

Investigaciones paleomagnéticas en la Zona Subbética

M. L. OSETE (1); R. FREEMAN (2) y R. VEGAS (3)

(1) *Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. (España)*

(2) *Institut für Geophysik, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich. (Suiza)*

(3) *Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. (España)*

RESUMEN

Se ha realizado un estudio paleomagnético en la parte central de la Zona Subbética, en rocas volcánicas (pillow-lavas, material intrusivo y coladas de basaltos) y sedimentarias (calizas, margocalizas y calizas nodulosas de facies Ammonitico Rosso) de edad jurásica. Con objeto de analizar las propiedades magnéticas de las rocas estudiadas se han determinado las curvas termomagnéticas de los materiales volcánicos y se han realizado experimentos sobre adquisición gradual de remanencia magnética isoterma y de desimación de dos componentes isotermas ortogonales con las rocas sedimentarias. A pesar de que el comportamiento magnético ha sido diferente en cada una de las litologías investigadas, en la mayoría de los casos ha sido posible aislar una componente magnética estable durante los procesos de lavado magnético.

Los resultados obtenidos han sido comparados con las direcciones esperadas para Iberia estable y se ha observado una importante discrepancia en el valor de la declinación magnética. La desviación hacia el Este de la paleodeclinación encontrada en esta área indica que se han producido rotaciones horarias en la Zona Subbética.

INTRODUCCION

Las Zonas Externas de las Béticas constituyen el borde Sur de la Placa Ibérica deformado por la Orogenia Alpina. Este borde se ha visto afectado por movimientos transcurrentes desde la separación diferencial del Atlántico Norte y Sur en el principio del Mesozoico hasta la actualidad (Paquet, 1972; Araña y Vegas, 1974; Hermes, 1978; Bousquet, 1979; Van der

Fliert et al., 1980; Vegas y Banda, 1982; De Smet, 1984; Leblanc y Olivier, 1984; Vegas, 1985; Decourt et al., 1986). Sin embargo, el comportamiento, magnitud y sentido del movimiento de los bloques de esta región aún se encuentra pobremente definido.

En zonas afectadas por movimientos transcurrentes se pueden producir rotaciones de pequeños bloques que absorben la deformación (McKenzie y Jackson, 1983, 1986). En este contexto, las declinaciones paleomagnéticas son indicadores sensibles a los giros alrededor de ejes verticales por lo que en los últimos años se han realizado numerosos estudios paleomagnéticos en áreas afectadas por esta deformación. Existen evidencias geológicas de que en el área Bética se hayan producido este tipo de movimientos, pero las investigaciones paleomagnéticas existentes (VanderBerg, 1980; Ogg et al. 1984; Mäkel et al., 1984; Steiner et al., 1987) son insuficientes para explicar la complejidad de la zona, por lo que se ha llevado a cabo un estudio paleomagnético regional en la parte central de la Zona Subbética. Las rocas investigadas son rocas volcánicas (pillow-lavas, material intrusivo y coladas) y sedimentarias (calizas, margocalizas y calizas nodulosas en facies «Ammonitico Rosso»). En la figura 1 están representadas las localidades muestreadas.

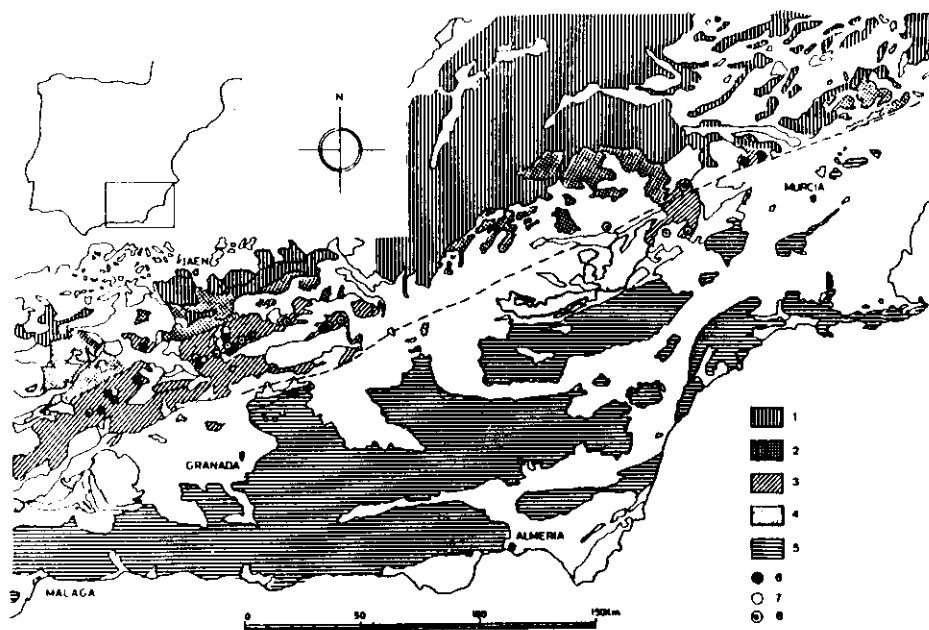


Fig. 1.—Mapa geológico en el que se representa la distribución de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (simplificado de López-Garrido y J. A. Vera; en Azema et al., 1979) y las localidades muestreadas. Zonas Externas: 1: Prebético; 2: Subbético Externo; 3: Subbético Medio; 4: Subbético Interno; 5: Zonas Internas. Localidades muestreadas: 6: rocas volcánicas; 7: rocas sedimentarias; 8: volcanismo de edad jurásica.

METODOLOGIA UTILIZADA EN EL TRATAMIENTO DE LAS MUESTRAS

Las medidas de la magnetización, los procesos de desimanación y demás técnicas auxiliares que se han utilizado, se han realizado en los laboratorios de paleomagnetismo del Instituto Politécnico de Zürich (ETH) y de la Universidad Complutense de Madrid.

La remanencia magnética de las rocas se ha medido con magnetómetros fluxgate rotativos (Digico y Molspin) y con un magnetómetro Criogénico ScT. Varias muestras piloto de cada una de las litologías investigadas han sido desimanadas progresivamente por campos alternos decrecientes, utilizando un desimanador Schonstedt GSD-1 y un desimanador de giro de dos ejes, y térmicamente con un equipo TSD-1 (Schonstedt). En cada etapa de desimanación el aumento de temperatura fue de 25° o 50 °C hasta 650 °C, y de 2.5 mT (hasta 20 mT) y 5.0 mT (hasta 80 mT) en el caso de la desimanación por campos alternos decrecientes.

Se han obtenido las curvas termomagnéticas de las rocas volcánicas utilizando una balanza magnética horizontal con un campo continuo de 0.2 T. También se obtuvieron las curvas de adquisición gradual de remanencia isoterma (campo máximo 1.0 T) de las rocas sedimentarias.

Se realizó la desimanación de dos componentes isotermas con objeto de investigar las propiedades magnéticas de los minerales portadores de la remanencia magnética en las rocas sedimentarias. Este experimento, sugerido por Lowie y Heller, (1982) y modificado por Heller (com. pers., 1985), consiste en someter las muestras a un campo de 1.0 T en la dirección del eje del especimen y, posteriormente, a un campo de 0.1 T en una dirección perpendicular al anterior. Es decir, de esta manera, se separan las direcciones de los componentes de alta y baja coercitividad. La desimanación térmica progresiva de esta magnetización permite identificar las coercitividades con los rangos de temperaturas de desbloqueo de cada componente y, por tanto, se tiene una mayor información sobre las propiedades magnéticas de los minerales presentes en la muestra.

Las direcciones de las componentes magnéticas estables han sido determinadas utilizando el «método de análisis de la componente principal» (Kirschvink, 1980) y calculando la línea de regresión de los segmentos lineales de los datos de desimanación. En algunos casos, también se han determinado puntos finales estables.

DESCRIPCION DE LAS LOCALIDADES Y PROPIEDADES MAGNETICAS DE LAS ROCAS INVESTIGADAS

Algarinejo

En las proximidades de Algarinejo (referencia mapa geológico 1:50.000, núm. 1008, Montefrío) se presenta un importante afloramiento de material volcánico submarino (pillow-lavas, rocas subvolcánicas...) que se encuentra intercalado en la secuencia Jurásica de la región. Los materiales infrayacentes a la colada han sido estudiados por García-Yebra et al. (1972). En la carretera de Loja a Priego (km. 20-21) han sido muestreados diferentes niveles de margocalizas grises y calizas nodulosas en facies «Ammonítico Rosso» (Aaleniense Medio-Superior). En uno de los barrancos localizados al Oeste de Algarinejo fueron recogidas las rocas volcánicas (pillow-lavas) que se han estudiado. Las muestras fueron extraídas de diferentes unidades de pillow-lavas. Estos materiales volcánicos se encuentran intercalados entre calizas nodulosas, en la base de la colada, y margocalizas. A partir de estas unidades sedimentarias se han obtenido los parámetros necesarios para establecer la corrección tectónica. La edad de las rocas volcánicas, teniendo en cuenta criterios estratigráficos, es Aaleniense Superior-Bajociense.

AC (calizas nodulosas «Ammonítico Rosso» y margocalizas)

En la figura 2 está representada la curva de adquisición de IRM y el diagrama de Zijdeveld durante la desimanación térmica de dos componentes isotermas de una muestra caliza de facies «Ammonítico Rosso». Estos experimentos ponen de manifiesto la presencia de tres fases magnéticas: A, B y C.

- A) Es una fase de coercitividad media y temperaturas de desbloqueo comprendidas entre 350 y 450 °C.
- B) Una fase de baja coercitividad y T_b máxima ~575 °C. Probablemente el mineral responsable de esta fase magnética sea la Magnetita.
- C) Fase de elevada coercitividad y temperaturas de desbloqueo superiores a 650 °C relacionada con la presencia de Hematita de grano fino (especularita).

Debido a la presencia de fases de elevada coercitividad se decidió utilizar el lavado térmico. En la figura 3a está representado el diagrama de Zijdeveld durante la desimanación de la NRM. Se ha observado en estas muestras la presencia clara de dos componentes magnéticas:

— De 200 °C a 450 °C se destruye progresivamente una componente magnética estable cuya dirección es próxima a la del campo magnético ac-

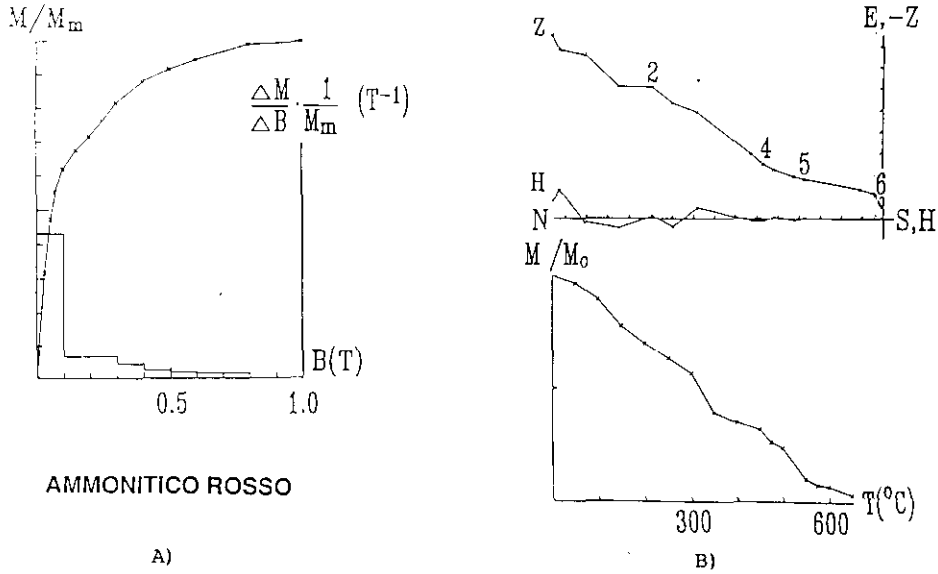


Fig. 2.—Curva de adquisición gradual de remanencia magnética isoterma (a) y diagrama de Zijderveld y espectro de temperaturas de desbloqueo (b) durante la desimanación térmica de dos componentes ortogonales de remanencia isoterma.

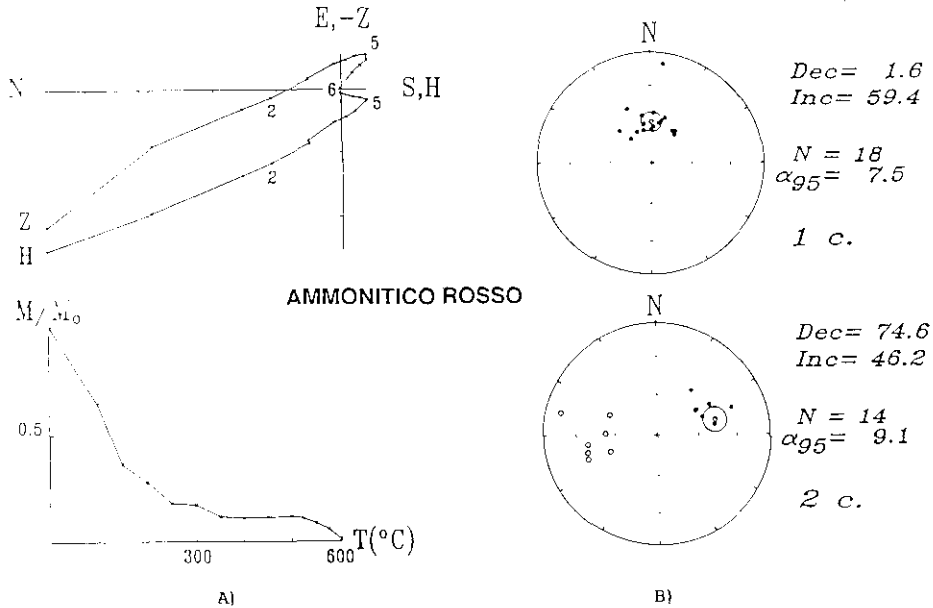


Fig. 3.—A: Diagrama de Zijderveld y espectro de temperaturas de desbloqueo durante la desimanación térmica de una muestra de calizas nodulares (facie ammonitico rosso). B: Direcciones de las dos componentes presentes en esta litología antes de efectuar la corrección tectónica.

tual antes de efectuar la corrección tectónica (figura 3 b). Esta componente es la que se ha denominado anteriormente A.

— De 450 °C a 600 °C se destruye la componente probablemente asociada a la presencia de Magnetita (B).

El comportamiento magnético de las margocalizas fue similar al de las calizas nodulosas, aunque presentaron una magnetización más débil. En la figura 4 se muestra el diagrama de Zijderveld y la variación de la dirección de la imanación en una proyección estereográfica durante la desimanación térmica de una muestra piloto.

La segunda de las componentes presente en esta localidad ha sido la que se ha considerado «magnetización característica». Esta presenta polaridades normales e invertidas.

AB (pillow-lavas)

La curva termomagnética de una de las muestras estudiadas está representada en la figura 5. Es una curva irreversible donde se observa la presencia de una fase magnética de T_c 450-475 °C. Se han utilizado para la desimanación de la NRM el lavado térmico y el tratamiento por campos alternos decrecientes. Después de las primeras etapas en la desimanación, las muestras presentaron una componente magnética estable. Sin

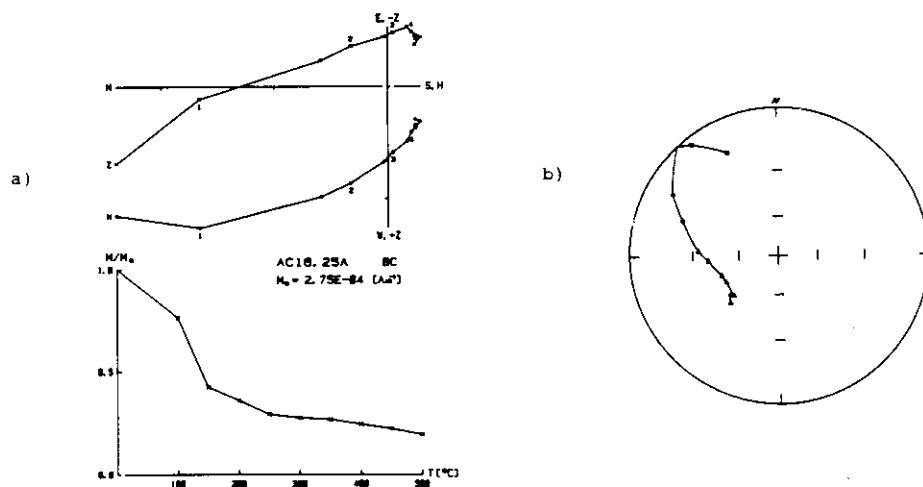


Fig. 4.—Comportamiento magnético que presentaron las margocalizas durante la desimanación térmica. a) Diagrama de Zijderveld y espectro de temperaturas de desbloqueo. b) Proyección estereográfica.

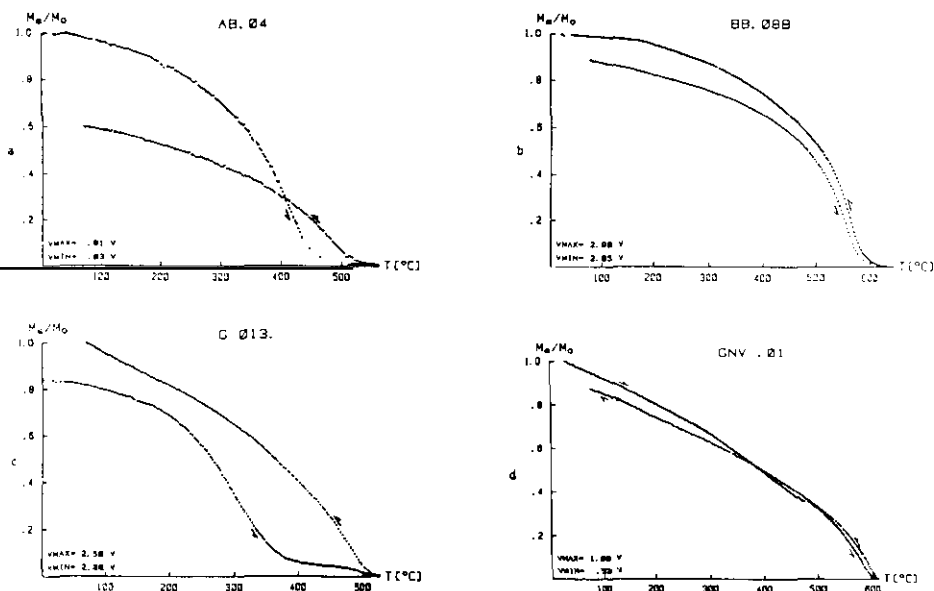


Fig. 5.—Curvas termomagnéticas de diferentes tipos de rocas volcánicas. AB.04: pillow-lavas región de Algarinejo. BB.08B: basaltos región de Colomera. GO13: pillow-lavas región de Alamedilla. GNV.01: material volcánico intrusivo región de Noalejo.

embargo, el comportamiento magnético fue diferente de unas unidades de pillows a otras, pudiéndose distinguir dos grupos:

1. Muestras que presentaron campos destructores medios bajos (2.2-5.0 mT) y un amplio rango de T_b . La dirección de la componente estable fue próxima al campo magnético actual.

2. Muestras que presentaron $H_d \sim 7.5-15$ mT y $T_b \sim 500-550$ °C. En la figura 6 se muestra el diagrama de Zijdeveld durante la desimantación térmica de uno de los especímenes. Después del calentamiento a 500 °C se ocasionaron cambios químicos y se formaron nuevas fases magnéticas, por lo que el tratamiento se interrumpió a estas temperaturas. La dirección en la componente estable obtenida durante la desimantación térmica fue similar a la determinada durante el tratamiento por campos alternos decrecientes. Esta componente estable presentó polaridad invertida.

Colomera

Aproximadamente 3 km al Norte de la población de Colomera (W de Benalúa de las Villas) y situado en la ribera del río Colomera, se presenta un afloramiento de material volcánico poco alterado en contacto con ca-

lizas blancas. No se conoce la edad del magmatismo con precisión. Puede ser atribuible al Dogger-Malm, ya que a estos períodos pertenece el clímax de la actividad volcánica de la zona (García-Dueñas, 1970). Sin embargo, si se trata de material subvolcánico su edad puede incluso ser Berriasense. En este área se muestrearon las rocas volcánicas (basaltos) y las calizas suprayacentes. La corrección tectónica que se ha aplicado al material volcánico se ha determinado a partir del buzamiento de las rocas sedimentarias.

BB (basalto)

En la curva termomagnética, representada en la figura 5 se observa la presencia de una sola fase magnética que corresponde a un mineral con temperatura de Curie de aproximadamente 575 °C, lo que indica que la Magnetita es, probablemente, el mineral magnético más importante de los presentes en el espécimen analizado. Se han utilizado los tratamientos térmicos y por campos alternos decrecientes para la desimanación progresiva de la NRM. En la figura 6 se muestran los diagramas de Zijderveld durante estos tratamientos. En ambos casos se observa la presencia de una componente estable a partir de los 250-300 °C (ó 15-25 mT). Entre los 550-575 °C se produjo un fuerte descenso en la intensidad de NRM. Los campos destructores medios fueron de 15-25 mT. Esta componente estable presentó polaridad invertida.

BC (calizas)

Los experimentos de remanencia isoterma muestran la presencia de fases de moderada-baja coercitividad y temperatura de desbloqueo del orden de 350-450 °C (figura 7 a y b). El comportamiento magnético de los especímenes analizados fue muy similar, presentado una componente magnética estable a partir del calentamiento a 100 °C, que se puede observar en la figura 6. En algunos casos el tratamiento térmico tuvo que ser interrumpido debido a que después del calentamiento a 300-400 °C la intensidad de la NRM se encontró dentro del nivel de ruido del magnetómetro ScT utilizado. Las direcciones de la componente estable mostraron un buen agrupamiento ($k=150$ (tabla 1.b)). Sin embargo, la dirección media presenta una inclinación demasiado elevada para el período Jurásico en la zona de estudio ($I=69.5$). Esta inclinación anómala puede ser debida a que la magnetización sea de origen secundario y adquirida en un período en el que el buzamiento de la unidad fuera diferente al actual. Por esta razón, esta localidad no se ha tenido en cuenta en la posterior interpretación y discusión. Sin embargo, es de destacar, que la declinación

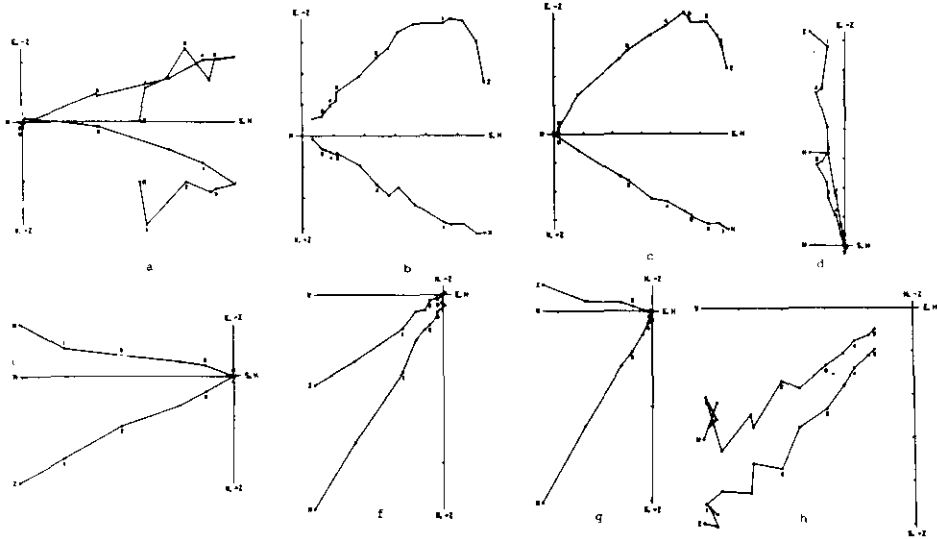


Fig. 6.—Diagramas de Zijderveld durante la desimanación térmica y por campos alternos decrecientes. Los números 1, 2, 3, etc. indican las etapas de lavado a 100, 200, 300 °C, etc. o 10, 20, 30 mT, etc. a) Desimanación térmica de una muestra de pillow-lava de la región de Algarinejo. b) Desimanación de campos alternos decrecientes de una muestra basáltica de la región de Colomera. c) Desimanación térmica de una muestra basáltica de la región de Colomera. d) Desimanación térmica de una muestra de pillow-lava de la región de Alamedilla. e) Desimanación térmica de una muestra de una muestra de caliza de la región de Colomera. f) Desimanación por campos alternos decrecientes de una muestra de material volcánico intrusivo de la región de Noalejo. g) Desimanación térmica de una muestra de material volcánico intrusivo de la región de Noalejo. h) Desimanación por campos alternos decrecientes de una muestra de pillow-lavas de la región de Alamedilla. a), b), c) y e): Direcciones representadas después de efectuar la corrección tectónica. d) y h): Antes de efectuar la corrección tectónica (sistema geográfico de referencia). f) y g) Antes de efectuar la corrección por posicionamiento de la muestra (sistema de referencia: solidario con los ejes de la muestra).

magnética tanto antes y después de efectuar la corrección tectónica como durante la corrección, presenta una desviación hacia el Este similar a la observada en otras localidades.

Alamedilla

Se han muestreado diferentes unidades de pillows-lavas de un afloramiento de material volcánico situado en la carretera de Guadahortuna a Alamedilla. En algunos puntos las coladas volcánicas se encuentran intercaladas entre calizas nodulosas en facies «Ammonítico Rosso» y calizas rojas de edades comprendidas entre el Titónico Inferior y principios del Berriasense (Comas et al., 1981, 1986). En la zona de muestreo no se observó el contacto entre las calizas o margocalizas y las rocas volcánicas,

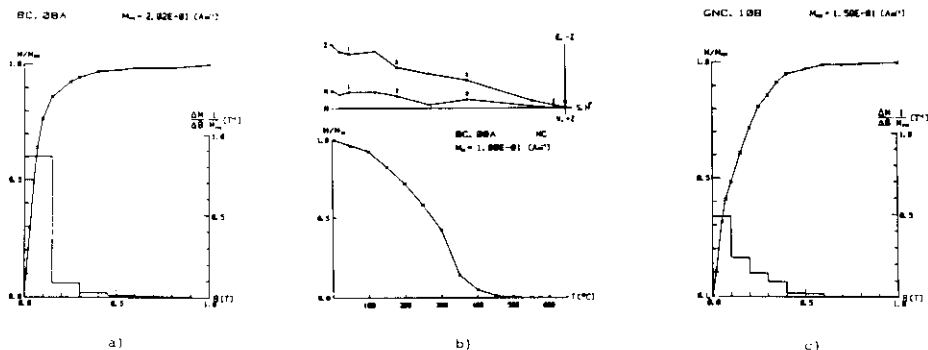


Fig. 7.—a) y c): Curvas de adquisición gradual de remanencia magnética isoterma. Región de Colomera (a) y de Noalejo (c). b): Desimianación térmica de dos componentes de remanencia magnética isoterma de una muestra de caliza de la región de Colomera.

por lo que se utilizaron los siguientes elementos para determinar la posición original de las pillow-lavas:

- Plano de mayor elongación de las unidades de pillow-lavas (horizontal).
- Pedúnculos de las pillow-lavas (vertical).
- Disyunciones columnares (vertical).
- Discontinuidades entre diferentes coladas (horizontal).

Promediando las direcciones de los planos y de las normales se pudieron determinar la forma razonable los parámetros necesarios para efectuar la corrección tectónica.

GO (pillow-lavas)

En la curva termomagnética (figura 5) de un espécimen característico de esta localidad se observa la presencia de dos fases magnéticas:

1. Alrededor de los 350 °C la curva presenta un claro punto de inflexión (puede tratarse de Titanomaghemita o Maghemita pura)
2. Aparece una segunda fase con una $T_c \sim 500$ °C.

Se realizaron análisis de difracción de rayos X con varios extractos magnéticos y se identificaron picos correspondientes a Maghemita, Titanomaghemita y, en algunos casos, de Magnetita. Las muestras fueron desimianadas térmicamente y por campos alternos decrecientes (figura 6). En los diagramas de Zijdeveld se observa la presencia de una componente estable después del calentamiento a 200-250 °C o después del lavado a 20-25 mT. Durante la desimianación térmica de la NRM se observa un

descenso de la intensidad alrededor de los 350 °C. Sin embargo, no se han observado variaciones en la dirección de la imanación antes y después de calentar a esta temperatura. La temperatura de desbloqueo máxima ha sido de 500 °C. Los campos destructores medios fueron del orden de 20-25 mT.

Noalejo

Dentro del área de los afloramientos de rocas volcánicas del Río de las Juntas, y situado aproximadamente 1 km al Suroeste de la localidad de Noalejo, se encuentra una apreciable exposición de material subvolcánico intercalado en una serie de margocalizas blancas. En algunos puntos se produce un contacto tectónico entre las rocas volcánicas y las margocalizas grises. La edad de todo el conjunto es, probablemente, Jurásico Medio (García-Dueñas, com. pers.). En esta región se muestrearon las rocas sedimentarias (margocalizas blancas y grises) y el material volcánico intrusivo). La corrección tectónica que se ha utilizado para las rocas volcánicas se ha obtenido del buzamiento de las margocalizas blancas.

GNV (material volcánico intrusivo)

Las curvas termomagnéticas de varios especímenes (figura 5) muestran la presencia de varias fases magnéticas con temperaturas de Curie de $T_{c1} \sim 470$ °C y $T_{c2} \sim 600$ °C. Los estudios de secciones pulidas indicaron la existencia de fases de Titanohematita y Titanomagnetita. En los diagramas de Zijderveld durante la desimanación térmica y por campos alternos decrecientes (figura 6) se observa una componente estable después de las primeras etapas de lavado. El campo destructor medio ha sido del orden de 10 mT y las temperaturas de desbloqueo han estado comprendidas entre 350-500 °C. Las direcciones obtenidas durante las dos técnicas de desimanación han sido similares. Las muestras presentaron polaridad normal.

GNC1 (margocalizas blancas)

Las muestras de esta localidad presentaron un comportamiento complejo durante los procesos de desimanación. En la figura 7 c se muestra la curva de adquisición de IRM, en esta curva se pone de manifiesto la presencia de fases de coercitividad media y elevada. Estas fases de elevada coercitividad hicieron que el tratamiento por campos alternos decrecientes resultara inefectivo. La mayoría de los especímenes fueron, por

tanto, desimanados térmicamente. Durante la desimanación se produjeron cambios químicos que afectaron a la dirección de la NRM. A pesar de estas dificultades, fue posible determinar la dirección de una componente estable antes de que se produjeran los cambios bruscos en la intensidad de la NRM indicativos de la creación de nuevas fases ferromagnéticas. Debido a los problemas que presentaron estas muestras, los datos tienen una gran dispersión (tabla 1.a). No obstante, la dirección de la magnetización característica es similar a la encontrada en otros lugares. Por otra parte, los valores de la inclinación magnética son los esperados para el período Jurásico en la región de estudio, y por último, la componente característica presentó polaridades normales e inversas (fundamentalmente). Estas características parecen confirmar un antiguo origen de la remanencia magnética de estas rocas.

GNC2 (margocalizas grises)

A diferencia de las rocas sedimentarias anteriores, las características de esta litología son adecuadas para los estudios paleomagnéticos. Sin embargo, la dirección de la magnetización característica presentó valores anómalos (tabla 1.b). El origen de estos valores anómalos es, probablemente, la utilización de una incorrecta corrección tectónica. El buzamiento que presentan estas unidades es diferente al buzamiento regional y sería necesario un mejor control estructural de esta localidad para que los resultados paleomagnéticos puedan ser interpretados.

Montillana

Cercano al kilómetro 382 de la carretera de Granada a Madrid y próximo a la localidad de Montillana (población situada 36 km al Norte de Granada) se presenta un afloramiento de rocas volcánicas básicas interestratificadas con rocas sedimentarias. Se trata de coladas subvolcánicas con presencia de pillow-lavas. Los estudios realizados por García-Dueñas et al. (1967) sitúan la edad del material volcánico y de las unidades sedimentarias en el Jurásico Superior. Para el presente estudio se recogieron muestras de rocas volcánicas masivas (GMB), de cenizas estratificadas (GMC1) y de las margocalizas (GMC2) que se encuentran en contacto con el material volcánico.

Las cenizas estratificadas presentaron direcciones próximas al campo geomagnético actual (tabla 1.b) por lo que la magnetización remanente de estas muestras es, probablemente, de tipo viscoso. Las propiedades magnéticas de las localidades GMB y GMC2 fueron claras desde un punto de vista paleomagnético. Sin embargo, presentaron direcciones de difícil in-

interpretación (tabla 1.b). Como en el caso GNC2, el origen de estas direcciones anómalas es de tipo estructural. Es una posterior inspección del lugar de muestreo, se observó que las unidades investigadas estaban afectadas por pliegues de pequeña longitud de onda (de 1 a 3 m) cuyo eje puede no ser horizontal (García-Dueñas, com. pers.) por lo que es necesario un mejor control estructural para establecer las correcciones tectónicas necesarias. En este trabajo se determinaron los parámetros para efectuar esta corrección del buzamiento de las unidades sedimentarias (GMC2) y de la envolvente de los pequeños pliegues mencionados anteriormente (GMB).

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

En la tabla 1 se recogen los resultados del estudio que se ha llevado a cabo en los once lugares de recolección de la Unidad Subbética. Estos resultados se han agrupado en:

- a) Representativos de la zona de estudio.
- b) Resultados que no se han tenido en cuenta en la interpretación.

Las razones por las que se han rechazado las localidades del grupo b) son de origen estructural, salvo en el caso de la localidad GMC1 (alineamiento con el campo geomagnético actual). Se han incluido estos datos en el presente trabajo porque un mejor control geológico de las localidades haría posible reevaluarlos.

Los resultados considerados representativos de la zona de estudio, indican una sistemática desviación hacia el Este de la declinación paleomagnética (figura 8, tabla 1.a). El valor de la declinación depende de cada localidad, siendo de 20-36° en la mayor parte de la zona estudiada y 68° en la localidad más oriental.

Por otra parte, existen diferencias en la paleoinclinación de las diferentes unidades estudiadas, presentando las pillow-lavas valores anómalos. Este fenómeno ha sido observado también por otros autores en rocas volcánicas submarinas de edad Miocena en California (Kamerling y Luyendyk, 1985) y también se han encontrado diferencias en inclinación entre pillow-lavas y diques adyacentes en el rift de Costa Rica (site 504B, Leg 111 ODP; Becker et al., 1987). Mientras que estos últimos proponen una explicación tectónica, los primeros señalan que si las masas volcánicas se depositaron sobre una superficie inclinada y esta inclinación inicial no se ha tenido en consideración, se podrían producir errores artificiales en la inclinación magnética de estas unidades volcánicas. La corrección tectónica que se ha empleado se ha descrito en el apartado anterior. En la mayoría de los casos ésta se ha obtenido de las rocas sedimentarias

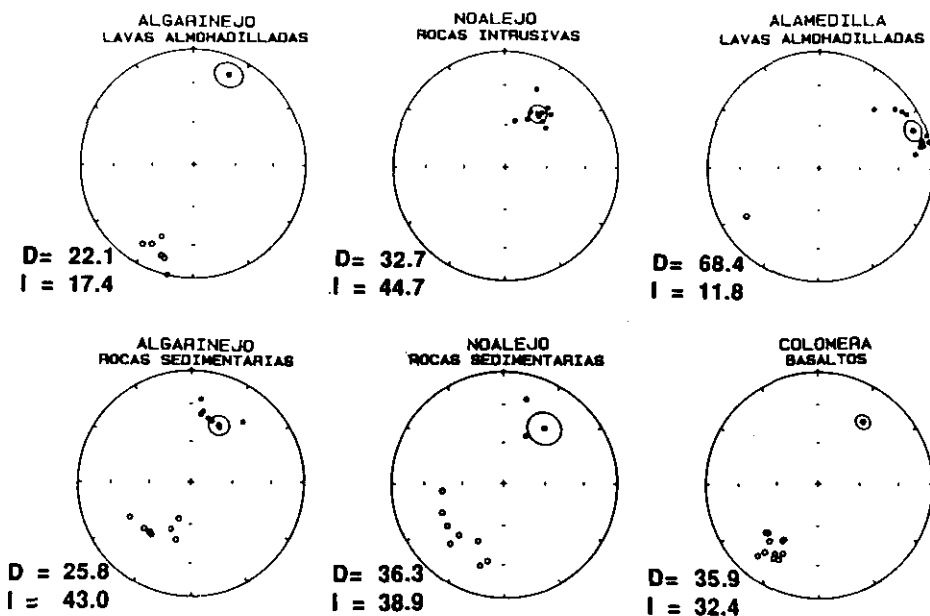


Fig. 8.—Direcciones de la magnetización característica de seis localidades estudiadas en la Zona Subbética después de efectuar la corrección tectónica.

inferiores o superiores (salvo en el caso de Alamedilla), por lo que es posible la presencia de inclinaciones iniciales no detectadas.

En el caso de Alamedilla, el buzamiento determinado a partir de los parámetros descritos en el apartado anterior, debería reflejar la paleohorizontal durante el período de enfriamiento. Sin embargo, es posible que la remanencia magnética sea de tipo secundario y adquirida durante la oxidación submarina después del enfriamiento, pero en un período próximo. Durante este proceso es posible que las unidades de pillow-lavas hayan tenido una inclinación diferente a la indicada por los parámetros que se han considerado en este trabajo.

Otro factor que puede también afectar a la inclinación magnética de estas rocas es la anisotropía magnética. En algunos casos es posible que una fuerte anisotropía pueda desviar la dirección de la remanencia magnética (Stacey, 1960; Uyeda et al., 1963). Está previsto realizar medidas de anisotropía de la susceptibilidad magnética con objeto de investigar si puede ser ésta la causa de las inclinaciones anormalmente pequeñas.

En un área próxima a la zona de estudio, otros autores han realizado trabajos de magnetoestratigrafía en rocas sedimentarias de edad Jurásica (Ogg et al., 1984; Steiner et al., 1987). En la tabla 2 se exponen los resultados paleomagnéticos de estos autores junto con los obtenidos por Vanderberg (1980) en calizas de edad cretácica.

Los valores de la paleodeclinación de las seis localidades estudiadas en el presente trabajo y las obtenidas por los anteriores autores representadas en la figura 9. En esta figura se indica, también, la dirección media esperada para la zona de estudio determinada a partir de los estudios realizados por Vanderberg (1980), Schott et al. (1981) y Osete (1988). Como se puede observar, las direcciones obtenidas en la zona Subbética se desvían de forma apreciable de las determinadas en Iberia estable. Esta desviación es el resultado final de los movimientos a los que ha estado sometida el área estudiada desde el Jurásico hasta la actualidad. Sin embargo, considerando la violencia de la Orogenia Alpina en esta región, es probable que la desviación de los datos paleomagnéticos esté relacionada con la tectónica cenozoica de la zona.

En la figura 9 están representadas también las alineaciones más importantes de la zona. Este mapa se ha construido a partir de la interpre-

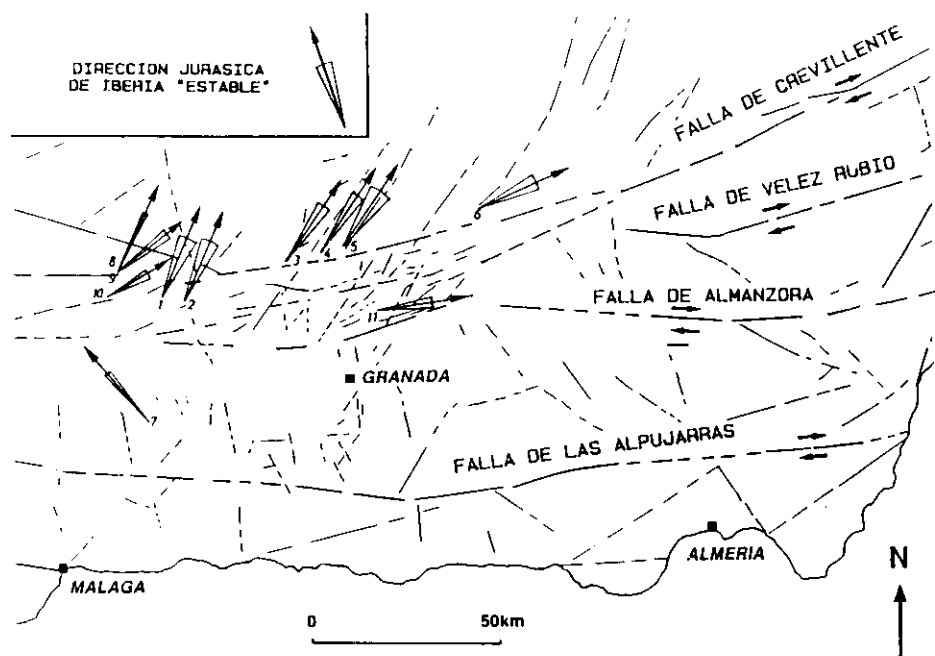


Fig. 9.—Representación de las direcciones obtenidas. Las flechas indican la declinación paleomagnética encontrada en cada localidad. El parámetro a_{95} está indicado en cada caso. 1: Algarinejo (rocas sedimentarias), 2: Algarinejo (pillow-lavas); 3: Colomera (basaltos); 4: Noalejo (material subvolcánico); 5: Noalejo (rocas sedimentarias); 6: Alamedilla (pillow-lavas); 7: Sierra Gorda (calizas, Ogg et al., 1984); 8: Carcabuey (calizas, Ogg et al. 1984); 9: BJ (calizas, Steiner et al., 1987); 10: BC (calizas, Steiner et al., 1987); 11: BH (calizas, Steiner et al., 1987). En el recuadro se muestra la dirección esperada para el Jurásico en Iberia estable (Vanderberg, 1980; Schott et al., 1981 y Osete, 1988). En el mapa están representadas las principales alineaciones de la zona estudiada observadas en imágenes satélite.

tación de imágenes satélite (Vegas y Barranco, en prep.). Las líneas de trazo continuo indican las fallas más importantes que se han comprobado en el campo. Las de trazo discontinuo representan alineaciones observadas solamente en fotografía satélite.

Los resultados paleomagnéticos que se presentan en este trabajo se pueden explicar por la fracturación de la zona de estudio en bloques rígidos que han rotado en una zona de cizalla dextral (figura 10).

Se pueden considerar dos modelos geodinámicos para explicar estos movimientos. En primer lugar, las rotaciones horarias de los bloques pueden estar relacionadas con el último evento tectónico que indujo una zona de cizalla dextral en el margen Ibérico. Este evento tectónico puede ser la colisión del bloque de Alborán durante el Eoceno-Oligoceno. Si se considera este contexto para las rotaciones observadas en la zona Subbética, una cantidad sustancial de acortamiento cortical se acomodó en una zona intracontinental de cizalla dextral generada en el margen Ibérico. Dentro de esta zona de cizalla la cobertera fracturada reaccionó con discretas rotaciones hacia el Este. Estas rotaciones deben ser añadidas a cualquiera de las producidas durante la etapa de formación de los mantos. Así pues, las rotaciones de bloques de la cobertera pueden ser contemporáneos con el transporte tectónico.

En el segundo modelo, las rotaciones se asocian a una zona de deformación más amplia, resultado de la soldadura de las placas Ibéricas y Afri-

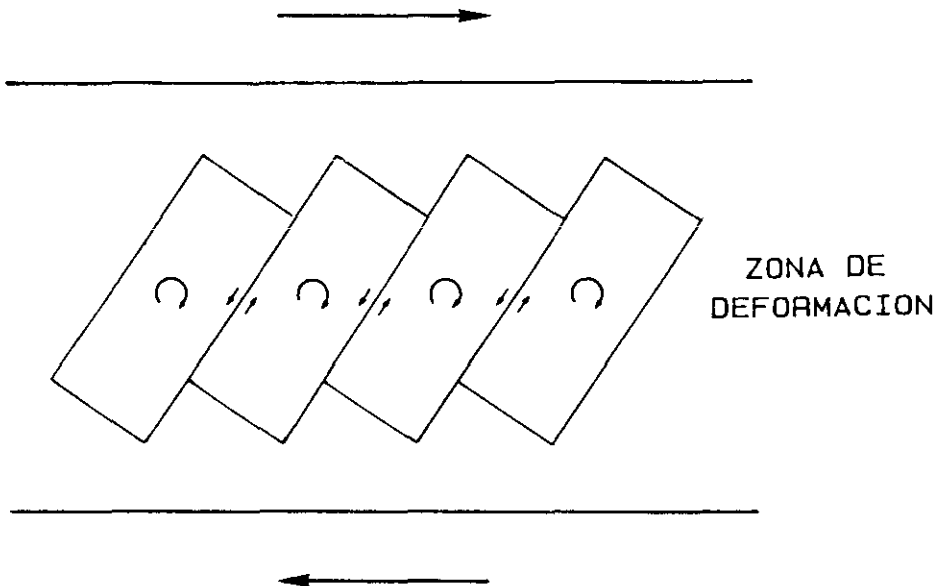


Fig. 10.—Rotación de bloques en una zona de cizalla dextral.

cana (figura 11). El comienzo de esta situación tectónica se puede situar en el final de la tectónica de mantos y cabalgamientos y relacionada con la fase de extensión descrita por Aldaya et al. (1984). Esta zona de deformación corresponde a un dominio intracontinental de deformación distribuida en el sentido propuesto por McKenzie y Jackson (1983, 1986), donde la convergencia de las placas se acomoda mediante la rotación de bloques (Vegas, 1988).

A pesar de que estos modelos pueden explicar algunas de las características de esta región, quedan por resolver algunos interrogantes. Sirva como ejemplo la interpretación de los datos paleomagnéticos de Sierra Gorda (Ogg et al., 1984) que muestran una desviación hacia el Oeste. Teóricamente algunos de los modelos de rotaciones de bloques discutidos por Garfunkel y Ron (1985) muestran rotaciones simultáneas pero en sentidos opuestos de bloques adyacentes. Según estos autores el sentido del movimiento depende de la orientación original de las fallas que delimitan los bloques en relación con el régimen general de esfuerzos. En este sentido, Karmeling y Luyendyk (1985) han explicado los resultados paleomagnéticos obtenidos en California: rotaciones antihorarias de algunos bloques en una zona de deformación dextral.

Es necesario realizar más investigaciones en la Zona Subbética para confirmar si la dirección que presenta Sierra Gorda es representativa de la región y definir la geometría de los bloques de este área. Así mismo, queda por determinar la magnitud de estos movimientos, la edad en la que se produjeron y el área afectada por esta deformación. Con objeto de resolver algunas de las cuestiones planteadas se están llevando a cabo nuevas investigaciones paleomagnéticas en las Cordilleras Béticas.

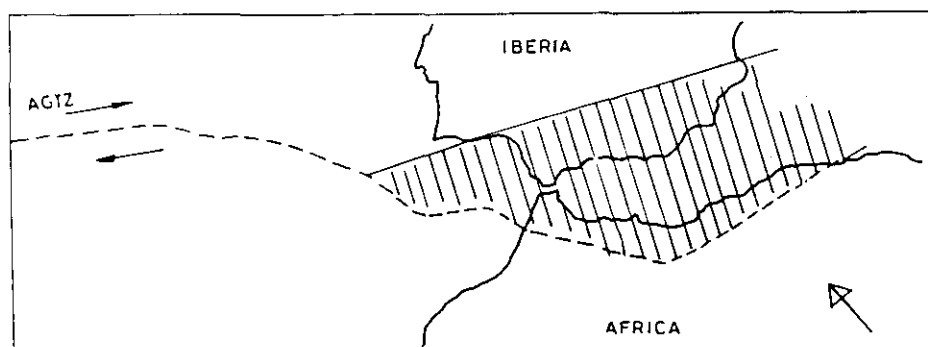


Fig. 11.—Zona de deformación intermedia entre las placas Ibérica y Africana. Flecha en blanco: sentido de la convergencia entre África e Iberia. AGTZ: Zona transformante de Azores-Gibraltar.

Agradecimientos

Agradecemos la valiosa colaboración que hemos recibido en el trabajo de campo de los profesores V. García-Dueñas, M. Muñoz, y J. A. Vera. Las medidas se han realizado en los laboratorios de paleomagnetismo de Madrid y Zürich, agradecemos la ayuda y las facilidades proporcionadas por W. Lowrie y F. Heller durante la estancia en el laboratorio suizo. También queremos destacar la asistencia técnica recibida de W. Grubber, en especial en las medidas termomagnéticas.

Este estudio ha sido subvencionado por la CAICYT (Proyecto núm. 2121-83) y por el ETH (Institut für Geophysik) de Zürich. Publicación núm. 301 del Departamento de Física de la Tierra (Geofísica).

REFERENCIAS

- ALDAYA, F.; CAMPOS, J.; GARCIA-DUEÑAS, V.; GONZALEZ LODEIRO, F. y OROZCO, M. (1984). El contacto Alpujárrides/Nevado Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada: Implicaciones tectónicas. En: El borde mediterráneo español: Evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas. Dept. Inv. Geol. CSIC Univ. Granada, vol. 1, 18-22.
- ARAÑA, V. y VEGAS, R. (1974). Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 24, 197-212.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCARDE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A. C.; RIVAS, P. y VERA, J. A. (1979). Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Universidad de Granada.
- BECKER et al. (1987). (Leg 11 shipboard scientific party), News from a deeping hole. *Nature*, 325, 484-485.
- BOUSQUET, J. C. (1979). Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 222-286.
- COMAS, M. C.; OLORIZ, F. y TAVERA, J. M. (1981). The red nodular limestones (ammonitico rosso) and associated facies: a key for settling slopes or swell areas in the Subbetic Upper Jurassic submarine topography (southern Spain). Farinacci, A. and Elmi, S. (Editors), Rosso Ammonitico Symposium Proceedings. Roma (Tecnoscienza): 113-136.
- COMAS, M. C.; PUGA, E.; BARGOSSO, G. M.; MORTEN, L. y ROSSI, P. L. (1986). Paleogeography, sedimentation and volcanism of the Central Subbetic Zone, Betic Cordilleras, Southeastern Spain. *N. Jb. Geol. Palont. Mh.* 7, 385-404.
- DECOURT, J.; ZONENSCHAIN, L. P.; RICOU, L. E.; KAZMIN, V. G.; LE PINCHON, X.; KNIPPER, A. L.; GRANDJACQUET, C.; SBORTSHIKOV, I. M.; GEYSSANT, J.; LEPVIER, C.; PECHERESKY, D. H.; BOULIN, J.; SIBOUET, J. C.; SAVOSTIN, L. A.; SOROKHTIN, O.; WESTPHAL, M.; BAZHENOW, M. L.; LAUER, J. P. y BIJU-DUVAL, B. (1986). Geological evolution of the Tehys belt from the Atlantic to the Parnis since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.

- DE SMET, M. E. M. (1984). Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Tectonophysics*, 107.57-79.
- GARFUNKEL, Z. y RON, H. (1985). Block rotation and deformation by strike-slip faults. 2. The properties of a type of macroscopic discontinuous deformation. *J. Geophys. Res.*, 90 (B10):8589-8602.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; LINARES, A. y MOUTARDE, R. (1967). Datos estratigráficos sobre la serie mesozoica del río de las Juntas (Montillana, Zona Subbética, Granada). *Acta Geol. Hisp.*, 5.82-87.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1970). Estructuras sobreimpuestas al N. de la Sierra de Montillana (zona Subbética, Granada). *Acta Geol. Hisp.*, 4.47-50.
- GARCIA-YEBRA, R.; RIVAS, P. y VERA, J. A. (1972). Precisiones sobre la edad de las coladas volcánicas jurásicas en la región de Algarinejo-Lojilla (Zona Subbética). *Acta Geol. Hisp.* 7(5), 133-137.
- HERMES, J. J. (1978). The stratigraphy of the subbetic and southern prebetic of the Velez Rubio-Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of southern Spain. *Proc. K. Ned. Akad. Wet.* 81(1), 41-72.
- KAMERLING, M. J. y LUYENDYK, B. P. (1985). Paleomagnetism and Neogene Tectonics of the Northern Channel Islands, California. *J. Geophys. Res.* 90 (B14), 12485-12502.
- KIRSCHVINK, J. L. (1980). *The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data.* *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699-718.
- LEBLANC, D. y OLIVIER, Ph. (1984). Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics* 101.345-355.
- LOWRIE, W. y HELLER, F. (1982). Magnetic Properties of marine limestones. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20. 171-193.
- MÄKEL, G. H.; RONDEEL, H. E. y VANDERBERG, J. (1984). Triassic palaeomagnetic data from the Subbetic and the Malaguide Complex of the Betic Cordilleras (Southeast Spain). *Tectonophysics*, 101.131-141.
- McKENZIE, D. y JACKSON, J. (1983). The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain, and fault movements within a deforming zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 65, 182-202.
- McKENZIE, D. y JACKSON, J. (1986). A block model of distributed deformation by faulting. *J. Geol. Soc. London.* 143.349-353.
- OGG, J. G.; STREINER, M. B.; OLORIZ, F. y TALAVERA, J. M. (1984) Jurassic magnetostratigraphy, 1. Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 71. 147-162.
- OSETE, M. L. (1988). Estudio del magnetismo remanente de las rocas de interés paleomagnético en España. Tesis. Univ. Complutense. Madrid.
- PAQUET, J. (1972). Charriages et Coulissements dans l'Est des Cordillères Bétiques (Espagne). *Int. Geol. Congr. 24th, Montreal*, 3.395-404.
- SHOTT, J. J.; MONTIGNY, R. y THUIZAT, R. (1981). Paleomagnetism and age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitation to the rotation of the Iberian Peninsula since the Middle Jurassic. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 457-470.
- STACEY, F. D. (1960). Magnetic anisotropy of dispersed powders. *Aust. J. Phys.*, 13, 196-201.
- STREINER, M. B.; OGG, J. y SANDOVAL, J. (1987) Jurassic magnetostratigraphy. 3. Bathonian-Bajocian of Carcabuey, Sierra Harana and Campillo de Arenas (Subbetic Cordillera, Southern Spain) *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82, 357-372.

- UYEDA, S.; FULLER, M. D.; BELSCHE, J. C. y GIRDLER, R. W. (1963). Anisotropy of magnetic susceptibility in rocks and minerals. *J. Geophys. Res.*, 68, 279-291.
- VANDERBERG, J. (1980). New palaeomagnetic data from the Iberian Peninsula. *Geologie en Mijnbouw*, 59 (1), 49-60.
- VAN DER FLIERT, J. R.; GRAVE, H.; HERMES, J. J. y DE SMET, M. E.M. (1980) On Stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting. *Eclogae Geol. Helv.*, 73 (1) 223-237.
- VEGAS, R. y BANDA, E. (1982). Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, 4, 320-343.
- VEGAS, R. (1985). Tectónica del área Ibero-Mogrebí. En: *Mecanismo de los terremotos y tectónica*. Editores: A. Udías, D. Muñoz y E. Burforn. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid.
- VEGAS, R. (1988). Tectonic model for the seismicity of the Ibero-Mahgrebian region, western end of the Africa-Eurasia boundary. (Abstract). *Annales Geophysicae*, spec. issue, 14.

Recibido 9 marzo 1988.

Aceptado 6 julio 1988.