

SIGNIFICADO DE LAS DEFORMACIONES INTERNAS EN LAS PERIDOTITAS DE SIERRA ALPUJATA (MALAGA)

J. M. Tubía (*)

RESUMEN

Las peridotitas de Ronda (Málaga) forman la base del manto de Los Reales (Alpujarrides, Cordilleras Béticas). Las rocas ultrabásicas del macizo de Sierra Alpujata permiten reconocer dos deformaciones plásticas sucesivas. La primera es una deformación de altas temperaturas ($> 1.000^{\circ}\text{C}$) y bajos esfuerzos (0.3-0.5 Kb) que se conserva en lherzolitas con textura porfiroclástica de grano grueso. Esta deformación puede atribuirse al flujo del manto en una zona de expansión relacionada a procesos de "rifting" continental. La segunda deformación, de bajas temperaturas ($\sim 800^{\circ}\text{C}$) y altos esfuerzos (1-2 Kb), oblitera a la anterior en las zonas de borde de la lámina peridotítica, produciendo la milonitización de las peridotitas y el desarrollo de aureolas dinamo-térmicas en los materiales encajantes. Esta deformación se debe al cabalgamiento de una escama del manto sobre la corteza continental.

El análisis cinemático de las tectonitas ultrabásicas de alta y baja temperatura proporciona, en la posición actual de las Cordilleras Béticas, una dirección aproximadamente $\text{N } 70^{\circ}\text{E}$ para la dirección del "paleo-rift". El cabalgamiento de las peridotitas se ha realizado prácticamente en la misma dirección, desde el WSW hacia el ENE.

PALABRAS CLAVE: Peridotitas de Ronda, deformación plástica, peridotita porfiroclástica, peridotita milonítica, paleo-rift, zona de cizalla dúctil.

ABSTRACT

The Ronda peridotites rest at the base of the Los Reales nappe (Alpujarride Complex, Betic Chain). Two successive plastic deformations are imprinted in the Sierra Alpujata peridotites. The first one is a high temperature ($> 1000^{\circ}\text{C}$) - low stress (0.3-0.5 Kb) deformation as show by coarse-grained porphyroclastic lherzolites. This deformation can take place by mantle flow in a spreading zone related to continental rifting. The second deformation, at low temperature ($\sim 800^{\circ}\text{C}$) and high stress (1-2 Kb), erase the last one at the edge zones of the peridotite sheet, giving the mylonitisation of peridotites and the development of dynamothermal aureoles in the wall rocks. This deformation is due to the thrusting of a mantle slab over the continental crust.

The kinematic analysis of the high and low-temperature ultrabasic tectonites provides, in the present position of the Betic Chain a $\text{N } 70^{\circ}\text{E}$ direction for the paleorift. The peridotite thrusting is practically realized in the same direction, from the WSW to the ENE.

KEY WORDS: Ronda peridotites, plastic deformation, porphyroclastic peridotite, mylonitic peridotite, paleorift, zone of ductile shear.

Introducción

Los macizos ultrabásicos de Ronda están formados por peridotitas alpinas (Hernández-Pacheco, 1967; Dickey, 1970; Darot, 1974; Obata, 1980), del subtipo lherzolitico de Jackson y Thayer (1972). Los macizos de lherzolitas son abundantes en las cadenas alpinas que rodean el Mediterráneo occidental:

Lanzo (Los Alpes), Lherz (Pirineos), Ronda (Béticas) y Beni-Boussera (Rif), y han sido considerados fragmentos del manto superior subyacentes a una corteza continental (Nicolas y Jackson, 1972). Los procesos de ascenso de estas rocas mantélicas hasta la superficie han recibido diversas interpretaciones, aunque actualmente se admite que se han emplazado tectónicamente en estado sólido, o prácticamente

(*) Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco. Apartado 644. Bilbao.

sólido (Nicolas *et al.*, 1971, 1972; Nicolas y Jackson, 1972; Boudier, 1976; Nicolas, 1984). Los macizos de Ronda son los únicos que permiten observar aureolas dinamo-térmicas subyacentes a estas peridotitas, lo que los hace especialmente apropiados para estudiar la deformación asociada a su emplazamiento.

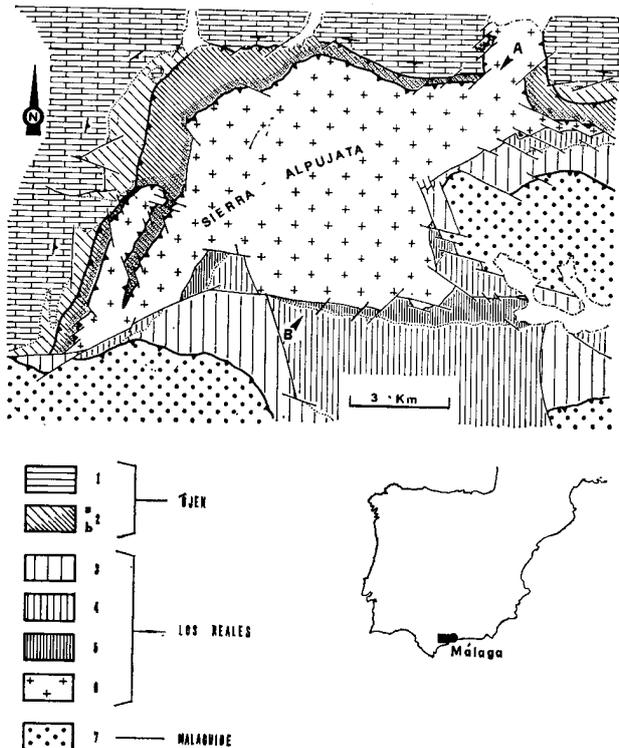


Fig. 1.—Mapa geológico del entorno de Sierra Alpujata. Manto de Ojén: 1, Mármoles; 2a, sucesión metapelítica; 2b, migmatitas y milonitas (con punteado). Manto de Los Reales: 3, micaesquistos; 4, migmatitas; 5, kinzigitas; 6, peridotitas. Complejo Maláguide: 7, los materiales post-manto aparecen en blanco. La línea A-B indica la dirección del corte de la figura 7.

Este trabajo, realizado en Sierra Alpujata (fig. 1), muestra las variaciones estructurales y de la fábrica (microestructuras y orientaciones cristalinas preferentes) de las peridotitas en respuesta a condiciones deformacionales diferentes, y pone de manifiesto que la deformación de las peridotitas puede explicarse por una sucesión de acontecimientos expansivos y compresivos.

Encuadre geológico

Las peridotitas de Ronda, localizadas en la terminación occidental de la Zona Bética (Cordilleras Béticas), pertenecen al Complejo Alpujárride (Didon *et al.*, 1973; Navarro-Vilá y Tubía, 1983). Según Didon *et al.* (1973) los macizos de Sierra Bermeja y de Sierra Alpujata forman la base de la Unidad de Los Reales y de la Unidad de Blanca, respec-

tivamente; sin embargo, las peridotitas de Sierra Alpujata afloran bajo un conjunto metamórfico idéntico al que existe sobre las de Sierra Bermeja y, además, tanto el macizo de Sierra Bermeja (Lundeen, 1978) como el de Sierra Alpujata (Tubía, 1984; Tubía y Cuevas, en prensa) reposan sobre aureolas dinamo-térmicas con migmatitas y milonitas, por lo que es más apropiado incluir todos los macizos peridotíticos de la región en una sola unidad, denominada manto de Los Reales. Bajo el manto de Los Reales existen otros dos mantos alpujárrides que son, en orden descendente, el de Guadaíza y el de Ojén (Navarro-Vilá y Tubía, 1983).

En el sector estudiado el manto de Los Reales consta de una sucesión metasedimentaria que tiene micaesquistos (con biotita, granate, estauroлита y sillimanita, sucesivamente) en la parte superior, migmatitas debajo y granulitas de composición ácida (kinzigitas), de altas temperaturas ($\geq 850^{\circ}\text{C}$) y presiones ($\sim 9 \text{ Kb}$), directamente sobre las peridotitas. En Sierra Alpujata el manto de Los Reales cabalga sobre el de Ojén (fig. 1). Las rocas ultrabásicas se disponen, generalmente, sobre una aureola dinamo-térmica compuesta por milonitas cuarzo-feldespáticas de alta temperatura ($\sim 750^{\circ}\text{C}$) y migmatitas de altas temperaturas ($\sim 750^{\circ}\text{C}$) y bajas presiones ($\sim 3 \text{ Kb}$) (Westerhof, 1977; Tubía y Cuevas, en prensa); esta aureola es estrecha (máximo 600 m.) en comparación a su longitud, ya que se sigue de manera continua a lo largo del contacto norte del macizo (fig. 1).

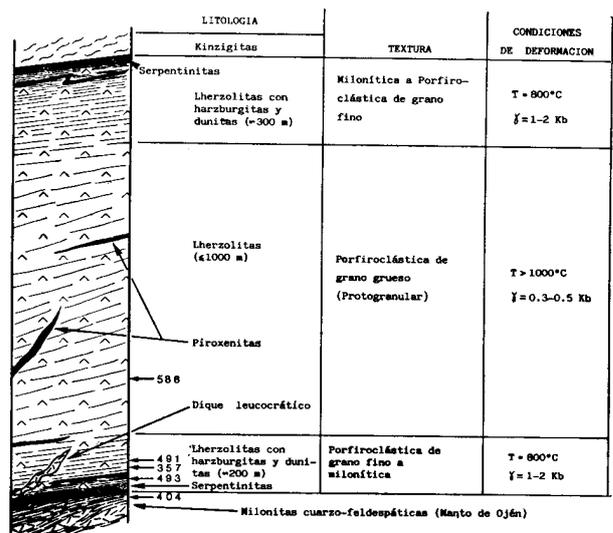


Fig. 2.—Columna que muestra las variaciones litológicas, estructurales y texturales en las peridotitas de Sierra Alpujata. Las líneas discontinuas subparalelas a los contactos con las kinzigitas y con el manto de Ojén corresponden a la foliación, y su apretamiento representa una deformación creciente. Los números indican la posición aproximada de las muestras utilizadas para el estudio de las orientaciones cristalográficas preferentes. T = temperatura; γ = esfuerzos desviatorios.

Las lherzolitas son las rocas dominantes en todo el macizo, aunque también existen harzburgitas y dunitas, en bandas paralelas a la foliación, repartidas principalmente en el muro y en el techo de la lámina peridotítica (fig. 2); además aparecen algunas capas máficas (piroxenitas y gabros olivínicos) y filones leucocráticos atravesando a las peridotitas (Hernández-Pacheco, 1967). La presencia de minerales ricos en aluminio permite diferenciar varias facies en el macizo: en su núcleo aparecen mayoritariamente lherzolitas con plagioclasa, mientras que hacia los bordes se sitúan lherzolitas con espinela. Esta distribución es idéntica a la existente en

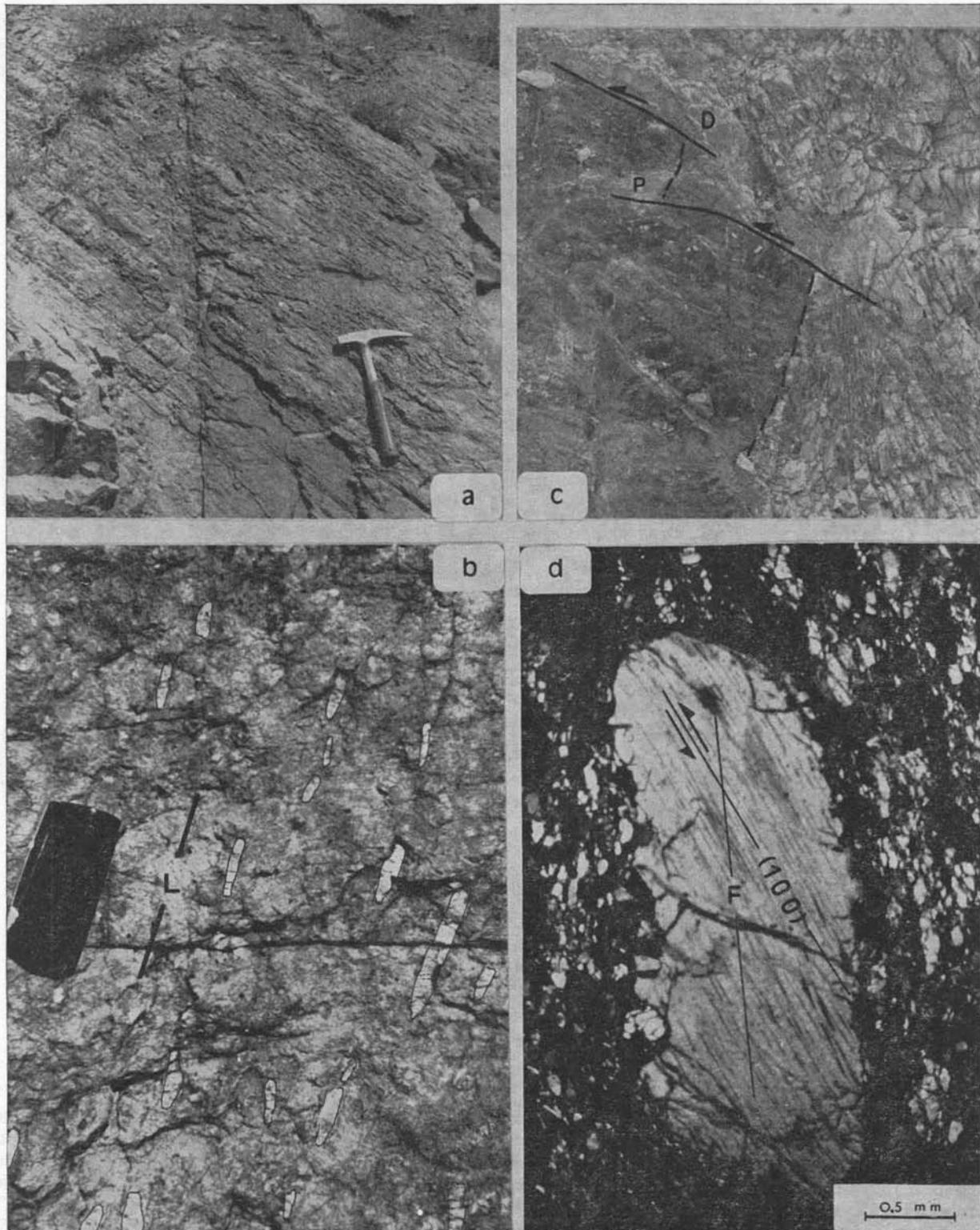


Fig. 3.—Estructuras y microestructuras en el macizo de Sierra Alpujata: *a*) Foliación, paralela al bandeo, afectando completamente a un afloramiento de lherzolitas. *b*) Lineación lamelar de enstatita (L) en una harzburgita milonítica. La fotografía corresponde a la superficie de la foliación, sobre la que destacan los porfiroclastos alargados (X/Y: 5-10) de enstatita que definen la lineación; *c*) Dique leucocrático (D) que intruye en las peridotitas (P) y está deformado por la foliación y por cizallas tardías; *d*) Porfiroclasto de enstatita (sección XZ) en una peridotita milonítica. La oblicuidad entre el cleavaje (100) y la traza de la foliación (F) proporciona el sentido de cizallamiento.

el macizo de Sierra Bermeja (Obata, 1980). Finalmente, a lo largo de los contactos con los materiales encajantes las peridotitas están serpentinizadas en una banda de poco espesor (fig. 2).

La foliación está presente en todo el macizo y adquiere un desarrollo más marcado al desplazarse desde el núcleo del macizo, con peridotitas porfiro-

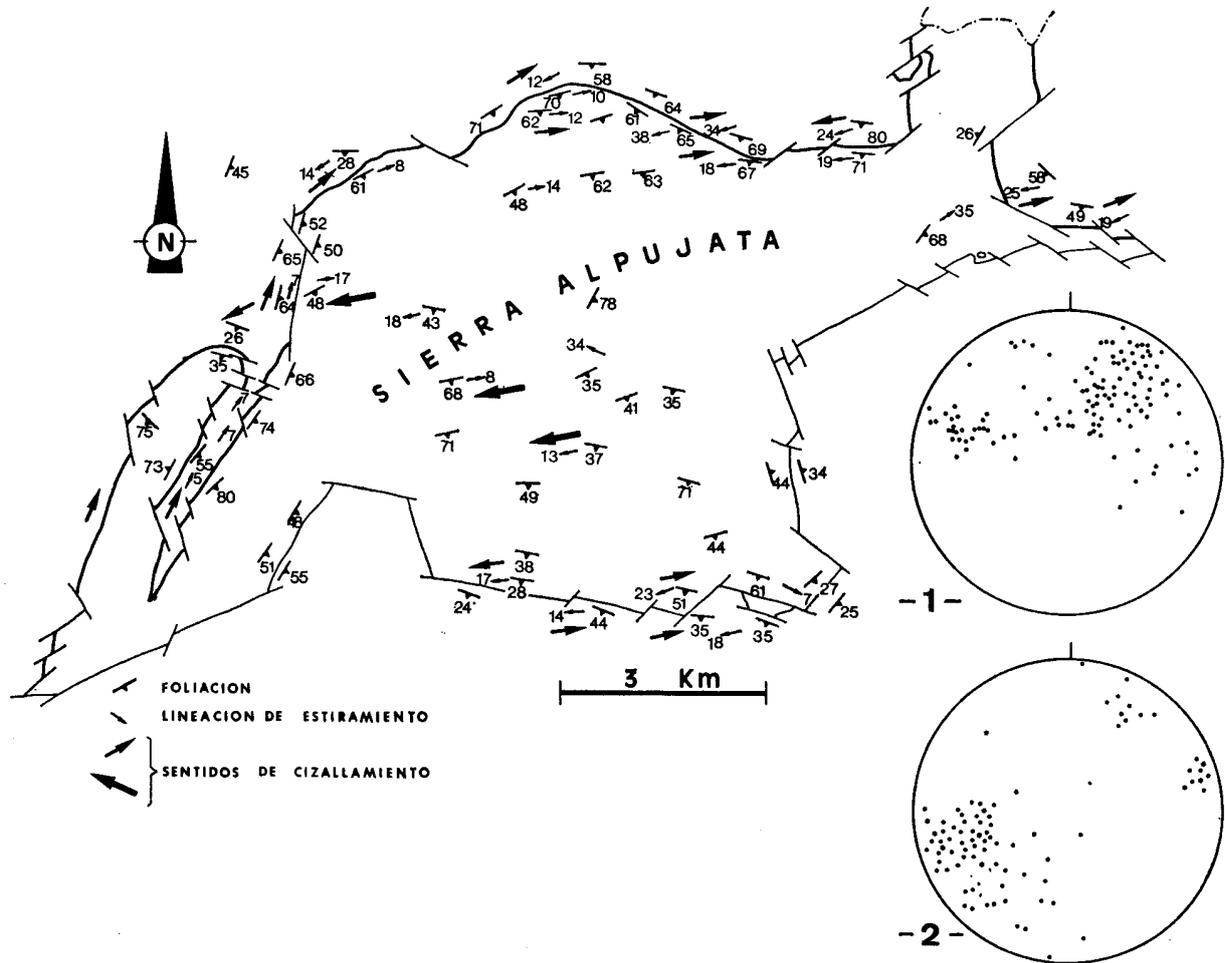


Fig. 4.—Mapa estructural esquemático del macizo de Sierra Alpujata. Los sentidos de cizallamiento indican el desplazamiento de la parte superior, geoméricamente, respecto de la inferior. La flecha de trazo grueso corresponde al sentido de cizallamiento obtenido en las peridotitas con plagioclasa de textura porfiroclástica; la flecha fina representa el sentido de cizallamiento de las tectonitas miloníticas de las zonas de contacto. Los diagramas 1 y 2 muestran las proyecciones estereográficas de los polos de la foliación (125 medidas) y de la lineación (86 medidas), respectivamente; en el diagrama 2 las estrellas corresponden a lineaciones de plagioclasa (peridotitas porfiroclásticas) y los puntos a las de milonitas peridotíticas y cuarzo-feldespáticas.

Estructuras

Las peridotitas de Ronda tienen características de tectonitas con estructuras de deformación penetrativas, foliación y lineaciones (fig. 3 a y b). Estas estructuras comunes en las peridotitas alpinas del subtipo lherzolítico, se atribuyen a procesos de flujo plástico a temperaturas elevadas (Gueguen y Nicolas, 1980).

clásticas de grano grueso, hacia el exterior, con peridotitas porfiroclásticas de grano fino y miloníticas; este hecho refleja un incremento de la deformación hacia los contactos limitantes de la lámina ultrabásica. La foliación corresponde al plano XY de la deformación finita (Nicolas y Poirier, 1976), y se reconoce por la orientación de forma de la plagioclasa en las facies porfiroclásticas y de la enstatita en las miloníticas.

En el contacto basal la foliación de las peridotitas concuerda con la de las milonitas cuarzo-feldespáticas de la aureola dinamo-térmica sobre la que cabalga el manto de Los Reales y es paralela a la superficie de cabalgamiento (figs. 2 y 4); en consecuencia, experimenta variaciones de dirección importantes a lo largo del contacto norte de Sierra Alpujata, manteniéndose el buzamiento ($\sim 60^\circ$ C) dirigido hacia el núcleo de la sierra. El contacto con la sucesión metamórfica del manto de Los Reales presenta características idénticas al anterior (fig. 4). Las capas máficas tienen deformación interna y generalmente son concordantes con la foliación; en algunas raras ocasiones se aprecian capas de piroxenitas plegadas isoclinalmente, siendo la foliación de las peridotitas paralela al plano axial de tales pliegues. Algunos diques leucocráticos están deformados (fig. 3c).

Las peridotitas de Sierra Alpujata tienen varios tipos de lineaciones minerales. En las peridotitas porfiroclásticas aparecen, sobre el plano de foliación, lineaciones tabulares de enstatita y lineaciones de agregados de plagioclasa y/o espinela, y las peridotitas miloníticas exhiben lineaciones lamelares de enstatita (fig. 3b). El significado cinemático de estas lineaciones es diferente, según han demostrado Darot y Boudier (1975): las lineaciones de plagioclasa, espinela y lamelar de enstatita corresponden a la dirección de estiramiento asociada al flujo plástico que produce las estructuras penetrativas de las peridotitas, mientras que la lineación tabular de enstatita es perpendicular a dicha dirección. En Sierra Alpujata la lineación de plagioclasa (peridotitas porfiroclásticas) y la lineación lamelar de enstatita (peridotitas miloníticas) tienen una orientación media coincidente, N 70° E (fig. 4), hecho observado también por Darot (1973) en Sierra Bermeja. Al igual que ocurría con la foliación, la lineación lamelar de enstatita en las peridotitas miloníticas concuerda con la lineación mineral de estiramiento de las milonitas del manto de Ojén y de las kinzigitas del manto de Los Reales.

Fábrica

Todas las muestras estudiadas corresponden al plano XZ de la deformación finita, es decir, a secciones perpendiculares a la foliación y paralelas a la lineación mineral de estiramiento. La presencia de bandas de deformación en el olivino, de límites entre granos recristalizados dinámicamente y de pronunciadas orientaciones cristalográficas en el olivino y/o enstatita demuestran la actuación de procesos de deformación plástica, característicos en las peridotitas de tipo alpino (Nicolas y Poirier, 1976; Nicolas *et al.*, 1971, 1972, 1973).

En Sierra Alpujata, la fábrica de las peridotitas evidencia una notable evolución en función de la

mayor o menor proximidad a los contactos que limitan la lámina de rocas ultrabásicas. En el núcleo del macizo las texturas son porfiroclásticas de grano grueso y hacia los bordes derivan, progresivamente, a facies de grano fino, porfiroclásticas y miloníticas. Esta variación textural está acompañada de una disminución del tamaño de grano de las rocas y de cambios en los modelos de orientaciones cristalográficas preferentes de sus minerales.

Peridotitas miloníticas

Las peridotitas miloníticas forman bandas intercaladas con las porfiroclásticas de grano fino, y tienen microestructura en mosaico. Están caracterizadas por una matriz de grano fino, originada por procesos de recristalización dinámica, y formada mayoritariamente por neoblastos de olivino (20-25 μ m), que contiene porfiroclastos alargados de enstatita (X/Z: 20/1 - 5/1) y ocasionalmente de olivino.

Los porfiroclastos de enstatita muestran la traza del cleavage (100) formando un ángulo pequeño con la foliación. Los porfiroclastos de olivino constan de una subestructura interna en subgranos separados por bandas de deformación que mantienen un ángulo elevado con la traza de la foliación. En una misma lámina la traza del cleavage (100) de los porfiroclastos de enstatita es perpendicular a la traza de las subjuntas de los porfiroclastos de olivino, y ambas microestructuras mantienen una orientación constante respecto de la foliación (fig. 3d), lo que indica el carácter rotacional de la deformación y permite conocer el sentido de cizallamiento (Nicolas *et al.*, 1973; Darot, 1974; Nicolas y Poirier, 1976; Boudier, 1976; Bouchez *et al.*, 1983).

En Sierra Alpujata la deformación más intensa, representada por las peridotitas miloníticas, ocurre en las facies harzburgíticas y duníticas localizadas en las proximidades de los contactos con las milonitas cuarzo-feldespáticas del manto de Ojén subyacente y con las kinzigitas suprayacentes. Esta concentración de la deformación está favorecida por la uniformidad mineralógica de tales rocas, prácticamente monominerálicas; la introducción de piroxenos tiene el efecto de disminuir la plasticidad de los agregados policristalinos de olivino, pues la sustitución de límites entre granos de olivino por contactos piroxeno-olivino provoca un endurecimiento por deformación y un efecto textural que dificulta, e incluso impide, la deformación por deslizamiento intracristalino de los granos de olivino que limitan con piroxenos (Nicolas y Poirier, 1976).

Los diagramas de orientación preferente del olivino en las peridotitas miloníticas presentan distribuciones difusas del índice [001], mientras que el índice [100] muestra una corona subparalela a la foliación, con máximos junto a la lineación, y [010] forma una corona perpendicular a la foliación (fi-

gura 5: Tb-357). Estos modelos sugieren la actuación de sistemas de deslizamiento intracristalino $[0kl]$ $[100]$ y otros de dirección $[001]$, éstos últimos de temperaturas relativamente bajas ($< 950^\circ\text{C}$) (Carter y Avé Lallemand, 1970; Boudier y Coleman, 1981). En estas condiciones térmicas la enstatita se deforma plásticamente por deslizamiento intracristalino sobre el sistema (100) $[001]$, lo que conduce a modelos con el índice $[100]$ perpendicular a la foliación, $[010]$ contenido en la foliación y perpendicular a la lineación y $[001]$ muy próximo a la lineación (fig. 5: Tb-357).

Los diagramas de orientación preferente del olivino en una dunita milonítica de grano muy fino (fig. 5: Tb-491) están caracterizados por máximos de los índices $[100]$ y $[001]$ sobre los ejes Y y X de la deformación finita, respectivamente, y con el índice $[010]$ concentrado en torno al eje Z. Estos modelos son coherentes con deslizamientos sobre el sistema (010) $[001]$, que corresponde a deformaciones plásticas del olivino en condiciones de temperaturas bajas ($\sim 800^\circ\text{C}$) y esfuerzos elevados (Phakey, *et al.*, 1972).

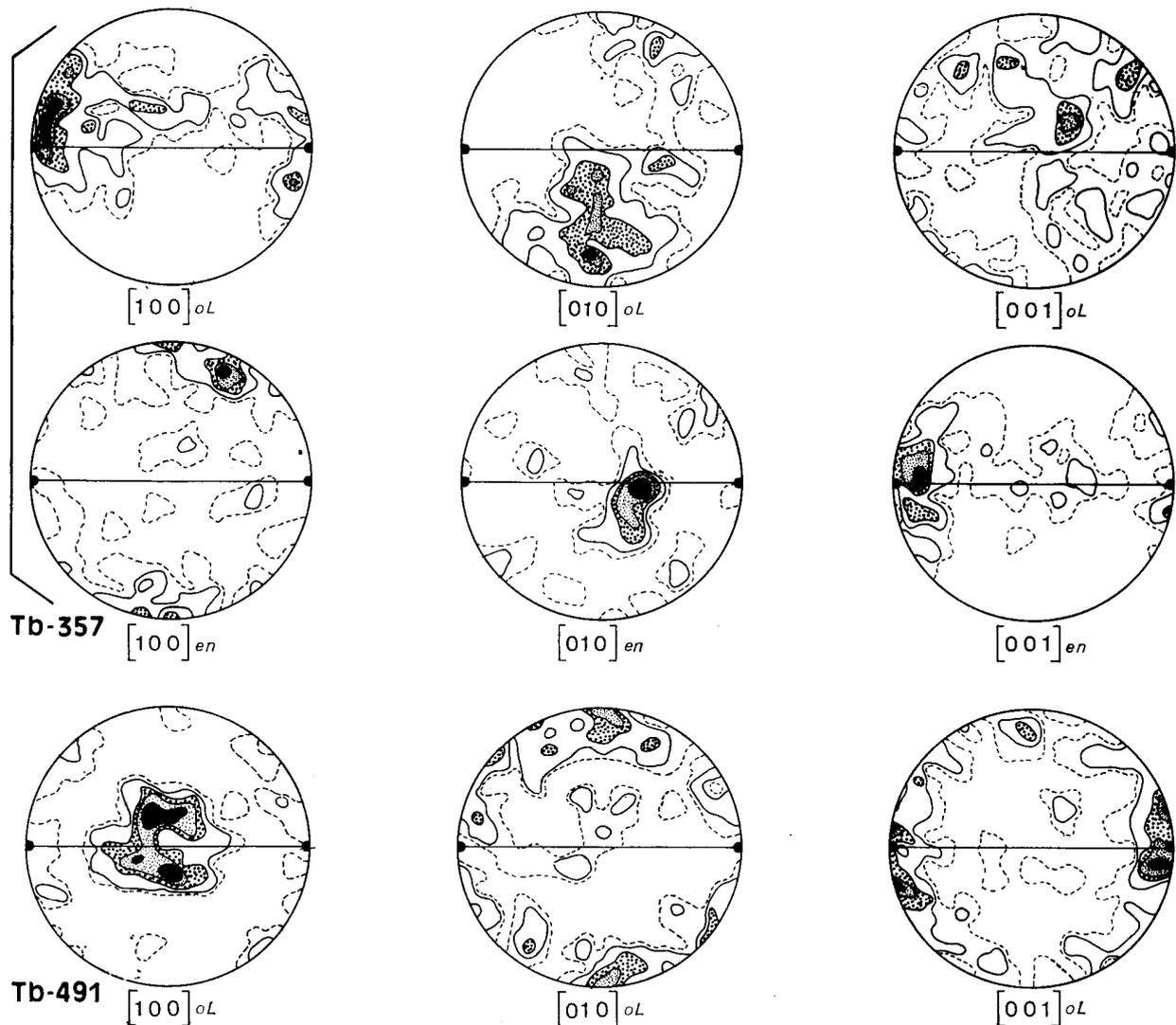


Fig. 5.—Diagramas de orientación preferente del olivino y enstatita en una harzburgita milonítica (Tb-357) y del olivino en una dunita milonítica (Tb-491). Sección XZ: la traza de la foliación está representada por el diámetro y la lineación de estiramiento por los puntos de sus extremos. 100 medidas en cada diagrama. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Intervalos: 1, 2, 4, 6, 8 %.

Peridotitas porfiroclásticas

Las texturas porfiroclásticas son las más habituales en las peridotitas de Sierra Alpujata; en el núcleo del macizo dominan las texturas porfiroclásticas de grano grueso, mientras que al acercarse a las peridotitas miloníticas aparecen texturas porfiroclásticas de grano fino. En las texturas de grano grueso los porfiroclastos de olivino (~ 5 mm.) son alargados

dotitas porfiroclásticas está representada por máximos de [100] cerca de la lineación y por coronas parciales, perpendiculares a la foliación, de los índices [010] y [001], con tendencia a concentrarse sobre la foliación y en su perpendicular, respectivamente (fig. 6). Estos modelos de la fábrica del olivino sugieren el funcionamiento de sistemas de deslizamiento intracristalino [0kl] [100] y (010) [100], propios de deformaciones plásticas verificadas a tem-

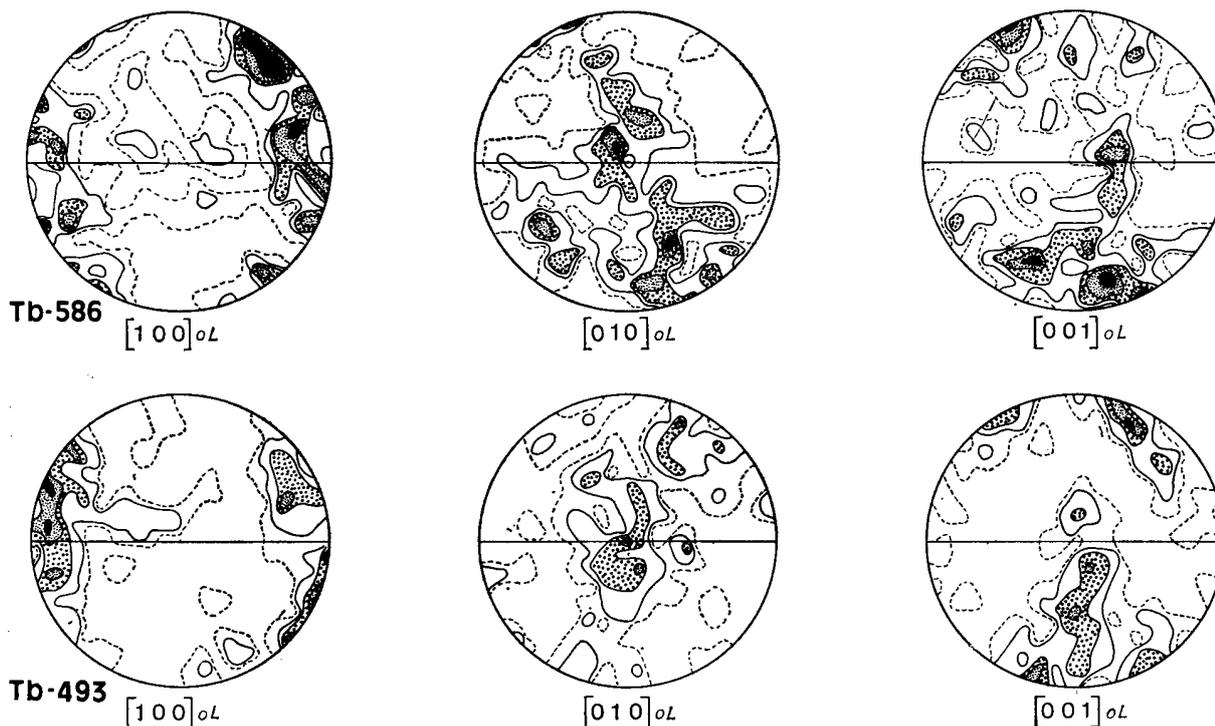


Fig. 6.—Diagramas de orientación preferente del olivino en hercinitas porfiroclásticas, de grano grueso (Tb-586) y fino (Tb-493). Sección XZ. El referencial estructural es idéntico al de la figura 5. 100 medidas por diagrama. Intervalos: 1, 2, 3, 4, 5 % (Tb-586) y 1, 2, 4, 6, 8 % (Tb-493).

y tienen bordes aserrados. Las subestructuras de deformación del olivino, subjuntas de orientación (100), son espaciadas y convergen frecuentemente en puntos triples con los bordes de los granos. La espinela es de formas lobuladas o ameboides y generalmente forma agregados con la plagioclasa; también es frecuente encontrarla asociada con piroxenos, lo que caracteriza a las texturas protogranulares de los nódulos ultrabásicos hallados en basaltos (Mercier y Nicolas, 1975). En las muestras con textura porfiroclástica de grano fino los porfiroclastos de olivino (1-3 mm.) tienen una subestructura apretada y aparecen rodeados por numerosos neoblastos equidimensionales o alargados.

La orientación preferente del olivino en las peri-

peraturas superiores a 1.000° C y bajo presiones de confinamiento entre 5-10 Kb (Carter y Avé Lallemant, 1970).

Discusión

El análisis estructural y de las orientaciones cristalográficas preferentes de las peridotitas atestiguan la existencia de dos deformaciones sucesivas en el macizo de Sierra Alpujata, desarrolladas en condiciones físicas diferentes. Las texturas de grano grueso, porfiroclásticas (protogranulares), que se conservan en la parte interna de la masa ultramáfica registran una primera deformación de altas tempera-

turas ($> 1.000^{\circ}\text{C}$) y bajos esfuerzos desviatorios (0.3-0.5 Kb). Los sistemas de deslizamiento intracristalinos responsables de la fábrica del olivino de las peridotitas porfiroclásticas, $[0kl]$ $[100]$ y (010) $[100]$, indican temperaturas superiores a 1.000°C ,

tas; Nicolas (1978) considera que el tamaño de los neoblastos es el criterio más adecuado, debido a su insensibilidad a los procesos de templado y a las deformaciones tardías. El empleo de los cálculos de Post (1973), Goetze (1975) y Mercier (1976) propor-

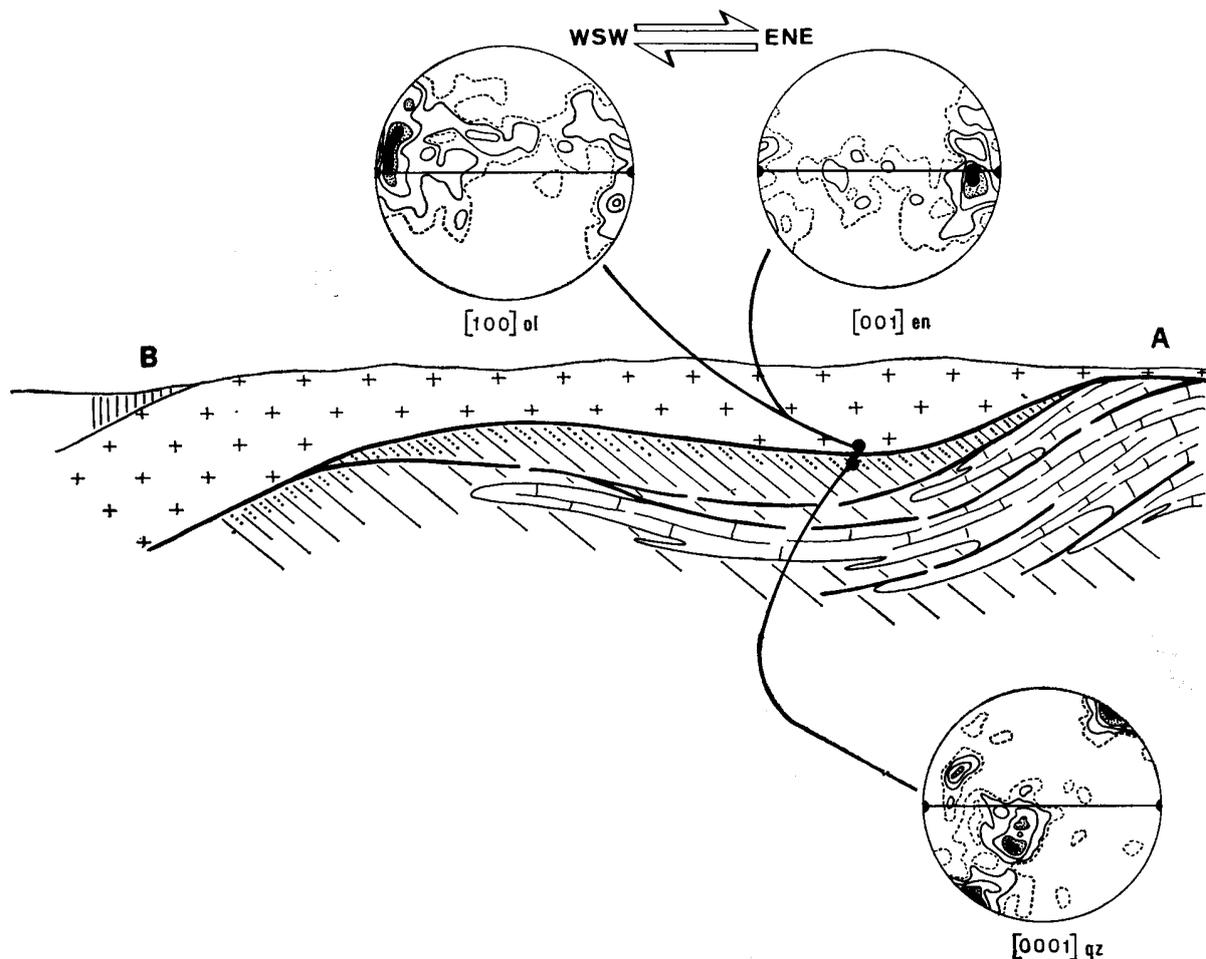


Fig. 7.—Corte geológico a través de Sierra Alpujata. Su localización y el significado de los símbolos litológicos aparecen en la figura 1. Los diagramas de la fábrica del olivino, $[100]_{ol}$, y enstatita, $[001]_{en}$, proceden de la muestra Tb-357 y el de cuarzo, $[0001]_{qz}$, de Tb-404; las dos muestras son tectonitas originadas durante la deformación de bajas temperaturas y elevados esfuerzos (D_2). La oblicuidad de las fábricas cristalográficas respecto de la traza de la foliación indica el sentido de cizallamiento.

de acuerdo con los datos sobre la deformación experimental del olivino (Raleigh, 1968; Raleigh y Kirby, 1970; Carter y Avé Lallemant, 1970); también las microestructuras del olivino sugieren temperaturas elevadas, pues los granos con pronunciadas subyuntas y límites entre granos rectilíneos con numerosos puntos triples denotan la actuación de una recuperación importante (Nicolas y Poirier, 1976). La estimación de los esfuerzos puede realizarse a partir de criterios microestructurales, como el tamaño de los neoblastos y el espaciado de las subjun-

ciones valores de 0.3-0.5 Kb para los esfuerzos de esta deformación de alta temperatura.

El segundo episodio deformacional corresponde a bajas temperaturas para la deformación plástica del olivino ($800-900^{\circ}\text{C}$) y elevados esfuerzos desviatorios (1-2 Kb). Esta deformación oblitera progresivamente a la anterior en la zona basal ($\sim 200\text{ m.}$) que contacta con las milonitas del manto de Ojén y en la parte alta ($\sim 300\text{ m.}$) junto a las kinzigitas (fig. 2). La existencia de peridotitas miloníticas y los sistemas de deslizamiento (100) $[001]$ para la ensta-

tita y (010) [001] para el olivino confirman las temperaturas próximas a 800°C, lo que también concuerda con la ausencia de minerales hidratados en las peridotitas miloníticas. El tamaño de los neoblastos del olivino es sensiblemente menor que en las peridotitas porfiroclásticas, lo que indica esfuerzos considerablemente mayores (1-2 Kb).

La presencia generalizada de zonas con serpentinitas foliadas en los contactos de la lámina ultrabásica demuestran claramente la actividad de procesos tectónicos posteriores a la milonitización de las peridotitas, e indica una caída de la temperatura hasta el campo de estabilidad de las serpentinas, < 500°C (Wenner y Taylor, 1971). Estas deformaciones tardías no se han analizado aquí.

Las direcciones de cizallamiento, coincidentes aproximadamente con las lineaciones minerales de estiramiento, se concentran en torno a una dirección N 70° E, común para las deformaciones de alta y baja temperatura (fig. 4). El sentido de cizallamiento de la deformación de baja temperatura (figura 7) determina el cabalgamiento de las peridotitas de Sierra Alpujata sobre el manto de Ojén desde el WSW hacia el ENE, en la posición actual de la cadena (Tubía, 1984; Tubía y Cuevas, en prensa); los criterios utilizados para precisar este sentido de cizallamiento son abundantes, tanto en las peridotitas basales como en las milonitas de la aureola dinamo-térmica infrayacente (Tubía, 1984). Los primeros resultados que he obtenido sobre la deforma-

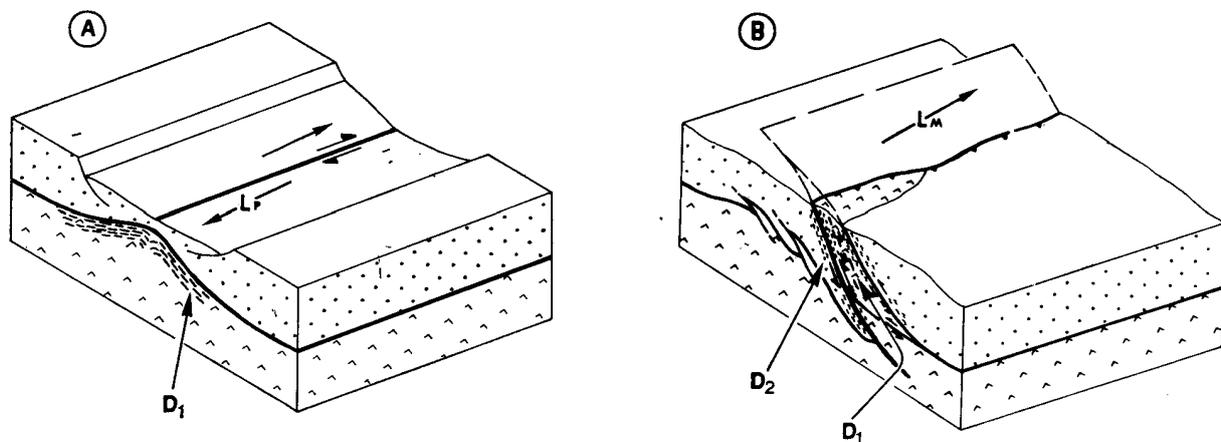


Fig. 8.—Modelo de emplazamiento para las peridotitas de Ronda: A. Estado extensivo, relacionado con la deformación (D_1), de altas temperaturas y bajos esfuerzos, producida durante el adelgazamiento de la corteza continental. Lp: lineación de plagioclasa, subparalela al eje del paleo-rift (línea de trazo grueso).— B. Etapa compresiva responsable del cabalgamiento de una escama del manto sobre la corteza continental. D_2 señala la localización de la deformación de bajas temperaturas y elevados esfuerzos para las peridotitas. Lm indica la dirección de la lineación milonítica. La corteza continental está representada por el punteado, y el manto por las uves.

Cinemática de las deformaciones

Las microestructuras observables en sección XZ demuestran que las dos deformaciones se han producido por un mecanismo próximo a la cizalla simple: tanto en las peridotitas porfiroclásticas como en las miloníticas se observa que las subjuntas de los porfiroclastos de olivino se inclinan sistemáticamente en el mismo sentido respecto de la foliación; lo mismo ocurre con el cleavage (100) de la enstatita en las facies miloníticas. El carácter rotacional de la deformación se comprueba también por medio de los diagramas de orientación preferente del olivino y la enstatita (fig. 7). En algún caso se constata (fig. 5: Tb-357) que, localmente, la deformación tiene una pequeña componente irrotacional, lo que explica la tendencia de los índices $[100]_{ol}$ y $[001]_{en}$ a formar coronas subparalelas a la foliación.

ción de alta temperatura proporcionan un sentido de cizallamiento opuesto al anterior (fig. 4), lo que concuerda con los datos, reinterpretados, de Darot (1973, 1974) en el macizo de Sierra Bermeja.

Modelo de emplazamiento

La existencia de dos episodios deformacionales es un hecho que está ampliamente documentado en las tectonitas de las sucesiones ofiolíticas (Coleman, 1977; Nicolas y Le Pichon, 1980; Nicolas *et al.*, 1980; Boudier y Coleman, 1981; Boudier *et al.*, 1982), y que no había sido reconocido en las peridotitas alpinas del subtipo lherzolitico. Nicolas y Le Pichon (1980) atribuyen la deformación de alta temperatura al flujo de la astenosfera subyacente a una zona de expansión oceánica. La deformación de alta

temperatura y bajos esfuerzos de las peridotitas de Ronda correspondería, también, al flujo del manto en una zona de expansión, pero relacionado con el rifting de una corteza continental, habida cuenta de la asociación peridotitas-granulitas. Estudios recientes (Nicolas, 1984; Nicolas, en prensa) en peridotitas lherzolíticas sugieren que las peridotitas con plagioclasa son un testimonio de esta etapa y que la lineación de agregado de plagioclasa determina la dirección del eje de expansión; en tal caso, la dirección del paleo-rift correspondiente a esta etapa en Sierra Alpujata sería ENE actualmente.

La deformación de bajas temperaturas y altos esfuerzos de las peridotitas de Ronda puede atribuirse a un episodio de convergencia que provoca el cierre del rift previo, y ocasiona cabalgamientos litosféricos (fig. 8) a favor de zonas de cizalla dúctiles, que conducen a la superposición de un fragmento del manto superior sobre materiales típicamente continentales (Tubía y Cuevas, 1984, en prensa). En este momento aparecen las peridotitas miloníticas anhidras, a temperaturas bajas (800-900° C) para la deformación plástica del olivino. Esta temperatura, sin embargo, ocasiona la migmatización de los materiales metapelíticos del manto de Ojén subyacente y, a continuación, su milonitización, con el mismo régimen cinemático que en las peridotitas miloníticas; de esta manera se forma la aureola dinamo-térmica subyacente a las peridotitas. Esta interpretación está basada en diversos criterios (Tubía y Cuevas, en prensa), representados esquemáticamente en las figuras 2 y 4, y resumidos a continuación: (1) En la zona de contacto entre mantos las estructuras, foliación y lineación, de las peridotitas y de las milonitas cuarzo-feldespáticas subyacentes son concordantes y paralelas a la superficie de cabalgamiento; (2) La intensidad de la deformación aumenta hacia el contacto; (3) Las peridotitas basales y las milonitas del manto de Ojén se han deformado siguiendo un régimen cinemático análogo; (4) Las condiciones térmicas de esta deformación en las peridotitas (800-950° C) y en las milonitas del manto de Ojén (750° C) son compatibles entre sí, de acuerdo con los resultados sobre la deformación experimental en medios interestratificados con cuarzo y olivino (Fleitout y Froidevaux, 1980).

El proceso de aproximación litosférica queda registrado, por lo tanto, en estas aureolas dinamo-térmicas y, en particular, la dirección de convergencia está definida por la lineación de estiramiento de las milonitas, N 70° E en Sierra Alpujata. Este hecho implica que la dirección de convergencia es sólo ligeramente oblicua, casi paralela, a la dirección del paleo-rift, lo que sugiere que las dos etapas, extensiva y compresiva, responsables del emplazamiento de las peridotitas de Ronda están relacionadas al funcionamiento de una falla transformante en un medio continental; procesos semejantes (esfuerzos compresivos y extensivos alternantes), han sido pue-

tos de manifiesto en zonas transformantes activas en las que afloran peridotitas con plagioclasa (Bonatti, 1978).

La edad del emplazamiento de las rocas ultrabásicas béticas ha sido un tema controvertido. Algunos autores (Kornprobst, 1976; Reuber *et al.*, 1982) se han pronunciado por una edad pre-carbonífera; sin embargo, numerosas dataciones radiométricas por métodos diversos, K-Ar, Rb-Sr y Sm-Nd, permiten atribuir una edad alpina a tales acontecimientos (Loomis, 1975; Priem *et al.*, 1979; Polvé y Allegre, 1980; Michard *et al.*, 1983).

Conclusiones

Las peridotitas de Ronda componen la base del manto de Los Reales (Alpujarrides occidentales). El análisis estructural del macizo de Sierra Alpujata permite distinguir dos deformaciones plásticas, producidas durante el emplazamiento de las rocas ultrabásicas. La primera deformación, en condiciones de elevadas temperaturas (> 1.000° C) y bajos esfuerzos (0.3-0.5 Kb), corresponde al flujo del manto en una zona de expansión relacionada a procesos de «rifting» continental; la dirección aproximada del paleo-rift, ENE, queda impresa en las facies porfiróclásticas con plagioclasa.

La segunda deformación de las peridotitas ocurre a bajas temperaturas (~ 800° C) y elevados esfuerzos (1-2 Kb). Durante este episodio dinámico se produce la milonitización de las peridotitas y la aureola dinamo-térmica, subyacente a las rocas ultrabásicas. Testimonia una etapa de convergencia litosférica, de dirección N 70° E, que cierra el rift anterior y ocasiona la incorporación tectónica de una escama del manto superior a la corteza continental. El paralelismo aproximado entre las direcciones cinemáticas «a» de las tectonitas de alta y baja temperatura sugieren que la dirección de convergencia es casi paralela a la dirección del rift; estas direcciones corresponden a la posición actual de la cadena, siendo necesarios datos de paleomagnetismo para conocer la orientación de ambas direcciones, paleo-rift y convergencia, en la época de su desarrollo.

Agradecimientos

Expreso mi gratitud al profesor A. Nicolas por acogerme en el laboratorio de Tectonophysique (Nantes) para emprender el análisis estructural de las peridotitas de Sierra Alpujata. La ayuda e indicaciones de J.-L. Bouchez, F. Boudier y A. Nicolas han contribuido de manera inestimable a tal propósito.

La financiación del trabajo procede del Patronato de la Universidad del País Vasco y del C.S.I.C.

Bibliografía

- BONATTI, E.
1978. Vertical tectonism in oceanic fracture zones. *Earth Plant. Sc. Lett.*, 37, 369-379.
- BOUCHEZ, J.-L., LISTER, G. S. y NICOLAS, A.
1983. Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rundschau*, 72, 401-419.
- BOUDIER, F.
1976. *Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piémontaises). Etude structurale et pétrologique*. Tesis doctoral. Universidad de Nantes, 163 págs.
- BOUDIER, F. y COLEMAN, R. G.
1981. Cross section through the peridotite in the Samail Ophiolite, Southeastern Oman Mountains. *J. Geophys. Research*, 86, 2573-2592.
- BOUDIER, F.; NICOLAS, A. y BOUCHEZ, J.-L.
1982. Kinematics of oceanic thrusting and subduction from basal sections of ophiolites. *Nature*, 296, 825-828.
- CARTER, N. L. y AVÉ LALLEMANT, H. G.
1970. High temperature flow of dunite and peridotite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 218-222.
- COLEMAN, R. G.
1977. Emplacement and metamorphism of ophiolites. *Rendiconti Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 33, 161-190.
- DAROT, M.
1973. *Méthodes d'analyse structurale et cinématique. Application à l'étude du massif ultrabasique de la Sierra Bermeja (Serranía de Ronda-Andalousie-Espagne)*. Tesis de tercer ciclo, Universidad de Nantes, 120 págs.
1974. Cinématique de l'extrusion, a partir du manteau, des péridotites de la Sierra Bermeja (Serranía de Ronda, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 278, 1673-1676.
- DAROT, M. y BOUDIER, F.
1975. Mineral lineations in deformed peridotites: kinematic meaning. *Pétrologie*, 1, 225-236.
- DICKEY, J. S. Jr.
1970. Partial fusion products in Alpine-type peridotites: Serranía de la Ronda and other examples. *Mineral. Soc. Am. Spec. Pap.*, 3, 33-49.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. y KORNPROBST, J.
1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. géol. France*, XV, 77-104.
- FLEITOUT, L. y FROIDEVAUX, C.
1980. Thermal and mechanical evolution of shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2, 159-164.
- GOETZE, C.
1975. Sheared lherzolites: from the point of view of rock mechanics. *Geology*, 3, 172-173.
- GUEGUEN, Y. y NICOLAS, A.
1980. Deformation of mantle rocks. *Am. Rev. Earth Planet. Sc.*, 8, 119-144.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A.
1967. Estudio petrográfico y geoquímico del macizo ultramáfico de Ojén (Málaga). *Est. Geol.*, XXIII, 85-143.
- JACKSON, E. D. y THAYER, T. P.
1972. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes. *24th Internat. Geol. Congress, Montreal*, 2, 289-296.
- KORNPROBST, J.
1976. Signification structurale des péridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. *Bull. Soc. Géol. France*, 18, 607-618.
- LOOMIS, T. P.
1975. Tertiary mantle diapirism, orogeny, and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *Am. J. Sc.*, 275, 1-30.
- LUNDEEN, M.
1978. Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 172-180.
- MERCIER, J. C.
1976. *Natural peridotites: chemical and rheological heterogeneity of the upper mantle*. Tesis doctoral, Universidad de New York.
- MERCIER, J. C. y NICOLAS, A.
1975. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basaits. *J. Petrol.*, 16, 454-487.
- MICHARD, A.; CHALOUAN, A.; MONTIGNY, R. y OUAZZANI-TOUHAMI, M.
1983. Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type pennique incluant le manteau supérieur. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296, 1337-1340.
- NAVARRO-VILA, F. y TUBÍA, J. M.
1983. Essai d'une nouvelle différenciation des Nappes Alpujarrides dans le secteur occidental des Cordillères Bétiques (Andalousie, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296, 111-114.
- NICOLAS, A.
1978. Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 288 A, 49-57.
1984. Lherzolites of the western Alps: a structural review. In: *Kimberlites II: The Mantle and crust-mantle relationships*, Elsevier, Amsterdam, 333-345.
- NICOLAS, A.; BOUCHEZ, J.-L. y BOUDIER, F.
1972. Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo (Alpes Piémontaises)-comparaison avec d'autres massifs. *Tectonophysics*, 14, 143-171.
- NICOLAS, A.; BOUCHEZ, J.-L.; BOUDIER, F. y MERCIER, J. C.
1971. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. *Tectonophysics*, 12, 55-86.
- NICOLAS, A.; BOUDIER, F. y BOUCHEZ, J.-L.
1980. Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments. *Am. J. Sc.*, 280 A, 192-210.
- NICOLAS, A.; BOUDIER, F. y BOULLIER, A. M.
1973. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Am. J. Sc.*, 273, 853-876.
- NICOLAS, A. y JACKSON, E. D.
1972. Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques. *Bull. suisse Minéral. Petrol.*, 52, 479-495.

- NICOLAS, A. y LE PICHON, X.
1980. Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites. *Earth. Planet. Sc. Lett.*, **46**, 397-406.
- NICOLAS, A. y POIRIER, J. P.
1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Wiley - Interscience, London, 444 págs.
- OBATA, M.
1980. The Ronda peridotite: Garnet-, Spinel-, and Plagioclase- Lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *J. Petrol.*, **21**, 533-572.
- PHAKEY, P.; DOLLINGER, G. y CHRISTIE, J. M.
1972. Transmission electron microscopy of experimentally deformed olivine crystals. In: *Flow and Fracture of Rocks* (Heard edit.), **16**, 117-138.
- POLVE, M. y ALLEGRE, C. J.
1980. Orogenic lherzolite complexes studied by ^{87}Rb - ^{87}Sr : a clue to understand the mantle convection processes? *Earth Planet. Sc. Lett.*, **51**, 71-93.
- POST, R. L.
1973. *The flow Laws of MT Burnett dunite*. Tesis doctoral, Universidad de California, 272 págs.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; OEN, I. S.; VERDUMEN, E. A. TH. y VERSCHURE, R. H.
1979. Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serranía de Ronda, southern Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 103-109.
- RALEIGH, C. B.
1968. Mechanism of plastic deformation in olivine. *J. Geophys. Res.*, **73**, 5391-5406.
- RALEIGH, C. B. y KIRBY, S. H.
1970. Creep in the upper mantle. *Miner. Soc. Am. Sp. Pap.*, **3**, 113-121.
- REUBER, I.; MICHARD, A.; CHALOUAN, A.; JUTEAU, T. y JERMOUMI, B.
1982. Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: a polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, **82**, 231-251.
- TUBÍA, J. M.
1984. Emplazamiento hacia el ENE del manto de Los Reales (Alpujárrides occidentales): criterios estructurales y de petrofábrica. *Est. Geol.*, **40**, 177-182.
- TUBÍA, J. M. y CUEVAS, J.
1984. Structures associées à la mise en place de la nappe de Los Reales (Cordillères Bétiques, Espagne). In: *Chevauchement et déformation*, Toulouse, pág. 50.
High-temperature emplacement of the Los Reales peridotite nappe (Betic Cordillera; Spain). *J. Struct. Geol.*
- WERNER, D. B. y TAYLOR, H. P.
1971. Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contr. Miner. Petrol.*, **32**, 165-185.
- WESTERHOF, A. B.
1977. On the contact relations of high-temperature peridotites in the Serranía de Ronda, southern Spain. *Tectonophysics*, **39**, 579-591.

Recibido el 6 de agosto de 1985.