo de huevos de avestruz fósil en Lanzarote por ROTHE en 1964. Los datos no parecían muy concluyentes, pero poco después, cuando DIETZ y SPROLL (1970) hicieron el ensamble con computadora de los perfiles continentales de Africa Occidental y América del Norte, aparecieron, como es natural, sectores con amplia coincidencia en los bordes y sectores con huecos y superposiciones. Frente al antiguo territorio de Ifni quedaba un hueco por llenar de extensión importante y la solución que pareció más apropiada fue la imaginar que un fragmento continental africano se había desplazado unos doscientos kilómetros hacia el sur, formando el sector oriental del Archipiélago Canario, en donde, en la misma reconstrucción geométrica, aparecía una zona de imbricación entre Africa y Norteamérica.

Sin más argumentación, la idea de unas Canarias continentales y unas Canarias oceánicas se viene repitiendo como un hecho claramente establecido, aunque el que ahora os habla haya, en varias ocasiones, tratado de refutar esta idea (FÚSTER, 1978).

Conviene, en primer lugar, analizar los datos existentes sobre geología y geofísica submarina. Los primeros datos que poseemos en torno al

Archipiélago se deben a los perfiles sísmicos obtenidos por el "Meteor" en los cruceros de la década de los sesenta publicados por DASH y BOSSHARD (1968) y BOSSHARD y MACFARLANE (1970) para el sector central y occidental y por ROESER *et al.* (1971), para las Canarias más orientales.

Según los primeros autores, la discontinuidad de Mohorovicic en el sector en torno a las Canarias tiene una profundidad variable entre unos 12 kilómetros en el sector de inmediato a La Palma y Hierro, y unos 20 kilómetros en las proximidades de Lanzarote-Fuerteventura. Desde el punto de vista del espesor, la corteza en estas islas sería, pues, bastante más potente que el que tiene una corteza oceánica normal, pero según ROESER *et al.* (1971), existe una potente cuenca sedimentaria entre las islas y el continente que podría estar apoyada sobre un antiguo basamento oceánico.

Datos más recientes de BECK y LEHNER (1974), GRUNAU *et al.* (1975), UCHUPI *et al.* (1977) y los propios sondeos submarinos profundos relativamente cercanos a las Canarias (JOYDES, 1977) han puesto de manifiesto, en efecto, que en el margen del Atlántico, y concretamente frente a las Canarias, existen series potentes sedimentarias mesozoicas y cenozoicas de considerable espesor.

La naturaleza del sustrato sobre el que se apoyan estos sedimentos aún no está totalmente definida. UCHUPI *et al.* (1977) y von RAD (1979) se inclinan por la existencia de una corteza continental atenuada. WATKINS y HOPPE (1979), mediante perfiles sísmicos de refracción en el sector intermedio entre Canarias y el Continente señalan una primera capa de ocho kilómetros de material, con velocidades de 5,6 km./sg., apoyada sobre un espesor desconocido de materiales con 7,3 km./sg. Las campañas de perfiles sísmicos profundos realizadas en las Canarias por los equipos dirigidos por UDÍAS (PAVÍA *et al.*, 1977; GARCÍA BLANCO *et al.*, 1978; DAÑOBEITIA, 1980), confirman que en las Islas Orientales existe una corteza de solamente unos 11 kilómetros de espesor en Lanzarote y de unos 18 kilómetros en Fuerteventura, apoyadas sobre materiales con velocidades de 7,5 km./sg. Estas cifras de 7,3 ó 7,5 km./sg. desde luego no corresponden a corteza continental y, en mi opinión, pueden representar un manto anómalo, probablemente modificado por anomalías térmicas. En estas dos islas los espesores de corteza no corresponden, en ningún caso, a los de la corteza continental. Por otra parte, a partir de profundidades de 3 ó 4 kilómetros, las ondas P alcanzan velocidades muy elevadas, entre 6 y 6,7 km./sg., que, evidentemente, deben corresponder a rocas básicas cristalinas que, como vere-

mos más adelante, representan materiales fundidos procedentes del manto que penetran profusamente el Archipiélago.

Aunque la información geofísica no es por ahora concluyente, existe una serie de datos geológicos y petrológicos que encajan mejor en la hipótesis de un substrato oceánico para todo el Archipiélago Canario.

Uno de ellos es el de la naturaleza de los fragmentos de rocas extrañas arrastradas por el magma basáltico en su ascenso a la superficie. Entre estos xenolitos, que son particularmente abundantes en los materiales volcánicos recientes de todo el Archipiélago, aparecen, además de fragmentos de rocas ultramáficas y máficas procedentes bien del manto, bien de una corteza oceánica, rocas sedimentarias y materiales detríticos mesozoicos o cenozoicos en todo análogos a los que afloran en el complejo basal de Fuerteventura. Nunca han aparecido fragmentos de materiales paleozoicos, o precámbricos, o de rocas plutónicas cuarzo-feldespáticas que constituyen el substrato pre-apertura del Atlántico en el vecino continente africano.

Otro hecho a tener en cuenta es la propia naturaleza geoquímica de los productos volcánicos del conjunto del Archipiélago, que corresponde plenamente con lo que cabe esperar de islas oceánicas sin ninguna influencia continental como más adelante veremos.

Por último, la variabilidad espacial de los magmas en el conjunto del Archipiélago, no está condicionada por una mayor o menor proximidad al continente de la isla que se considere, pues sigue (HERNÁNDEZ-PACHECO e IBARROLA, 1973; FÚSTER, 1975) unas pautas de evolución hacia el centro del Archipiélago.

LOS COMPLEJOS BASALES

Además de los datos geofísicos, geoquímicos y petrológicos que forzosamente dan indicaciones indirectas sobre la naturaleza real del sustrato profundo del Archipiélago, en algunas islas los fenómenos de elevación diferencial de la corteza han permitido que formaciones, que en su día se originaron en fondos marinos profundos, aparezcan hoy en superficie. Estos materiales, que por otra parte son los más antiguos del Archipiélago, constituyen una compleja estructura geológica formada por sedimentos mesozoicos y potentes series volcánicas submarinas profusamente inyectadas, primero por una densa malla filoniana y después por una seriación múltiple de intrusiones ígneas.

Al conjunto de estos materiales antiguos, siguiendo una expresión acuñada por BRAVO, le demoninamos Complejo Basal. Aparecen en las islas de La Palma, Gomera y Fuerteventura por debajo de las estructuras volcánicas que cubren la mayor parte del Archipiélago. Por su importancia excepcional como elementos que pueden suministrarnos claves, tanto sobre la historia antigua de las Canarias, como por representar un posible nexo de unión entre el sustrato oceánico profundo y la parte emergida del Archipiélago, merece la pena extenderse algo en sus características y en su interpretación.

Las series sedimentarias mesozoicas de Fuerteventura.

Hace un siglo y cuarto, en 1857, se publicó en Zurich por la Sociedad Suiza de Ciencias Naturales, una monografía de Hartung sobre la constitución geológica de las islas de Lanzarote y Fuerteventura. Se mencionaban en ella, por primera vez, la existencia de rocas pizarrosas y rocas sedimentarias que los investigadores posteriores olvidaron e incluso negaron en algunas ocasiones. Las rocas sedimentarias fueron redescubiertas en 1965 por los equipos del Departamento de Petrología

de Madrid (FÚSTER y AGUILAR, 1965) y poco después por ROTHE (1968). Ultimamente se han redescrito por ROBERTSON y STILLMAN (1979), y están siendo objeto de estudio desde dos años por YÉBENES (1980).

La serie sedimentaria tiene en total unos 1.400 metros de espesor y puede ser dividida en tres unidades: la inferior, de unos 600 metros de potencia, está formada por turbiditas terrígenas, cálcicas y mixtas, que forman capas alternantes de espesor centimétrico a decimétrico de lutitas muy oscuras alternando con areniscas finas de tonos claros. Se han depositado en un abanico de aguas profundas, por debajo del nivel de compensación de la calcita. Tienen posiblemente edades comprendidas entre el Berriasiense y el Valanginiense-Hauteriviense, sin que pueda descartarse totalmente la posibilidad de que los niveles más bajos puedan corresponder a los niveles más altos del Jurásico.

La unidad intermedia, de unos 600 metros de espesor, está formada de turbiditas terrígenas depositadas en el abanico de aguas profundas dentro de la zona de transición a la llanura abisal; en ellas se han encontrado ammonites de edad Valanginiense-Hauteriviense.

El tramo final, de unos 200 metros, está formado fundamentalmente por lutitas y limolitas fosilíferas con abundantes calcarenitas y conglomerados que pasan hacia el techo a calizas y margas con nódulos de sílex. Se han formado como sedimentos pelágicos de mar abierto, pero depositados ya a profundidades menores del nivel de compensación de la calcita.

La información disponible sobre estos sedimentos tiene notable interés en la historia geológica del Archipiélago. Un primer dato a señalar es que los productos clásticos terrígenos están formados exclusivamente por fragmentos minerales procedentes de la erosión de rocas ígneas o metamórficas, probablemente precámbricas y paleozoicas del vecino continente africano y nunca por material al que pueda asignársele un origen volcánico; las calciturbiditas que dominan en el primer tramo, acreditan también la existencia de una plataforma carbonatada en el borde del continente africano.

Otro aspecto importante es que al final del Albense el sector canario debió experimentar una elevación notable y entrar al mismo tiempo en un régimen de inestabilidad como lo acreditan los frecuentes fenómenos de erosión y redeposición submarina de los materiales previamente sedimentados.

Rocas análogas a las de Fuerteventura existen también en el Complejo Basal de la Gomera (CENDRERO, 1967), y aunque aún no han sido

estudiadas con suficiente detalle pueden interpretarse como las facies más distales de un conjunto sedimentario turbidítico que se depositaría en el fondo del Atlántico durante el Cretácico inferior.

Sobre qué materiales se depositaron estos sedimentos no existe ninguna información directa, pues en tierra firme no se ve nada más antiguo. Los datos de geología submarina (BECK y LEHNER, 1974; GRUNAU *et al.*, 1975; UCHUPI *et al.*, 1977) y los sondeos en el Atlántico más cercanos al Archipiélago indican la existencia de un Jurásico e incluso, en el sector al Este de Fuerteventura, se detectan diápiros de sales triásicas que deben ser los materiales más antiguos del fondo del Atlántico, formados en una fase muy temprana de la apertura del Océano.

Pero, en cualquier caso, hasta los últimos 100 millones de años, donde hoy existen las Canarias, no existía más que un fondo oceánico profundo sobre el que se depositaban, mediante corrientes de turbidez, abundantes productos detríticos procedentes del Continente Africano y de su plataforma continental. Pero en torno a los 100 millones de años, es decir, en el límite Cretácico inferior-Cretácico superior, se inicia un período de levantamiento del fondo oceánico que puede ser considerado como el primer balbuceo de la formación del Archipiélago un abombamiento ("doming") probablemente causado por el ascenso y dilatación de la astenosfera profunda, premonitorio de los fenómenos ígneos que más tarde se desarrollarían en el fondo del océano.

Las relaciones entre los sedimentos cretácicos y el volcanismo submarino.

El abombamiento del fondo oceánico producido en el Albense no sólo provocó cambios importantes en la naturaleza de los productos sedimentarios al final de este período. Debieron crearse, con la cooperación de fenómenos tectónicos importantes, arrugas diferencialmente levantadas que actuaron como umbrales en el fondo oceánico, en donde no podrían depositarse nuevos aportes turbidíticos. Posiblemente la erosión submarina, consecuencia del levantamiento, predominaba sobre la sedimentación marina, iniciándose, después del Albense, un hiato importante cuya duración se desconoce.

En Fuerteventura, la serie sedimentaria mesozoica está rodeada y recubierta por un importante conjunto volcánico submarino que representa el segundo episodio de la formación del Archipiélago. Fisuras importantes atravesaron la corteza oceánica y los materiales previamente depositados, poniendo en comunicación zonas profundas del manto con el

fondo del océano y sirviendo de conductos de emisión de magmas basálticos que se derramaron sobre el fondo marino. Se construyeron así unos edificios volcánicos submarinos que fueron el basamento de lo que más tarde se transformó en edificios insulares.

El momento preciso de iniciación de este primer episodio ígneo no está suficientemente determinado, pues, desgraciadamente, las formaciones volcánicas submarinas suelen ser muy poco ricas en elementos paleontológicos que permitan su datación. Tampoco son muy apropiados, teniendo en cuenta el grado elevado de transformación que estos materiales han experimentado, para dataciones radiométricas por el método K-Ar.

Los únicos puntos que pueden ser claves para la interpretación son los del techo de la serie sedimentaria de Fuerteventura. En un punto localizado, los sedimentos albenses aparecen interestratificados con material volcánico submarino (pillow-lavas, hialoclastitas) y material volcanoclástico bien estratificado. Si estas observaciones se confirman, y puede controlarse por examen de posibles restos paleontológicos la edad de los niveles sedimentarios interestratificados con los productos volcánicos, habría que llegar a la conclusión que la actividad volcánica en las Canarias se inició, aproximadamente, hace unos 100 millones de años. Este dato, tomado con todas las reservas, pues las investigaciones en curso aún no están finalizadas, haría de las Islas Canarias el Archipiélago oceánico con la historia ígnea más dilatada.

Los datos del perfil geofísico entre la cuenca del Aaiun y el arco canario (WATKINS y HOPPE, 1979), en donde se localizan importantes formaciones volcánicas entre las formaciones sedimentarias de edad cretácica media y la de edad eocena inferior, apoyan la idea de una iniciación muy temprana de los procesos ígneos en el ámbito del Archipiélago.

La formación volcánica submarina.

La serie volcánica submarina de los Complejos Basales de las Islas Canarias representa un complejo episodio ígneo que sin duda corresponde a un período bastante dilatado de la historia del Archipiélago. Todos los tipos estructurales característicos de los enfriamientos subacuáticos del magma (pillow-lava, hialoclastitas, brechas de fragmentos de pillows, micropillows, brechas, lavas masivas, etc.) aparecen profusamente representadas.

Composicionalmente son también muy variables (basaltos olivínicos,

oceanitas, traquibasaltos e incluso traquitas), pero todos ellos pueden ser considerados como materiales derivados de magmas claramente alcalinos.

En Fuerteventura, que es donde alcanza mayor extensión superficial, la serie volcánica submarina puede dividirse en varios tramos: uno inferior correspondiente a los niveles que están interestratificados con los sedimentos mesozoicos más altos, que podría ser considerado con reservas de edad Cretácica.

Otros niveles más altos en la misma isla han sido considerados por ROBERTSON y STILLMAN como de posible edad Cretácico superior a Paleoceno (unos 65 millones de años). En niveles aún superiores, entre la formación volcánica submarina encontramos, en 1965 (FÚSTER y AGUILAR), sedimentos bioclásticos y volcanoclásticos con una abundante fauna de macro y micromamíferos, corales, briozoos, algas coralináceas, equinodermos bivalvos, etc., de edad Oligocena media o superior (unos 30 millones de años). Por último, existe un nivel aún más superficial de brechas y diques traquíticos que representan el techo de la formación submarina y que en parte pueden ser subaéreos.

En La Palma, donde las formaciones volcánicas submarinas están espectacularmente representadas, se han encontrado también entre la matriz intersticial de las pillow-lavas una abundante fauna de foraminíferos planctónicos y bentónicos de edad Mioceno medio a superior. En la Gomera no existen datos que permitan establecer su cronología.

En el estado actual de nuestros conocimientos sobre esta interesante formación no es posible aún establecer correlaciones ni generalizaciones, pero, al menos en Fuerteventura, existe un dato que permite establecer una clara separación entre los niveles más bajos de la serie (los de edad cretácica-paleocena) y los de edad oligocena, y es el de que mientras los primeros están intensamente deformados junto con los sedimentos intercalados, hasta el punto que el conjunto adquiere posición subvertical e invertida, los de edad oligocena aparecen siempre en posición normal y suavemente inclinados.

Parece establecido, por tanto, que existió en esta isla una fase de deformación importante de edad preoligocena. Corresponde este episodio con la primera fase importante de deformación de la cadena Atlásica.

Los caracteres estructurales de las rocas volcánicas submarinas indican unas veces consolidación en aguas profundas, mientras que en otras ocasiones la abundancia de amígdalas vacuolares en las lavas parecen indicar una profundidad de aguas menor; la naturaleza de los sedi-

mentos intercalados y los caracteres faunísticos en ellos contenidos indican que se depositaron en niveles de plataforma someros.

El crecimiento de los edificios volcánicos submarinos fue, por tanto, un largo proceso acumulativo, probablemente interrumpido por períodos de inactividad y de erosión subacuática, en donde la sedimentación oceánica se realizaba en las depresiones interinsulares. Los procesos de emersión, asociados a los de acumulación fueron contribuyendo a que los edificios insulares fueran acercándose progresivamente al nivel del mar. No es descartable la idea de que, ocasionalmente, antes del Mioceno pudiera haber emergido alguna isla sobre las aguas oceánicas.

Aunque las lavas submarinas de mar profundo sólo se han encontrado en tres de las siete islas del Archipiélago, deben estar presentes también en el sustrato de todas ellas. Por ejemplo, el sondeo profundo de Lanzarote ha cortado, por debajo de las formaciones subaéreas, una potente serie submarina de más de 2.000 metros de potencia de materiales volcánicos antes de llegar a los sedimentos mesozoicos.

El complejo filoniano.

No hemos hablado hasta ahora de la red de diques de los complejos basales de las Islas Canarias para no oscurecer excesivamente esta rápida descripción de las unidades más antiguas, pero esta nueva unidad, si así puede llamarse, es, sin duda, uno de los rasgos más espectaculares del Archipiélago. Tanto la serie sedimentaria como la formación volcánica submarina están atravesadas por un enjambre de diques subverticales y subparalelos de extraordinaria densidad. La proporción de diques es tal que la roca encajante, sea sedimentaria, sea submarina, queda reducida a pequeños fragmentos de escala en general métrica y raramente decamétrica, desconectados entre sí; en volumen, la proporción mayor frecuencia, superior al 95 % del total del conjunto dique más ción de diques es, en muy raras ocasiones, inferior al 50 % y, con mu- roca encajante.

Los diques, considerados individualmente, son de espesores moderados, del orden de un metro, aunque en la formación submarina, donde son más frecuentes, pueden ser de mayor espesor, si bien muchos de estos son sincrónicos con los períodos de emisión volcánica en el fondo oceánico.

Esta intrusión filoniana representa un período de tiempo de tectónica tensional, puramente distensiva, pues las estructuras de la roca enca-

jante no experimentan, en ningún caso, deformaciones según la dirección del dique, cualquiera que sea su orientación y cualquiera que sea la proporción de inyección filoniana. Admitiendo, y esta cifra es conservadora, que por término medio la proporción de diques es del orden del 75 %, la distensión del sector oceánico de los Complejos Basales de las Canarias representa una expansión de cuatro veces su dimensión transversal inicial.

Los datos cronológicos sobre estos materiales son aún insuficientes, aunque en el trabajo de STILLMAN *et al.* (1975), se dan valores comprendidos entre los 32 y 46 millones de años para el período principal de inyección filoniana.

Las intrusiones plutónicas.

La fase principal de intrusión filoniana, considerando como tal la que afecta únicamente las formaciones sedimentarias y volcánico submarinas, fue seguida en el Archipiélago por un período de intensa actividad plutónica, en el que hemos diferenciado con seguridad cuatro episodios sucesivos:

— El más antiguo está representado por intrusiones de rocas ultraalcalinas (piroxenitas, ijolitas, gabros con feldespatoides, sienitas nefelínicas) que forman plutones de dimensiones reducidas, es una banda estrecha paralela a la costa occidental de Fuerteventura, en una extensión superior a los 50 kilómetros. El carácter muy alcalino y la gran proporción de volátiles de los magmas de esta serie provocaron fenómenos de metasomatismo alcalino muy intensos en las rocas encajantes; cuando éstas son las series volcánicas submarinas, las brechas, lavas y sus diques encajantes se transforman en melteigitas e ijolitas feníticas con elevada proporción de biotita, anfíbol alcalino y nefelina. Cuando las rocas encajantes son sedimentarias los efectos de contacto se manifiestan también por una alcalinización de los diques y por una transformación de los niveles más terrígenos en fenitas mesocratas, mientras que en los niveles calcáreos se producen fenómenos de skarnificación local.

Los diferenciados finales del magma ultraalcalino son carbonatitas que cortan como filones póstumos las otras rocas plutónicas de la serie, concentrándose preferentemente en las zonas periféricas de los plutones. Estas rocas, de considerable interés geoquímico, representan el único

ejemplo, junto con las encontradas en Cabo Verde, de carbonatitas ígneas en archipiélagos oceánicos.

— Los dos períodos de intrusión plutónica subsiguientes están íntimamente asociados entre sí; el que puede considerarse segundo en el orden general está formado fundamentalmente por gabros moderadamente alcalinos, mientras que el tercero, más importante, está constituido por una intrusión fundamentalmente ultramáfica (werhlitas, piroxenitas, gabros olivínicos). La distinción de ambas puede hacerse en el terreno con facilidad porque en la serie gabroide aún sigue siendo importante la penetración filoniana, del orden del 25 al 50 % de diques, mientras que en las intrusiones werhlíticas la proporción de diques es muy reducida, en general menor del 10 %.

— La intrusión werhlítica debió penetrar a muy elevadas temperaturas en los conjuntos anteriores, pues provoca un metamorfismo de contacto espectacular en las rocas encajantes. Cuando se trata de la formación volcánica submarina transforma, tanto a las brechas o lavas como a los diques encajantes en microgabros que llegan a adquirir el grado metamórfico correspondiente a las corneanas piroxénicas. Análogos efectos se producen en el contacto con la serie dos plutónica. Cuando las werhlitas cortan las rocas ultracalinas de la primera serie los fenómenos térmicos son aún más notables. Las sienitas alcalinas llegan a fundir, por procesos de anatexia de contacto, repenetrando las sienitas refundidas a las rocas filonianas que son más modernas que ellas; provocan también fenómenos de fluidificación reomórfica en las carbonatitas y rocas asociadas produciéndose rocas híbridas o mixtas análogas estructuralmente a las migmatitas.

La penetración werhlítica, desde el punto de vista mecánico, se realizó pasivamente como puede observarse por la no modificación de las estructuras de las rocas anteriores y la multitud de "roof-pendants", especialmente cuando entra en contacto con la serie dos; puede suponerse que el ascenso pasivo se hizo, en muchos casos, por incorporación y fusión de los materiales preexistentes por un mecanismo análogo al de fusión zonal.

Esta notable intrusión debe catalogarse, sin duda, entre las intrusiones ultramáficas de alta temperatura, pero en su estructuración interna no corresponde a los complejos zonados de este carácter, pues el bandeado y laminación existentes en los complejos canarios corresponden

más a una pauta planar subvertical que a una disposición zonal concéntrica.

— En el grupo cuarto de la seriación plutónica incluimos unos complejos circulares de gabros alcalinos y sienitas que cortan al resto de las series anteriores. El ejemplar más sobresaliente es el plutón circular de Vega de Río Palmas, intrusivo en la serie submarina, serie traquítica y rocas plutónicas de las series 2 y 3. Es un complejo embudiforme, con clara estructuración estratoide, en donde capas sucesivas de distinta composición petrológica o estructura se apilan concordantemente de forma análoga a la de los lopolitos estratiformes. Está cortado por un anillo circular externo de sienita y un núcleo central de sienita nefelínica.

— Sobre las edades absolutas (ABDEL-MONEN *et al.*, 1971; GRUNAU *et al.*, 1975) de esta complicada sucesión de fenómenos plutónicos apenas existe información y la existente es contradictoria. La más antigua, de 38,6 millones de años, que se refiere al último episodio antes descrito, correspondería al límite entre el Eoceno y el Oligoceno, pero para rocas plutónicas de formaciones más antiguas que ésta se han dado edades mucho más recientes (18-19 millones de años).

Los datos hasta ahora existentes sobre la isla de Gomera indican una considerable similitud entre las formaciones plutónicas de esta isla y la de Fuerteventura, tanto desde el punto de vista litológico como su edad. En La Palma, donde el complejo basal está menos erosionado que en las islas anteriores, las rocas plutónicas son más bien pequeñas apófisis terminales que penetran las lavas y brechas submarinas miocenas que verdaderos plutones. Pueden ser, aunque aún no existen datos concluyentes, más modernas que en las otras dos islas.

— La serie plutónica cierra el primer gran ciclo ígneo del Archipiélago que se inicia por emisiones volcánicas superficiales, continúa por una inyección filoniana generalizada y se agota con el ascenso hacia la superficie de volúmenes de magma que se enfrían lentamente. Los episodios efusivos, filonianos y plutónicos se imbrican mutuamente y representan cada uno de ellos unas condiciones dinámicas del substrato que van evolucionando desde un régimen de tensión moderada, que permite la salida de los magmas por fisuras localizadas, a un régimen de distensión extremo, que va dando paso a una situación pasiva que permite ascensos generalizados de masas fundidas con hundimientos de sectores importantes de la supraestructura previamente edificada.

Los estudios detallados que estamos realizando con la cooperación de BARRERA, FERNÁNDEZ SANTÍN, IBARROLA, MUÑOZ y SAGREDO, esperamos den notables precisiones sobre la historia detallada de los Complejos Basales.

Con la serie plutónica finaliza también el primer gran período de formación del Archipiélago submarino, pues poco después o coincidiendo con las últimas intrusiones plutónicas, se produce una emersión importante, cuya magnitud puede alcanzar varios miles de metros, que representa la verdadera formación de las Canarias como tierras emergidas.

Esta emersión aunque aún no está suficientemente jalonada en el tiempo, debió producirse en el Mioceno inferior, y, posiblemente, no fue sincrónica para cada uno de los bloques que forma cada isla. Su límite superior está determinado por las erupciones más antiguas subaéreas que forman el segundo gran ciclo del Archipiélago, pero antes que éstas recubrieran el complejo basal debió existir un prolongado período de erosión cuya duración no es posible determinar. Evaluando toda la información disponible puede admitirse que el primer acto de la formación del Archipiélago finalizó en torno a los 20 y 25 millones de años, en torno al Mioceno inferior. En el vecino continente esta época corresponde a la finalización de la segunda fase orogénica de la cadena del Atlas.

LOS EDIFICIOS VOLCANICOS SUBAEREOS

La discordancia Complejo basal-Volcanismo subaéreo.

El conjunto de sedimentos, rocas volcánicas submarinas, complejo filoniano e intrusiones plutónicas queda cortado por una superficie subhorizontal que afecta indistintamente a cualquiera de las formaciones anteriores. Sobre esta discordancia aparecen con frecuencia depósitos detríticos sedimentarios en forma de conglomerados poco seleccionados entre cuyos cantos pueden encontrarse fragmentos de cualquiera de los tipos litológicos que forman el conjunto del complejo basal y con frecuencia fragmentos de rocas plutónicas. Esto significa, que después de la emersión de los complejos basales debió existir un período de denudación intensa, ya que las intrusiones plutónicas, aunque se emplazaran en niveles relativamente superficiales, estaban localizadas por debajo de la superficie en el momento de su emplazamiento y consolidación.

El espesor de los conglomerados y detritos continentales varía notablemente, pero en ocasiones representan potencias de varias decenas de metros. Por desgracia este tipo de depósitos es muy poco apropiado para que en ellos se puedan encontrar restos fósiles que nos pudieran dar una idea precisa de su edad, y por ello hoy seguimos sin poder jalonar este importante período erosivo, cuyo límite superior de edad sólo puede ser marcado por la edad de las formaciones volcánicas más antiguas que se apoyan sobre los conglomerados. Los caracteres del depósito indican, por otra parte, condiciones de aridez considerable y transporte rápido como corresponde a terrenos de emersión.

La extensión de la discordancia en las islas donde es visible y la disposición de los materiales volcánicos sobre ella, rellenando primero las zonas deprimidas y fosilizando después todos los relieves preexistentes, hacen sospechar que la extensión de los sectores emergidos era superior a la superficie actual de las islas. Por ejemplo, en Fuerteventura, puede suponerse que existían al W. de la isla actual amplios sectores emergidos, hoy cubiertos por el Océano Atlántico. Lo mismo puede pensarse del sector septentrional de la isla de Gomera.

Las series volcánicas subaéreas más antiguas.

En cada isla del Archipiélago, aparezca o no aparezca en superficie el Complejo Basal, los materiales volcánicos más antiguos forman una sucesión tabular de coladas basálticas con episodios piroclásticos intercalados de considerable potencia en los que la erosión posterior llega a formar escarpes verticales o muy inclinados de centenares de metros. A estas series más antiguas de cada isla se les asignó por HAUSSEN (1958) la denominación genérica de "Table land series", y por el Departamento de Petrología de Madrid la denominación de Serie I, sin atribuir a esta denominación un significado geocronológico definido.

El carácter tabular de estas series, con coladas subhorizontales, hizo suponer a HAUSSEN que en la época de formación de estas emisiones volcánicas el archipiélago llegó a formar una sola masa de tierra emergida de considerable extensión, pero aunque es perfectamente admisible la idea de que la superficie cubierta por las coladas de la Serie I fue muy superior a la actual, parece fuera de toda duda que lo hoy visible de estas series tabulares representan restos de grandes edificios de tipo hawaiano independientes unos de otros. Alguno, como el de Fuerteventura, pudo llegar a alcanzar un diámetro superior al centenar de kilómetros.

Tampoco es posible admitir hoy una formación simultánea de las formaciones volcánicas agrupadas en estas series más antiguas. La carencia absoluta de controles paleontológicos en este tipo de formaciones nos hace depender por completo de los datos geocronológicos existentes para lograr una posible ordenación temporal de las erupciones volcánicas en las diferentes islas o aún dentro de cada una de ellas.

El análisis de las dataciones radiométricas hasta ahora realizadas (ABDEL-MONEN *et al.*, 1971; MCDUGALL y SCHMINCKE, 1977; CARRACEDO, 1979) pone de manifiesto que la mayor parte de las denominadas Serie I de las islas centrales y orientales se emitieron en un período de tiempo comprendido entre los 16 millones de años y los 5 millones de años. En Lanzarote y Fuerteventura existen dataciones aisladas en la base de la formación con valores en torno a los 19 millones de años, por lo que en principio se puede admitir que las series tabulares más antiguas se emitieron en el Mioceno medio y Mioceno superior. Sobre la isla de La Palma aún se carece de dataciones radiométricas de las primeras formaciones postcomplejo basal; la isla de Hierro, en su parte emergida, es un edificio muy reciente, de edad pleistocena.

El análisis comparativo de las edades de los basaltos miocenos en el

grupo central y oriental del archipiélago merece algunos comentarios, pues sobre la variación temporal del volcanismo subaéreo se han hecho elucubraciones que no parecen justificadas.

Así, al comparar Lanzarote y Fuerteventura, dos islas muy próximas entre sí y alineadas en la dirección del borde continental, si se prescinde de las dataciones más antiguas, de 19 millones de años, se observa que las edades de Fuerteventura (16 a 12 millones de años) son más antiguas que las obtenidas en Lanzarote (11 a 6 millones de años). Gran Canaria, situada al W. del grupo anterior, emitió basaltos fisurales entre los 14 y 9 millones de años, aunque las dataciones más recientes indican un crecimiento rápido del edificio entre los 13 y 14 millones de años. Tenerife, donde también existe una datación de 16 millones de años que requiere posterior confirmación, emitió con continuidad basaltos fisurales desde los 8 millones de años hasta el Plioceno. La Gomera da edades entre los 12 y 5 millones de años.

La simple inspección de estos datos creo que es suficiente para invalidar la hipótesis que imagina la existencia de un penacho térmico o punto caliente en la astenósfera sobre el que se desplaza la litosfera atlántica en dirección E., generándose en distintos episodios islas que van siendo más antiguas a medida que nos desplazamos hacia el E. Aparte de que probablemente la placa africana y su sector oceánico parece estacionaria desde el Mioceno, las velocidades de desplazamiento que resultarían al medir los intervalos entre cada isla son poco congruentes, como los han hecho notar ANGUITA y HERNÁN (1975). Tampoco los datos más recientes sobre cronología de Gran Canaria y Tenerife, que son hasta ahora las islas mejor conocidas desde este punto de vista, están muy de acuerdo con la existencia de intervalos de erosión que emigrarían también en el tiempo de una manera gradual de E. a W.

Aun siendo conscientes que para resolver estos problemas de forma definitiva habrá que esperar a disponer de datos radiométricos mucho más abundantes que los que hoy existen, éstos parecen indicar que durante el Mioceno medio y superior, el volcanismo subaéreo saltó de una manera bastante aleatoria de una a otra isla. Estos volcanismos fisurales parecen producirse en períodos de tiempo relativamente reducidos, lo cual supone una rápida salida desde las zonas profundas de grandes volúmenes de magma. Posiblemente la apertura de fisuras en un sector del archipiélago facilita el desahogo rápido de la presión magmática impidiendo la salida en otros sectores relativamente cercanos.

Aunque existan como es lógico particularidades composicionales en cada una de las islas, desde el punto de vista geoquímico el volcanismo

mioceno es de una gran regularidad. Salvo en Gran Canaria, donde se apuntan algunas tendencias de serie intermedia, en todo el archipiélago los basaltos miocenos y, en general, los más antiguos, forman series alcalinas que varían desde basaltos olivínicos hasta diferenciados traquíticos y fonolíticos residuales. En las islas orientales existen pocas lavas de composición intermedia entre los basaltos alcalinos y los diferenciados sálicos; en las Canarias centrales existe una gradación completa entre basaltos y traquitas a través de una serie de rocas (hawaiitas, mugearitas, etc.) que se han denominado colectivamente como traquibasaltos.

Una abundante bibliografía recogida en el trabajo de HERNÁNDEZ-PACHECO e IBARROLA, de 1973, y en el del autor, de 1975, dan información sobre esta variabilidad.

El volcanismo postmioceno.

En contraste con la notable homogeneidad de los productos volcánicos emitidos durante el Mioceno medio y superior en el archipiélago, los fenómenos volcánicos que han tenido lugar en las Canarias durante el Plioceno y Pleistoceno son notablemente más diversificados.

Por un lado, si se exceptúa Tenerife, en las islas centrales y orientales después de las emisiones fisurales existió un importante período con cesación de actividad volcánica en el que se talló una nueva superficie de erosión generalizada sobre la que se apoyan las erupciones más recientes, pliocenas o cuaternarias.

Por otra parte, la actividad volcánica se reinicia en cada isla en momentos muy diferentes, pues mientras que en Fuerteventura, Lanzarote y Gomera las primeras erupciones de este ciclo final son pleistocenas, en Gran Canaria existe una actividad volcánica importante desde el comienzo del Plioceno. En Tenerife, como antes se ha indicado, las series miocenas se continúan sin interrupción importante desde el Mioceno a la actualidad. Tampoco parece existir interrupciones importantes de la actividad volcánica en las islas de La Palma y Hierro.

Además de estas diferencias temporales existe una notable diversificación de los productos volcánicos dentro de cada isla. Mientras que en Lanzarote, Fuerteventura, La Gomera y Hierro las erupciones cuaternarias son casi exclusivamente basálticas o sus productos sálicos de diferenciación, en Tenerife y Gran Canaria existe un volcanismo muy notable en el Plioceno que se continúa en el Pleistoceno, con particularidades muy definidas en cada una de las islas.

Tenerife, por ejemplo, se caracteriza por una continuidad de las emisiones basálticas miocenas hasta bien entrado el Plioceno (3,5 millones de años), reiniciándose la actividad en torno a los 3 millones de años con varias alternancias entre emisiones basálticas y potentes series fonolíticas o traquifonolíticas (series de Las Cañadas y series recientes del Teide), que prácticamente llegan a la actualidad.

Gran Canaria, aún dentro del Mioceno, se caracteriza por la abundancia de erupciones traquíticas y fonolíticas que son seguidas en el Plioceno por la formación Roque Nublo y formaciones posteriores, caracterizadas todas ellas por una fuerte subsaturación, tanto en las lavas básicas (tefritas, basanitas, nefelinitas, hauynofiros, etc.), como en las ácidas (ordanchitas, fonolitas hauynicas, etc.).

Aún dentro de la considerable complejidad del volcanismo subaéreo de las Islas Canarias, acentuada progresivamente en los últimos episodios pliocenos y pleistocenos, existen unas leyes generales de variación que conviene resaltar. Una primera, puesta de manifiesto inicialmente por HERNÁNDEZ-PACHECO e IBARROLA, en 1973, y confirmada en un trabajo posterior del autor, en 1975, es que los índices de alcalinidad de las series ígneas son muy diferentes según la posición que las islas ocupan en el archipiélago. Puede delimitarse un grupo central constituido por las islas de Gran Canaria, Tenerife y La Palma que pudiéramos considerar como de alcalinidad muy elevada, caracterizado por un aumento muy rápido del contenido en Na y K en las lavas a medida que éstas se diferencian, una proporción volumétrica muy notable de los diferenciados sálicos dentro del conjunto de las erupciones y una diversificación extrema de los productos diferenciados. En estas islas aparecen numerosos tipos intermedios entre los basaltos alcalinos y los diferenciados traquíticos o fonolíticos extremos. Por el contrario, las islas que flanquean a este grupo central, Lanzarote y Fuerteventura por un lado, Gomera y Hierro por el otro, tienen una alcalinidad más reducida, un aumento de la alcalinidad serial menos acentuado y una proporción volumétrica de diferenciados sálicos mucho menor. El grado de diversificación de estos últimos es muy reducido, al mismo tiempo que la cadena de diferenciación alcalina queda desconectada entre los basaltos y las traquitas.

Resulta de esta distribución espacial que la alcalinidad, uno de los parámetros geoquímicos más condicionado por la profundidad de generación de los magmas y sus mecanismos de evolución posterior, señala en el archipiélago un eje de simetría, transversal en cierto modo al borde

del continente africano, que demuestra que la variabilidad magmática es independiente de la mayor o menor proximidad al continente.

Superpuesta a esta variabilidad espacial existe otra de carácter temporal que se repite casi sin excepción en cada isla del archipiélago. Cuando se estudia estadísticamente cada una de las series delimitadas con criterios geológicos, se encuentran unos ciclos magmáticos básico-ácido que se repiten en el tiempo. Los ciclos más modernos son siempre más alcalinos que los precedentes.

En zonas oceánicas se admite generalmente que las condiciones de presión confinante determinan, en gran medida, el carácter geoquímico de los basaltos primarios que resultan de la fusión parcial de las peridotitas. Si por ascenso de las geotermas la fusión parcial se realiza en zonas de presión relativamente reducida, los magmas resultantes son pobres en alcalis y en elementos incompatibles que les acompañan, resultando fundidos de composición toleítica. Por el contrario, si las geotermas están relativamente deprimidas la fusión parcial se establece en zonas de mayor profundidad y presión, originándose en estas condiciones magmas de composición alcalina, relativamente ricos en alcalis y en elementos de traza incompatibles.

Puede admitirse, por tanto, que al considerar el Archipiélago Canario en su conjunto, las zonas más profundas de generación magmática deben estar situadas en el sector central, según la alineación Gran Canaria-Tenerife-La Palma, mientras que las islas marginales, Fuerteventura-Lanzarote, por un lado, y por otro Gomera y Hierro, representan niveles más someros de generación magmática.

El diferente estado térmico y dinámico del substrato del archipiélago también debe condicionar, en cierta medida, la naturaleza de los productos de emisión, pues, a lo largo de la primera alineación, los magmas pueden estacionarse antes de llegar a la superficie de cámaras magmáticas someras, donde es posible la actuación, hasta sus últimas consecuencias, de los mecanismos de fraccionamiento cristalino y de fases fluidas, responsables de la diferenciación y diversificación de magmas primarios en magmas derivados de considerable variabilidad. Por el contrario, en los márgenes del archipiélago parecen haber existido unas condiciones más simples de extrusión magmática, probablemente por existir una mayor rigidez en la supraestructura, pues los magmas profundos han salido a la superficie más rápidamente, sin estabilizarse mucho tiempo en las zonas superiores de la litosfera y sin tener por ello muchas posibilidades de diferenciación.

HISTORIA GEOLOGICA DEL AMBITO CANARIO

Del rápido y forzosamente imperfecto resumen que hasta ahora he realizado de las diferentes unidades que constituyen el Archipiélago Canario, si puede extraerse alguna conclusión, es la de que la historia de esta parcela atlántica es mucho más compleja que lo que pudiera haberse supuesto hasta hace muy pocos años.

Remontándonos a períodos de tiempo anteriores a la edad de los materiales más antiguos que hoy vemos en superficie, el primer acto significativo en la historia del archipiélago se iniciaría con la fragmentación de la Pángea y la apertura del Atlántico central, fenómeno que tuvo lugar hace unos 180 millones de años, en el Jurásico inferior. Pero conviene que nos remontemos algo más hacia atrás, pues previamente a esta fecha, dentro de la masa continental única, existían ya grandes depresiones tectónicas lineables —para utilizar la nomenclatura correcta, un “rift” continental—, formadas como reacción descompresiva del plegamiento hercínico, que afectó intensamente a los materiales precámbricos y paleozoicos. En estas fosas subsidentes se produjo una importante acumulación de sedimentos rojos continentales y evaporitas desde el final del Paleozoico hasta el final del Triásico y, probablemente, hasta la base del Jurásico.

Estos sedimentos continentales y las evaporitas a ellos asociadas se han puesto claramente de manifiesto (BECK y LEHNER, 1974; UCHUPI *et al.*, 1976; RONA, 1980) en los perfiles de geofísica submarina realizados en el borde del Atlántico, pues en los gráficos sísmicos resaltan, por contraste exagerado de sus propiedades físicas, grandes diápiros producidos por la emigración gravitatoria de la sal desde los niveles más profundos a los paquetes de sedimentos mesozoicos posteriores.

La zona de sedimentación evaporítica se prolonga paralelamente a la costa africana desde el sector de Gibraltar hasta la zona intermedia entre Fuerteventura y las costas del Sahara, pero no ha sido señalada al W. del eje Fuerteventura-Lanzarote. Este hecho es importante, pues si el gran desgarre de apertura del Atlántico se produjo según el eje de

la fosa o "rift" continental, el ámbito de las Canarias, incluyendo Fuerteventura y Lanzarote, quedó fuera de lo que pudiéramos denominar frontera geológica africana. De acuerdo con DILLON y SOUGY (1974), los fenómenos tensionales que provocaron la formación del "rift" preatlántico y más tarde la separación de los dos continentes, estuvieron acompañados por importantes emisiones basálticas, pero de estos primeros episodios ígneos no existe ninguna información, ni en los datos hoy existentes sobre geología submarina ni, por supuesto, en las zonas insulares.

La apertura final del Atlántico, a los 180 millones de años, debió de estar acompañada de una intensa fracturación y subsidencia progresiva de bloques de los nuevos márgenes continentales y, al mismo tiempo, por la generación de nueva litosfera oceánica con abundante extrusión e intrusión de materiales basálticos. ¿Dónde están estos basaltos oceánicos? De acuerdo con la teoría, los magmas básicos generados en dorsales oceánicas proceden directamente de la fusión parcial del manto en regímenes térmicos de alto gradiente y, por tanto, de zonas relativamente superficiales; son magmas toleíticos muy pobres en potasio, empobrecidos en elementos litófilos incompatibles y con relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, muy bajas. Nunca hemos encontrado rocas con estas características en superficie, pero sin que se pretenda hacer especulaciones conviene recordar que en Lanzarote no son raros (FÚSTER *et al.*, 1968; FÚSTER *et al.*, 1969) los xenolitos de gabros con texturas de acumulación ígnea de composición toleítica. ¿Representan estas rocas niveles de la antigua corteza oceánica? Esta pregunta hoy no puede ser contestada definitivamente.

La nueva corteza formada fue poco a poco recubierta por la sedimentación oceánica del nuevo mar, flanqueado por plataformas de carbonatos. De una amplia banda paralela al continente, en la que hoy quedan incluidas las Canarias orientales y centrales, no tenemos más información que la proporcionada por geofísica submarina, fundamentalmente en cuanto al espesor de sedimentos y la proporcionada por sondeos submarinos profundos, de los cuales las más cercanas a Canarias son el número 369, situado más de 100 kilómetros al S. del archipiélago, en el talud africano, y el número 415, situado mucho más al N., frente al cañón de Agadir. En esta banda marginal, el sustrato basáltico no manifiesta anomalías geomagnéticas de inversión de polaridad como consecuencia de la tranquilidad magnética existente durante el Jurásico inferior y medio. La primera anomalía detectable hacia el W. es la M-25, a la que se asignan unos 153 millones de años dentro del Jurásico medio; incide desde el S. hasta el archipiélago, entre la Gomera y Tenerife,

pero no se puede trazar con seguridad hacia el N. de las Islas Canarias. Otra anomalía más joven, la M-22, de 147 millones de años, queda situada ya bastante hacia el W. del límite más occidental del archipiélago (RONA, 1980), por lo que parece apropiado admitir que la edad del fondo oceánico (corteza oceánica) de las Canarias tiene una edad comprendida entre la base del Jurásico superior al W. (150 millones de años) y el Jurásico inferior al E. (180 millones de años).

Parece, pues, admisible admitir que sobre el substrato más antiguo de las Canarias, formado por la nueva corteza oceánica, que eventualmente incluiría restos de la antigua sedimentación preatlántica, se depositaron sedimentos jurásicos tanto más jóvenes cuanto más al W. nos situamos. Inmediatamente al W. de Lanzarote, los perfiles sísmicos de refracción dan profundidades de unos 9 kilómetros para el basamento oceánico (GRUNAU *et al.*, 1975), lo que significa una potencia total de sedimentación del orden de unos 5 kilómetros. En las zonas más al W. el espesor total raramente sobrepasa los 3 kilómetros (RONA, 1980).

Recordemos que los primeros sedimentos bien datados que existen en Canarias corresponden al Albense, aunque por debajo de ellos existen series que pueden representar el Cretácico más bajo e incluso los niveles más altos del Jurásico. El sondeo profundo número 369 ha llegado hasta dentro del Cretácico inferior, y no nos proporciona, por tanto, mayor información que la existente en zonas emergidas de estos primeros episodios de la sedimentación en el ámbito del archipiélago. Sí nos da información en cuanto a los episodios de sedimentación posterior, pues sobre el Cretácico inferior existe, aunque bastante comprimida, una serie sedimentaria compleja del Cretácico superior y de todo el Terciario. Un sondeo cercano al anterior, el número 397, cercano al Cabo Bojador, al sur de Fuerteventura presenta, en cambio, un hiato importante desde el Cretácico inferior hasta la base del Mioceno. Es, por tanto, posible que la escasez de sedimentos esté relacionada con la elevación de la arruga canaria al final del Cretácico inferior, que desencadenó fenómenos de erosión submarina y, probablemente, deslizamientos gravitatorios hacia zonas periféricas del entorno insular. Entre tanto, en el archipiélago los abombamientos del fondo oceánico se resolvieron por una fracturación longitudinal a los ejes mayores de los amplios domos. Algunas fisuras permitieron la extrusión de importantes masas de basaltos submarinos, después la intrusión de diques generalizada y, por último, la penetración plutónica final. Pensamos que el proceso de tumescencia asociado a la emisión volcánica debió tener su clímax, como mucho, en el Oligoceno medio, ya que en esta última época el fondo

oceánico se estabilizó a niveles de plataforma con un cambio importante en el carácter de la sedimentación asociada al volcanismo.

Un comentario especial, dentro de este período de edificación de un archipiélago volcánico aún no emergido, merece la posición de los sedimentos mesozoicos de las Canarias. ROTHE (1968) atribuyó la posición subvertical de las capas a la existencia de pliegues invertidos con disposición isoclinal. Recientemente, ROBERTSON y STILLMAN (1979) han puesto de manifiesto que toda la serie forma parte de un flanco invertido de un gran pliegue vergente al NE., con su plano axial buzando al S. y el eje de pliegue sumergido hacia el ESE. Los datos de carácter estructural llevan a estos autores a suponer que el pliegue podría haberse formado en una zona de cizalla orientada en dirección N.-S. con movimiento dextral. Con dudas, pueden atribuirse estos movimientos compresivos entre el Eoceno y el Oligoceno, coincidiendo con la primera fase de la orogenia atlásica.

Los fenómenos compresivos de estos períodos fueron seguidos de la aparición de fracturas normales de distensión, con fragmentación del edificio o edificios submarinos en bloques diferencialmente elevados (GASTESI, 1973), cada uno de los cuales prefiguraría las distintas islas del archipiélago. Con la emersión de los bloques, coincidente con una reducción de la presión magmática (ROBERTS, 1970; BAKER *et al.*, 1978; RAMBERG, 1978) se facilitaría el emplazamiento pasivo de los magmas finales que en forma de rocas plutónicas representarían el episodio final del gran ciclo de las Canarias sumergidas. La segunda gran fase Atlásica, que tuvo lugar en el límite entre el Oligoceno y el Mioceno, debió ser la responsable de la emersión final de los bloques insulares que debieron quedar sometidos a una intensa erosión durante la mayor parte del Mioceno inferior.

Un acto final de la constitución del archipiélago se inicia con las erupciones volcánicas subaéreas del Mioceno medio. ¿Qué representa este último acto? Un nuevo impulso magmático hacia zonas corticales, coincidente en el espacio con sectores donde se habían sucedido importantes fenómenos ígneos en el Terciario inferior. Se inició como el primero, por erupciones fisurales, esta vez subaéreas y va evolucionando hacia un volcanismo donde los fenómenos de descompresión y hundimiento van siendo progresivamente más importantes (formación de calderas, emisión de magmas progresivamente más diferenciados). ¿Quiere decir esto que este último ciclo del volcanismo canario está en período de disminución o agotamiento? Probablemente sí, pero al ritmo de los millones de años. Por supuesto que en actualidad y durante muchas genera-

ciones venideras el hombre, si antes no agota su existencia sobre este planeta, seguirá sobresaltándose cuando un pequeño volumen de material fundido alcance la superficie durante una erupción volcánica.

Para finalizar este rápido e incompleto bosquejo quisiera hacer unos comentarios sobre las causas finales de la formación de las Canarias, y más especialmente, de su relación con las grandes estructuras litosféricas del centro del Atlántico y del vecino continente africano, pues es evidente que las Canarias representan una zona de debilidad y actividad litosférica que debe estar relacionada con las existentes en las zonas inmediatas.

El primer hecho que resalta, es que la alineación Fuerteventura-Lanzarote que continúa hacia el N. por el Banco de la Concepción hasta el Cañón de Agadir es una directriz paralela al borde del continente africano; no se trata de una pura coincidencia geométrica, pues la estructuración interna de las islas, está condicionada por esta orientación NE.-SW. Debe ser interpretada como una directriz subsidiaria de la gran fragmentación atlántica en el Jurásico superior.

Otro tramo que inmediatamente resalta al analizar los mapas batimétricos es la alineación Gran Canaria, Tenerife, Gomera y La Palma que, como antes hemos visto, representa una entidad geoquímica y volcanológica. Ya se apuntó por LE PICHON y FOX (1971), el hecho que según esta directriz orientada en la dirección ESE., al realizar el ensamble del continente americano con el africano nos encontramos al otro lado del Atlántico, frente a las costas de Nueva Inglaterra, una cadena de volcanes submarinos, que parece continuar, aunque algo desplazada lateralmente, la alineación canaria. En 1975 ya apunté la idea de que esta "zona de fractura de Canarias", como fue denominada por LE PICHON y FOX, podía ser la causa de la salida en este sector del archipiélago de los magmas particularmente alcalinos de las Canarias centrales.

No sé por qué causa algunos han supuesto que en el sector canario, o sus proximidades, no podían existir fallas transformantes o transcurrentes, pero en la actualidad (RONA, 1980), entre la zona de fractura del Atlantis que pasa bastante al S. del archipiélago y la zona de fractura del Oceanographer que pasa por encima de Madera, se han definido dos nuevas zonas de fractura aún no bautizadas: una que pasa al N. de las Canarias, a la altura de las Islas Salvages (también caracterizadas por un volcanismo ultraalcalino), y otra que pasa casi raspando por el sur los extremos meridionales de Gran Canaria, Tenerife, Gomera y La Palma. Entre ambas zonas de fractura, hacia el W. se encuentra una importante zona de "ridges" en el fondo del Atlántico (Cruiser, Corner y alineación Kel-

vin) que jalonan de costa a costa una zona de disturbio en las llanuras abisales.

Fracturas secundarias con esta dirección, al W. de Canarias, producen desplazamientos importantes en las anomalías magnéticas mesozoicas M-0 a M-25 que marca el límite de la zona magnética tranquila.

Considero, por tanto, aceptable que estas fallas transformantes, que en el fondo son las vías de salida más fáciles de los materiales fundidos del manto si se exceptúan las zonas de dorsal constructiva, han jugado un papel decisivo en la edificación de las Canarias.

Una tercera directriz a la que se ha aludido con frecuencia en las últimas síntesis evolutivas del archipiélago (ANGUITA y HERNÁN, 1975; ROBERTSON y STILLMAN, 1979-a, 1979-b) es la potente zona de fractura sur-Atlásica que separa el alto Atlas del anti-Atlas que sale hacia el borde del Atlántico frente a Agadir. La prolongación de esta falla en el dominio oceánico está basada en muy escasa información y parece muy hipotético, como lo hacen estos últimos autores, que tras una torsión llegara a penetrar en el archipiélago.

Cuando se contempla el mapa tectónico africano en el sector situado frente al archipiélago se observa, igualmente, que las dos directrices principales sobre las que se asientan las Canarias son directrices estructurales mayores. La directriz NE. es la de la gran falla del Zemmour que separa la cuenca hundida del Aaiun de los macizos paleozoicos y precámbricos de Zemmour y Reguibat. La directriz atlántica parece prolongarse según el eje de la fosa de Tindouf que separa el anti-Atlas de la zona estructuralmente elevada de Reguibat.

Todas estas directrices (ALÍA, 1946; 1960) son rasgos tectónicos muy antiguos, anteriores incluso a la apertura del Atlántico.

Pero estoy perdiendo pie e introduciéndome en terrenos donde sin salir de este salón otros pueden hablar con mayor conocimiento del tema.

Dejemos por el momento al archipiélago tranquilo pues, ya me siento en el estado de ánimo de un día de octubre de 1972, cuando el Tenequia, el último volcán activo de las Canarias estaba en uno de los días de mayor actividad. En una improvisada rueda de prensa en donde a las preguntas, muchas veces peregrinas, sobre lo que pasaría al día siguiente con el volcán, cuando contestábamos a los periodistas de forma si no peregrina al menos ambigua y con la menor carga de profecía posible, uno de los palmeros de Fuencaliente que allí estaba presente concluyó: "Total, que ustedes los científicos saben tanto de lo que está pasando aquí abajo como el señor cura de lo que pasa allí arriba".

BIBLIOGRAFÍA GEOLÓGICA FUNDAMENTAL SOBRE EL ÁMBITO
DE LAS ISLAS CANARIAS,

- ABDEL-MONEM, A., WATKINS, N. D. y GAST, P. W., 1967. Volcanic history of the Canary Islands (abs.). *Am. Geophys. Union Trans.*, 48, 226-227.
- ABDEL-MONEM, A., WATKINS, N. D. y GAST, P. W., 1971. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, and La Gomera. *Am. J. Sci.*, 271, 490-521.
- ABDEL-MONEM, A., WATKINS, N. D. y GAST, P. W., 1972. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro. *Am. J. Sci.*, 272, 805-825.
- AFONSO, A., 1974. Geological sketch and historic volcanoes in La Palma, Canary Islands. *Estudios Geol.*, vol. *Teneguía*, 7-13.
- AFONSO, A., APARICIO, A., HERNÁNDEZ-PACHECO, A. y BADIOLA, E. R., 1974. Morphologic evolution of Teneguía volcano area. *Estudios Geol.*, vol. *Teneguía*, 19-26.
- ALÍA MEDINA, 1946. La posición tectónica del Sahara español en el conjunto africano. *Publ. Real Soc. Geográfica*, 175, 3-20.
- ALÍA MEDINA, M., 1960. La tectónica del Sahara español. *Int. Geol. Congress XXI Session, Norden 1960, part XVIII. Copenhagen.*
- ALLEGRE, C. J., PINEAU, F., BERNAT, M. y JAVOY, M., 1971. Evidence for the occurrence of carbonatites on the Cape Verde and Canary Islands. *Nature*, 233 (40), 103-104.
- ANGUITA, F., 1972. La evolución magmática en el ciclo Roque Nublo (Gran Canaria). *Estudios Geol.*, 28, 377-427.
- ANGUITA, F., 1973. Genesis of Roque Nublo formation: a special kind of ignimbritic eruptions in Gran Canaria. *Bull. Volcanol.*, 37, 111-121.
- ANGUITA, F. y APARICIO, A., 1973. Aglomerados tipo "Roque Nublo" en la isla de La Palma. *Estudios Geol.*, 29, 335-342.
- ANGUITA, F. y HERNÁN, F., 1975. A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, 11-19.
- ANGUITA, F. y RAMÍREZ DEL POZO, J., 1974. La datación micropaleontológica de la Terraza de Las Palmas (Gran Canaria). *Estudios Geol.*, 30, 185-188.

- ARAÑA, V., 1971. Litología y estructura del Edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 27, 95-135.
- ARAÑA, V. y BRANDLE, J. L., 1970. Variation trends in the alkaline salic rocks of Tenerife. *Bull. Volcanol.*, 33, 1.115-1.165.
- ARAÑA, V. y CARRACEDO, J. C., 1978. *Los volcanes de las Islas Canarias. I. Tenerife*, Editorial Rueda, Madrid, 151 págs.
- ARAÑA, V. y FÚSTER, J. M., 1974. La erupción del volcán Teneguía, La Palma, Islas Canarias, 1971. *Estudios Geol.*, vol. *Teneguía*, 15-18.
- ARAÑA, V. e IBARROLA, E., 1973. Rhyolitic pumice in the basaltic pyroclasts from the 1971 eruption of Teneguía volcano, Canary Islands. *Lithos*, 6, 273-278.
- ARAÑA, V., ORTIZ, R., BADIOLA, E. R., BANDA, E. y PAVÍA, J., 1976. Modelo estructural de la Isla de Lanzarote a partir de perfiles sísmicos. *II Asamblea de Geología y Geofísica*, 2.249-2.256.
- ARAÑA, V. y PALOMO, C., 1973. Interpretación de unos perfiles sísmicos de reflexión en la costa occidental de Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 29, 287-292.
- ARAÑA, V., RODRÍGUEZ BADIOLA, E. y HERNÁN, F., 1973. Peralkaline acid tendencies in Gran Canaria (Canary Islands). *Contr. Mineral. and Petrol.*, 40, 53-62.
- BAKER, B. H., CROSSLEY, R. y GOLES, G. G., 1978. Tectonic and magmatic evolution of the southern part of the Kenya Rift Valley, in *Petrology and geochemistry of Continental Rifts*, Ed. E. R. Neumann and I. B. Ramberg, Reidel Publ. Co.
- BARRERA, J. L., FERNÁNDEZ SANTÍN, S., FÚSTER, J. M. e IBARROLA, E., 1980. Ijolitas-sienitas-carbonatitas de los macizos del Norte del Complejo Plutónico Basal de Fuerteventura (Islas Canarias). En prensa.
- BAYLEY, D. K., 1974. Continental rifting and alkaline magmatism, in H. Sørensen "The alkaline rocks". Wiley and Sons, New York, 148-159.
- BECK, R. H. y LEHNER, P., 1974. Oceans, new frontier in exploration. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 58, 376-395.
- BENNEL-BAKER, M. J., SMEWING, J. D. y STILLMAN, C. J., 1974. The Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands. *Journ. Geol. Soc. London* (Abstract).
- BLUMENTAHL, M. M., 1961. Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias con datos sobre Madeira. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 72, 1-30.
- BOOTH, B., 1973. The Granadilla pumice deposit of southern Tenerife, Canary Islands. *Proc. Geol. Assoc.*, 84, 353-370.
- BORLEY, G. D., 1974. Oceanic islands. In *The Alkaline rocks*, H. Soerensen Editor. J. Wiley and Sons, London, 311-329.
- BORLEY, G. D., 1974. Aspects of the volcanic history and Petrology of the Island of Tenerife, Canary Islands. *Proc. Geol. Ass.*, 85, 259-279.
- BORLEY, G. D., SUDDABY, P. y SCOTT, P., 1971. Some xenoliths from the alkaik rocks of Tenerife, Canary Islands. *Contr. Mineral and Petrol.*, 31, 102-114.
- BOSSHARD, E. y MACFARLANE, D. J., 1970. Crustal structure of the western Canary Islands from seismic and gravity data. *J. Geophys. Res.*, 75, 4.901-4.918.
- BOTT, M. H. P., 1971. Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. *Tectonophysics*, 11, 319-327.

- BOURCART, J. y JEREMINE, E., 1937. La Grande Canarie. *Bull. Volcanol.*, ser. II, 2, 1-77.
- BOURCART, J. y JEREMINE, E., 1938. Fuerteventura. *Bull. Volcanol.*, ser. II, 4, 51-109.
- BRANDLE, J. L., 1973. Evolution geoquímica de los materiales volcánicos sálicos y alcalinos de la isla de Tenerife. *Estudios Geol.*, 29, 5-51.
- BRANDLE, J. L. y CERQUEIRA, M. I., 1975. Nota sobre la distribución de elementos menores en los magmas basálticos de las series antiguas de las Islas Canarias. *Estudios Geol.*, 31, 375-383.
- BRANDLE, J. L. y FERNÁNDEZ SANTÍN, S., 1979. On the non-existence of tholeiitic series in the Canary Islands. *Chem. Geol.*, 26, 91-103.
- BRANDLE, J. L., FERNÁNDEZ SANTÍN, S. y LÓPEZ RUIZ, J., 1974. Mineralogy of the materials from Teneguía volcano, La Palma, Canary Islands. *Estudios Geol.*, vol. *Teneguía*, 41-47.
- BRAVO, T., 1964. Estudio geológico y petrográfico de la isla de La Gomera. I. Estudio Geológico. *Estudios Geol.*, 20, 1-21.
- BRAVO, T., 1964. Estudio geológico y petroquímico de la isla de La Gomera. II. Petrología y quimismo de las rocas volcánicas. *Estudios Geol.*, 20, 23-56.
- BUCH, L. v., 1925. *Physikalische Beschreibung der Canarischen Inseln.*, Berlín, 1-201.
- CENDRERO, A., 1966. Los volcanes recientes de Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 22, 201-226.
- CENDRERO, A., 1976. Nota previa sobre la geología del complejo basal de la isla de La Gomera. *Estudios Geol.*, 23, 71-79.
- CENDRERO, A., 1970. The volcano-plutonic complex of La Gomera (Canary Islands). *Bull. Volcanol.*, 34, 537-561.
- CENDRERO, A., 1971. Estudio geológico y petrológico del complejo basal de la isla de La Gomera (Canarias). *Estudios Geol.*, 27, 3-73.
- CHAIGNEAU, M. y FÚSTER, J. M., 1972. L'éruption du Teneguía (La Palma, Iles Canaries) et la composition des laves et gaz fuméroliens. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 274, 2.948-2.951.
- CHAIGNEAU, M. y FÚSTER, J. M., 1973. Relations entre les gaz occlus et la composition des laves du Teneguía (La Palma, Iles Canaries). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 276, 1.405-1.408.
- CHAYES, F., 1977. The oceanic basalt-trachyte relation in general and in the Canary Islands. *Am. Mineral*, 62, 666-672.
- CUBAS, C. R., 1978. Estudio de los domos sálicos de la isla de Gomera (Islas Canarias). I. Volcanología. *Estudios Geol.*, 34, 53-70.
- CUBAS, C. R., 1978. Estudio de los domos sálicos de la isla de Gomera (Islas Canarias). II. Geoquímica. *Estudios Geol.*, 34, 107-128.
- DAÑOBEITIA, J. J., 1980. *Interpretación de la estructura de la corteza en el Archipiélago Canario a partir de perfiles sísmicos profundos de refracción*. Tesis de licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.
- DASH, B. P. y BOSSHARD, E., 1968. Crustal studies around the Canary Islands. *Proc. Intern. Geol. Congr. 23rd. Session, Czechoslovakia*, 1, 249-260.

- DIETZ, R. S. y SPROLL, V. P., 1970. East Canary Islands as a microcontinent within the Africa-North America continental drift fit. *Nature*, **226**, 1.043-1.045.
- DILLON, W. P., 1974. Structure and development of the southern Moroccan continental shelf. *Marine Geol.*, **16**, 121-143.
- DILLON, W. P. y SOUGY, J. M. A., 1974. Geology of West Africa and Cape Verde Islands. In Nairn, A. E. M. & Stehli, F. G. (Ed.). *The ocean basins and margins*. Plenum Press, New York, 315-367.
- DORROSONSORO URRUTIA, C., 1979. Fenómenos de haitinización de enclaves en tahititas de Gran Canaria. *Estudios Geol.*, **35**, 259-278.
- DRAKE, C. L. y WOODWARD, H. P., 1963. Appalachian curvature, wrench faulting and offshore structures. *New York Acad. Sci. Trans.*, **26**, 38-63.
- DRISCOLL, E. M., HENDRY, G. L. y TINKLER, K. J., 1965. The geology and geomorphology of Los Ajaches, Lanzarote. *Geol. Jour.* (Liverpool), **4**, 321-334.
- FERNÁNDEZ SANTÍN, S., 1969. Pegmatitoides en la serie basáltica fisural de las islas de Lanzarote y Fuerteventura. *Estudios Geol.*, **25**, 53-100.
- FERNÁNDEZ SANTÍN, S., 1969. Pegmatitoides in the horizontal basalts (Series I) of Lanzarote and Fuerteventura Islands. *Bull. Volcanologique*, **33-3**, 989-1.007.
- FERNÁNDEZ SANTÍN, S., 1975. Sobre un enclave hipocristalino en las series basálticas antiguas de la isla de La Palma (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, **31**, 479-485.
- FERNÁNDEZ SANTÍN, S., HERNÁN REGUERA, F., NAVARRO FALCONES, L. F. y PLIEGO, D., 1974. Petrographic study of basaltic materials emitted by Teneguía volcano (La Palma, Canary Islands, october 27th-november 19th 1971). *Estudios Geol.*, vol. *Teneguía*, 27-33.
- FERNÁNDEZ SANTÍN, S. y NAFRÍA, R., 1978. La extrusión fonolítico-traquímica de Montaña de Guaza, Tenerife (Canarias). *Estudios Geol.*, **34**, 375-387.
- FRITSCH, K. von, 1867. Reisebilder von den Canarischen Inseln. Petermanns Geogr. Mitt. (Gotha), Ergänzungsheft, **5** (22), 1-44.
- FRITSCH, K. von y REISS, W., 1867. Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. Wurster and Co., Winterthur, 1-496.
- FRISCH, T., 1970. The detailed mineralogy and significance of an olivine-two pyroxene gabbro nodule from Lanzarote, Canary Islands. *Contr. Mineral. and Petrol.*, **28**, 31-41.
- FRISCH, T., 1971. Alteration of chrome spinel in a dunite nodule from Lanzarote, Canary Islands. *Lithos*, **4**, 83-91.
- FRISCH, T., 1974. Clinopyroxenes as geobarometric indicators in mafic and ultramafic rocks from Canary Islands. *Contr. Mineral. and Petrol.*, **48**, 315-316.
- FRISCH, T. y SCHMINCKE, H. U., 1969. Petrology of clinopyroxene-amphibole inclusions from the Roque Nublo volcanics, Gran Canaria, Canary Islands (Petrology of Roque Nublo volcanics I). *Bull. Volcanol.*, **33**, 1.073-1.088.
- FÚSTER, J. M., 1972. Las Islas Canarias, ¿un antiguo rift en el borde del Atlántico? Reunión del Working Group "On Volcanology of Central Atlantic Islands". Abstract.
- FÚSTER, J. M., 1975. Las Islas Canarias: Un ejemplo de evolución espacial y temporal del volcanismo oceánico. *Estudios Geol.*, **31**, 439-463.

- FÚSTER, J. M., 1978. Geodinámica de las Islas Canarias. *Urania* (en prensa).
- FÚSTER, J. M. y AGUILAR, M., 1965. Nota previa sobre la geología del Macizo de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 21, 181-198.
- FÚSTER, J. M., ARAÑA, V., BRANDLE, J. L., NAVARRO, J. M., ALONSO, U. y APARICIO, A., 1968. *Geology and volcanology of the Canary Islands*. Tenerife. Inst. Lucas Mallada, Madrid, Symposium Volcanology, Tenerife, 1968. Spec. Pub., 218 págs.
- FÚSTER, J. M. y CARRRACEDO, J. C., 1979. Magnetic polarity mapping of Quaternary volcanic activity of Fuerteventura and Lanzarote (Canary Islands). *Estudios Geol.*, 35, 59-66.
- FÚSTER, J. M., CENDRERO, A., GASTESI, P., IBARROLA, E. y LÓPEZ RUIZ, J., 1968. *Geology and volcanology of the Canary Islands, Fuerteventura*. Inst. Lucas Mallada, Madrid, Intern. Symposium Volcanology, Tenerife, sept. 1968. Spec. Pub., 239 págs.
- FÚSTER, J. M., SANTÍN, S. y SAGREDO, J., 1968. *Geology and volcanology of the Canary Islands, Lanzarote*. Inst. Lucas Mallada, Madrid, Internat. Symposium on Volcanology Tenerife, sept. 1968, Spec. Pub., 177 págs.
- FÚSTER, J. M., HERNÁNDEZ-PACHECO, A., MUÑOZ, M., BADIOLA, E. R. y GARCÍA CACHO, L., 1968. *Geology and Volcanology of the Canary Islands, Gran Canaria*. Inst. Lucas Mallada, Madrid, Internat. Symposium Volcanology, Tenerife, sept. 1968, Spec. Pub., 243 págs.
- FÚSTER, J. M., IBARROLA, E. y LÓPEZ RUIZ, J., 1966. Estudio volcanológico y petrológico de las isletas de Lanzarote (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 22, 185-200.
- FÚSTER, J. M., MUÑOZ, M., SAGREDO, J., YÉBENES, A., BRAVO, T., HERNÁNDEZ-PACHECO, A., 1980. Excursión 121 A+c del 26º I. G. C. a las Islas Canarias. *Bol. Geol. y Min. de España*, t. XCI-II, 351-390.
- FÚSTER, J. M., PÁEZ, A. y SAGREDO, J., 1970. Significance of basic and ultramafic rock inclusions in the basalts of the Canary Islands. *Bull. Volcanol.*, 33, 665-693.
- FÚSTER, J. M., SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. y MARTEL, M., 1952. Las erupciones y materiales arrojados por ellas en la isla de La Palma. *Bulletin Volcanologique*, 12, 145-163.
- FÚSTER, J. M. et al., 1967. *Mapa geológico de España, 1:50.000. Isla de Lanzarote* (mapa y memoria). Inst. Geol. y Min. de España e Int. Lucas Mallada, C. S. I. C.
- Hoja 1.079-1.080. Alegranza.
 - Hoja 1.081. Montaña Clara.
 - Hoja 1.082. Graciosa.
 - Hoja 1.083. Teguiise.
 - Hoja 1.084. Haría.
 - Hoja 1.087. Punta Pechiguera.
 - Hoja 1.088. Arrecife.
 - Hoja 1.089. El Charco.
- FÚSTER, J. M. et al, 1967. *Mapa geológico de España, 1:50.000. Isla de Fuerteventura* (mapa y memoria). Inst. Geol. y Min. de España e Inst. Lucas Mallada. C. S. I. C.
- Hoja 1.902. Cotillo.
 - Hoja 1.093. Lobos.
 - Hoja 1.098. La Oliva.
 - Hoja 1.099. Puerto de Lajas.
 - Hoja 1.106-1.107. Puerto del Rosario.

- Hoja 1.114. Itsmo de la Pared.
 - Hoja 1.115. Tuineje.
 - Hoja 1.122. Jandía.
- FÚSTER, J. M. *et al.*, 1968. *Mapa Geológico, 1:100.000 de las Islas Canarias, Lanzarote*. Inst. Geol. y Min. de España e Inst. Lucas Mallada.
- FÚSTER, J. M. *et al.*, 1968. *Mapa Geológico, 1:100.000 de las Islas Canarias, Fuerteventura*. Inst. Geol. y Min. de España e Inst. Lucas Mallada.
- FÚSTER, J. M. *et al.*, 1968. *Mapa Geológico, 1:100.000 de las Islas Canarias, Tenerife*. Inst. Geol. y Min. de España e Inst. Lucas Mallada.
- FÚSTER, J. M. *et al.*, 1968. *Mapa Geológico, 1:100.000 de las Islas Canarias, Gran Canaria*. Inst. Geol. y Min. de España e Inst. Lucas Mallada.
- FÚSTER, J. M. *et al.*, 1968-69. *Mapa Geológico de España, 1:50.000. Isla de Tenerife*. Inst. Lucas Mallada e Inst. Geol. Min. de España.
- Hoja 1.096. Tugeste.
 - Hoja 1.097. Punta de Anaga.
 - Hoja 1.102. Punta de Teno.
 - Hoja 1.103. Icod de los Vinos.
 - Hoja 1.104-1.105. Santa Cruz de Tenerife.
 - Hoja 1.109. Los Carrizales y Agulo.
 - Hoja 1.110. Guía de Isora.
 - Hoja 1.111. Güüimar.
 - Hoja 1.118-1.121. Granadilla de Abona.
 - Hoja 1.119. Lomo de Arico.
- GAGEL, C., 1908. Das Grundgebirge von La Palma. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **60**, 25-31.
- GAGEL, C., 1910. Die Mittelatlantischen Vulkaninseln. *Handbuch der Regionalen Geologie*, **7** (10), 1-31.
- GAGEL, C., 1925. Begleitworte zu der Karte von La Gomera mit einem Anhang über die Calderafrage. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **77**, 551.
- GALE, N. H. y BETIR, P., 1971. Atlantic islands and continental drift. *Nature Phys. Sci.*, **233**, 608.
- GASTESI, P., 1967. Nota sobre unas rocas granudas básicas encontradas en Tenerife (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, **23**, 81-84.
- GASTESI, P., 1969. Petrology of the ultramafic and basic rocks of Betancuria Massif, Fuerteventura Island (Canarian Archipelago). *Bull. Volcanol.*, **33**, 1.008-1.038.
- GASTESI, P., 1969. El complejo plutónico básico y ultrabásico de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias): estudio petrológico. *Estudios Geol.*, **25**, 1-51.
- GASTESI, P., 1973. Is the Betancuria Massif, Fuerteventura, Canary Islands, an uplifted piece of oceanic crust? *Nature Phys. Sci.*, **246**, 102-104.
- GASTESI, P., HERNÁNDEZ-PACHECO, A. y MUÑOZ, M., 1966. Las rocas holocristalinas de la Caldera de Taburiente, Isla de La Palma (Canarias). *Estudios Geol.*, **23**, 113-134.
- GRUNAU, H. R., LEHNER, P., CLEINTUAR, N. R., ALLENBACH, P. y BAKKER, G., 1975. New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands), and Sao Tomé (Gulf of Guinea). *Progress in Geodynamics*, *Rov. Net. Acad. Arts. & Sci.*, 90-118.

- HARTUNG, G., 1857. Die geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuerteventura. *Neue Denksch. allgem. Schw. Gesells. f. d. gesam. Naturwiss.*, 15/4, 1-168.
- HAUSEN, H., 1956. Contributions to the geology of Tenerife. *Soc. Sci. Fennica. Com. Phys.-Math.*, 18-1, 1-247.
- HAUSEN, H., 1958. On the geology of Fuerteventura (Canary Islands). *Soc. Sci. Fennica. Comm. Phys.-Math.*, 22, núm. 1, 211 pp.
- HAUSEN, H., 1959. On the geology of Lanzarote, Graciosa and the Isletas (Canarian archipelago). *Soc. Sci. Fennica. Comm. Phys.-Math.*, 23, núm. 4, 117 páginas.
- HAUSEN, H., 1961. Canarian Calderas. *Compt. Rend. Soc. Geol. Finlande*, 33, 179-213.
- HAUSEN, H., 1962. New contributions to the geology of Grand Canary (Gran Canaria, Canary Island). *Soc. Sci. Fennica, Comm. Phys.-Math.*, 27, núm. 1, 418 págs.
- HAUSEN, H., 1965. Some comments on the structural geology of Gomera (Canary Islands). *Acta Geog.*, 18, núm. 7, 15-21.
- HAUSEN, H., 1968. Algunos aspectos geológicos de la Isla de Gomera (Archipiélago Canario). *Anuario de Estudios Atlánticos*, 14, 11-37.
- HAUSEN, H., 1969. Some contributions to the geology of La Palma (Canary Islands). *Soc. Sci. Fennica, Comm. Phys.-Math.*, 35, núm. 1, 1-140.
- HAUSEN, H., 1971. Outlines of the geology of Gomera (Canary Islands) in relation to its surface forms. *Soc. Sci. Fennica, Comm. Phys.-Math.*, 41, núm. 1, 1-53.
- HAUSEN, H., 1973. Outlines of the geology of Hierro (Canary Islands). *Soc. Sci. Fennica, Comm. Phys.-Math.*, 43, núm. 1, 65-148.
- HAYES, D. E. y RABINOWITZ, P. D., 1975. Mesozoic magnetic lineations and the magnetic-quiet zone off Northwest Africa. *Earth. Plan. Sc. Let.*, 28, 105-115.
- HERNÁN REGUERA, F., 1976. Estudio petrológico y estructural del complejo traquítico-sienítico de Gran Canaria. *Estudios Geol.*, 32, 279-324.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E., 1910. Estudio geológico de Lanzarote y de las Isletas Canarias. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* (VI)-4, 1-331.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A., 1969. The tahitites of Gran Canaria and hauynitization of their inclusions. *Bull. Volcanol.*, 33, 701-728.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A., 1971. Nota previa sobre el complejo basal de la isla de La Palma (Canarias). *Estudios Geol.*, 27, 255-265.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A., 1973. Sobre el significado de las rocas granudas gabroides de los complejos basales de las islas de Fuerteventura, La Palma y La Gomera (Archipiélago Canario). *Estudios Geol.*, 29, 549-557.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A., 1975. Estado actual de los conocimientos geológicos, volcanológicos y petrológicos de la isla de La Palma (Archipiélago Canario). *Primera Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, pág. 1.319.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A., 1975. Los diques-brecha duníticos de fluidización de La Caldera de Taburiente, La Palma (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 31, 465-478.

- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. y AFONSO, A., 1974. *Mapa geológico de la Caldera de Taburiente, Isla de San Miguel de La Palma, escala 1:25.000*. M. O. P., Dirección General de Obras Hidráulicas, Servicio Geológico de O. P.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. y FERNÁNDEZ SANTÍN, S., 1974. Las formaciones volcánicas submarinas de la Caldereta de Taburiente en La Palma (Canarias) y sus transformaciones metasomáticas. *Symp. Inter. Volcanología, Santiago (Chile)*, pre-print., 46, 12 págs.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. e IBARROLA, E., 1973. Geochemical variation trends between the different Canary Islands in relation to their geological position. *Lithos*, 6, 389-402.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. e IBARROLA, E., 1973. Sobre la supuesta existencia de unas "rocas graníticas" en la isla de La Palma (Canarias). *Estudios Geol.*, 29, 107-109.
- HINZ, K., SEIBOLD, E. y WISSMANN, G., 1974. Continental slope anticline and unconformities of West Africa. *"Meteor" Forsch-Ergebnisse, Reihe C*, 17, 67-73.
- IBARROLA, E., 1969. Variation trends in basaltic rocks of the Canary Islands. *Bull. Volcanol.*, 33, 729-777.
- IBARROLA, E., 1970. Variabilidad de los magmas basálticos en las Canarias orientales y centrales. *Estudios Geol.*, 26, 337-399.
- IBARROLA, E., 1974. Temporal modification of the basaltic materials from 1971 eruption of the Teneguía volcano (La Palma, Canary Islands). *Estudios Geol.*, vol. *Teneguía*, 49-58.
- IBARROLA, E. y BRANDLE, J. L., 1975. Estudio comparativo de melilitas en rocas ultramáficas de dos diferentes "provincias volcánicas" españolas. *Primera Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, 1.291-1.318.
- IBARROLA, E. y LÓPEZ RUIZ, J., 1967. Estudio petrográfico y químico de las erupciones recientes (serie IV) de Lanzarote (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 23,
- IBARROLA, E. y MARTORELL, J., 1973. Melilitas olivínicas en Gran Canaria, derivadas de magmas basálticos alcalinos. *Estudios Geol.*, 29, 319-324.
- IBARROLA, E. y VIRAMONTE, J., 1967. Sobre el hallazgo de sienitas nefelínicas en Tenerife (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 23, 215-222.
- JEREMINE, E., 1933. Contribution à l'étude petrographique des trois îles de l'archipel Canarien: Ténérife, La Palma, Gran Canaria. *Bull. Soc. Fran. Miner. Crist.*, 56, 189-261.
- JEREMINE, E., 1935. Contribution à l'étude des îles Hierro et Gomera (archipel canarien). *Bull. Soc. Fran. Minér. Crist.*, 58, 350-363.
- JOYDES, 1977. Documenting early rifting. *Geotimes*, abril, 24-27.
- KLUG, H., 1968. Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln. Beiträge zur Küstenentwicklung und Talbindung auf einem vulkanischen Archipel. *Schriften d. Geograph. Inst. Univ. Kiel*, XXIV-3, 1-84.
- LARSON, R. L. y LADD, J. W., 1973. Evidence for the opening of the south Atlantic in the Early Cretaceous. *Nature*, 246, 209-212.
- LANCELOT, J. R. y ALLEGRE, C. J., 1974. Origin of carbonatitic magma in the light of the Pb-U-Th isotope system. *Earth Planet. Sc. Letters*, 22, 233-238.
- LE BAS, M. J., 1971. Per-alkaline volcanism, crustal swelling and rifting. *Nature*, G. B., 230, 85-87.

- LECOINTRE, G., TINKLER, K. J. y RICHARDS, G., 1967. The marine Quaternary of the Canary Islands. *Proceed. Acad. Nat. Sci. Philadelphia*, 119, 325-344.
- LE PICHON, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, 73, 3.661-3.697.
- LE PICHON, X. y FOX, P. J., 1971. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 76, 6.294-6.308.
- LIETZ, J. y SCHMINCKE, H. U., 1975. Miocene-Pliocene sea level changes and volcanic episodes on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K-Ar ages. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 17.
- LÓPEZ RUIZ, J., 1969. Le complexe filonien de Fuerteventura (Iles Canaries). *Bull. Volcanol.*, 33, 1.166-1.185.
- LOTZE, F., 1970. Das Bauschema der Insel Gran Canaria (Kanarische Inseln). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 12, 701-704.
- LUYENDYK, B. P. y BUNCE, E. T., 1973. Geophysical study of the northwest African margin of Morocco. *Deep-Sea Res.*, 20, 537-549.
- LYELL, C., 1855. *A manual of elementary geology*, London, 1-498.
- MACAU VILAR, F., 1963. Sobre el origen y edad de las Islas Canarias. *Anuario Est. Atlant. Las Palmas*, 9, 1-52.
- MACFARLANE, D. J. y RIDLEY, W. I., 1968. An interpretation of gravity data for Tenerife, Canary Islands. *Earth. Planet. Sci. Letts.*, 4, 481-486.
- MACFARLANE, D. J. y RIDLEY, W. I., 1969. An interpretation of gravity data for Lanzarote, Canary Islands. *Earth. Planet. Sci. Letts.*, 6, 431-436.
- MACHADO, F., 1963. Erupções da ilha de La Palma (Canarias). *Bol. do Museu e Laboratorio Min. Geol. Faculd. Ciencias*, 9 (2), 143-156.
- MACHADO, F., 1964. Alguns problemas do vulcanismo da ilha de Tenerife. *Bol. Soc. Portuguesa Cienc. Nat.*, 2.^a Série, 10, 26-45.
- MCDUGALL, I. y SCHMINCKE, H. U., 1977. Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: Age of Shield building volcanism and other magmatic phases. *Bull. Volcan.*, 40, 57-77.
- MECO, J., 1975. Los "strombus" de las formaciones sedimentarias de la ciudad de Las Palmas. *Anuar. Centro Regional de Las Palmas*, 1, 203-224.
- MIDDLEMOST, E. A. K., 1970. San Miguel de La Palma. A volcanic island in section. *Bull. Volcanol.*, 34, 216-239.
- MIDDLEMOST, E. A. K., 1972. Evolution of La Palma, Canary Archipiélago. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 36, 33-48.
- MIDDLEMOST, E. A. K., 1973. Evolution of volcanic islands. *Lithos*, 6, 123-132.
- MITCHELL-THOME, R. C., 1974. The sedimentary rocks of Macaronesia. *Geol. Rundschau*, 63, 1.176-1.216.
- MITCHELL-THOME, R. C., 1979. The pre-Quaternary Stratigraphy of the Atlantic Islands. *Geol. Rundschau*, 68, 495-522.
- MORGAN, W. J., 1971. Convection plumes in the lower Mantle. *Nature*, 230, 42-43.
- MUÑOZ GARCÍA, M., 1969. Estudio petrológico de las formaciones alcalinas de Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 25, 257-310.
- MUÑOZ, M., 1969. Ring complexes of Pájara in Fuerteventura Islands. *Bull. Volcanol.*, 33, 840-861.

- MUÑOZ, M., 1973. Inclusiones máficas y ultramáficas en las formaciones volcánicas de la isla de Gran Canaria. *Estudios Geol.*, 29, 113-129.
- MUÑOZ, M. y SAGREDO, J., 1975. Existencia de metamorfismos superpuestos en el complejo basal de Fuerteventura (Canarias). *Primera Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, 1.287.
- MUÑOZ, M. y SAGREDO, J., 1974. Clinopyroxenes as geobarometric indicators in mafic and ultramafic rocks from Canary Islands. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 44, 139-147.
- MUÑOZ, M., SAGREDO, J. y AFONSO, A., 1974. Mafic and ultramafic inclusions in the eruption of Teneguía volcano (La Palma, Canary Islands). *Estudios Geol.*, vol. *Teneguía*, 65-74.
- NAVARRO, F. L., 1908. Observaciones geológicas en la isla de Hierro (Canarias). *Mem. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 5, 49-91.
- NAVARRO, F. L., 1918. Observaciones geológicas en la isla de Gomera (Canarias). *Trab. Museo Nacion. Cienc. Nat.*, Ser. *Geol.*, 23, 1-87.
- NAVARRO, F. L., 1926. Iles Canarias. *14th Intern. Geological Congress Madrid*.
- NAVARRO, J. M., APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L., 1969. Estudio geológico de los depósitos sedimentarios de Tarifa, Las Palmas. *Estudios Geol.*, 25, 235-248.
- NEUMANN, E. R. y RAMBERG, I. B., 1978. *Petrology and geochemistry of continental rifts*. Reidel Publ. o. Dordrecht.
- OVERSBY, V. M., LANCELOT, J. y GAST, P. W., 1971. Isotopic composition of lead in volcanic rocks from Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res.*, 76, 3.402-3.413.
- PAVÍA, J., ORTIZ, R., BANDA, E., BADIOLA, E. R. y ARAÑA, V., 1977. Perfil sísmico del NE. de Lanzarote. *Comisión Española del Proyecto Geodinámico*. Inst. Geográfico y Catastral, Madrid.
- PELLICER, M. J., 1979. Estudio volcanológico de la isla de Hierro (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 33, 181-197.
- PELLICER, M. J., 1979. Estudio geoquímico del volcanismo de la isla de El Hierro. Archipiélago Canario. *Estudios Geol.*, 35, 15-30.
- PHILIPS, J. D. y FORSYTH, D. F., 1972. Plate tectonics, paleomagnetism and the opening of the Atlantic. *Geol. Soc. America Bull.*, 83, 1.579-1.600.
- PINEAU, F., ALLEGRE, M. C. J., 1972. Etude et signification des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les carbonatites. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 274, 2.620-2.623.
- PINEAU, F., JAVOY, M. y ALLEGRE, C. J., 1973. Etude systématique des isotopes de l'oxygène, du carbone et du strontium dans les carbonatites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 37, 2.363-2.377.
- PITMAN, W. C. y TALWANI, M., 1972. Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. America Bull.*, 83, 619-646.
- RAD, V. von y ARTHUR, M. A., 1979. Geodynamic, sedimentary and volcanic evolution of the Cape Bojador continental margin (NW Africa). In *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment*. Ed. M. Talvani et al., Am. Geophys. Union, Maurice Ewing, Series 3, pp. 187-203.
- RECK, H., 1928. Zur Deutung der vulkanischen Geschichte und der Calderabildung auf der Insel La Palma. *Zeitschr. Vulkanologie*, 11, 217-243.
- REISS, W., 1861. Die Diabas- und Lavenformation der Insel Palma. *Kreidel*, Wiesbaden, 1-75.
- RIDLEY, W. I., 1967. Volcanoclastic rocks in Tenerife. Canary Islands. *Nature*, 213, 55-56.

- RIDLEY, W. I., 1970. The petrology of the Las Cañadas Volcanoes, Tenerife, Canary Islands. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 26, 124-160.
- RIDLEY, W. I., 1971. The field relations of the Cañadas volcanoes, Tenerife, Canary Islands. *Bull. Volcanol.*, 35, 318-334.
- ROBERTSON, A. H. F. y STILLMAN, C. J., 1979. Late sedimentary rocks of Fuerteventura, Canary Islands. Implications for West African continental margin evolution. *J. Geol. Soc. London*, 136, 47-60.
- ROBERTSON, A. H. F. y STILLMAN, C. J., 1979. Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Geol. Mag.*, 116, 203-214.
- ROBERTS, J. L., 1970. The intrusion of magma into brittle rocks, in "Mechanism of igneous intrusion", ed. by G. Newall and N. Rast. Gallery Press, Liverpool.
- ROESER, H. A., HINZ, K. y PLAUMANN, S., 1971. Continental margin structure in the Canaries. *Inst. Geol. Sci. Report.*, 70/16, 27-36.
- RONA, P. A., 1970. Comparison of continental margins of eastern North America at Cape Hatteras and northwestern Africa at Cap Blanc. *Am. Ass. Petroleum Geol. Bull.*, 54, 129-157.
- RONA, P. A., 1980. The central Northatlantic Ocean Basin and Continental Margins. *NOAA Atlas*, 3, U. S. Dept. Commerce.
- RONA, P. A., BRAKL, J. y HEIRTZLER, J. R., 1970. Magnetic anomalies in the Northeast Atlantic between the Canary and Cape Verde Islands. *J. Geophys. Res.*, 75, 7412-7420.
- RONA, P. A. y NALWALK, A. J., 1970. Post-early Pliocene unconformity on Fuerteventura. Canary Islands. *Geol. Soc. America Bull.*, 81, 1.117-2.122.
- RONA, P. A. y FLEMING, H. S., 1973. Mesozoic plate motions in the eastern central North Atlantic. *Marine Geology*, 14, 239-252.
- ROTHER, P., 1964. Fossile Strausseneier auf Lanzarote. *Natur. u. Museum*, 94, 175-178.
- ROTHER, P., 1966. Zum Alter des Vulkanismus auf den östlichen Kanaren. *Soc. Sci. Fenn., Comm. Phys. Math.*, 31, 80.
- ROTHER, P., 1968. Mesozoische Flysch-Ablagerungen auf der Kanariensinsel Fuerteventura. *Geol. Rundschau*, 58, 314-322.
- ROTHER, P., 1974. Canary Islands. Origin and evolution. *Die Naturwissenschaften*, 61, 525-533.
- ROTHER, P. y SCHMINCKE, H. U., 1968. Contrasting origins of the eastern and western islands of the Canarian Archipelago. *Nature*, 218, 1.152-1.154.
- ROTHPLETZ, A. y SIMONELLI, T., 1890. Die marinen Ablagerungen auf Gran Canaria. *Zeitschr. Deutsche Geol. Gesell.*, 42, 667-736.
- SAGREDO, J., 1969. Origen de las inclusiones de dunitas y otras rocas ultramáficas en las rocas volcánicas de Lanzarote y Fuerteventura. *Estudios Geol.*, 25, 189-233.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. y BRAVO, T., 1967. Active volcanoes of the Canary Islands. Catalogue Active Volcanoes of the Atlantic Ocean, part. 21. *Intern. Assoc. Volcanology*, Naples, 55-106.
- SAUER, E. G. F. y ROTHER, P., 1972. Ratite eggshells from Lanzarote. Canary Islands. *Science*, 176, 43-45.
- SCHMINCKE, H. U., 1967. Cone sheet swarm, resurgence of Tejeda Caldera, and the early geologic history of Gran Canaria. *Bull. Volcanol.*, 31, 153-162.

- SCHMINCKE, H. U., 1968. Faulting versus erosion and the reconstruction of the Mid-Miocene shield volcano of Gran Canaria. *Geol. Mitt.*, 8, 23-50.
- SCHMINCKE, H. U., 1969. Ignimbrite sequence on Gran Canaria. *Bull. Volcanol.*, 33, 1.199-1.219.
- SCHMINCKE, H. U., 1973. Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores Island Groups. *Geol. Soc. America Bull.*, 84, 633-648.
- SCHMINCKE, H. U., 1976. The geology of the Canary Islands. In *Biogeography and ecology in the Canary Islands*, G. Kundel (ed.) Junk, La Haya, 67-184.
- SCHMINCKE, H. U. y SWANSON, D. A., 1966. Eine alte Caldera auf Gran Canaria. *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, 1966: 260-269.
- SCHMINCKE, H. U. y SWANSON, D. A., 1967. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuff from Gran Canaria, Canary Islands. *J. Geol.*, 75, 641-664.
- SCHMINCKE, H. U. y SWANSON, D. A., 1967. Ignimbrite origin of eutaxites from Tenerife, Canary Islands. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 11, 700-703.
- SMULIKOWSKI, K., 1937. Sur l'anorthose de Pico de Teyde. *Arch. Miner. Soc. Scien. et Let Varsovie*, 13, 13-51.
- SMULIKOWSKI, K., POLANSKY, A. y TOMKIEWICZ, M., 1946. Contribution à la pétrographie des Iles Canaries. *Arch. Miner. Soc. Scien. et Let. Varsovie*, 15, 57-145.
- STILLMAN, C. J., FÚSTER, J. M., BENNELL-BAKER, M. J., MUÑOZ, M., SMEWING, J. D. y SAGREDO, J., 1975. Basal complex of Fuerteventura is an oceanic intrusive complex with rift-system affinities. *Nature*, 257, 469-470.
- STORETVEDT, K. M., 1980. Fuerteventura Palaeomagnetism and the evolution of the continental margin off Morocco. *Phys. Earth. Planet. Interiors*, 21, 81-86.
- STORETVEDT, K. M., MONGTAND VAGE, AASE, S. y LØVLE, R. (1979). Palaeomagnetism and the early magmatic history of Fuerteventura (Canary Islands). *J. Geophys.*, 46, 319-334.
- UCHUPI, E., EMERY, K. O., BOWIN, C. O. y PHILLIPS, J. D., 1976. Continental margin of Western Africa: Senegal to Portugal. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 60, 809-878.
- VERMEIRE, R., DAUCHOT-DEHON, M., DE PAEPE, P., 1974. Sur l'âge d'une croûte calcaire de la zone occidentale de l'île de Fuerteventura (Iles Canaries). *Pedologie*, 24, 40-48.
- VUAGNAT, M., 1960. Sur les laves en coussin des environs de Las Palmas, Grande Canarie (Note préliminaire). *Archives des Sciences. Genève*, 13, 153-157.
- VUAGNAT, M., 1961. Sur la présence de laves sous-marines dans le soubassement de la Caldera de Taburiente. La Palma (Canaries). *Archives des Sciences, Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève*, 14, 143-148.
- WATKINS, J. S. y HOPPE, K. W., 1979. Seismic reflection reconnaissance of the Atlantic margin of Morocco. In *"Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment"*. Ed. M. Talvani et al., Am. Geophys. Union, Maurice Ewing, Series 3, pp. 205-217.
- WATKINS, N. D., RICHADSON, A. y MASON, R. G., 1966. Paleomagnetism of the Macaronesian Insular Region: The Canary Islands. *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 1, 225-231.
- YÉBENES, A., 1980. Fuerteventura: Evolución sedimentológica de una isla volcánica. IX Congreso Nacional de Sedimentología. Resúmenes y Comunicaciones. Ediciones Universidad de Salamanca, 1, 98-99.

DISCURSO DE CONTESTACION
DEL
EXCMO. SR. DON MANUEL ALIA MEDINA

EXCELENTÍSIMO SEÑOR PRESIDENTE,
EXCELENTÍSIMOS SEÑORES ACADÉMICOS,
SEÑORAS Y SEÑORES:

Con mi agradecimiento para el Presidente de la Academia por haberme encomendado la honrosa misión de contestar al discurso del profesor don José María Fúster Casas, quiero manifestar también mi profunda y personal satisfacción por tratarse en este caso del ingreso, no sólo de un eminente científico sino, además, de un compañero de claustro, querido amigo de hace muchos años y con el cual he coincidido y compartido en ocasiones tareas investigadoras.

Adelantaré que el hacer una rápida semblanza de los valores y méritos del beneficiario no resulta tarea fácil, pues unos y otros son muchos, como apretada y densa lo es su historia de actividades, cual corresponde a persona que a sus relevantes condiciones intelectuales, une la de poseer una gran capacidad y pasión por el trabajo.

Cursó los estudios de la Licenciatura en la Universidad de Madrid, obteniendo el título en el año 1945. Por entonces, más concretamente, en el año 1942, vino por traslado a esta Universidad el catedrático don Maximino San Miguel de la Cámara que, además de su reconocido prestigio como gran especialista en el campo de la Petrología, era igualmente infatigable trabajador y, además, un excelente gestor. Y como prueba bastará recordar que en el año siguiente al de su llegada, es decir, en 1943, había gestionado ya y conseguido, la creación, dentro del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, de un instituto dedicado a las investigaciones geológicas, el que se llamó "Lucas Mallada" y de una revista, la de *Estudios Geológicos*. A una persona como don Maximino no le podían pasar desapercibidas las tan destacadas cualidades de un joven alumno como Fúster y fue así y entonces, como empezaron unas relaciones de trabajo que habrían de continuarse con los mejores resultados. Tal para cual, lo que uno inició y afianzó, el otro conservó y desarrolló con la mayor amplitud y brillantez.

Desde el año mismo de la terminación de los estudios de la licenciatura, el profesor Fúster se incorporó tanto a la Universidad como al Consejo Superior de Investigaciones Científicas, para seguir una a la manera de vidas paralelas. La Cátedra de Petrología, que ahora detenta en la Universidad Complutense, la obtuvo por oposición en el año 1961. En el Consejo, alcanzó el puesto de Profesor de Investigación, después de pasar igualmente por todos los escalones intermedios del escalafón. En la Universidad fue secretario de la Facultad de Ciencias y posteriormente ocupó, en funciones, el cargo de Decano en la de Ciencias Geológicas. En el Consejo, fue nombrado Consejero de Número y Director del Instituto "Lucas Mallada", cargo que desempeñó hasta la reciente supresión de este instituto.

El objetivo de su tesis doctoral fue el estudio petrográfico de la entonces denominada Guinea Continental española y en realidad creo que algo tuve que ver con la elección del tema pues, con el encargo de efectuar un reconocimiento geológico, nos desplazamos ambos, en el año 1948, a aquel territorio. Juntos realizamos una inolvidable expedición que finalmente completamos con un largo recorrido a pie que nos llevó desde la frontera más interior del país hasta la misma costa. Interesado por aquellos temas volvió el profesor Fúster al año siguiente, a fin de recoger los datos necesarios para la elaboración de su tesis doctoral, la cual constituyó una excelente aportación al conocimiento geológico de aquel territorio.

Entre sus numerosas publicaciones científicas cabe destacar las que se refieren a las Islas Canarias, donde, y además, junto con el equipo de investigación por él dirigido, se han levantado veintinueve hojas del Mapa Geológico Nacional, a escala 1:50.000, y otras cuatro a escala 1:100.000, ingente labor que ha situado en primera línea a la investigación española por lo que se refiere al conocimiento geológico de aquellas islas. Merecen también destacarse las publicaciones dedicadas a temas volcánológicos de diferentes zonas peninsulares y las efectuadas sobre la Sierra de Guadarrama.

Sus relaciones con el extranjero han sido frecuentes y de gran proyección. Iniciadas en los años 1951 y 1959, con su asistencia a cursos petroquímicos dirigidos por los profesores Niggli y Burri, en la Escuela Politécnica de Zurich, prosiguieron con su participación y presentación de comunicaciones en numerosos congresos internacionales. Dictó también un curso sobre Petroquímica en la Universidad Federal de Brasil y otro sobre Volcanología en la de Costa Rica. Es miembro de diversas

sociedades extranjeras y destacado especialista, en fin, dentro del campo de la volcanología internacional.

Tan prolífica y fructífera labor llevó consigo merecidas distinciones y nombramientos, entre otros y además de los citados, los de vocal de las juntas de gobierno del Instituto Nacional de Geología y de la División de Ciencias Matemáticas, Médicas y de la Naturaleza del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, de vocal también de la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica de la Presidencia del Gobierno, los de Presidente del Grupo de Trabajo sobre "Volcanología de las islas del Atlántico Central" y de la Sección de Volcanología y Química del Interior de la Tierra de la Comisión Nacional de Geodesia y Geofísica, como algunos ejemplos más que, sin embargo, no completan el total de la relación. Ya dije antes, que no resultaría tarea fácil la de presentar una semblanza rápida de su labor.

Pero ante la necesidad de así hacerlo, no quisiera darla por terminada sin antes haber destacado una de las que considero entre sus más encomiables realizaciones. Me refiero a la importante labor que ha venido desarrollando como promotor y formador de un nutrido equipo de colaboradores entre los que se incluyen desde granados profesores hasta muy jóvenes investigadores, sin que olvidemos la muy valiosa y constante colaboración y ayuda que desde dentro de este mismo equipo recibe de su esposa, la doctora Elisa Ibarrola, una de las alumnas más inteligentes que recuerdo hayan pasado por mis aulas. Los esfuerzos y realizaciones del profesor Fúster quedan, por consiguiente, bien asegurados para su prosecución en el futuro.

* * *

Después de haber escuchado el muy importante discurso del recipiendario, en el que de manera tan acertada ha sabido ajustar la abundancia y profundidad de sus conocimientos con la claridad en el planteamiento sintético de las interpretaciones sobre la evolución geológica de las Islas Canarias, voy a tratar de recoger ahora su última insinuación, tan cordial, pues en manera alguna de guante arrojado se trataba, cuando se refería a que en el mapa tectónico africano del sector situado frente al Archipiélago, además de la llamada dirección estructural atlásica, se observan otras dos direcciones, las cuales coincidían con las también principales sobre las que se asientan las Canarias y añadía, a continuación, que otros, entre los aquí presentes, podrían hablarnos sobre el tema. Estando en el uso de la palabra para la contes-

tación a su discurso, no me parece exista por ahora otra posibilidad que la de ser yo mismo quien atienda, en la medida posible, a tal requerimiento. Lo cual, y por otra parte, debo confesar, que nada constituye de penoso, antes por el contrario, pues me ofrece oportunidad de referirme a aquel territorio del anteriormente denominado Sahara español, del que tantos recuerdos y añoranzas guardo. Intentaré entonces hacer un resumen muy breve, en el que destacaré únicamente los rasgos geológicos más imprescindibles, para plantear después las posibles relaciones estructurales entre continente y archipiélago.

Como es bien conocido, aquel territorio forma parte del gigantesco y viejo escudo africano en cuyo ángulo noroccidental se sitúa y, como tal, está constituido por muy antiguos materiales, los cuales aparecen al descubierto en sus zonas meridionales, las que denominaremos, desplazándonos del S. hacia el NE., del Adrar-Tiris, Esmamit-Miyec y del Ietti. En el resto del territorio estos materiales antiguos quedan ocultos bajo coberteras sedimentarias de desigual distribución, desarrollo y disposición, constituidos por materiales del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. Tales sedimentos se depositaron preferentemente en dos amplias depresiones o cuencas de hundimiento tectónico, la de Tinduf, al norte, que margina por el sur el Antiatlas y cuyo eje de alargamiento se tiende según la dirección ENE., o atlásica, y la depresión que en su día denominé del Aaiun, situada al oeste, hasta la misma costa, cuyo eje mayor, con una longitud de unos 600 kilómetros, se orienta según NNE., dirección general a la que llamaremos submeridiana. Los sedimentos alojados en esta depresión del Aaiun forman así una amplia banda costera, de unos 200 kilómetros de anchura media, que termina finalmente por limitarse hacia el sur ante la emersión en aquellos lugares de los viejos materiales de la zona Adrar-Tiris, antes citada.

El estudio de estos materiales más antiguos, tanto en este territorio como en los contiguos, ha permitido establecer una historia de formación y evolutiva muy compleja, cuya edad de iniciación fue, en ocasiones, anterior a los 3.000 millones de años, contando desde nuestros días, como sucede, por ejemplo, con las denominadas series de Amsaga. Con posterioridad se produjeron dos ciclos tectónicos principales, alrededor de los 2.700 m. a., y de los 2.000 m. a. y granitizaciones importantes alrededor de los 1.800 m. a. Más recientemente, a los 600 m. a., se produjo una nueva tectogénesis, la denominada Pan-Africana, que en el caso del llamado "Craton africano del oeste", unidad mayor de la que forman parte todas las áreas o zonas más localizadas a las que venimos refiriéndonos, afectaría principalmente a sus bordes occidental y orien-

tal, respectivamente, en las zonas de las Mauritánidas y del Hoggar. Y bueno será adelantar, por lo que luego diremos, que mientras para algunos esta tectogenia correspondería a un proceso de simple acreción marginal sobre núcleos o "nuclei" continentales más antiguos, para otros representaría, por el contrario, la fragmentación de una corteza continental que, ya desde tiempos muy remotos, alcanzó a desarrollarse en una extensión mucho mayor.

Volvamos a nuestro territorio en comentario, para destacar las direcciones estructurales que predominan en cada una de las tres áreas donde aparecen los materiales más antiguos al descubierto, pues son estas direcciones las que tendremos que correlacionar después con las establecidas para el Archipiélago Canario. En la zona Adrar-Tiris predominan claramente las submeridianas, puestas de manifiesto tanto por las alineaciones de pliegues como de los diferentes tipos de rocas metamórficas, diferentes clases de néises, incluso charnoquíticos, cuarcitas con magnetita, etc. Y todavía más; la estrecha faja de materiales precámbricos más modernos que junto con otros de edad paleozoica se encuentran en las inmediaciones y al oeste de Auserd, en relación con el escalón tectónico allí existente, se tiende con análoga orientación.

En la zona contigua de Esmamit-Miyec, que parece fue afectada más intensamente por el ciclo tectogénico de los 2.700 m. a., las direcciones estructurales dominantes son de tendencias al NW., claramente de manifiesto en las mismas elevaciones de cuarcitas con magnetita de Farfarat. Por último, en la zona más septentrional, la del Ietti, la granitización de los 1.800 m. a. alcanzó un gran desarrollo, hasta el extremo de borrar la mayor parte de las directrices más antiguas. De todas maneras, como predominante para esta zona tenemos la dirección atlásica tan definidora en la contigua depresión de Tinduf. La antigüedad de esta dirección habría que situarla al menos para los tiempos iniciales del Paleozoico.

En la depresión del Aaiun, donde estos materiales antiguos permanecen ocultos bajo los sedimentos de la cobertera, se puede no obstante deducir, desde la superficie, que las directrices estructurales mayores acabadas de señalar para las áreas marginales de la depresión, existen y se continúan también en los materiales antiguos equivalentes que yacen ocultos en la profundidad. A tal conclusión se puede llegar porque, en los tiempos posteriores a los de la consolidación de dichos materiales, se produjeron algunos movimientos y deformaciones que, por lo general, reactivaron o se adaptaron en su trazado al de las directrices estructurales más antiguas. Algo así, y perdón por la simplificación del

símil, como la figura rota y pegada que vuelve a romperse preferentemente por las mismas pegaduras anteriores. En nuestro caso, las deformaciones originadas en la profundidad, frecuentemente en forma de escalonamientos, afectaron y se acusaron en los sedimentos de la cobertera suprayacente de distintas maneras, según las diversas circunstancias. Mediante cambios bruscos en las facies y potencias de los sedimentos, por la deformación de los mismos, y aún por ciertos rasgos morfológicos de la superficie.

Pero no nos detengamos más en estas cuestiones de las cuales y, por otra parte, hemos tratado con detalle en anteriores publicaciones. Vayamos ya directamente hacia el Archipiélago Canario, donde, según acaban de decirnos, se dan también como preferentes las tres direcciones estructurales que venimos considerando. De ellas, la más fácilmente correlacionable, si atendemos preferentemente a los aspectos fisiográficos, es la dirección submeridiana, que en el continente aparece tan bien definida, por ejemplo, en la misma Depresión del Aaiun, en las fracturas del Zemmur y de Auserd y en la línea costera. En el archipiélago queda bien jalonada por la alineación Fuerteventura-Lanzarote y Banco de la Concepción, correspondencia direccional que, según nos ha indicado el profesor Fúster, no debe suponerse como simple coincidencia geométrica, sino como subsidiaria de la fragmentación atlántica acaecida en el Jurásico superior. Podríamos aventurarnos a suponer también la posible existencia de otra alineación paralela, mar adentro, en la manifestada por el veríl de los 4.000 metros, que desde el sur de las Islas Salvajes se continúa hasta Gomera y Hierro, cuyo quimismo volcánico se asemeja al de Fuerteventura y Lanzarote.

El enlace de las direcciones con orientación NW. de la región Esmamit-Miyec y las equivalentes denunciadas para las Islas Canarias no es, desde luego, ni tan evidente ni tan fácil de establecer. Sin embargo, si nos situamos en el borde del continente, en el espacio costero comprendido entre el Uad Craa y la depresión salina o Sebja de Aridal, accidentes morfológicos a los que considero, entre otros, reflejos en superficie de la actividad de accidentes tectónicos profundos orientados al NW., y contemplamos el mapa fisiográfico de los fondos marinos que se extiende frente a este tramo o banda costera, observaremos que rebasado el empastamiento de la plataforma y talud continental, las isobatas describen en este sector una amplia ensenada, por su brusca y casi ortogonal desviación hacia el frente costero. La zona de mayores profundidades relativas así definida muestra, por otra parte, direcciones igualmente orientadas al NW., por lo cual cabe suponer, que

estas áreas corresponden a la continuación y prolongación, por debajo de las aguas oceánicas, de la banda estructural que primeramente localizamos en la zona de Esmamit-Miyec. Sus efectos llegarían a acusarse entonces en las mismas Islas Canarias.

Finalmente, y por lo que a la dirección atlásica se refiere, consideramos igualmente que sus alineaciones estructurales mayores, tan manifiestas a lo largo de la Depresión del Tinduf, después de continuarse por debajo de la cobertera sedimentaria de la del Aaiun, en cuya superficie también se acusan sus efectos, por ejemplo, en la orientación de gran parte del curso de la Seguia el Hamra, en el alargamiento de la Sebja de Tah y en la misma inflexión de la línea costera al norte del antiguo Cabo Juby, se prolongan bajo las aguas para manifestarse de manera muy importante en el archipiélago. Porque creo que es esta prolongación de las estructuras con dirección atlásica de la Depresión de Tinduf y no la de la lejana alineación del accidente Sur-Atlásico, situado entre el Gran Atlas y el Atlitlas, como algunos autores suponen, la que realmente marca el límite meridional del vulcanismo canario y también el de las evaporitas triásicas que se encuentran alojadas en la antiguamente denominada Mar Pequeña, ese brazo de mar situado entre Fuerteventura, Lanzarote y el continente.

Ante estos y otros hechos, a los que ahora no hemos podido referirnos, llegamos en definitiva a concluir que muy probablemente el emplazamiento del vulcanismo canario ha estado fuertemente condicionado por directrices estructurales mayores, prolongación de las de muy antiguos antecedentes detectables en el próximo continente. Ahora bien, y de ser así, debemos darnos cuenta que la adopción de tal modelo lleva consigo el planteamiento de dos trascendentes cuestiones. La primera, la de explicar cómo estructuras antiguas de una corteza continental pueden adentrarse y persistir en el océano con tan eficaces resultados. La segunda, la de comprender, en la misma corteza continental, el significado de unas estructuras que desde tiempos tan antiguos han podido persistir e imponer sus condiciones a través de los tan dilatados tiempos siguientes. Cuestiones ambas de gran complejidad y trascendencia, sobre las que únicamente podemos adelantar algunas ideas de nuestra manera de concebir al respecto.

El primer planteamiento no ofrecería mayores dificultades para su solución en el caso de admitir la existencia de corteza continental, aunque fuera atenuada, en aquellas áreas del archipiélago y su entorno. Pero si, por el contrario, sobre esta debatida cuestión admitimos la ausencia actual de dicho tipo de corteza, la solución aparece menos

inmediata. Podemos, sin embargo, suponer la existencia anterior de una corteza continental que por razón de su gran antigüedad estaría fuertemente soldada y relacionada, inclusive en sus directrices estructurales mayores, con el manto infrayacente. Al producirse posteriormente los sucesivos estadios de los procesos de "rifting", o enfosamiento tectónico, que según la mayoría se consideran generadores de este tipo de márgenes continentales, las fracturaciones que entonces se produjeran habrían de estar fuertemente condicionadas en sus orientaciones por las viejas directrices estructurales anteriores. Y tales fracturas, además de la consiguiente compartimentación en bloques, servirían de vías favorables para el ascenso de los materiales magmáticos profundos cuya consolidación posterior, a lo largo de los planos de las fracturas, reforzarían en cierto modo y hasta grandes profundidades las antiguas directrices estructurales. De esta manera, las deformaciones posteriores habrían de adaptarse a ellas en alguna medida, independientemente de que el molde más elevado, constituido por la corteza continental, hubiera desaparecido parcial o totalmente. Lógico es, además, comprender que la mejor conservación de las viejas directrices se producirían preferentemente en las áreas más próximas a los bordes continentales.

Estos comentarios enlazan con la explicación que en nuestra opinión puede darse a la segunda cuestión de las planteadas, referente a las razones que podrían justificar la persistente influencia de las más antiguas directrices estructurales a lo largo de los dilatados tiempos posteriores en los grandes escudos continentales, como lo es el africano. Considero que la razón fundamental es precisamente la de su gran antigüedad de formación en la cual estaría implicado muy directamente el manto infrayacente, lo que conllevaría una cierta continuidad o enraizamiento más profundo de las diferentes unidades y estructuras y, en consecuencia, una mayor solidez para todas ellas. Pienso, además, que esta explicación a la que llegamos por la vía de la tectónica, está de acuerdo con muchas de las concepciones y conocimientos de que ahora disponemos sobre el interior de nuestro planeta y sobre su evolución como, por ejemplo, con el de la existencia, precisamente por debajo de los grandes escudos continentales, de grandes engrosamientos de la litosfera, a la manera de "pilares litosféricos", como quizás podríamos llamarlos, o con la gran antigüedad de los procesos de diferenciación en el manto superior, que nos dicen los geoquímicos, lo cual, a su vez, es también acorde con lo que otros autores concluyen acerca de la época en que se produjo la diferenciación de la mayor parte del material siálico que constituye la corteza continental, que suponen fue

en los primeros 500 a 800 millones de años de la historia de la tierra. De lo cual tampoco debemos extrañarnos si tenemos presente que fue entonces cuando más variadas y abundantes eran las fuentes productoras de calor en el interior de nuestro planeta y, por consiguiente, cuando más factibles eran también los procesos de diferenciación a escala planetaria.

En fin, no sé en qué medida he podido atender, con todo lo dicho, la solicitud que nos hizo el profesor Fúster, pero, en todo caso, tiempo encontraremos para proseguir los comentarios sobre estas tan complejas cuestiones en el seno de esta Academia en la que ahora ingresa, y en cuyo nombre le doy la más cordial bienvenida.