

ROCAS VOLCANOCLASTICAS SUBMARINAS DE EDAD BURDIGALIENSE INFERIOR EN EL SECTOR DEL MENCAL (ZONA SUBBETICA, CORDILLERA BETICA CENTRAL). CONTEXTO SEDIMENTARIO Y TECTONICO

J. M. Soria *

RESUMEN

El presente trabajo se centra en la caracterización petrológica y significado geodinámico de las rocas volcánoclasticas que aparecen en los materiales marinos pelágicos del Burdigaliense inferior que afloran en el sector del Mencal (Zona Subbética del tercio central de la Cordillera Bética). Se diferencian dos tipos de rocas volcánoclasticas: areniscas vítricas y feldespáticas y limolitas vítricas, ambas procedentes de emisiones volcánicas fragmentales de un magma calcoalcalino-riodacítico. En los dos tipos se encuentran foraminíferos planctónicos, hecho que indica que el volcanismo se produjo en condiciones submarinas. La escasa dispersión de los piroclastos dentro de los depósitos marinos pelágicos permite deducir que el foco de emisión volcánica se localizó muy próximo al lugar de emplazamiento de estas rocas. Uno de los rasgos más característicos del área estudiada es la existencia de fracturas de desgarre N70°E que actuaron durante el Burdigaliense inferior. Estas fracturas son contemporáneas a la sedimentación marina pelágica en la que se registran las emisiones volcánicas. Se plantea como hipótesis una relación del volcanismo con la actuación de tales fracturas. Ambos procesos, volcanismo y fracturación, se interpretan en el contexto de deformación orogénica del Paleomargen Sudibérico durante el Mioceno inferior, en coincidencia con el climax de una fase tectónica mayor definido como Paroxismo Burdigaliense por Hermes (1985)

Palabras clave: *Rocas volcánoclasticas, Mioceno inferior, Zona Subbética, Cordillera Bética.*

ABSTRACT

This paper discuss the petrologic features of volcanoclastic rocks and its geodynamic implications. This rocks are included in the pelagic marine sediments of lower Burdigalian from the Río Fardes region (Subbetic Zone, Betic Cordillera). There are two different kinds of volcanoclastic rocks: vitric and feldspathic sandstones, and vitric siltstones, both of them from fragmental volcanic emissions of a calc-alkaline rhyodacitic magma. In these rocks there are planktonic foraminifera that indicate volcanism occurring in a submarine environment. The emission focus is placed close to the present-day location of these rocks, due to low dispersion of the pyroclastic fragments into the pelagic marine deposits. During lower Burdigalian several N70°E strike-slip faults was working simultaneously with the pelagic marine sedimentation. In this paper it is assumed that these faults are connected with the volcanic activity. During the lower Miocene the orogenic deformation of the Sudiberian Paleomargin (External Betic Zones) are related to fracturation and volcanism, in coincidence with a major tectonic event, best known as Burdigalian Paroxysm (Hermes, 1985).

Key words: *Volcanoclastic rocks, Lower Miocene, Subbetic Zone, Betic Cordillera.*

* Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Alicante. Apartado de Correos 99. Alicante.

Introducción

Uno de los rasgos de los materiales del Mioceno inferior que se depositaron tanto sobre la Zona Subbética como sobre las Zonas Internas es la presencia de rocas volcanoclásticas, habitualmente conocidas como tufitas. En la Zona Subbética fueron descritas por primera vez en el sector de Vélez Blanco (Almería) por De Clercq *et al.* (1975). En las Zonas Internas la primera referencia es en el sector de la Viñuela (Málaga) por Boulin *et al.* (1973). Merece también señalar que en los sondeos 123 y 372 del DSDP, ambos situados al norte de las Baleares, se registraron rocas volcanoclásticas similares, descritas por Ryan y Hsü (1973) y Hsü y Montadert (1975). En todos estos casos, las rocas volcanoclásticas se encuentran asociadas a depósitos marinos pelágicos, generalmente con facies gravitacionales (brechas y turbiditas) y silexitas. La posición cronostratigráfica coincide para todos los casos en el

Burdigaliense inferior (zona de *G. subquadratus*). Según Hermes (1985) y Martín Algarra (1987) en el Burdigaliense inferior tuvo lugar el climax de una fase tectónica, conocido como Paroxismo Burdigaliense, responsable, entre otros efectos, de la deformación de las Zonas Externas por fallas de salto en dirección y cabalgamientos. En este contexto se produjo el evento volcánico al que se ha hecho referencia anteriormente.

Contexto geológico

La Cordillera Bética representa el elemento más occidental del conjunto de cadenas alpinas circummediterráneas. En ella se diferencian, fundamentalmente, las Zonas Internas, Zonas Externas y Cuencas Neógeno-Cuaternarias (fig. 1A). Las Zonas Internas (Bloque de Alborán, según Andrieux *et al.*, 1971) están formadas por varios complejos o

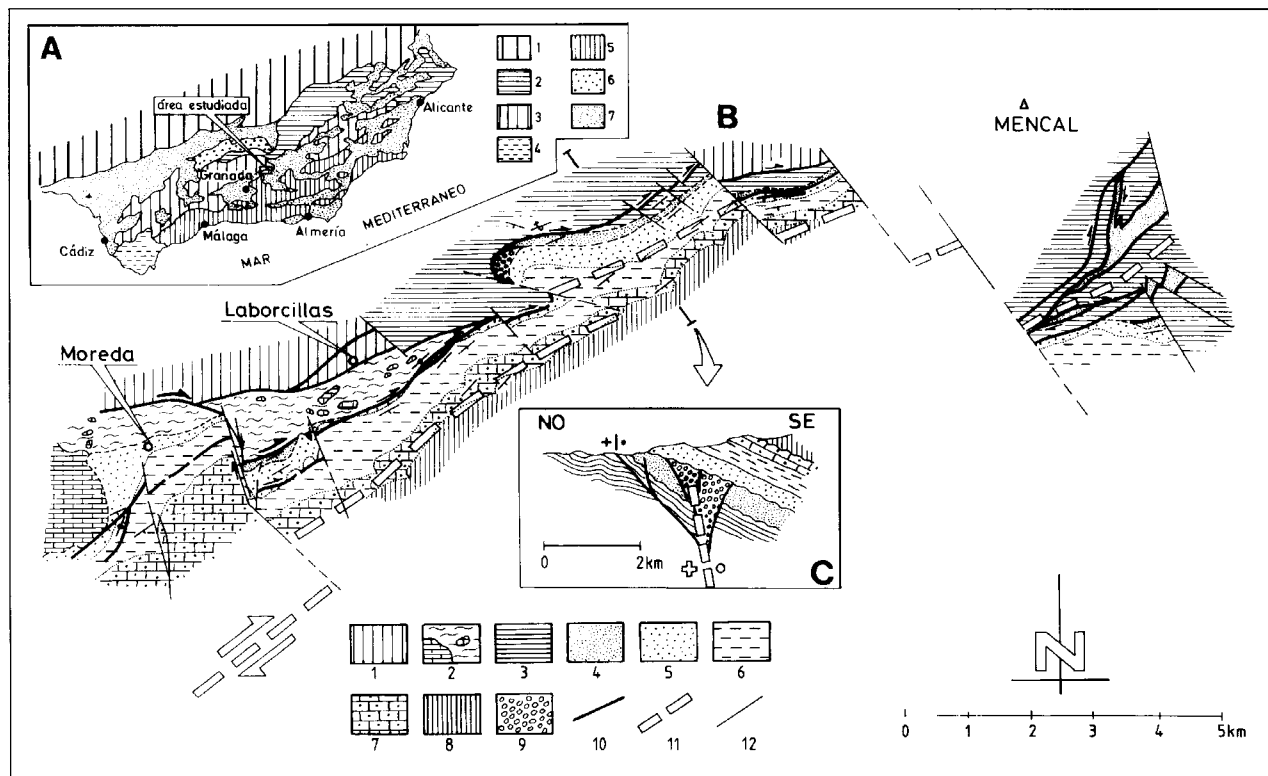


Fig. 1.—A) Localización del área estudiada en la Cordillera Bética. Leyenda: 1: Dominio Ibérico; 2: Prebético; 3: Subbético; 4: Complejo del Campo de Gibraltar; 5: Zonas Internas; 6: Olistostroma del Guadalquivir; 7: cuencas neógeno-cuaternarias. B) Esquema geológico simplificado del sector Río Fardes-Mencal, sin representar unidades cuaternarias. Leyenda: 1: depósitos marinos profundos (Cretácico); 2: olistostromas (Oligoceno-Burdigaliense inferior); 3: turbiditas (Eoceno-Aquitaniense inferior); 4: margas con turbiditas, silexitas y rocas volcanoclásticas (Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior); 5: calcarenitas y calciruditas bioclásticas (Burdigaliense superior); 6: turbiditas (Langhiense inferior); 7: calcarenitas bioclásticas (Langhiense superior); 8: margas (Serravalliense inferior y medio); 9: arcillas y cuarciaarenitas del Complejo del Campo de Gibraltar (Burdigaliense inferior); 10: fallas de salto en dirección de edad Burdigaliense inferior; 11: trazado de la zona de deformación principal de edad Burdigaliense inferior, en gran parte cubierta por unidades del Mioceno medio; 12: fracturas de edad Mioceno medio que disectan a las anteriores. C) Corte geológico transversal al área estudiada; leyenda igual que B.

unidades superpuestas tectónicamente que, de abajo a arriba son: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. Orlando en gran parte de la cordillera a las Zonas Internas se sitúa el Complejo del Campo de Gibraltar. Al norte tanto de las Zonas Internas como del Complejo del Campo de Gibraltar se encuentran las Zonas Externas (Paleomargen Sudibérico, según Comas y García Dueñas, 1988), en las cuales se diferencian tres subdominios principales: Prebético (al norte), Unidades Intermedias y Subbético (al sur). Estos están separados por superficies de cabalgamiento vergentes hacia el norte. En cuanto a las cuencas neógeno-cuaternarias, hay que destacar al norte de la Cordillera la Cuenca del Guadalquivir, en el interior las cuencas intramontañosas (Ronda, Granada y Guadix-Baza, entre otras), y al sur las cuencas del borde mediterráneo (Málaga, Níjar-Carboneras, Segura, entre otras).

La principal etapa de estructuración de las Zonas Externas tiene lugar en el Burdigaliense (Hermes, 1985; Martín Algarra, 1987), quienes definieron un evento tectónico mayor conocido como Paroxismo Burdigaliense. En esta etapa se produce el acercamiento de las Zonas Internas, la completa desarticulación del geosinclinal y la configuración estructural de la Cordillera Bética como un orógeno *s. str.* El resultado final de este proceso fue la surrección y emersión local de las Zonas Internas y de las Zonas Externas, generándose en estas últimas grandes pliegues y cabalgamientos de vergencia hacia el N y NW y fallas transpresivas dextrales.

En el área estudiada (fig. 1B) están representadas unidades de la Zona Subbética (García Dueñas, 1967; Comas, 1978) en concreto del Subbético Interno (Sierra Arana) y del Subbético Medio (Montes Orientales y Mencil). Ambos representan los dominios paleogeográficos más meridionales de las zonas Externas, cuya evolución se inició en el Trías y terminó en el Mioceno inferior. Sobre los últimos materiales depositados en el Subbético se encuentran las Unidades Neógenas Marinas (Soria, 1993), que se inician temporalmente en el tránsito Aquitaniense-Burdigaliense. Estas comenzaron su evolución tras el Paroxismo Burdigaliense y la consecuente desarticulación del Paleomargen Sudibérico. Dicho paroxismo provocó un importante cambio paleogeográfico en el Paleomargen Sudibérico, y se formó entonces el Estrecho Norbético (ancestral conexión entre los dominios marinos Atlántico y Mediterráneo al norte de relieves emergidos de las Zonas Internas y Zonas Externas). El presente trabajo se centra en los primeros materiales depositados en el Estrecho Norbético, que registraron en condiciones marinas profundas la actuación de

fracturas de desgarre relacionadas con el Paroxismo Burdigaliense.

Estratigrafía de los depósitos del Mioceno inferior

La aplicación de la estratigrafía secuencial a los materiales del Mioceno inferior representados en el área estudiada ha permitido definir dos unidades limitadas por discontinuidades, establecidas por Soria (1993) como secuencias deposicionales (*sensu* Mitchum *et al.*, 1977). La más antigua (SD-I según Soria, 1993), datada mediante foraminíferos planctónicos como Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior, es la que presenta una asociación de facies marinas profundas con rocas volcanoclásticas (fig. 2). El límite inferior de esta unidad es una discontinuidad estratigráfica (paraconformidad), bajo la cual se encuentran los materiales terminales del Subbético Medio, representados por depósitos turbidíticos marinos profundos (Formación Cañada; Comas, 1978). El límite superior es otra discontinuidad estratigráfica (superficie de discordancia) sobre la que se superpone la SD-II, de edad Burdigaliense superior-Langhiense, representada por depósitos de plataforma marina somera (Formación Moreda; Comas, 1978).

La SD-I, sobre la que se centra el presente trabajo, está constituida por una sucesión mayoritariamente margosa, de potencia variable entre 30 y 70 m, en la que se intercalan turbiditas, silexitas y rocas volcanoclásticas (fig. 2). Las margas, como litofacies dominante, son de color blanco, gris o verde, con laminación horizontal de escala milimétrica frecuentemente no visible por el intenso grado de trituración y esquistosidad que presentan. Un rasgo significativo de estas facies es la gran abundancia de organismos planctónicos, en especial foraminíferos y en menor grado radiolarios y diatomeas. Eventualmente aparecen intercalaciones de areniscas turbidíticas, que se presentan como niveles de 10 a 30 cm de potencia con secuencias de Bouma Ta-b, Tb y Tc, a cuya base son frecuentes ichnofacies de *zoophycus*. En secciones de lámina delgada se caracterizan como calcarenitas de tamaño de grano fino, con predominio de bioclastos (foraminíferos bentónicos y algas rojas) en relación con litoclastos (fragmentos de rocas carbonáticas subbéticas). El ambiente deposicional de la Secuencia Depositional-I ha sido interpretado por Soria (1993) como de transición entre talud y llanura submarina, con un predominio de depósitos pelágicos margosos y silíceos frente a esporádicas vertidas turbidíticas de carácter distal. Asociadas a las tur-

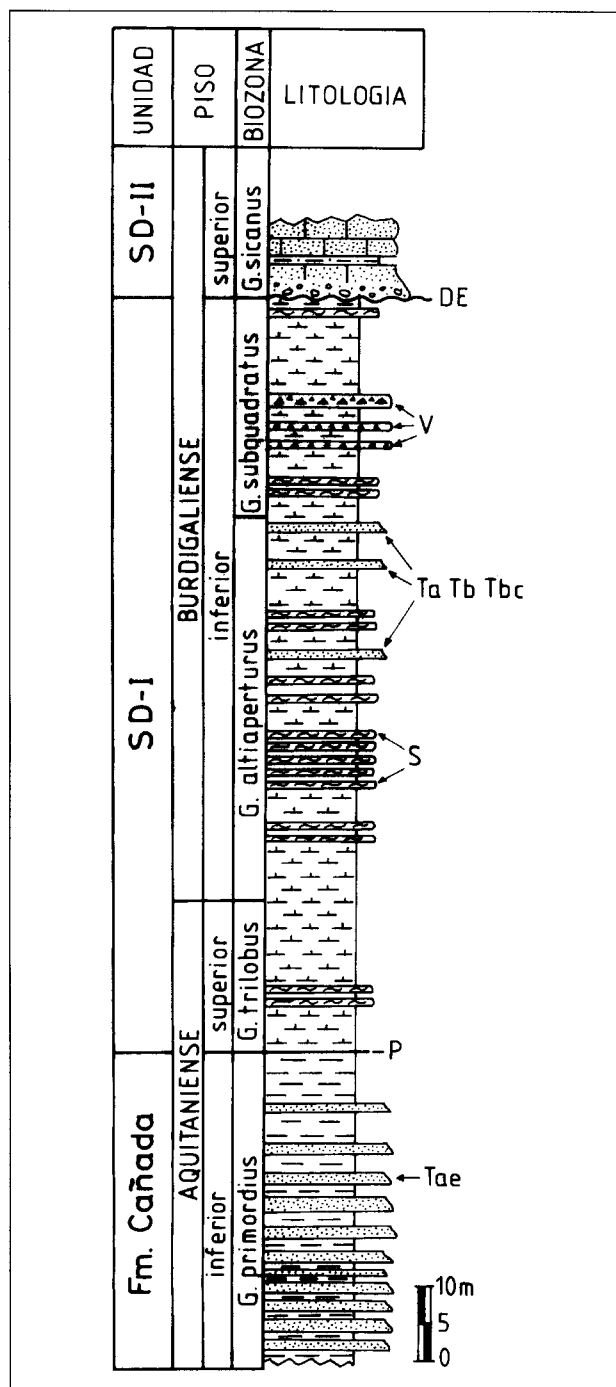


Fig. 2.—Sucesión estratigráfica de los materiales de edad Mioceno inferior representados en el sector Río Fardes-Mencal. DE: discordancia erosiva; P: paraconformidad; V: rocas volcanoclasticas; S: silexitas; Tae: turbiditas con secuencias de Bouma completas; Ta, Tb, Tbc: turbiditas con secuencias de Bouma incompletas o truncadas.

biditas y silexitas dentro de las margas están las rocas volcanoclasticas, que serán descritas a continuación.

Rocas volcanoclasticas

Se encuentran en la parte superior de la Secuencia Depositional-I, intercaladas en margas ricas en foraminíferos planctónicos, que han permitido determinar su edad como Burdigaliense inferior, biozona de *G. subquadratus* (fig. 2). Aparecen en bancos de 2 a 25 cm de espesor y de continuidad lateral muy reducida. En base a su composición y tamaño de grano se pueden diferenciar dos tipos principales, que serán descritos a continuación.

Areniscas vítricas y feldespáticas

Son rocas detríticas de tamaño de grano arena, poco clasificadas, donde los valores extremos del diámetro de las partículas están comprendidos entre 3 y 0,2 mm. Se presentan en los estratos de mayor espesor. Muestran pocas estructuras sedimentarias, únicamente laminación paralela y secuencias grano-crecientes de escala centimétrica. Los componentes clásticos mayoritarios (fig. 3A) son fragmentos de vidrio volcánico o vitroclastos (22 %) y feldespatos alcalinos (20 %), que se encuentran cementados por calcita espática (54 %). El resto de los componentes minerales son plagioclasas (2 %) y otros más de carácter minoritario (menos del 1 %) como titanita, circón, apatito, menas metálicas y clorita. Interesa señalar la presencia, si bien en contenidos muy bajos (1 % como máximo), de foraminíferos planctónicos y litoclastos carbonáticos (fig 4A y C) acompañando a los clastos de minerales antes descritos. A continuación se presentan los resultados del análisis de los componentes clásticos mayoritarios de las rocas volcanoclasticas.

Vitroclastos. Su tamaño varía entre 1,6 y 0,01 mm. Morfológicamente muestran las típicas formas en «Y» descritas por Riviere (1988), características de vesículas fragmentadas (fig. 4D). Los fragmentos de vidrio presentan las vesículas con morfología esférica (fig. 4D) y cilíndrica (fig. 4E). Como caso más general el vidrio es incoloro, con mediano grado de transparencia y sin evidencias de alteración. La composición mineralógica media es: 36 % de cuarzo, 23 % de ortosa y 41 % de albita. La composición química es la siguiente: 85 % de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ y 15 % de FeO (fig. 6) (datos obtenidos a partir de análisis por energía dispersiva y fluorescencia de RX)

Feldespatos alcalinos. Su tamaño varía entre 3 y 0,02 mm. Los cristales con mejor estado de conservación presentan una morfología subhédrica (fig. 4B y F), que corresponde siempre a los elementos de mayor tamaño. Los elementos de menores proporciones son fragmentos angulosos origina-

dos por la fracturación de los anteriores. Los feldespatos alcalinos son, en su gran mayoría, incoloros y muy transparentes, y de forma ocasional quedan restos de vidrio adosados a los cristales. Su composición está comprendida entre Or₇₅ y Or₅₅ (fig. 6), lo que permite clasificarlos como una sanidina, fase volcánica o de alta temperatura coherente con la aparición de vidrio asociado a estos feldespatos.

Plagioclasas. Su tamaño es siempre menor que el de los feldespatos alcalinos, si bien su morfología, color y transparencia es similar a ellos. La composición dentro de la serie albita-anortita está comprendida entre Ab₇₅ y Ab₅₀ (fig. 6), que coincide con los términos más cálcicos de la oligoclasa y con la andesina. El análisis óptico indica que son fases de alta temperatura, en coincidencia con el origen volcánico previamente deducido para la roca por la existencia de vitroclastos y sanidina.

Limolitas vítricas

Son rocas detríticas bien clasificadas con un tamaño de grano dominante de 0,1 mm. Se presentan en los estratos de menor potencia, donde únicamente aparece laminación horizontal. Los componentes clásticos mayoritarios son fragmentos de vesículas de vidrio, que representan el 85 % del total de la roca (fig. 3B). El porcentaje restante está constituido por cemento de calcita espática (13 %) y foraminíferos planctónicos y diatomeas (2 %); el lodo micrítico se presenta en porcentajes despreciables. En estas facies el dominio volumétrico corresponde a fragmentos de vidrio de pequeño tamaño y morfología

acicular (fig. 5A), resultado de la fragmentación de vesículas de paredes delgadas. Más puntualmente aparecen vesículas de vidrio completas (no fragmentadas) de morfología esférica (fig. 5B, E y F), rellenas de agua con burbujas de gas. Acompañando a los anteriores componentes se presentan foraminíferos planctónicos y diatomeas (fig. 5B, C y D). El espesor de las paredes de las vesículas de vidrio es menor que el de los vitroclastos presentes en las facies de areniscas vítricas y feldespáticas antes descritas; sin embargo la composición química y mineralógica es similar. Como rasgo excepcional se presentan algunos grandes fragmentos de vidrio incoloro y transparente no vesiculado con una característica fractura concoide (fig. 5G).

Clasificación y naturaleza de las rocas volcanoclásticas

Ambos tipos de rocas volcanoclásticas (areniscas vítricas y feldespáticas, y limolitas vítricas) pueden ser clasificadas con diferente criterio de nomenclatura. Desde el punto de vista litológico pueden identificarse con el término toba, que sería según las clasificaciones de Fisher (1961 y 1967) y de Colombo y Martí (1989) el equivalente litificado de un depósito piroclástico de tamaño de grano ceniza (menor de 2 mm). Desde el punto de su medio de emplazamiento pueden denominarse como hialoclastitas, término que se aplica a los productos de un volcanismo fragmental que directamente, tras su emisión, entran en contacto con el agua (Tucker, 1991). Esta última denominación

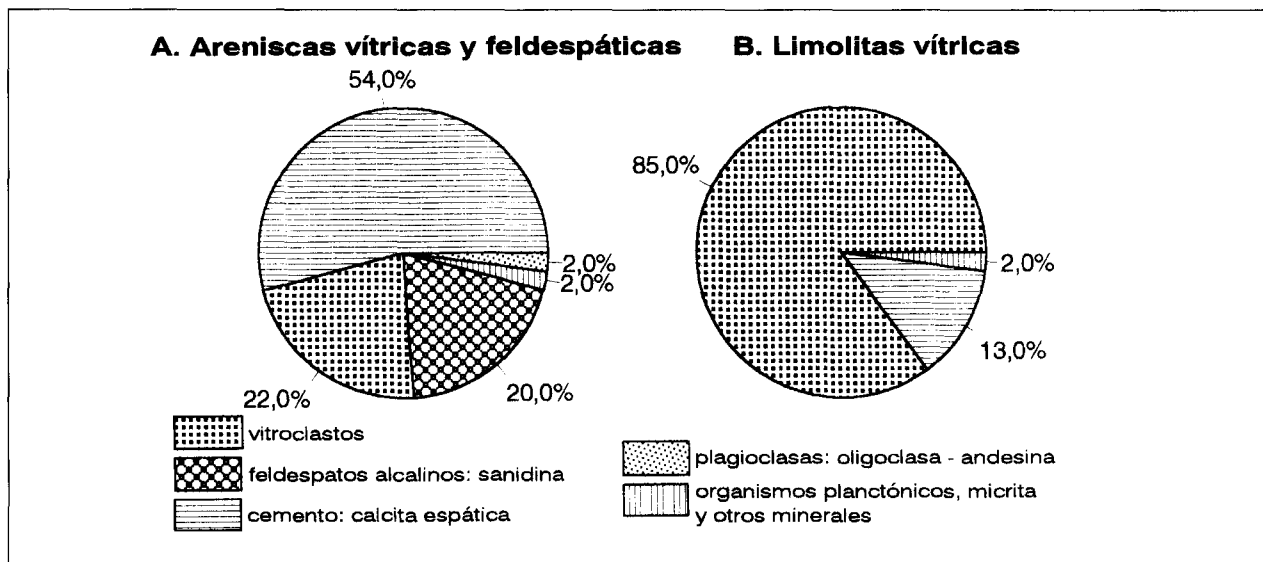


Fig. 3.—Composición litológica de los dos tipos de rocas volcanoclásticas.

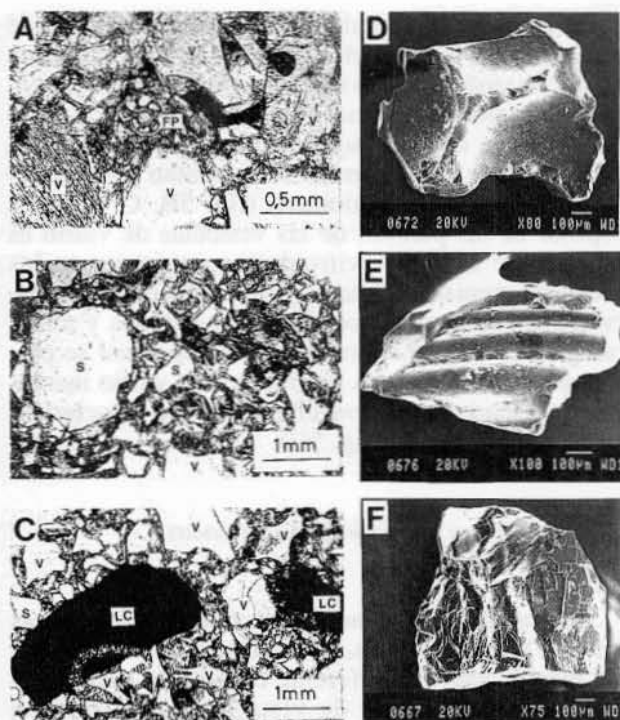


Fig. 4.—Microfacies de las areniscas vítricas y feldespáticas. A), B) y C) fotografías con microscopio óptico (nícoles paralelos) donde se muestran los rasgos texturales y los componentes clásticos más significativos. V: diferentes tipos morfológicos de vitroclastos; FP: foraminíferos planctónicos; S: cristales subhédricos de feldespatos alcalinos (sanidina); LC: litoclastos carbonáticos. D) vitroclasto con vesículas esféricas. E) vitroclasto con vesículas cilíndricas. F) cristal subhédrico de sanidina.

obliga a considerar un volcanismo submarino, hecho demostrado por la presencia de foraminíferos planctónicos incorporados a los piroclastos de la roca.

Si se considera la relación entre elementos pelágicos (lodo micrítico y organismos planctónicos, excluyendo el cemento de calcita espática) y piroclastos (vitroclastos y feldespatos) puede definirse el grado de dispersión de las rocas volcanoclásticas. Para los dos tipos de rocas volcanoclásticas descritas (areniscas vítricas y feldespáticas y limolitas vítricas) este parámetro toma valores máximos de 0,02, hecho que indica una dispersión muy baja de los piroclastos entre los depósitos pelágicos. Este aspecto es interesante para establecer la proximidad de la acumulación de piroclastos respecto al foco de emisión volcánica.

A partir de la composición química de las diferentes fases minerales de la roca (vidrios y feldespatos) puede deducirse que las emisiones volcánicas provienen de un magma ácido, de carácter calcoalcalino-riodacítico. El elevado contenido en

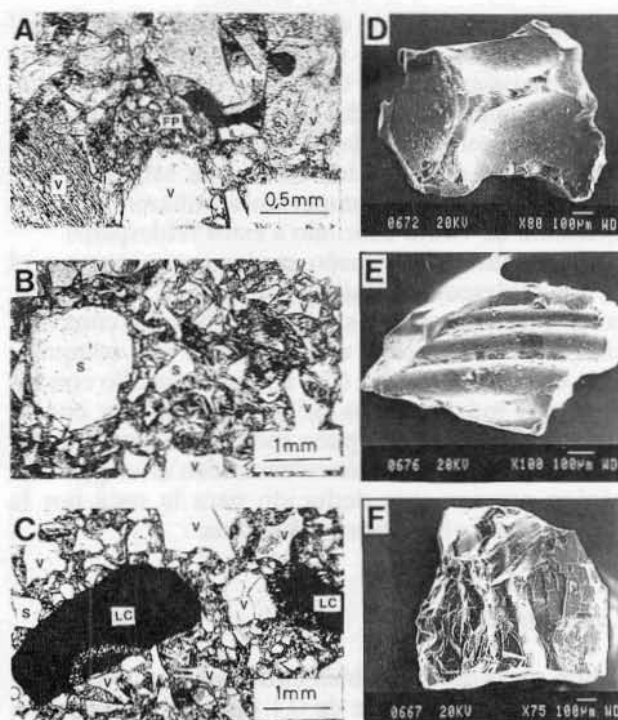


Fig. 5.—Microfacies de las limolitas vítricas. A), B), C) y D) fotografías con microscopio óptico (nícoles paralelos) donde se muestra el predominio de vitroclastos de pequeño tamaño y morfología acicular resultado de la fragmentación de vesículas de vidrio de paredes delgadas; ocasionalmente aparecen vesículas de vidrio completas (VV), foraminíferos planctónicos (FP) y diatomeas (DT). E) Vitroclasto con vesícula esférica fragmentada. F) Vitroclasto con dos vesículas completas (aunque no se observa en la fotografía de M. E. B., estas vesículas están rellenas de agua con burbujas de gas). G) Vitroclasto no vesiculado con fractura concoide.

cemento de calcita dentro de estas rocas fragmentales indica que el depósito piroclástico presentó una gran porosidad original, como corresponde a una acumulación relativamente rápida de partículas detríticas, que superó en velocidad a la deposición de lodo micrítico pelágico. El carácter fuertemente vesiculado de los vidrios indica que el contenido en volátiles del magma fue alto, hecho que lleva a suponer una gran liberación de fluidos durante el proceso volcánico submarino. Aun sin ser concluyente, se plantea que las silexitas que acompañan a las rocas volcanoclásticas se formaron por un anómalo enriquecimiento de sílice disuelta en el agua, cuyo origen puede encontrarse en las propias emisiones volcánicas. Sobre este aspecto, no unánimemente aceptado, Wezel (1976) presentó una interpretación similar, para explicar otras asociaciones de rocas volcánicas y silexitas del Mioceno inferior en el ámbito del Mediterráneo occidental.

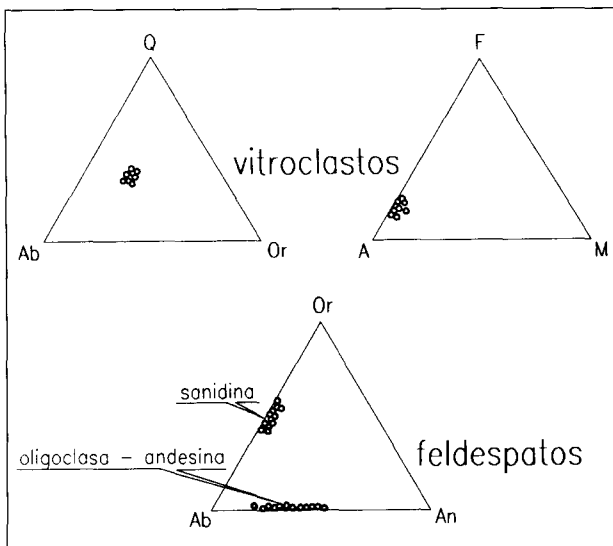


Fig. 6.—Diagramas composicionales de los dos tipos de piroclastos principales de las rocas volcanoclasticas: vitroclastos y feldespatos.

Contexto tectónico

Uno de los rasgos estructurales más característicos del área estudiada es la presencia de fallas de salto en dirección dextrales de orientación media N70°E (fig. 1B y C). Estas fracturas recibieron la denominación local de fallas de Piñar y del Fardes (Comas, 1978) y fueron recogidas dentro de una estructura regional conocida como Accidente Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983). Posteriormente, Soria (1993) y Soria *et al.* (1992), haciendo referencia a su significado paleogeográfico, les aplicaron la denominación de Accidente Intrasubbético.

Este conjunto de fallas forman un denso y complejo haz de fracturas trenzadas cuya dirección varía entre N70°E y N50°E. Los planos de falla son muy variables en su inclinación; por lo general se presentan verticales o con fuertes buzamientos en ambos sentidos. Las estrías y los desplazamientos relativos de estratos afectados por las fracturas indican un sentido de movimiento dextral. Asociadas a los planos principales se presentan rocas de falla con bloques métricos rotados en sentido antihorario. La intensidad y naturaleza de la deformación varía en función de la litología; así se observa que sobre rocas competentes aparecen planos de fractura netos que pueden seguirse con claridad en su recorrido. Al contrario, sobre rocas plásticas la deformación se manifiesta por la aparición de esquistosidad y trituration a escala centimétrica, similar a la que presen-

ta la «argille scagliose» del Plioceno intra-apenínico de Bolonia (Fesce y Pini, 1987).

El conjunto de fallas de salto en dirección dextrales afecta a materiales de diferente edad, especialmente a todos los anteriores al Burdigaliense superior. En unos casos su trazado cartográfico se observa dentro de unidades del Subbético Medio, limitando materiales del Trías, Cretácico y Paleógeno. En otros, separa las unidades subbéticas de las unidades afines al Complejo del Campo de Gibraltar, y a estas últimas de la SD-I (unidad neógena más baja en edad: Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior). Como hecho más significativo conviene señalar que en la mayor parte de la región estudiada estas fallas deforman intensamente a la Secuencia Depositional-I, y que están selladas por los materiales basales de la Secuencia Depositional-II (Burdigaliense superior). Este último aspecto es interesante para acotar su actuación principal en el Burdigaliense inferior. Tan sólo en puntos muy localizados se observan disectados los materiales del Burdigaliense inferior-Langhiense inferior de la SD-II, hecho que indica que hubo una segunda fase de actuación ligeramente posterior.

De acuerdo con esos datos puede deducirse que el sistema de fracturas de salto en dirección actuó en dos fases. Una primera durante el Burdigaliense inferior, en coincidencia con el Paroxismo Burdigaliense (Hermes, 1985; Martín Algarra, 1987). En ésta tiene lugar la principal deformación de todas las unidades depositadas hasta el Burdigaliense inferior inclusive. Los depósitos basales de la SD-II (de edad Burdigaliense superior) posdatan el movimiento de las fracturas. La segunda fase de actuación tuvo lugar a mediados del Langhiense, momento en el que quedan disectados y ligeramente deformados los materiales del Burdigaliense superior y Langhiense inferior de la SD-II. Esta segunda fase, conocida como «intranlanghiense» (Soria, 1993), presenta evidencias de menor intensidad respecto a la primera. Su manifestación principal fue el rejuego de algunos segmentos del sistema de fracturas previamente generadas durante el Paroxismo Burdigaliense.

Relación de la tectónica, sedimentación y volcanismo

Como se ha indicado, los materiales marinos pelágicos de la SD-I donde aparecen las silixitas y rocas volcanoclasticas se presentan intensamente deformados por el sistema de fracturas de salto en dirección N70°E descritas en el apartado anterior, cuya edad de actuación principal quedó acotada en el Burdigaliense inferior. Un rasgo característico de

esta secuencia es la fuerte variación de potencia en corto espacio de unos puntos a otros, hecho que se interpreta como el resultado de subsidencias más acentuadas, controladas por la tectónica, en determinados sectores de la cuenca. De otro lado, tal como se comentó al tratar la naturaleza de las rocas volcanoclásticas, el bajo grado de dispersión de los productos volcánicos (piroclastos) en los sedimentos pelágicos indica que el foco de emisión volcánica debió situarse muy próximo al lugar de emplazamiento de las mismas; en consecuencia puede deducirse que el volcanismo tuvo lugar en la misma posición que actuaron las fallas antes descritas. La incorporación de organismos planctónicos (foraminíferos y diatomeas) a los piroclastos, conjuntamente con la clara disposición estratificada de las rocas volcanoclásticas en el seno de los depósitos pelágicos, son los principales argumentos para sostener que el volcanismo se produjo en condiciones submarinas. Todo ello apunta hacia la actuación contemporánea del sistema de fallas de salto en dirección con las emisiones volcánicas y con la sedimentación de la SD-I. La actividad de las fallas presentó su máxima expresión en el Burdigaliense inferior, momento en el que se produce un volcanismo fragmental a favor de éstas en las partes más profundas de una cuenca marina con sedimentación pelágica dominante y eventuales vertidas turbidídicas (fig. 7).

La actividad sinsedimentaria de fallas de salto en dirección y la aparición de emisiones volcánicas en condiciones pelágicas profundas durante el Burdigaliense inferior es una característica anómala en la evolución geodinámica del área estudiada, que guarda una estrecha relación con los procesos orogénicos que condujeron a la desarticulación del Paleomargen Sudibérico.

Para ilustrar el significado del evento volcánico en la historia geodinámica del área estudiada, a continuación se esbozará la evolución de la misma durante el Mioceno inferior (según Soria, 1993) (fig. 8):

a) Aquitaniense inferior: últimos depósitos turbidíticos (Formación Cañada; Comas, 1978) en el Subbético Medio, que representa el dominio más profundo y subsidente del Paleomargen Sudibérico durante el Mioceno inferior.

b) Aquitaniense superior: caída del nivel del mar y retracción de los sistemas turbidíticos anteriores; inicio de la sedimentación en el Estrecho Norbético (Secuencia Depositional-I) con depósitos silíceos, presumiblemente relacionados con emisiones de fluidos a favor de fracturas incipientes.

c) Burdigaliense inferior: Paroxismo Burdigaliense. Actuación sinsedimentaria del sistema de fallas de salto en dirección N70°E, a favor de las

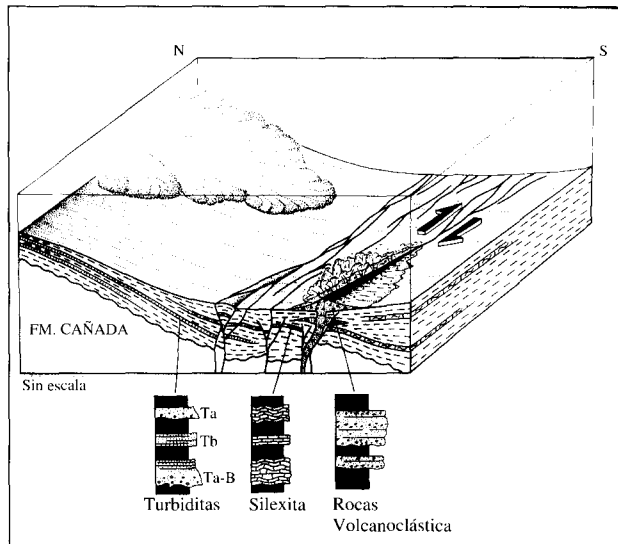


Fig. 7.—Interpretación sedimentaria de la Secuencia Depositional-I. Emisiones volcánicas fragmentales a favor de fracturas de salto en dirección contemporáneas a la sedimentación pelágica con sillexitas y turbiditas.

cuales se produce el volcanismo fragmental y variaciones locales de subsidencia con cambios de espesor en la SD-I.

d) Burdigaliense inferior parte alta: resultado final del Paroxismo Burdigaliense; movimiento principal de las fallas de salto en dirección que da lugar a la deformación de la SD-I, traslación tectónica de unidades subbéticas y a la colocación definitiva de los materiales alóctonos del Complejo del Campo de Gibraltar (Soria *et al.*, 1992 y 1994).

e) Burdigaliense superior: caída del nivel del mar y depósito discordante de la Secuencia Depositional-II sobre las unidades previamente deformadas; implantación de condiciones de plataforma marina somera en el sector correspondiente al área estudiada del Estrecho Norbético.

Conclusiones

Las rocas volcanoclásticas que han sido descritas se encuentran en la primera unidad neógena *s. str.* (SD-I) depositada sobre el Subbético Medio del sector central de la Cordillera Bética. Tales rocas volcanoclásticas se encuentran asociadas a margas ricas en foraminíferos planctónicos y sillexitas, hecho que indica que su depósito se produjo en condiciones marinas pelágicas. A partir del análisis petrológico se deduce que son resultado de emisiones fragmentales de magmas

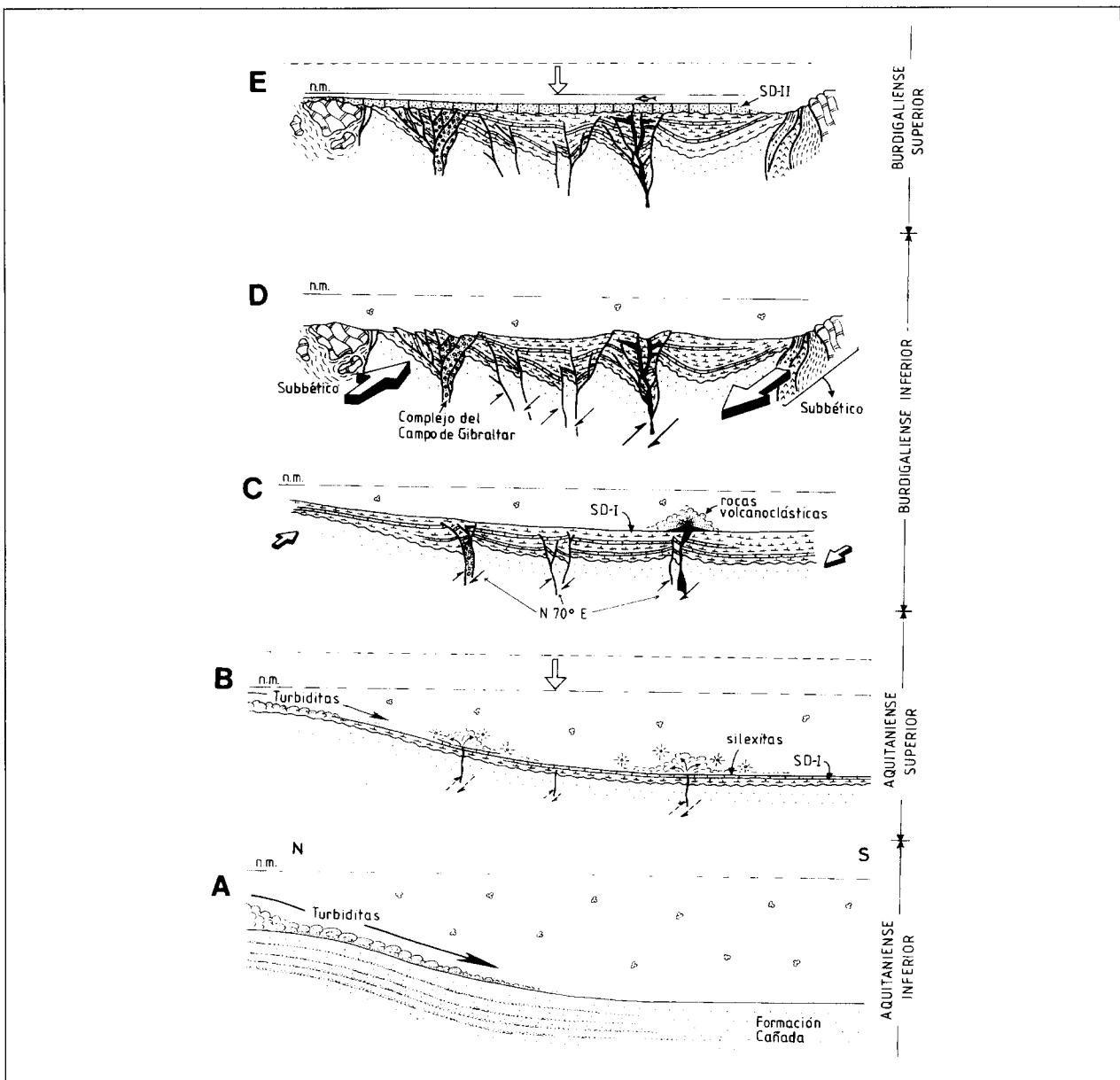


Fig. 8.—Evolución geodinámica del área estudiada durante el Mioceno inferior, donde se muestra la situación anterior y posterior al evento volcánico (explicación en el texto).

riodacíticos. La edad de las rocas volcanoclásticas queda establecida por foraminíferos planctónicos como Burdigaliense inferior (biozona de *G. subquadratus*).

La existencia de fallas N70°E de salto en dirección dextrales que actuaron durante el Burdigaliense inferior, contemporáneas a la sedimentación pelágica que acompaña a las rocas volcanoclásticas, apoya la interpretación de un volcanismo fragmental asociado a tales fracturas.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Sanz de Galdeano (CSIC-Universidad de Granada) la lectura crítica del manuscrito original y las numerosas sugerencias aportadas.

Referencias

Andrieux, J., Fontboté, J. M., y Mattauer, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar, *Bull. Soc. Géol. France* (7), 15, 115-118.

- Boulin, J., Bourgeois, J., Chauve, P., Durand Delga, M., Mathis, V., Peyre, Y., Riviere, M., y Vera, J. A. (1973). Age Miocène inférieur de la formation de La Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (Province de Málaga, Espagne), *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276, 1245-1248.
- Colombo, F. y Martí, J. (1989). Depósitos volcano-sedimentarios, en A. Arche (ed.), *Sedimentología. Nuevas tendencias*, Ed. CSIC, Madrid, 1, 271-345.
- Comas, M. C. (1978). *Sobre la Geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía)*, tesis doctoral, Universidad de Bilbao, 323 págs.
- Comas, M. C. y García Dueñas, V. (1988). Evolución de un segmento del Paleomargen Sudibérico, *II Congreso Geológico de España. Guía de campo de la excursión B-3*, 73 págs.
- De Clercq, S. W. G., Smit, J., y Wenstra, E. (1975). A marine tuffaceous sediment in the lower Miocene of the Vélez Blanco-Lorca region, Southeastern Spain, *GUA Papers of Geology*, Amsterdam, 1, n.º 7, 105-114.
- Fesce, A. M. y Pini, G. A. (1987). Analisi mesoscopiche sui terreni caotici (Argille Scagliose) e sul Pliocene intrappenninico del Bolognese, *Acta Naturalia de l'«Ateneo Parmense»*, 23, 211-218.
- Fisher, R. V. (1961). Proposed classification of volcano-clastic sediments and rocks, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 1409-1414.
- Fisher, R. V. (1967). Rocks composed of volcanic fragments and their classification, *Earth Sci. Rev.*, 1, 287-198.
- García Dueñas, V. (1967). *La Zona Subbética al N de Granada*, tesis doctoral, Univ. de Granada, 417 págs.
- Hermes, J. J. (1985). Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional), *Estudios Geol.*, 41, 157-176.
- Hsü, K. J. y Montadert, L. (1975). Site 372: Menorca Rise, *Init. Rep. DSDP*, 42, parte 1, 59-150.
- Martín Algarra, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*, tesis doctoral, Univ. de Granada, 1, 171 págs.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R., y Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, en C. H. Payton (ed.), *Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration*, AAPG Men., 26, 53-62.
- Riviere, M. (1988). *Sédimentologie et géochimie des formations du Miocène inférieur des Bétides et des Maghrébides. Implications paléogéographiques*, tesis doctoral, Univ. de Paris-Orsay, 388 págs.
- Ryan, W. B. F. y Hsü, K. J. (1973). Valencia basement ridge-Site 123, *Init. Rep. DSDP*, 13, parte 1, 111-132.
- Sanz de Galdeano, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas, *Estudios Geol.*, 39, 157-165.
- Soria, J. M. (1993). *La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el Río Guadiana Menor. Evolución desde un margen continental hasta una cuenca intramontañosa*, tesis doctoral, Univ. de Granada, 292 págs.
- Soria, J. M., Estévez, A., y Rodríguez Pérez, M. (1994). Materiales afines al Complejo del Campo de Gibraltar en el sector oeste del Mencal (Cordillera Bética Central), *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 105-112.
- Soria, J. M., Estévez, A., y Serrano, F. (1992). Silixites et roches volcanoclastiques burdigaliennes de la Zone Subbétique centrale (région du Río Fardes-Mencal, Espagne meridionale). Signification géodynamique, *C.R. Ac. Sci. Paris*, 314, II, 1219-1226.
- Tucker, M. E. (1991). *Sedimentary Petrology*, Blackweel, Oxford, 260 págs.
- Wezel, F. C. (1976). Widespread manifestations of Oligocene-Lower Miocene volcanism around Western Mediterranean, en B. Biju Duval y L. Montadert (ed.), *Structural history of the Mediterranean basins*, Technip, París, 287-302.

Recibido el 16 de septiembre de 1994

Aceptado el 22 de diciembre de 1994