

UN MODELO GEODINAMICO PARA EL VOLCANISMO NEOGENO DEL SURESTE IBERICO

C. Martín Escorza* y J. López Ruiz*

RESUMEN

La naturaleza y la distribución espacial de las rocas volcánicas neógenas del sureste ibérico, con respecto a la megaestructura que representa la Falla de Palomares (FP), sugieren que aquellas se han generado por un mecanismo de fractura y deslizamiento, semejante al propuesto experimentalmente por Moss y Gupta (1982).

De acuerdo con este modelo, el volcanismo de esta región, está relacionado con un episodio dextral frágil de la FP, que se ha desarrollado en tres fases. En una 1.^a fase se produce un deslizamiento dextral a través del plano de la FP, con una inmersión de unos 20° hacia el S, que da lugar a la generación de las rocas calco-alcalinas del sector de Cabo de Gata y a las calco-alcalinas potásicas y shoshoníticas del sector de Mazarrón-Cartagena. En una 2.^a fase, de características semejantes a la anterior, pero con movimiento horizontal, se originan nuevas erupciones volcánicas en el sector de Cabo de Gata, actualmente erosionadas, y las rocas más tardías del sector de Mazarrón-Cartagena. Finalmente, durante la 3.^a fase, de intensidad muy reducida, se originan las rocas shoshoníticas y ultrapotásicas del área de Vera.

Palabras clave: *Volcanismo, Falla en dirección, SE Iberia.*

ABSTRACT

The chemical composition of the Neogene volcanic rocks from SE Iberia, and its geographic distribution in relation to the Palomares megafault (PF), suggests that this volcanism has been generated by a mechanism as the experimentally proposed by Moss and Gupta (1982).

According to this model, the volcanism of this area is related to a dextral brittle event of the PF. Three stages of evolution have been identified in this event. The first stage produces a dextral strike slip along the PF plane with a plunge of 20°, which generates the calc-alkaline magmas from the Cabo de Gata sector and the high-K calc-alkaline and shoshonitic magmas from the Mazarrón-Cartagena sector. During the second stage, with similar tectonic features as the former but horizontal strike slip, it takes place a new volcanic activity in the Cabo de Gata sector, and the genesis of the younger rocks from Mazarrón-Cartagena sector. Lastly, the ultrapotassic and shoshonitic rocks from Vera are related to the third stage.

Key words: *Volcanism, sliding crack, wrench fault, SE Iberia.*

Introducción

Como otras áreas perimediterráneas, el borde ibérico ha sido afectado por un volcanismo intenso y complejo desde principios del Mioceno hasta una época reciente. La mayor parte de esta actividad se ha centrado en el E de las Cordilleras Béticas (región volcánica del Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena), en la terminación septentrional de la Cadena Costera-Catalana (región volcánica del Ampurdán-La Selva), y en el margen

oriental de los Pirineos (región volcánica de La Garrotxa). Este volcanismo es en buena parte coetáneo (fig. 1), como lo han puesto de manifiesto las determinaciones geocronológicas (K/Ar) llevadas a cabo (Donville, 1976; Bellón y Brousse, 1977; Nobel *et al.*, 1981; Bellón *et al.*, 1983; y Di Battistini *et al.*, 1987). Por el contrario, la naturaleza de los magmas generados en cada región es diferente. Así, mientras que en Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena aparecen rocas calco-alcalinas (CA), calco-alcalinas potásicas (CAK),

* Museo Nacional de Ciencias Naturales. C.S.I.C. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid

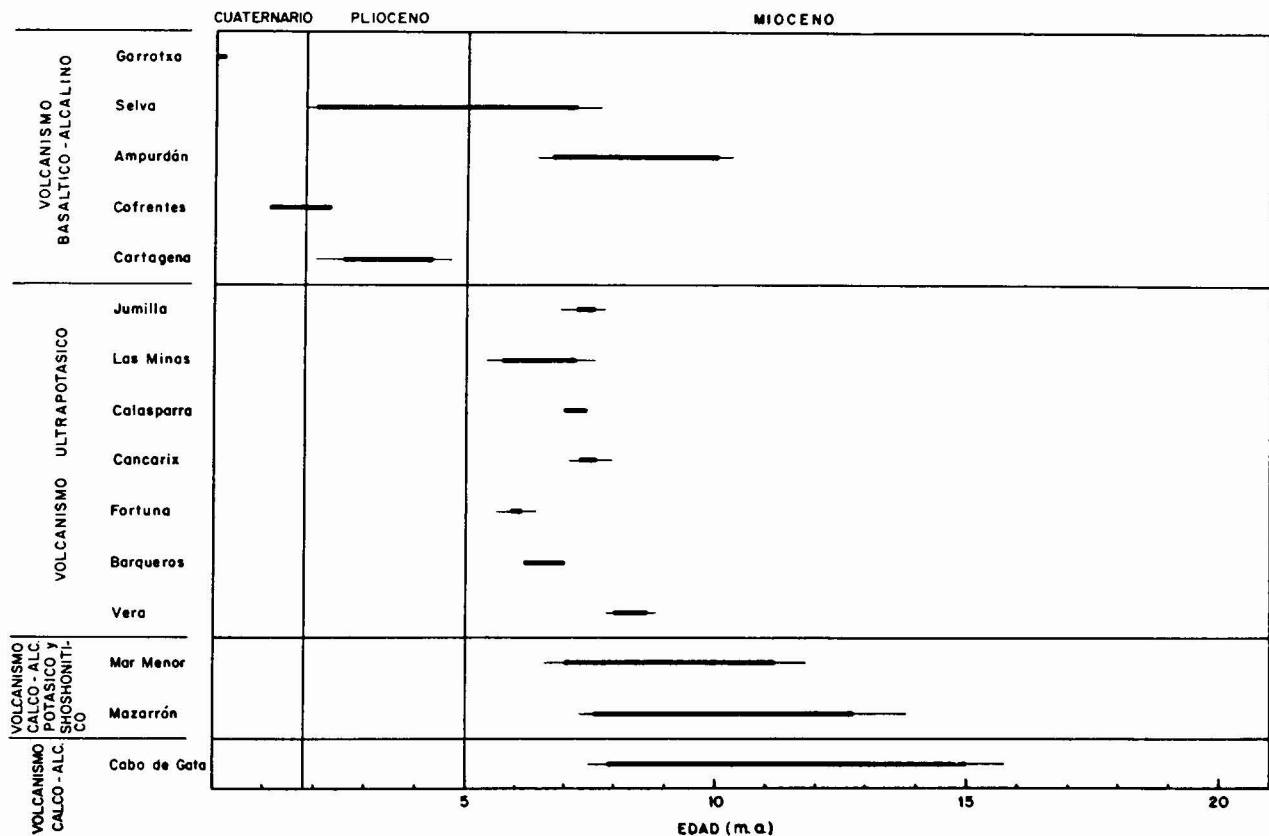


Fig. 1.—Edad de las diferentes series de rocas volcánicas del borde mediterráneo ibérico, según las determinaciones geocronológicas (K/Ar) de Donville (1976), Bellon y Brousse (1977), Nobel *et al.*, (1981) y Di Battistini *et al.* (1987).

shoshoníticas (SH), ultrapotásicas (UP) y basaltos alcalinos (BA) (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980), en Ampurdán-Selva-Garrotxa únicamente se han originado basaltos alcalinos (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1985).

Las rocas volcánicas de las regiones mediterráneas ibéricas han sido intensamente estudiadas en estos últimos años (ver por ejemplo, López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1980, 1985; Munksgaard, 1984; Hertogen *et al.*, 1985, 1988; López Ruiz *et al.*, 1986), por lo se conocen bien sus caracteres petrológicos y geoquímicos. Sin embargo, las relaciones entre el volcanismo y la tectónica siguen estando sometidas a debate, especialmente en la región de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena, donde todavía no existe consenso sobre la definición de las estructuras que han permitido la generación y el ascenso de los magmas.

En este trabajo se propone un nuevo modelo geodinámico para el volcanismo de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena, más acorde con los datos geológicos de este sector de las Cordilleras Béticas y con los caracteres geoquímicos que presentan las rocas volcánicas.

Modelos geodinámicos previos

El primer modelo geodinámico propuesto para el volcanismo de la región de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena (Araña y Vegas, 1974), estaba basado en el carácter calco-alcalino del mismo y en su distribución bandeada; admitía la existencia de una zona de Benioff durante el Mioceno, como consecuencia de la subducción de la placa Africana bajo la placa Ibérica. A su vez, la existencia en Marruecos de un volcanismo de la misma naturaleza y edad que el de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena, con polaridad composicional semejante, llevó a Delarrue y Brousse (1974) a considerar que en el N de Africa fue activa una zona de subducción durante el Mioceno superior, esta vez inclinada hacia el SE, por el hundimiento de la placa de Alborán bajo la de Africa.

La existencia de un proceso de subducción contemporáneo con el volcanismo, resulta difícil de aceptar con los datos geológicos disponibles (ver por ejemplo: Durand-Delga y Fontboté, 1980), que indican que fue antes, a finales del Oligoceno-Mioceno, cuando

tuvo lugar el momento más álgido de la colisión entre los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride-Maláguide. Por otra parte, algunos de los caracteres geoquímicos que exhiben las rocas calco-alcalinas y asociadas (como, por ejemplo, sus relaciones Th/Hf, Th/Ta, Th/La y La/Ta) son típicas de un magmatismo de borde destructivo, mientras que otros parámetros (como, por ejemplo, las relaciones isotópicas de Sr, Nd, Pb y O), así como la asociación de rocas calco-alcalinas y lamproíticas, son más propios de un magmatismo de tipo continental. Estos datos, junto con los que proceden del análisis tectónico (Durand-Delga y Fontboté, 1980) y del estudio de metamorfismo y del magmatismo que exhiben las unidades de los complejos Nevado-Filábride y Maláguide (Díaz de Federico *et al.*, 1978; Torres-Roldán *et al.*, 1986), indican que el volcanismo de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena es de tipo continental y post-colisional.

Los modelos posteriormente establecidos (Bousquet *et al.*, 1978; Bousquet, 1979), relacionan el volcanismo con una fisuración cortical profunda, representada por la banda de cizalla ibérico-africana de dirección NE-SW (Hernández *et al.*, 1978), que se resuelve principalmente en tres fallas en dirección, con movimiento senestral (Philip, 1987; Larouziere *et al.*, 1988). Dentro de este grupo puede incluirse también el trabajo de Weijermars (1987), quien considera a las formaciones volcánicas anteriores al proceso tectónico que por medio de la Falla de Palomares, con dirección NNE-SSW y sentido senestral, ha desplazado 14 km. a dichos depósitos durante los últimos 7 Ma.

Ninguno de estos modelos establece la relación entre los mecanismos tectónicos y el volcanismo. Por otra parte, las hipótesis que en ellos se proponen son asimismo contrapuestas, ya que el mismo sistema de fallas, en un caso habría producido la generación de las rocas volcánicas, y en el otro únicamente habría dado lugar a su transposición.

Caracteres petrológicos y geoquímicos del volcanismo de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena

Como se indicó anteriormente, las rocas volcánicas de esta región pueden ser agrupadas en cinco series o asociaciones: CA, CAK, SH, UP y BA. La serie CA —representada por andesitas basálticas, andesitas piroxénicas, andesitas anfibólicas y dacitas—, está restringida al sector de Cabo de Gata. Su emisión se ha desarrollado en varios ciclos, separados por períodos de inactividad. En general, en cada ciclo alternan o se suceden los episodios de elevada explosividad, que dan lugar a la formación de ignimbritas, brechas de explosión y tobas, con otros menos violentos en los que se generan domos y lavas. Según López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980) y López Ruiz *et al.* (1984),

las andesitas basálticas y las andesitas están constituidas por plagioclasa ($An_{95}-An_{68}$), ortopiroxeno ($En_{79}Fs_{18}Wo_3-En_{55}Fs_{43}Wo_2$), clinopiroxeno ($En_{53}Fs_8Wo_{39}-En_{41}Fs_{20}Wo_{39}$) y magnetita (Ulv_{11}), si bien en las más silíceas de estas últimas aparecen también anfíbol (hornblenda-cummingtonita), biotita y coexisten magnetita ($Ulv_{14}-Ulv_2$) e ilmenita ($Ilm_{80}-Ilm_{74}$). A su vez, los minerales principales de las dacitas son plagioclasa ($An_{90}-An_{50}$), ortopiroxeno ($En_{58}Fs_{40}Wo_2-En_{55}Fs_{43}Wo_2$), anfíbol (hornblenda-cummingtonita), biotita, cuarzo, magnetita ($Ulv_{21}Ulv_{27}$) e ilmenita ($Ilm_{80}-Ilm_{73}$). Su composición química es similar a la que típicamente presentan estas rocas en otras áreas. Es decir, que todas ellas muestran contenidos altos de Al_2O_3 y CaO, moderados de FeO, K_2O y Na_2O , y bajos de TiO_2 y P_2O_5 . Por lo que respecta a los elementos traza, tienen una moderada abundancia de elementos incompatibles (fig. 2), y baja a muy baja de elementos

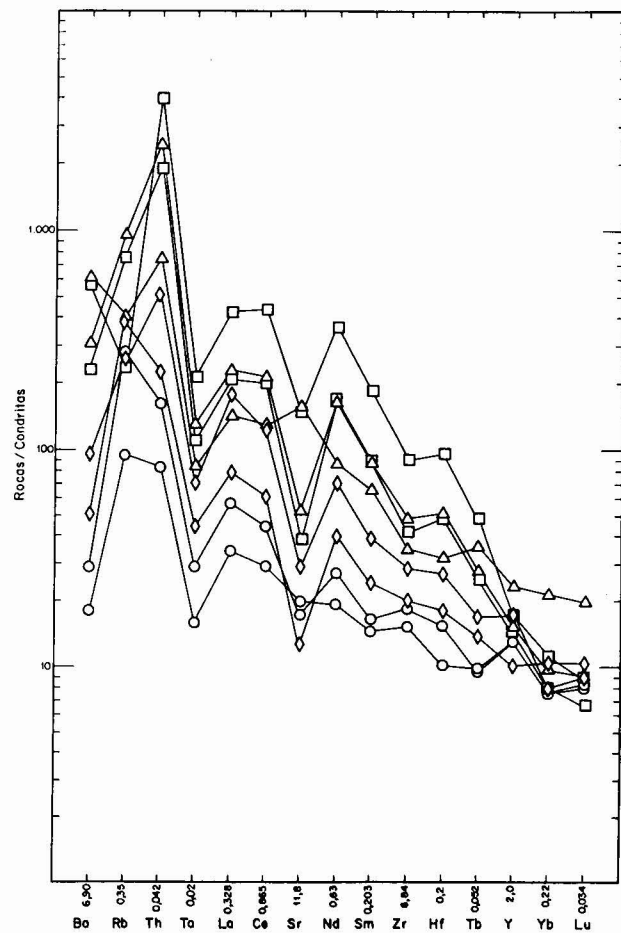


Fig. 2.—Abundancia en elementos traza incompatibles de las rocas de las series CA (círculos), CAK (rombos), SH (triángulos) y UP (cuadros) del SE ibérico. Los factores de normalización utilizados son los que se indican en la parte inferior del diagrama.

compatibles (fig. 3). Sin embargo, sus relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} (Hertogen *et al.*, 1985), y sus valores δO^{18} (López Ruiz y Wasserman, en preparación) son elevados (0,7115-0,7156 y +9,5, +11,6, respectivamente).

La serie CAK —representada por andesitas y dacitas potásicas— y la serie SH —integrada por banakitas, latitas y cuarzo-latitas—, ocupan el sector Hoyazo-Vera-Mazarrón-Cartagena. Ambos episodios volcánicos se caracterizan por el desarrollo de domos y diques y por la escasez de manifestaciones lávicas y fragmentarias. En estas rocas son abundantes los enclaves de gneises granatífero-sillimaníticos y de cuarzo-dioritas. De acuerdo con los datos de López Ruiz y Rodríguez Badiola (1980), la mineralogía de las rocas CAK es similar a la de sus equivalentes de la serie CA, si se exceptúa que en las primeras el anfíbol está ausente, que el clinopiroxeno es muy poco abundante y que la biotita es constituyente esencial en términos menos ricos en SiO_2 que los de la serie CA. A su vez, las banakitas están constituidas por plagioclasa (más rica en Ab y Or que la de las rocas equivalentes de las otras dos series), ortopiroxeno ($En_{52}Fs_{46}Wo_2$ - $En_{51}Fs_{47}Wo_2$), clinopiroxeno (endiopsido-diopsido), sanidina (Or_{46} - Or_{75}), biotita y cuarzo, en tanto que las latitas se caracterizan por la ausencia de clinopiroxeno, la escasez de ortopiroxeno, la abundancia de biotita y cuarzo, así como por la coexistencia de plagioclasa y sanidina, de composición similar a la de las banakitas. En cuanto a su composición química, ambas series presentan contenidos superiores de K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , elementos traza incompatibles, así como de Sc, V, Cr, Co y Ni, que las rocas CA, para idéntico porcentaje de SiO_2 (ver figs. 3 y 4). Las relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} de estas rocas son del mismo orden que las de las rocas CA, ya que están comprendidas entre 0,7094-0,7176 (Hertogen *et al.*, 1985). Asimismo, los valores de δO^{18} son muy elevados y varían entre +10,2 y +20,3 (Munksgaard, 1984; López Ruiz y Wasserman, en preparación).

Las rocas UP (jumillitas, cancalitas, fortunitas y veritas) se encuentran en chimeneas de diámetro reducido (≈ 1 km.), como es el caso de las de Cancarix, Las Minas, Barqueros, Aljorra, Mazarrón y Vera; en diques de escasa potencia (<10 m.), como las de Fortuna y Mula, y muy raramente en lavas. Salvo excepciones (por ejemplo, Vera, Mazarrón, Aljorra), las rocas de esta naturaleza, ocupan el sector más septentrional de la región volcánica. Todas ellas están constituidas por olivino (Fo_{94} - Fo_{79}), flogopita y clinopiroxeno (endiopsido-diopsido-augita); ortopiroxeno rico en MgO y leucita son menos frecuentes. En las variedades vítreas aparecen además un vidrio rico en SiO_2 , Al_2O_3 y K_2O , mientras que en las holocristalinas este es sustituido por richterita potásica y sanidina férrica (López Ruiz y Rodríguez Badiola,

1980). Por lo que respecta a su composición química, todas ellas presentan contenidos muy elevados de MgO , Ni y Cr, así como de K_2O , P_2O_5 , Ba, Rb, Th, tierras raras, etc. (figs. 3 y 4). Sus relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} pueden considerarse entre las más elevadas (0,7148-0,7213) de las encontradas en rocas básicas (Powell y Bell, 1970; Hertogen *et al.*, 1985 y Nelson *et al.*, 1986), mientras que sus valores δO^{18} son del

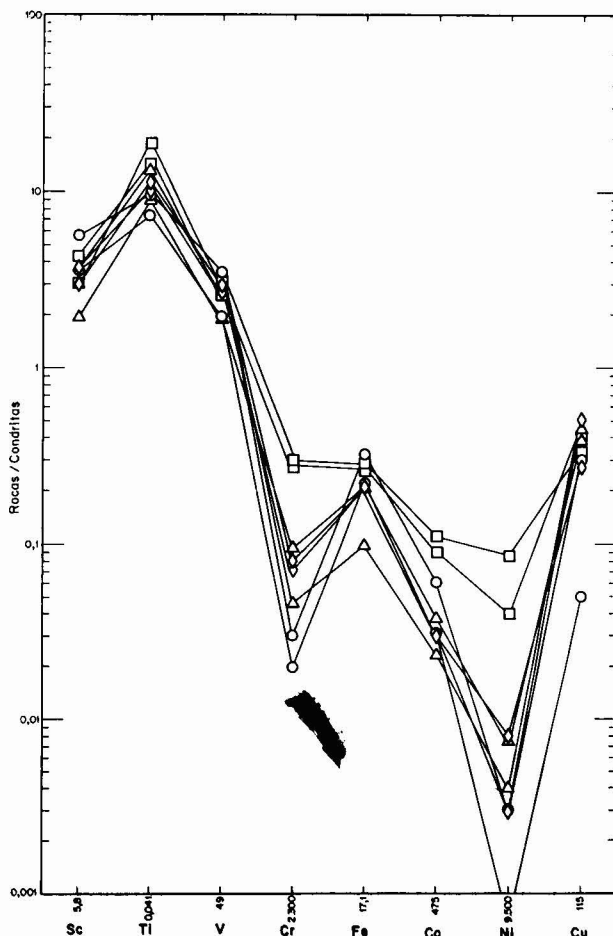


Fig. 3.—Abundancia en elementos traza compatibles de las rocas de las series CA (círculos), CAK (rombos), SH (triángulos) y UP (cuadrados) del SE ibérico. Los factores de normalización utilizados son los que se indican en la parte inferior del diagrama.

mismo orden que los de los tipos shoshoníticos (López Ruiz y Wasserman, en preparación).

Las determinaciones radiométricas llevadas a cabo en este conjunto de rocas (Bellon, 1976; Bellon y Brousse, 1977; Nobel *et al.*, 1981; Bellon *et al.*, 1983 y Di Battistini *et al.*, 1987), indican que esta actividad magmática se ha desarrollado en dos períodos. El

primero se inicia a finales del Burdigaliense-principios del Langiense, con la generaci3n de rocas CA; contin3a con la extrusi3n simult3nea de rocas de afinidad CA, CAK y SH, y finaliza en el Messiniense con la aparici3n de las rocas UP. Despu3s de una interrupci3n de 2 Ma., comienza el segundo per3odo, en el que se desarrolla un volcanismo bas3ltico alcalino, poco intenso y restringido al sector situado al NW de Cartagena.

Descripci3n del modelo geodin3mico que se propone

En los mapas geol3gicos del SE ib3rico (ver, por ejemplo, Fernex, 1965; Egeler y Sim3n, 1969; Kampschuur y Rondeel, 1975 y Veeken, 1983), y en las

im3genes de sat3lite (Biju-Duval, *et al.*, 1976), se puede deducir la existencia del accidente tect3nico m3s visible en esta zona: una falla en direcci3n con rumbo N10. Este accidente —al que siguiendo a Bousquet *et al.* (1975) denominaremos Falla de Palomares (FP)— no es visible sobre el terreno, debido a que est3 cubierto por sedimentos pliocuaternarios. Seg3n Weijermars (1987), entre los 8 y 5 Ma, la FP deforma y transpone 14 km. a los macizos metam3rficos de Sierra Cabrera y Sierra Almagrera, y hasta 30 km. las rocas volc3nicas.

Las hip3tesis de Weijermars acerca de la ductilidad y sentido de la FP, son coherentes con los datos que exhiben las rocas metam3rficas. Sin embargo, este mecanismo no es aplicable a la distribuci3n de las rocas volc3nicas, ya que hay una falta de continuidad en las mismas y en ellas no se han descrito estructuras

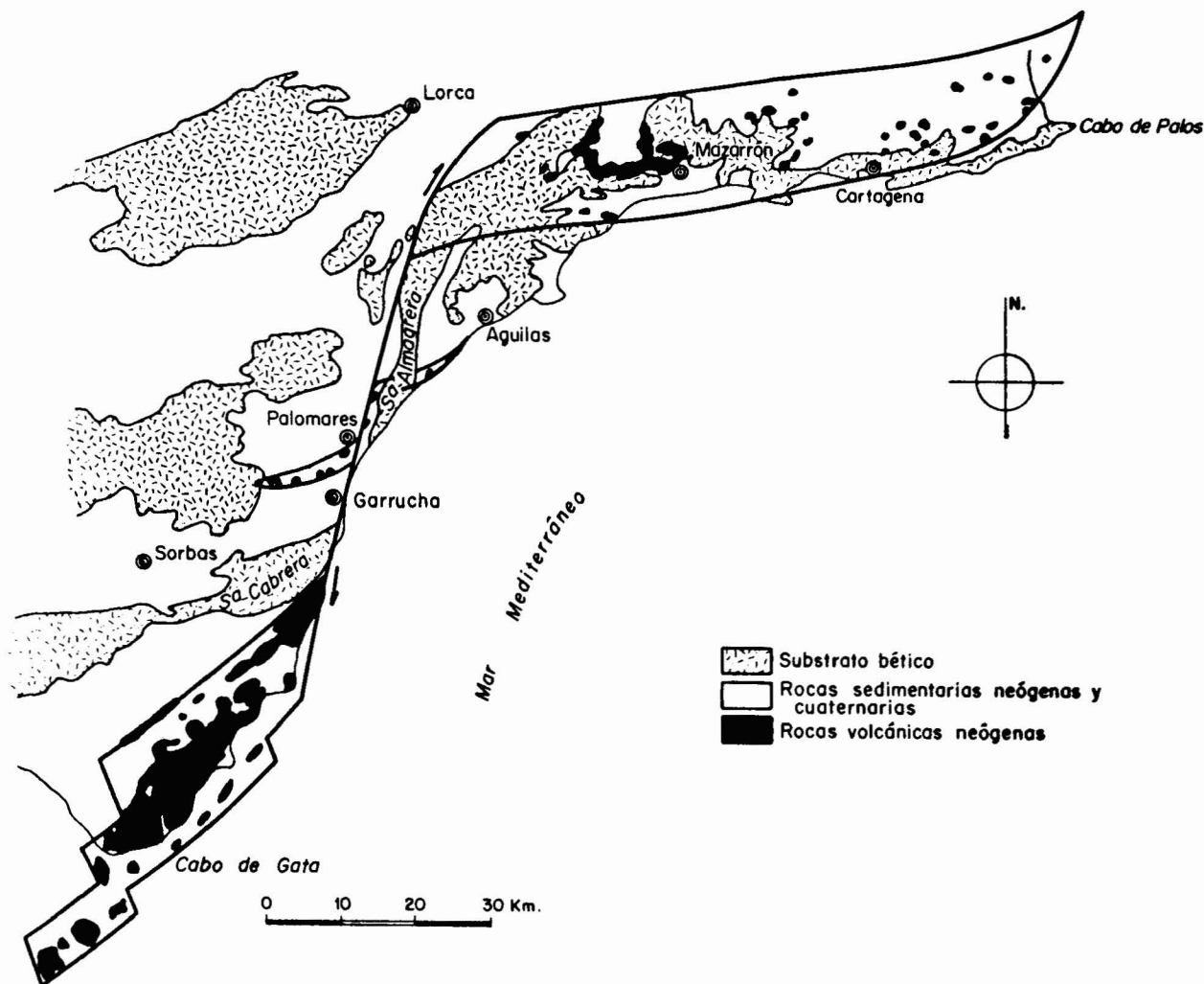


Fig. 4.—Distribuci3n de las rocas volc3nicas del SE ib3rico, con relaci3n a la Falla de Palomares (FP).

de deformación, ni por estiramiento ni aplastamiento, similares a las que se observan en las metamórficas. A estas objeciones todavía se pueden añadir las aportadas por los datos geoquímicos, que evidencian la diferente naturaleza de los volcanismos de las áreas de Cabo de Gata y Mazarrón-Cartagena.

En efecto, las rocas volcánicas se distribuyen en dos conjuntos: uno al norte (área de Mazarrón-Cartagena) y otro al sur (área de Cabo de Gata). El trazado de los límites de los afloramientos del área septentrional (fig. 4), permite observar una forma triangular con su base apoyada en la línea de la FP. En Cabo de Gata se pueden trazar límites con líneas rectas que también dibujan una forma romboide apoyada en la línea de FP, aunque en este caso por su lado occidental. En el área de Mazarrón-Cartagena el resultado obtenido es un triángulo casi perfecto, mientras que en el área de Cabo de Gata, la forma es más irregular, debido al imperfecto conocimiento que se posee del volcanismo submarino. No obstante, los datos que se disponen sobre la distribución de este último volcanismo (Medialdea *et al.*, 1982) no contradicen la forma dibujada en la figura 4.

La disposición espacial que presentan las rocas volcánicas con respecto a la FP, pone en evidencia su similitud estructural con los procesos que se desarrollan en materiales frágiles por plano-deslizamiento (*sliding crack*). De acuerdo con este mecanismo, el microdeslizamiento de un conjunto rocoso a través de un plano, bajo condiciones homogéneas, isotrópicas, elásticas y frágiles, provoca la aparición a uno y otro lado de sus extremos, de dos áreas de dilatación (*wing crack*) con formas elípticas o romboidales (Moss y Gupta, 1982).

Las condiciones físicas y dimensionales para las que se ha construido este modelo, no se corresponden con las existentes en la zona de estudio. No obstante, los caracteres de heterogeneidad y anisotropía que, obviamente, se dan entre los diversos materiales allí presentes, pueden ser minusvalorados si consideramos la escala a la que se va a aplicar el modelo. La pasividad que las diferentes formaciones parecen reflejar ante este accidente tectónico, confirma la consideración anterior. En todo caso, las desigualdades que en esas condiciones pueden encontrarse, han podido ser en buena medida responsables de las diferencias existentes entre el modelo teórico y el observado.

Puesto que existen datos que demuestran el comportamiento dúctil y senestral de la FP (Weijermars, 1987), si el modelo que acaba de ser descrito puede aplicarse al SE ibérico, ello implicaría que subsecuentemente a dicha etapa dúctil, tendría lugar una nueva etapa, esta vez en condiciones frágiles, con la que estaría genéticamente relacionado el volcanismo. Además, el deslizamiento de esta última fase responde a

un movimiento dextral, según la cinemática requerida para el mecanismo de Moss y Gupta (1982).

Este cambio en la cinemática de la FP, que pasa de una secuencia dúctil-senestral a otra frágil-dextral, pudo originarse por la diferente localización de los puntos de colisión de Africa e Iberia, que a su vez han dado lugar a distintos campos tensionales (por ejemplo, Dewey *et al.*, 1973; Tapponier, 1977; Letouzey y Trémolières, 1980; Cohen, 1980).

En el episodio dextral frágil pueden distinguirse tres fases evolutivas (fig. 5), las dos primeras de las cuales corresponden a las dos primeras etapas que, con máximos de tensión submeridianos, han sido detectadas regionalmente por Montenat *et al.* (1987).

En la 1ª fase se produce, bajo un régimen de cizalla, un deslizamiento progresivo a lo largo del plano FP y una dilatación en las áreas de Cabo de Gata y Mazarrón-Cartagena. Como consecuencia, en estas áreas se forman fracturas a través de las cuales ascienden los magmas. El crecimiento en anchura de las áreas de dilatación, produce a lo largo del tiempo un volcanismo cada vez más reciente hacia el S en el sur y hacia el N en el norte, tal y como en efecto apoyan los datos geocronológicos conocidos (Bellon *et al.*, 1983). A su vez, en las aberturas ya formadas, las edades se irían superponiendo.

El movimiento en la FP durante esta 1ª fase no es horizontal, sino que se ha producido con una inclinación de 20° hacia el sur, como señala la primera secuencia de estrias visibles en la Torre de los Diablos (sur de Mojacar). Esta inclinación explica el distinto carácter geoquímico del volcanismo de las áreas de Mazarrón-Cartagena y de Cabo de Gata: claramente cortical en la primera y con un componente subcortical en la segunda (Hertogen *et al.*, 1985, 1988).

Un nuevo movimiento dextral (2ª fase) da lugar a una segunda secuencia de estrias horizontales, visibles asimismo en la formación caliza de la Torre de los Diablos. Por medio de mecanismos y procesos semejantes a los ya descritos, esta nueva dinámica provoca el ascenso de las rocas volcánicas más tardías del área de Mazarrón-Cartagena. En el área de Cabo de Gata pudo haberse originado un magmatismo semejante, que actualmente ha desaparecido por la fuerte erosión que ha tenido lugar en estas zonas desde el Mioceno superior, como consecuencia de levantamientos de hasta 4 km. (Sonnenfeld, 1975).

La existencia de un volcanismo de tipo shoshonítico y ultrapotásico en Vera, con edades comprendidas entre 8,6-7,6 Ma (Nobel *et al.*, 1981), sugiere una reactivación de la FP (3ª fase), con características semejantes a las dos precedentes. Puesto que la distribución de estas rocas es muy restringida, hay que suponer que esta fase fue muy poco intensa.

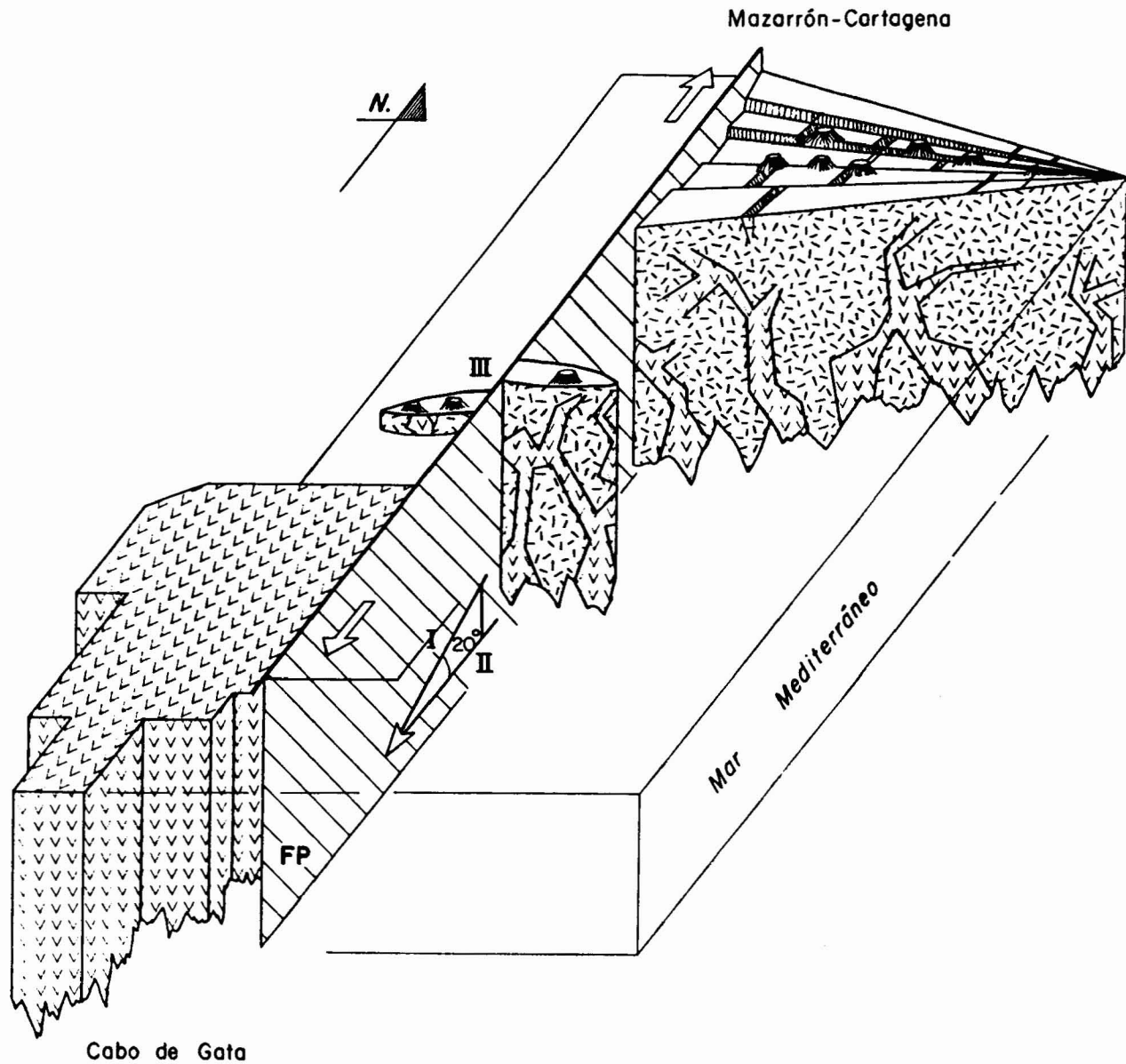


Fig. 5.—Esquema idealizado en el que se han señalado las principales estructuras con las que está relacionado el ascenso y extrusión de las rocas volcánicas del SE de la península Ibérica. De acuerdo con el modelo que aquí se propone, en una 1ª fase se produce un deslizamiento dextral a través del plano de la Falla de Palomares (FP), con una inmersión de unos 20° hacia el sur y una dilatación en las áreas de Cabo de Gata y Mazarrón-Cartagena. Las fracturas que se forman en estas últimas áreas producen la generación y el ascenso de los magmas CA del sector del Cabo de Gata y de los magmas CAK y SH del sector de Mazarrón-Cartagena. La 2ª fase, de características semejantes a la anterior, pero con movimiento horizontal, provoca asimismo nuevas extrusiones volcánicas en las zonas de Cabo de Gata (actualmente erosionadas) y de Mazarrón-Cartagena. Finalmente, una 3ª fase, que se desarrolla con este mismo mecanismo, pero con intensidad más reducida, es la responsable de las rocas volcánicas del área de Vera.

Conclusiones

El modelo de fractura y deslizamiento de Moss y Gupta (1982), explica la naturaleza y la distribución del volcanismo neógeno del SE ibérico. De acuerdo con este modelo, el deslizamiento en condiciones

frágiles, de un conjunto rocoso a través de un plano, provoca la formación a uno y otro lado de sus extremos de dos zonas de dilatación. La Falla de Palomares —megaestructura que en una etapa anterior ya había jugado como falla dúctil-senestral desplazando Sierra Almagrera de Sierra Cabrera— representa el

plano de deslizamiento, y las áreas volcánicas de Mazarrón-Cartagena y de Cabo de Gata, las correspondientes zonas de dilatación.

En el episodio frágil se pueden diferenciar tres fases, todas ellas con cinemática dextral, cada una de las cuales ha dado lugar a un tipo de volcanismo diferente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del Proyecto de Investigación PR84-0079-CO4-01 «El volcanismo neógeno-cuaternario del borde mediterráneo ibérico: implicaciones sobre la naturaleza del Manto superior y tectónica asociada», financiado por la CAICYT.

Referencias

- Araña, V. and Vegas, R. (1974). Plate Tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 24, 197-212.
- Bellon, H. (1976). *Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique: implications géodynamiques*. Tesis Univ. Paris Sud, Orsay, 1750, 363 págs.
- Bellon, H.; Border, P. et Montenat, Ch. (1983). Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères Bétiques. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 25, 205-217.
- Bellón, H. et Brousse, R. (1977). Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bull. Soc. Geol. France*, 19, 469-480.
- Biju-Duval, B.; Rivereau, J.-C.; Lamperein, C. et López, N. (1976). Esquisse photogéologique du domaine Méditerranéen. Grands traits structuraux a partir des images du satellite Landsat-1. *Rev. Inst. Français Petrol.*, 31, 365-400.
- Bousquet, J. C. (1979). Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Bousquet, J. C.; Dumas, B. et Montenat, C. (1975). Le décrochement de Palomares: décrochement quaternaire senestre du bassin de Vera. *Cuad. Geol.*, 6, 113-119.
- Bousquet, J. C.; Montenat, Ch. y Phipilp, H. (1978). La evolución tectónica de las Cordilleras Béticas. *Reun. Geodin. Cordill. Béticas y Mar Alborán. Granada*, 59-78.
- Cohen, C. R. (1980). Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 68, 283-311.
- Delaurue, Ch. et Brousse, R. (1974). Volcanisme miocène et subduction au Maroc à l'extrémité orientale de l'arc de Gibraltar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279, 971-974.
- Dewey, J. F.; Pitman III, W. C.; Ryan, W. B. F. and Bonnin, J. (1973). Plate Tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 3137-3180.
- Díaz de Federico, A.; Gómez-Pugnaire, M. T.; Puga, E. and Torres Roldán, R. (1978). Igneous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (Southern Spain). *Cuad. Geol.*, 8-9, 37-60.
- Di Battistini, G.; Toscani, L. and Iaccarino, S. (1987). K/Ar ages and the geological setting of calc-alkaline volcanic rocks from Sierra de Gata, SE Spain. *N. J. Miner. Mh.*, 8, 369-383.
- Donville, B. (1976). Géologie néogène de la Catalogne orientale. *Bull. B.R.G.M.*, Sec. 4, 3, 177-210.
- Durand Delga, M. et Fontbote, J. M. (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *26th Intern. Geol. Congr. Paris*, C-5, 67-85.
- Egeler, C. G. et Simon, O. J. (1969). *Sur la tectonique de la zone Bétique (Cordillera Bétiques, Espagne)*. Verhand. Konin. Nederl. Akad. Wetens., Afd. Natuurkunde, 25, 90 págs.
- Fernex, F. (1965). L'origine probable de certaines éléments structuraux des zones internes des Cordillères bétiques orientales (Espagne méridionale). *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 522-520.
- Hertogen, J.; López Ruiz J.; Rodríguez Badiola, E.; Demaiffe, D. and Weiss, D. (1985). Petrogenesis of ultrapotassic volcanic rocks from SE Spain: trace element and Sr-Pb isotopes. *Terra Cognita*, 2, 211-212.
- Hertogen, J.; López Ruiz, J.; Demaiffe, D. and Weiss, D. (1988). Modelling of source enrichment and melting processes for the calc-alkaline-shoshonite-lamproite suite from SE Spain. *Chem. Geol.*, 70, 153.
- Hernández, J.; de Larouziere, F. D.; Bolze, J. et Bordet, P. (1987). Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement «trans-Alboran». *Bull. Soc. Géol. France*, 3, 257-267.
- Kampschuur, W. and Rondeel, H. E. (1975). The origin of the Betic Orogen, Southern Spain. *Tectonophysics*, 27, 39-56.
- Larouzière, F. D.; Bolze, J.; Bordet, P.; Hernández, J.; Montenat, Ch. and Ott d'Esteve, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41-52.
- Letouzey, J. and Trémolières, P. (1980). Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic from micro-tectonics. Comparison with Plate Tectonic data. *Rock Mechanics Suppl.*, 9, 173-192.
- López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1980). La región volcánica neógena del sureste de España. *Estudios Geol.*, 36, 5-63.
- López Ruiz, J.; Rodríguez Badiola, E.; A. Arroyo y Coy-Yll, R. (1984). Los óxidos de Fe-Ti de las rocas calco-alcálicas del Sureste de España. *Estudios Geol.*, 40, 269-279.
- López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1985). La región volcánica mio-pliocena del NE de España. *Estudios Geol.*, 41, 105-126.
- López Ruiz, J.; Rodríguez Badiola, E. y Cebriá, J. M. (1986). Petrogénesis de los basaltos alcalinos de La Garrotxa, región volcánica del NE de España. *Geogaceta*, 1, 28-31.
- Medialdea, J.; Baena, J.; García-Rodríguez, J.; Maldonado, A.; Uchupi, E.; Udias, A.; Wandossell, J. y Zamarreño, I. (1982). *Mapa Geol. Plataforma Continent. Española. E: 1:200.000. Almería-Garrucha-Chella-Los Genoveses*. I.G.M.E., 105 págs.
- Montenat, Ch.; Ott D'Esteve, Ph. and Masse, P. (1987). Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 11, 1-22.
- Moss, W. C. and Gupta, Y. M. (1982). A constitutive model describing dilatancy and cracking in brittle rocks. *J. Geophys. Res.*, B4, 87, 2985-2998.
- Munksgaard, N. C. (1984). High δO^{18} and possible pre-eruptional Rb-Sr isochrons in cordierite-bearing Neogene volcanics from SE Spain. *Contr. Mineral. Petrol.*, 87, 351-358.
- Nelson, D. R.; McCulloch, M. T. and Sun, S.-S. (1986). The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 50, 231-245.
- Nobel, F. A.; Andriessen, P. A. M.; Hebeda, E. H.; Priem, H. N. A. and Rondeel, H. E. (1981). Isotopic dating of the

- post-Alpine Neogene volcanism in the Betic cordilleras, southern Spain. *Geol. Mijnbouw*, 60, 209-214.
- Philip, H. (1987). Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Ann. Geopy.*, 5B, 301-320.
- Powell, J. L. and Bell, K. (1970). Strontium isotopic studies of alkalic rocks: localities from Australia, Spain and the western United States. *Contr. Mineral. Petrol.*, 27, 1-10.
- Tapponnier, P. (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 19, 437-460.
- Torres-Roldán, R. L.; Poli, G. and Peccerillo, A. (1986). An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran sea— evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol. Rundsch.*, 75, 219-234.
- Veeken, P. C. H. (1983). Stratigraphy of the Neogene-Quaternary Pulpi Basin, Province Murcia and Almería (SE Spain). *Geol. Mijnbouw*, 62, 255-265.
- Weijermars, R. (1987). The Palomares brittle-ductile shear zone of southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 9, 139-157.

Recibido el 12 de abril de 1988

Aceptado el 1 de junio de 1988