



**ABRIR CAPÍTULO 16**

## 17 – CUENCA ALTA DEL GUADIANA: GÉNESIS DE LOS ENTORNOS HIDROGEOLÓGICOS DEL CAMPO DE MONTIEL Y DE LA LLANURA MANCHEGA. EXPLICACIÓN AL SENTIDO DE FLUJO SUBTERRÁNEO EN EL MARCO DE LA “HIPÓTESIS FLEXURAL”.

### 17.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y DESCRIPCIÓN GENERAL DE LA CUENCA ALTA DEL GUADIANA.

Las unidades hidrogeológicas o sistemas acuíferos de la Llanura Manchega y del Campo de Montiel se inscriben dentro de la denominada Cuenca Alta del Guadiana (*figura 17.1*). Dicha cuenca esta limitada por la del Tajo al norte, por la del Segura y Júcar al este, por la del Guadalquivir al sur, y por la Cuenca Media del Guadiana al oeste. Comprende, por tanto, parte de las provincias de Ciudad Real, Albacete, Cuenca y Toledo.

El clima en la Cuenca Alta del Guadiana es de tipo *mediterráneo templado*, caracterizándose por poseer una estación seca bien definida, por sus escasas e irregulares precipitaciones, y por una fuerte oscilación de las temperaturas a lo largo de todo el año. Las temperaturas anuales medias son de 11,5-14,5°C (máximas de 46°C y mínimas de -17°C); mientras que la precipitación anual media oscila entre 400 y 650 mm/m<sup>2</sup> (de los cuales se evapora un porcentaje variable entre el 80% y el 100%). Los valores de precipitación más elevados corresponden a las cabeceras de los ríos Gigüela o Cigüela, Záncara y Bullaque; y los más bajos a la Llanura Manchega (I.T.G.E., 1989). Como referencia de la Cuenca Alta del Guadiana, en la *figura 17.2* se muestra un gráfico con los valores medios mensuales de precipitación y temperatura para la estación termopluviométrica de Ciudad Real, complementando con un histograma de precipitaciones anuales y de desviaciones típicas

acumuladas. La tendencia positiva o negativa de la curva de desviaciones acumuladas permite establecer *periodos húmedos y periodos secos*, respectivamente.

Toda la Cuenca Alta supone una superficie en la cual se puede definir una **interrelación absoluta** entre aguas subterráneas y aguas superficiales. Esto significa que el régimen hídrico de la red fluvial es totalmente dependiente de las características hidrogeológicas de la cuenca, y viceversa. Así, los afluentes del Guadiana por su margen derecha (Gigüela, Záncara y Bullaque) poseen cuencas poco permeables, presentando regímenes de caudales muy irregulares (gran dependencia de las precipitaciones): caudales máximos inmediatamente después de suceder episodios lluviosos, y estiajes muy acusados en ausencia de estos. Por el contrario, los afluentes por la izquierda del Guadiana (Guadiana Alto, Azuer, Córcoles y Jabalón) mantienen caudales de base más o menos importantes debido a que drenan la cobertera mesozoica del Campo de Montiel. Tal caudal desaparecía en su mayor parte de un modo progresivo por la infiltración sucedida en los propios cauces al atravesar la depresión de la Llanura Manchega (en la actualidad los ríos están regulados mediante embalses).

Debido a la dependencia existente en la cuenca entre aguas superficiales y subterráneas, se originan numerosos encharcamientos relacionables con la interacción de niveles freáticos variables y los ríos Guadiana, Záncara y Gigüela. Las Tablas de Daimiel representarían una de estas áreas inundables

(las de mayor extensión) originada por la confluencia de aguas subterráneas dulces (drenadas desde los Ojos del Guadiana) y de aguas superficiales salobres procedentes de los ríos Gígüela y Záncara. En un contexto similar de *interdependencia* habría que situar la génesis de las Lagunas de Ruidera en el altiplano del Campo de Montiel.

La Cuenca Alta del Guadiana ha sido estructurada tradicionalmente en cinco sistemas acuíferos o unidades hidrogeológicas. De estas cinco subdivisiones destacan el *sistema 24* o *unidad hidrogeológica del Campo de Montiel* y, sobre todo, el *sistema 23* o *unidad hidrogeológica de la Llanura Manchega*. Este último supone el colector principal de los sistemas 19, 20 y 24 (*figura 17-3*). En estos sistemas acuíferos, la presencia masiva de las formaciones carbonatadas de edad mesozoica y cenozoica condicionan de manera fundamental su funcionamiento hidrogeológico ya que evidencian procesos de carstificación intensos.

Tal y como proponen Custodio y Llamas (1983), para nuestros propósitos el término “karst” o “carst” se refiere a “... *aquellas formaciones geológicas constituidas por rocas sedimentarias consolidadas y cuyos poros o fisuras han sido ensanchados por la acción disolvente de las aguas subterráneas*”. Estas rocas sedimentarias se corresponden con calizas, dolomías, yesos, y otras rocas evaporíticas. El resultado final del *proceso de carstificación* constituye un paisaje con características geomorfológicas propias: el paisaje cárstico. Por lo que se refiere a la geología, es la capacidad potencial de estas formaciones para almacenar agua la que ha propiciado la numerosa bibliografía que existe sobre aquel proceso y sobre sus consecuencias. A continuación se procede a una breve descripción de, sin duda, dos de los entornos carstificados más destacables en el ámbito peninsular: la *Llanura*

*Manchega* y el *Campo de Montiel*, basada en gran parte en los trabajos del I.G.M.E. (1980a), I.T.G.E. (1989), y Montero (1994).

## 17.2. SISTEMA ACUÍFERO nº 23 (LLANURA MANCHEGA).

La unidad se extiende por más de 5000 km<sup>2</sup> a lo largo de las provincias de Ciudad Real (80% del total de la superficie), Cuenca (10%) y Albacete (10%). Muestra un relieve subhorizontal, interrumpido por elevaciones y depresiones suaves (dispuestas espacialmente de un modo en absoluto aleatorio) propias de un relieve modelado mediante procesos de carstificación. Está limitado al norte por los Montes de Toledo, el Alto de Alcázar y el sector más suroccidental de la Cordillera Ibérica; al este por la comarca de los Llanos de Albacete; al sur por las comarcas del Campo de Montiel y del Campo de Calatrava; y al oeste también por esta última comarca (*figura 11.4*).

El funcionamiento hidrogeológico tanto de este sistema acuífero como del que se describirá a continuación está totalmente condicionado a los procesos de meteorización química. El hecho de que el agua de lluvia porte, como solutos principales, oxígeno y dióxido de carbono le confiere su carácter de agente erosivo de gran agresividad a escalas de tiempo no excesivamente grandes. Además, cuando este agua atraviesa niveles edáficos ricos en materia orgánica incrementa notablemente su acidez inicial, aumentando, por tanto, aún más su “agresividad”. El contenido de CO<sub>2</sub> diluido en el agua de lluvia permite disolver aproximadamente 60 ppm de CO<sub>3</sub>Ca. Sin embargo, cuando ésta lixivia un suelo rico en materia orgánica aumenta su agresividad y es capaz de disolver, entonces, de 300 a 400 ppm de carbonato cálcico (Custodio y Llamas, 1983). El



Figura 17.1: Localización espacial de la Cuenca Alta del Guadiana con respecto al resto de cuencas hidrográficas principales.

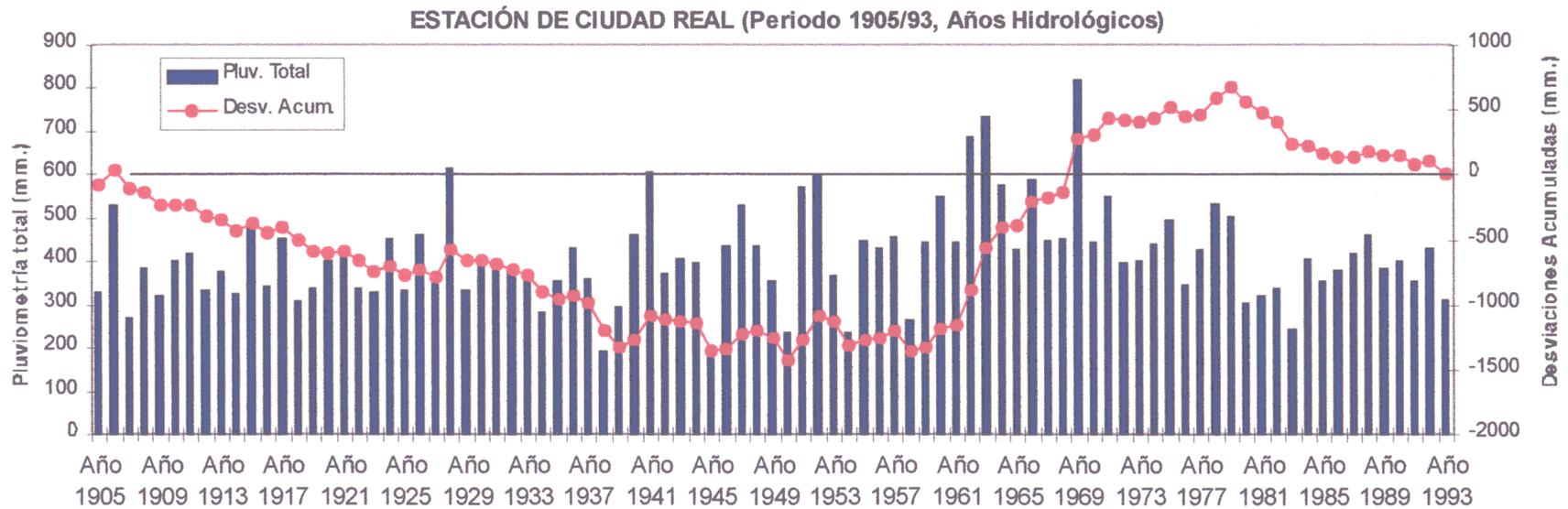
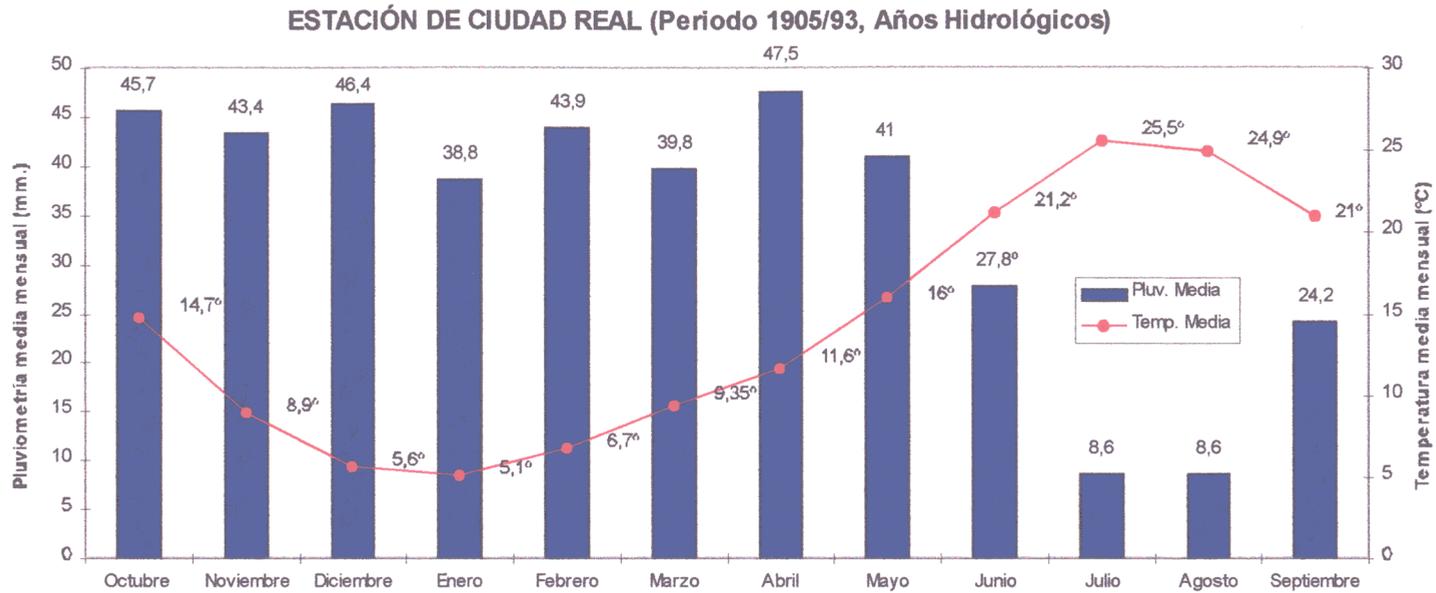


Figura 17.2: Distribución mensual (figura superior) de los valores medios de precipitación y temperatura para la estación termopluviométrica de Ciudad Real (periodo 1.905-1.993). En la figura inferior se muestra el valor total de la precipitación total anual registrada para el mismo periodo y la curva de desviaciones típicas acumuladas correspondiente (pendiente positiva = periodo húmedo; pendiente negativa = periodo seco).

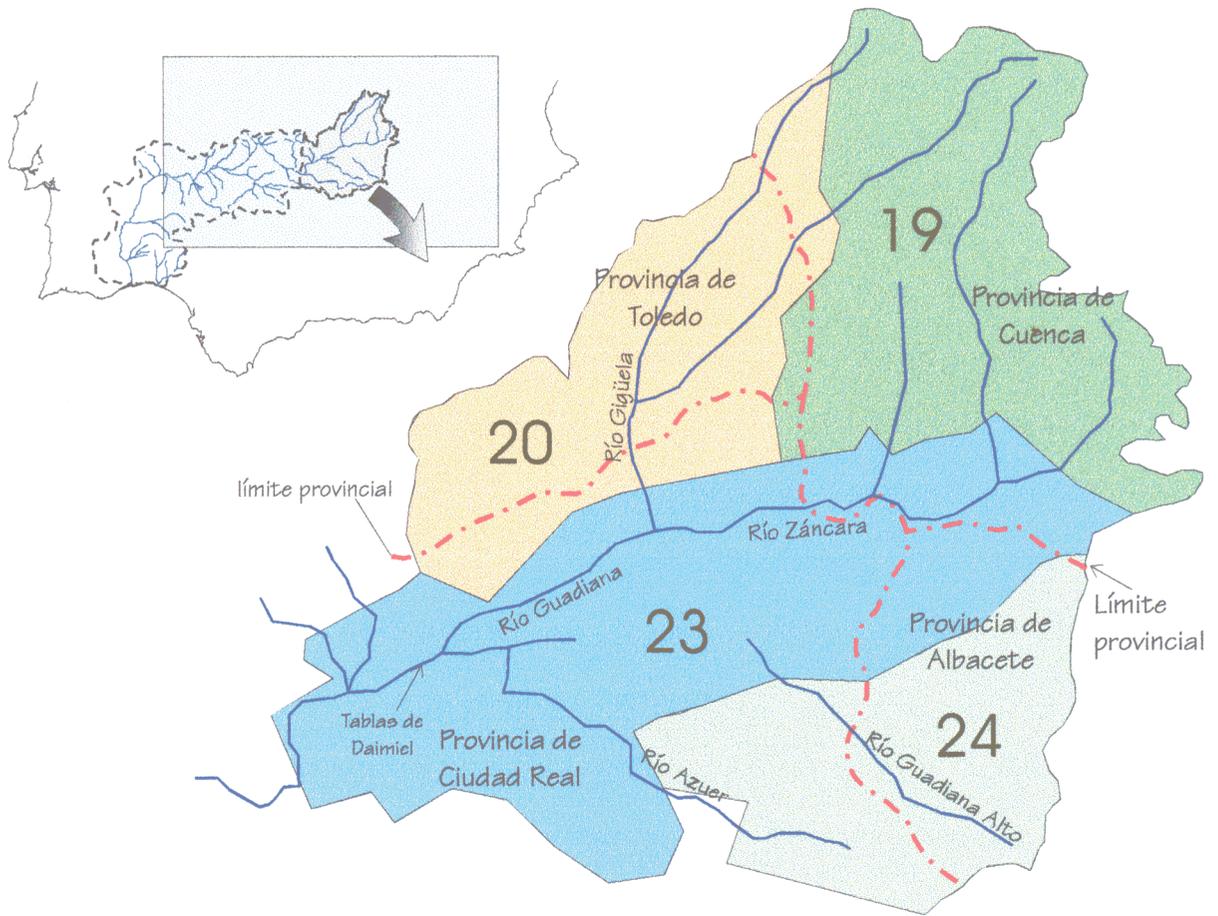


Figura 17.3: Distribución espacial de las cuatro unidades hidrogeológicas o sistemas acuíferos definibles en la Cuenca Alta del Guadiana.

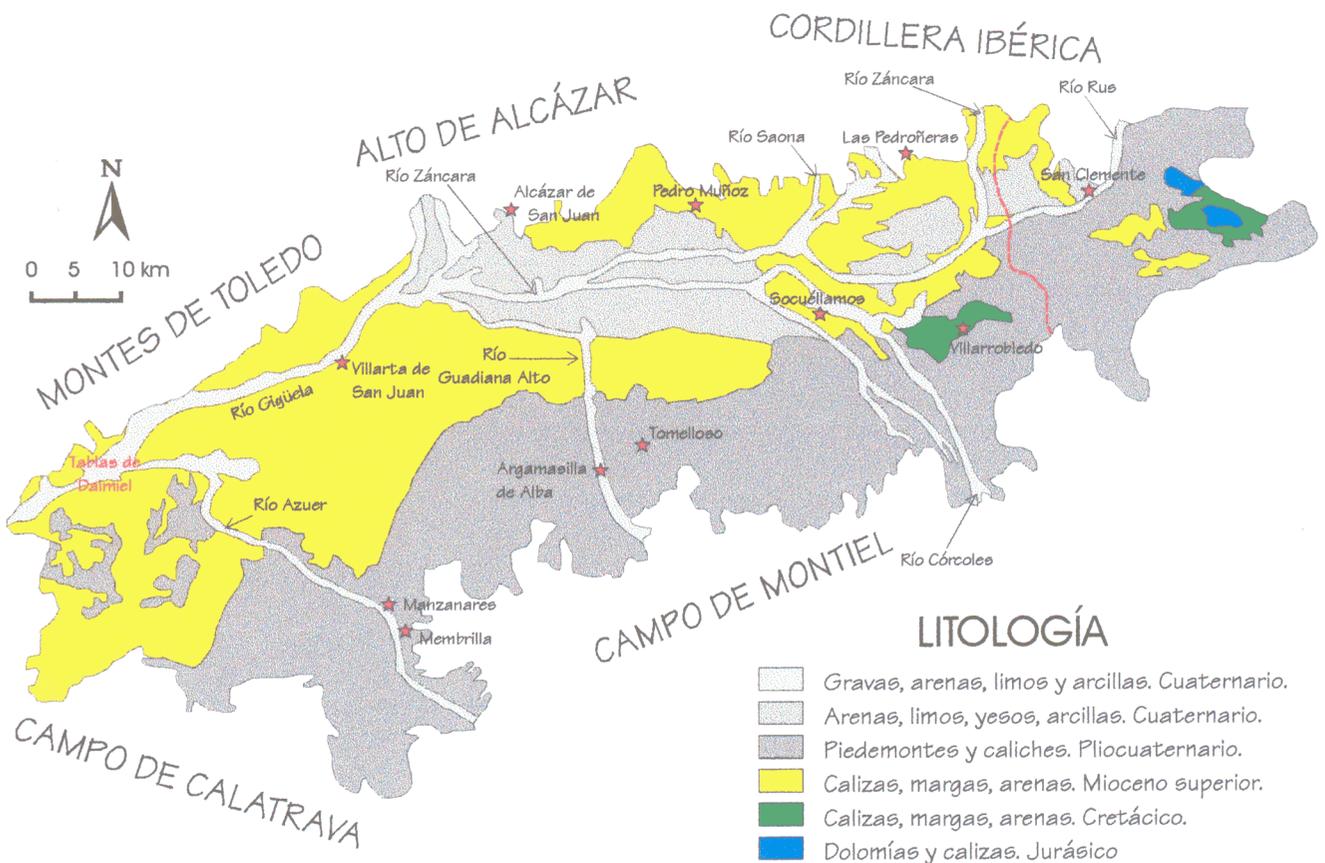


Figura 17.4: Situación geográfica y síntesis geológica del sistema acuífero de la Llanura Manchega (mod. I.G.M.E., 1980a).

proceso de disolución sucede tanto por encima como por debajo de la zona saturada del acuífero.

El agua y su interacción con la roca y/o con el suelo genera una serie de procesos químicos descritos ya en innumerables manuales. Los cinco quizás más representativos son los procesos de *disolución*, de *hidratación*, de *hidrólisis*, de *carbonatación*, y de *oxidación*. De entre todos estos ha sido el proceso de *carbonatación* el que parece haber influido más sobre el funcionamiento hidrogeológico de ambos sistemas acuíferos. En nuestra opinión, todo este proceso se ha visto notablemente favorecido por la expresión frágil más superficial de la atenuación de la deformación tectónica que ha incidido e incide sobre ambas superficies manchegas durante el periodo neotectónico descrito en los apartados previos. La existencia, por ejemplo, en toda la Llanura Manchega y el Altiplano del Campo de Montiel de numerosos sistemas de torcas, dolinas y uvalas (consecuencia del proceso de *carbonatación*) orientadas de un modo similar a las disposiciones preferentes principales de la macro- y mesofracturación atestiguan este planteamiento (véanse capítulos previos).

La unidad hidrogeológica de la Llanura Manchega supone tanto por su extensión y reservas estimadas (12500 hm<sup>3</sup>) como por su relación con los sistemas adyacentes, el acuífero principal de toda la Cuenca Alta del Guadiana. Si a esta prioridad natural se le une toda la problemática que durante las últimas décadas ha supuesto para la comarca su nefasta gestión oficial (referente al desarrollo económico regional y a la desaparición, casi definitiva, de entornos medioambientales únicos), concluiremos que se trata de uno de los sistemas hidrogeológicos más singulares de la Península Ibérica (Martínez-Alfaro *et al.*, 1991).

Este sistema se ha originado a partir de la

génesis alpina de una depresión en el basamento que suponían el substrato hercínico y la cobertura mesozoica. El relleno de la cuenca de la Llanura Manchega comenzó (Oligoceno-Mioceno inferior) con depósitos continentales constituidos por conglomerados, areniscas, margas, arcillas, y yesos. Culminó con depósitos asignables a ambientes continentales lacustres representados, en general, por materiales calcáreos del Mioceno superior (Pontiense), los cuales fueron tapizados por niveles detríticos pliocenos y cuaternarios (I.G.M.E., 1976). Algunos autores han sugerido que la culminación preferentemente carbonatada del Mioceno superior es consecuencia del cerramiento del Estrecho Nordbético, el cual reactivó fracturas del zócalo generando importantes cuencas continentales. Así explican, además, el origen de los depocentros sedimentarios en el Mioceno superior de Daimiel y Villarta de San Juan (I.G.M.E., 1988a).

Esta situación ha provocado que la unidad hidrogeológica la constituyan dos niveles acuíferos (superior e inferior) separados por un acuitardo. El nivel superior (con una capacidad estimada de 11000 hm<sup>3</sup>) tiene un espesor medio de 35 metros (con un valor máximo estimado de doscientos), desarrollándose esencialmente en las calizas terciarias y en los niveles detríticos pliocenos y cuaternarios. Este nivel supone un acuífero libre, muy heterogéneo, con transmisividades que oscilan entre 50 y 20000 m<sup>2</sup>/día, y con un coeficiente de almacenamiento que varía entre 0.001 y 0.001 (I.T.G.E., 1989).

El nivel que funciona como un acuitardo lo conforma un paquete de margas, yesos y arcillas de espesor variable (materiales del Oligoceno-Mioceno inferior). Proporciona una comunicación hidráulica vertical entre ambos niveles acuíferos, así como un confinamiento del nivel inferior.

Por último, el segundo nivel acuífero se ha generado a partir de calizas y dolomías de edad jurásica y cretácica. Se considera que posee un espesor conjunto oscilante entre los 140 y los 180 metros, el cual disminuye, hasta desaparecer, de este a oeste. Se estima, además, que es capaz de almacenar un mínimo de 1500 hm<sup>3</sup> de agua (I.G.M.E., 1980a). Este nivel constituiría una prolongación (más o menos tectonizada) de los acuíferos del Campo de Montiel (*sistema 24*) y de la Sierra de Altomira (*sistema 19*). En conjunto el agua tiende a circular hacia el oeste tanto en superficie como en profundidad aunque, como se discute en los párrafos siguientes, esa componente es la resultante natural de dos orientaciones preferentes (según sectores) del flujo.

Tal y como corresponde a un acuífero tan heterogéneo y con una interdependencia entre agua superficial y subterránea tan marcada, la calidad del agua es muy variable. En conjunto predominan para todo el sistema las facies bicarbonatadas y sulfatadas cálcico-magnésicas. Las aguas del tramo superior muestran calidad variable según atraviesen o no formaciones ricas en yesos. Por el contrario, el agua en el nivel inferior suele ser de mayor calidad (I.T.G.E., 1989).

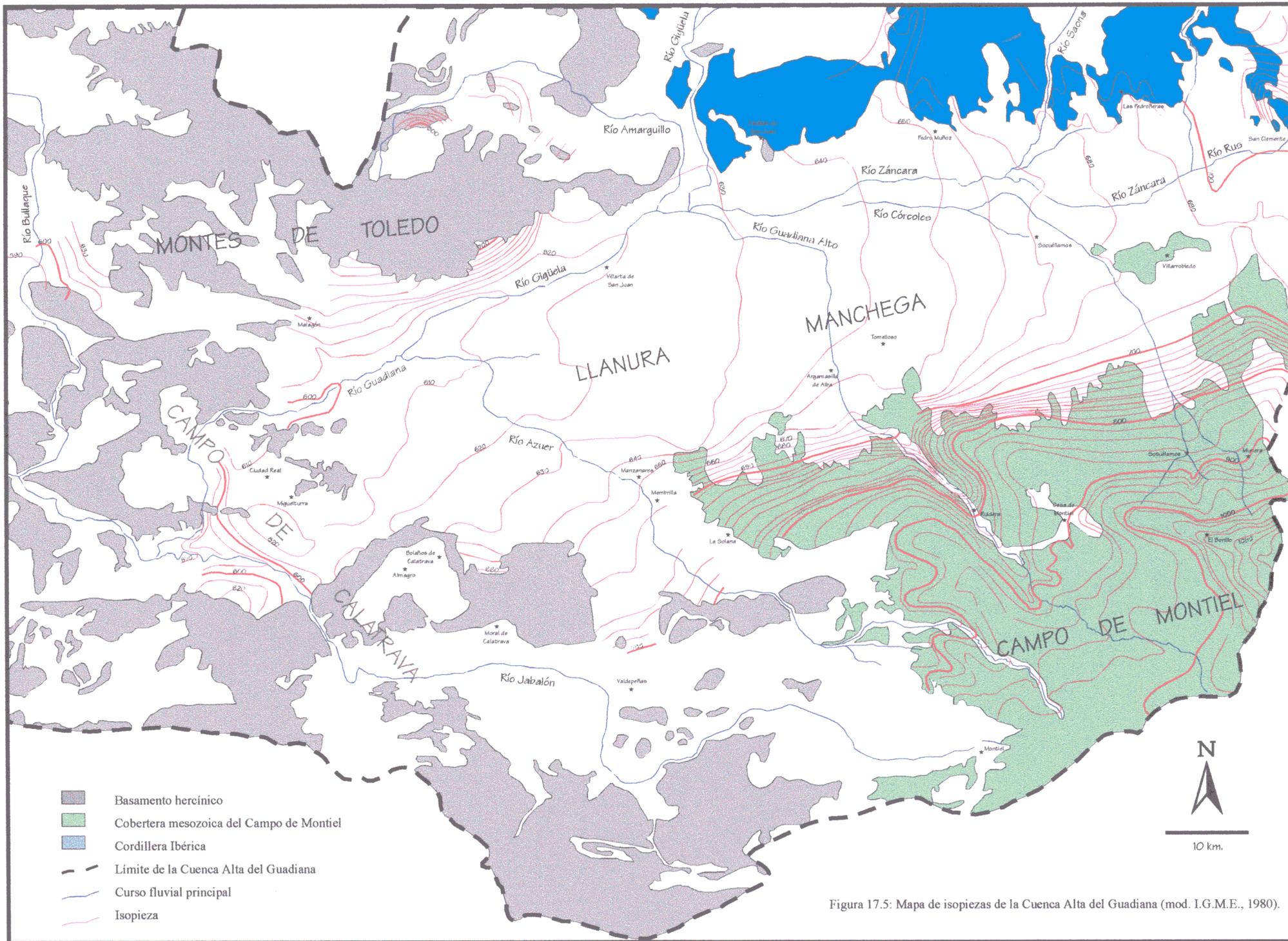
Es la propia relación existente entre aguas superficiales y subterráneas lo que ha provocado que la red fluvial muestre una jerarquización difusa: no queda bien definido, por ejemplo, donde terminan cursos fluviales como el Guadiana Alto, o donde comienzan y terminan multitud de arroyos que discurren por la llanura. Sobre la base del modelo geodinámico que propone la "hipótesis flexural" es posible intentar una jerarquía que considere esta situación tan singular. A partir de los mapas estructurales descritos en los capítulos previos y observando la *figuras 17.4 y 17.5* se pueden deducir varios aspectos:

- La disposición espacial de la red fluvial no es homogénea para todo el sistema. Así, en el sector meridional y central predominan los cauces orientados aproximadamente NO-SE; mientras que en el sector más septentrional son más frecuentes los que se disponen según ENE-OSO.
- Las isopiezas que permiten definir la red de flujo subterráneo del agua tiende a disponerse aproximadamente NO-SE en los extremos del sistema; y según ENE-OSO en sus límites meridional y septentrional. En el resto del sistema predominan las isopiezas dispuestas según NNO-SSE desde su extremo más oriental hasta una teórica prolongación hacia el norte del cauce del Guadiana Alto<sup>1</sup>. Desde esta supuesta línea hacia el oeste predominan las isopiezas orientadas ENE-OSO.

No debe olvidarse que esta propuesta referida al sentido de flujo (*figura 17.5*) se ha establecido a partir de los datos proporcionados por el informe del I.G.M.E. (1980a). Desde entonces hasta la actualidad la totalidad de esta red de flujo ha sufrido importantes modificaciones (López-Camacho *et al.*, 1991) debido a la sobreexplotación del acuífero con fines agrícolas. Sin embargo, la intención de nuestro trabajo ha sido considerar sólo las *condiciones naturales del sistema* (no las ajenas a él), y creemos que éstas no han de diferir en exceso de las expuestas por dicho informe ya que los datos en los cuales se basa datan del periodo 1973-1975, mientras que la sobreexplotación sucede desde comienzos de la década de los setenta hasta la actualidad.

- La disposición espacial de la red de fracturación

<sup>1</sup> Esta circunstancia puede explicarse por la mayor densidad de fracturación, dispuesta aproximadamente de este modo, que se registra para esta zona. Parece, pues, que en este caso (al contrario de lo que sucede hacia el oeste de este sector) no es posible distinguir entre un flujo subterráneo superficial y otro más profundo.



- Basamento hercínico
- Cobertura mesozoica del Campo de Montiel
- Cordillera Ibérica
- Límite de la Cuenca Alta del Guadiana
- Curso fluvial principal
- Isopieza



Figura 17.5: Mapa de isopiezas de la Cuenca Alta del Guadiana (mod. I.G.M.E., 1980).

que se propone en este trabajo para la superficie que ocupa el sistema 23 coincide con la definida a partir de la red fluvial (véase *Apartado 10.1*).

Toda esta situación parece indicar que si realmente existe una jerarquía en la red fluvial que disecta el sistema, ésta ha de tener su comienzo en aquellos cauces que discurran por su sector norte. Así, el cauce del río Guadiana *sensu strictus* debiera corresponderse con una sucesión de tramos “encadenados”. Estos comenzarían en el tramo del río Rus que discurre desde San Clemente hasta su desembocadura en el Záncara; el tramo siguiente se correspondería con el cauce restante del río Záncara hasta su desembocadura en el río Gigüela y, desde aquí, continuaría hasta las Tablas de Daimiel. En este entorno se uniría al curso fluvial al cual se le ha denominado tradicionalmente como Guadiana, y que drena al sistema 23 a escasos kilómetros de este lugar en los Ojos del Guadiana.

De esta manera, todo el cauce del Guadiana “teórico” representaría un encajamiento a favor de un importante sistema de fracturas dispuestas inicialmente según N-S (a lo largo del sector suroccidental de la Cordillera Ibérica) y posteriormente, una vez que el río Rus ha desembocado en el Záncara, según ENE-ONO. Esta última dirección y disposición coincide *grosso modo* con la propuesta para el límite norte de la *flexura negativa* de la Llanura Manchega (*Apartado 11.3*). Bajo estas condiciones, creemos que habría que entender a la unidad hidrogeológica de la Llanura Manchega como un entorno geológico en el cual las propias directrices deformacionales neotectónicas han condicionado su funcionamiento. El proceso de buckling litosférico (véanse apartados anteriores) condicionó o favoreció: a) la génesis de la depresión posteriormente semicolmatada y convertida en acuífero: *macroflexura negativa de la Llanura Manchega*; b) la litología y aspectos estratigráficos de

su relleno<sup>2</sup>; c) el establecimiento de una red fluvial encajada por completo (mediante procesos de carstificación evidentes) a favor de directrices estructurales neoformadas; d) el sentido de flujo subterráneo (tanto el más superficial como el más profundo); y e) la existencia de numerosos “ojos” y “simas” dispuestos de manera concordante con el sistema de fracturación por toda la llanura. En definitiva, este modelo de “hipótesis flexural” permitiría explicar esa estrecha relación de interdependencia entre aguas superficiales y aguas subterráneas.

Bajo estas circunstancias, el río Guadiana al discurrir por la Llanura Manchega sólo tendría afluentes por su margen izquierda (los ríos Azuer, Guadiana Alto, y Córcoles). Este hecho obliga a pensar en un basculamiento interno preferente de la propia macroflexura hacia el NNO, y otro secundario orientado hacia el OSO (*figura 17.5*). Ambos están bien reflejados por el sentido de flujo tanto en superficie como en profundidad. El basculamiento principal es más notorio en el sector comprendido entre el extremo occidental del sistema y la teórica prolongación del cauce del Guadiana Alto hacia el norte. Esto es así porque predominan las isopiezas orientadas ENE-OSO.

En el resto del sistema (desde el extremo oriental del acuífero hasta la mencionada prolongación teórica), el basculamiento hacia NNO es más difuso por dos razones: 1) el sector más oriental coincide con la terminación periclinal de la macroflexura; y 2) coincide, además, con una zona intensamente

<sup>2</sup> El cambio litológico que supuso el comienzo del Pontense bien puede asimilarse con el inicio del periodo neotectónico citado en otros apartados. Pudo ser la variación en la disposición espacial del vector de convergencia lo que favoreció la reactivación de fracturas preexistentes en el zócalo y la consecuente generación de (véase página siguiente)

fracturada. Esta situación provoca el consecuente basculamiento hacia el OSO, además de significar uno de los límites de la Cuenca Alta del Guadiana.

En este mismo contexto, cabría esperar que sucedieran refracciones similares en el sentido de flujo hacia ENE en el extremo más occidental del sistema (terminación periclinal occidental de la macroflexura negativa). En el mapa adjunto se puede comprobar como tales isopiezas NNO-SSE o NO-SE existen (con sus correspondientes sentidos de flujo orientados según ENE o NE), sin embargo su incidencia es menor que en la zona oriental probablemente por varias razones o por la suma de todas ellas: a) la incidencia de la deformación neotectónica ha sido más intensa conforme nos desplazamos hacia el este<sup>3</sup>, lo cual ha provocado una mayor elevación de la terminación periclinal oriental; b) una “madurez relativa” de la red fluvial superior en este sector que en su opuesto: la erosión remontante provoca un encajamiento de la red fluvial en materiales impermeables tanto del basamento hercínico como del volcanismo reciente del Campo de Calatrava; y c) la posible incidencia que el río Jabalón (cuya desembocadura en el Guadiana coincide *grosso modo* con la terminación periclinal) pueda ejercer en la red de flujo de este sector.

Parece, pues, que la utilización de las redes de flujo que definen el comportamiento **natural** (y no el comportamiento artificial posterior condicionado por alteraciones antrópicas) de todo el sistema acuífero de la Llanura Manchega puede ser una herramienta de gran utilidad para caracterizar geoméricamente la macroflexura.

---

entornos deposicionales distintos a los que habían funcionado desde el Oligoceno.

<sup>3</sup> Véanse apartados previos.

### 17.3. SISTEMA ACUÍFERO nº 24 (CAMPO DE MONTIEL).

Al igual que sucedía con el sistema nº 23, el acuífero del Campo de Montiel supone un entorno hidrogeológico de gran singularidad. Constituye una comarca con características propias de un páramo alto (altitudes oscilantes entre los 800 y los 1100 metros) de unos 2500 km<sup>2</sup> de extensión situado entre el frente prebético y la Llanura Manchega (provincias de Ciudad Real y Albacete). Limita al norte con la Llanura Manchega, al este con la comarca albaceteña de Los Llanos, al sur con la Zona Prebética, y al oeste con el sector más oriental de Sierra Morena y de la comarca del Campo de Calatrava (véase *figuras 17.6 y 17.7*).

Tradicionalmente toda esta cobertera ha sido considerada como una plataforma horizontal, de espesor uniforme y suavemente plegada e inclinada hacia el norte-noroeste (I.T.G.E., 1989). Sin embargo, su espesor es variable y está afectada por numerosas fracturas y pliegues<sup>4</sup>, así como por procesos diapíricos<sup>5</sup>, los cuales delimitan diferentes sectores dentro del acuífero. Todos estos elementos estructurales condicionan, sin duda, el funcionamiento hidrológico del sistema (Rincón *et al.*, 1996b).

La unidad drena agua hacia las cuencas del Guadiana, del Guadalquivir (río Guadalmena), y del Júcar (ríos Lezuza, Jardín, y Balazote). Por lo que se refiere a los afluentes (por la izquierda) del Guadiana, en la comarca se ha establecido una red fluvial de escasa densidad fundamentada en los ríos Azuer, Guadiana Alto-Pinilla y Córcoles. Estos últimos poseen un caudal de base sostenido, aunque muy

---

<sup>4</sup> Se trata de pliegues generalmente laxos, de longitud de onda métrica o decamétrica, y con sus ejes horizontales. Sin embargo, existen numerosos ejemplos de otros pliegues bastante más “apretados” y con sus ejes inclinados (véanse apartados previos).

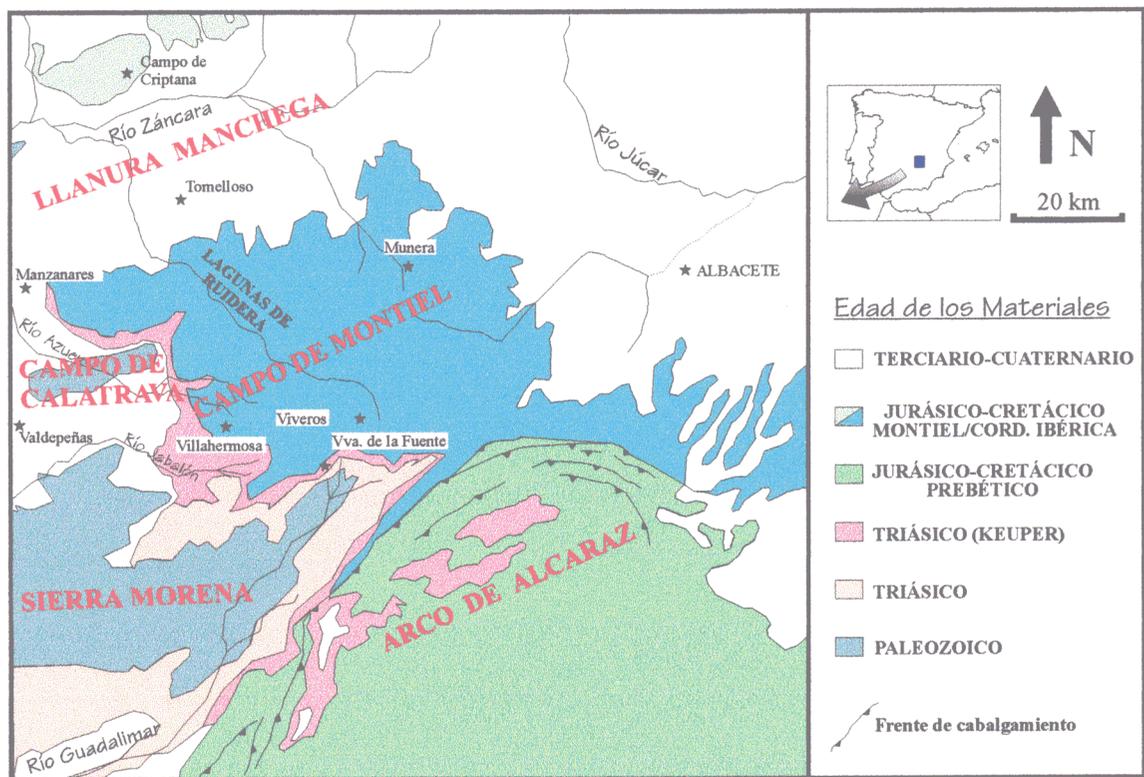


Figura 17.6: Localización de la comarca del Campo de Montiel con respecto a las unidades estructurales circundantes.



Figura 17.7: Situación geográfica y síntesis geológica del sistema acuífero del Campo de Montiel (modificado del I.G.M.E., 1980a).

dependiente del régimen de precipitaciones, gracias a la capacidad reguladora del acuífero. Dicho caudal disminuye progresivamente al abandonar los ríos la altiplanicie carbonatada y comenzar a discurrir por la más "permeable" Llanura Manchega.

El páramo calcáreo está formado por una cobertera de calizas y dolomías de edad jurásica inferior<sup>5</sup> y muestra un espesor medio de 75-120 metros (50 m en la zona central, más de 200 m en el borde oriental). En su conjunto esta serie carbonatada se compone (Montero, 1994) de tres unidades litoestratigráficas: una inferior calcodolomítica, una intermedia margo-arcillosa y una superior constituida por calizas oolíticas. Las formaciones intermedia y superior sólo existen hacia el este del páramo. La edad de estas formaciones se atribuye al Lías por comparación con otras áreas vecinas. Bajo la serie carbonatada liásica se dispone una formación triásica clásica con un tramo inferior detrítico, otro intermedio carbonatado y un tramo superior formado por margas y yesos de facies Keuper. En conjunto, todo el tramo superior del Triásico actúa como nivel de base para la evolución cárstica de los materiales carbonatados jurásicos.

El basamento de la cobertera mesozoica aflora mínimamente en las Lagunas de Ruidera y en las proximidades a la localidad albaceteña de Viveros. Está formado por cuarcitas ordovícicas que representan, para el primer caso, una prolongación hacia el este de la Antiforma de San Carlos del Valle-Alhambra (Rincón, 1995); y una prolongación hacia el este de Sierra Morena oriental en el segundo.

En cuanto a los materiales que recubren al páramo calcáreo destacan los depósitos terciarios

constituidos por brechas masivas formadas por cantos de diferentes niveles del Lías (I.T.G.E., 1990). Se consideran restos de superficies de erosión y por su aspecto han sido cartografiados tradicionalmente como brechas del Lías inferior. Por su posición en zonas elevadas del páramo calcáreo ocultan las estructuras de deformación del páramo.

Como consecuencia directa de los procesos de carbonatación surgen los depósitos cuaternarios más característicos de todo el altiplano del Campo de Montiel: las formaciones travertínicas o tobas calcáreas. Las más antiguas se sitúan varios metros por encima del nivel máximo actual del agua y están datadas como Pleistoceno superior. Las más actuales (de edad inferior a 10000 años) están ligadas al desarrollo de las Lagunas de Ruidera (Montero, 1994), sirviendo como barreras naturales entre las distintas lagunas.

A lo largo de todo el páramo, este conjunto de materiales carbonatados muestra evidencias claras y espectaculares de un modelado cárstico, con excelentes ejemplos de formas exocársticas y endocársticas: poljes, dolinas, lapiazes, cavernas, uvalas, simas, surgencias, etc.; así como sedimentos asociados al proceso de disolución de la caliza: arcillas de descalcificación y tobas calcáreas. Este modelado cárstico supone una ausencia casi total de cursos de agua superficiales. Así, el páramo se comporta como una "esponja" cuyos numerosos "poros" tienden a conectarse entre sí siguiendo directrices estructurales preferentes. Del mismo modo, el drenaje del sistema acuífero ha de suceder atendiendo a los mismos condicionantes tectónicos. Todo esto significa que los manantiales tenderán a drenar hacia las zonas de fracturación principales<sup>7</sup>. Ejemplos de esta situación

<sup>5</sup> Favorecidos probablemente por la incidencia de la deformación neotectónica.

<sup>6</sup> Ocasionalmente es posible encontrar arenas, arcillas y calizas de edad cretácica.

<sup>7</sup> Lógicamente también influirán otros condicionantes geológicos: heterogeneidad estratigráfica y litológica de (véase página siguiente)

serían los cauces de los ríos Azuer, Guadiana Alto-Pinilla y Córcoles.

Sin duda, el mejor exponente del modelado cárstico para todo el páramo lo constituyen las Lagunas de Ruidera. Su origen hay que buscarlo en el ensanchamiento continuo de una zona de fracturación preferente<sup>8</sup>, de longitud kilométrica, debido a la acción erosiva del agua<sup>9</sup>. El progresivo agrandamiento de cavidades internas generadas por procesos de carbonatación a lo largo de la zona de fractura provoca el desplome de techos y paredes, así como el descenso continuo del nivel freático hasta alcanzar un nivel de base impermeable (evaporitas del Triásico). En la actualidad, todo este entorno se encuentra en la etapa final del proceso, habiendo descendido el nivel freático hasta el nivel de base impermeable en gran parte de las lagunas. La circulación preferente de agua a favor de la zona de fractura de Ruidera<sup>10</sup> (figura 16.5) queda expuesta desde el manantial de Pinilla (donde nace el Guadiana Alto), hasta el final de las quince lagunas que constituyen el Parque Natural de las Lagunas de Ruidera (Embalse de Peñarroya). Durante todo este trayecto el caudal se incrementa de un modo notable gracias a continuas aportaciones laterales subterráneas (Montero *et al.*, 1989).

El acuífero principal del sistema se sitúa en la formación liásica inferior calcodolomítica, de aspecto oqueroso, masivo y mal estratificado. Esta formación está intensamente fisurada y, por tanto, revela procesos de carstificación evidentes. El sistema constituye un

---

las formaciones a atravesar, existencia de procesos halocinéticos que interfieran la circulación preferente del flujo, etc..

<sup>8</sup> Véanse apartados previos.

<sup>9</sup> El proceso de alteración química por carbonatación requiere que el agua de lluvia disuelva el CO<sub>2</sub> de la atmósfera para, de este modo, aumentar su grado de acidez y poder así alterar los materiales carbonatados.

<sup>10</sup> Véanse apartados previos.

acuífero libre que presenta oscilaciones notables del nivel freático. Estas oscilaciones son consecuencia directa del irregular régimen de precipitaciones que soporta todo el páramo, y que constituyen su única fuente de recarga. Así pues, todo el funcionamiento del sistema acuífero es tremendamente dependiente del régimen de lluvias, lo cual manifiesta su baja capacidad reguladora (Montero *et al.*, 1989). La propia calidad del agua, muy variable tanto en el espacio como en el tiempo, refleja esta dependencia del régimen pluviométrico. En consecuencia, el carácter normal de aguas moderadamente mineralizadas se perturba de un modo notable durante los periodos de estiaje (I.T.G.E., 1989).

El funcionamiento hidrogeológico del acuífero está condicionado por los umbrales o altos de los materiales triásicos que constituyen su base impermeable (Montero, 1994). El umbral triásico de Villahermosa-Viveros divide en dos al acuífero, independizando al sur un pequeño sector cuyo drenaje hacia el Guadalquivir (río Guadalmena) se produce a través de los manantiales situados en el contacto Jurásico-Triásico en la zona de Villanueva de la Fuente. El contacto tectonizado entre ambos materiales causa un gran espesor de los niveles permeables del Jurásico. Este hecho, junto con la elevada transmisividad del acuífero, posibilita una alta capacidad de almacenamiento. Sin embargo, la altitud de los manantiales sobre la base impermeable hace que queden secos o se reduzca su caudal cuando sucede un descenso moderado del nivel piezométrico (Rincón *et al.*, 1996b).

Al norte de la franja Villahermosa-Viveros el acuífero, que presenta una mayor extensión, drena en gran parte hacia el valle del Guadiana y, en menor medida, hacia la cuenca del Júcar. En esta zona los manantiales no están asociados al contacto Jurásico-Triásico sino que se originan al cortar la topografía al

nivel piezométrico. Por ello, los situados a cotas topográficas elevadas se secan al descender el nivel de agua en el acuífero bien durante estiajes acusados, bien en periodos secos o bien como consecuencia de extracciones de aguas subterráneas en las proximidades. Un buen ejemplo de este comentario último son las disminuciones del nivel freático que se produjeron hasta el año 1996 ligadas a un periodo pertinaz de años secos. Como consecuencia de este hecho se secaron la mayoría de manantiales situados en la cabecera de las Lagunas de Ruidera, por lo que las aportaciones que recibieron las lagunas más altas se redujeron notablemente. Esto motivó la desconexión hidráulica en el sistema lagunar, reduciéndose los caudales transferidos entre las lagunas a valores prácticamente inapreciables.

La deformación neotectónica que incide sobre la comarca del Campo de Montiel se inscribe en el contexto de la atenuación de un campo compresivo intraplaca derivado del borde prebético (Vegas y Rincón, 1996). En conjunto, todo el altiplano del Campo de Montiel constituye una *macroflexura positiva* de la corteza, orientada  $\approx$ ENE-OSO que se superpone a flexuras de la cobertera jurásica, de menor longitud de onda. El borde septentrional del Campo de Montiel, es decir el borde norte de la flexura, corresponde a una inmersión brusca de la serie mesozoica bajo los depósitos terciarios de la Llanura Manchega (Montero, 1994). Se produce así una articulación con la *macroflexura negativa* de la corteza correspondiente a la Llanura Manchega. La inmersión brusca de los materiales mesozoicos ha de interpretarse en el contexto tectónico compresivo como una falla inversa (Falla de Manzanares<sup>11</sup>) situada en el extradós de la flexura positiva (*figuras 16.5 y 17.8*).

<sup>11</sup> Véanse apartados previos.

En el contexto del *tensor regional* ( $S_{Hmax}$  de dirección  $\sim$ N140°E) se explican las flexuras de la cobertera jurásica y los procesos diapíricos desencadenados en los materiales del Triásico superior. Así pues, la subdivisión del acuífero que supone la franja de Villahermosa-Viveros parece ser una consecuencia directa de la incidencia de la deformación neotectónica. El contacto tectonizado entre el Lías inferior y el Triásico superior en Villanueva de la Fuente y sus consecuencias en cuanto a profusión de manantiales también estaría en relación con este tipo de estructuras. Para el resto del altiplano manchego, es probable que las diferentes flexuras (de distintas longitudes de onda) de la cobertera jurásica (probablemente despegada o semidespegada del Keuper) originen las zonas elevadas del páramo, la consiguiente erosión y el desarrollo de los manantiales en aquellos puntos donde se intersecten la topografía del terreno y el nivel piezométrico.

Por su parte, las estructuras transversas frágiles orientadas  $\sim$ NO-SE y NNE-SSO (fallas direccionales dexas o macrodiscontinuidades de tipo I) controlan la red de drenaje y necesariamente han de jugar un papel fundamental en el sentido del flujo subterráneo. En este sentido existe una relación clara entre los procesos de carstificación y esta disección del altiplano por procesos de fracturación en el caso de las quince lagunas que conforman el sistema lagunar de Ruidera. Así mismo, estas líneas de fractura son responsables de la alta fisuración que implica zonas de mayor transmisividad, como en el caso de la cabecera de las Lagunas de Ruidera<sup>12</sup>. Los límites oriental y occidental de la macroflexura positiva del Campo de

<sup>12</sup> La existencia de la Falla de Ruidera ha provocado todo un sistema de "*pinnate joints*" asociadas a la discontinuidad. De esta manera podría explicarse el aumento repentino de caudal que citan Montero *et al.* (1989) para las Lagunas de Ruidera.

Montiel se corresponderían con zonas de fracturación preferente y activas en la actualidad<sup>13</sup>.

La *figura 17.5* muestra una propuesta de sentido de flujo para el sector de este sistema acuífero que drena hacia el río Guadiana, sobre la base del informe del I.G.M.E. (1980a). *Grosso modo*, observando la figura se deduce una orientación preferente de las isolíneas de flujo según ENE-OSO, refractada hacia NO-SE en las proximidades a los cursos fluviales del Azuer, Cañamares (afluente del Azuer), Guadiana Alto y Córcoles. En sus límites oriental y occidental sucede también esta misma refracción. En ambos casos las directrices de flujo son coherentes dentro de la propuesta de la "hipótesis flexural", indicando un basculamiento hacia el NO desde la subdivisión del acuífero que supone la franja de Villahermosa-Viveros (*figura 17.8*). Este hecho, junto con la existencia de refracciones citadas de las tendencias ENE-OSO hacia NO-SE, supone en nuestra opinión un modo definitivo de mostrar la estrecha relación existente entre la atenuación de la *deformación neotectónica* (véanse capítulos previos) y el funcionamiento hidrogeológico del sistema acuífero. Del mismo modo, la tendencia NO-SE evidenciada en los límites del sistema sería coherente con la propuesta flexural.

#### 17.4. CONCLUSIONES.

En los dos sistemas acuíferos aquí considerados sucede (si no se estima la acción antrópica) un drenaje natural muy localizado de los mismos preferente. Así, para el acuífero del Campo de Montiel, el drenaje más espectacular se localiza en las Lagunas de Ruidera; para el acuífero de la

Llanura Manchega éste se localizaba en los Ojos del Guadiana.

Mandel (1965) sugiere un modelo, coherente con la *Teoría del flujo del agua en medios porosos*, capaz de proponer una explicación a este drenaje preferente. García (1996) explica el drenaje preferente de los Ojos del Guadiana de este modo. Este modelo conceptual considera que no existe una gran disparidad en los efectos de los condicionantes geológicos que inciden en el funcionamiento hidrogeológico del acuífero cárstico. Bajo este supuesto, la capacidad disolvente del agua cargada de CO<sub>2</sub> será máxima en aquellas zonas ubicadas inmediatamente aguas arriba de los manantiales. Tal situación provoca la existencia de un gradiente o diferencial erosivo que favorece el desarrollo del proceso de carbonatación y, por ende, el desmantelamiento de la formación acuífera. Las variaciones en el nivel freático generan nuevos niveles de base que tienden a ser compensados por la propia cinemática del agua. Sucede de este modo una captura de directrices de flujo desfavorable por directrices de flujo favorables y convergentes. El resultado final es un drenaje preferente y localizado del acuífero.

Para este trabajo se ha considerado aplicable el *Modelo de Mandel* no sólo para los entornos singulares citados (Ojos del Guadiana y Lagunas de Ruidera), sino también para aquellos drenajes preferenciales de ambos sistemas acuíferos y que suponen el nacimiento de cursos fluviales con un caudal de base sostenido o semi-sostenido. Sin embargo, se ha considerado el *Modelo de Mandel* pero con una variación sensible: *dentro de la formación acuífera existe un entramado de fracturas que favorece el sentido de flujo subterráneo según direcciones preferentes*. Más aún, para este entramado estructural es posible

<sup>13</sup> Véase apartado de sismicidad.

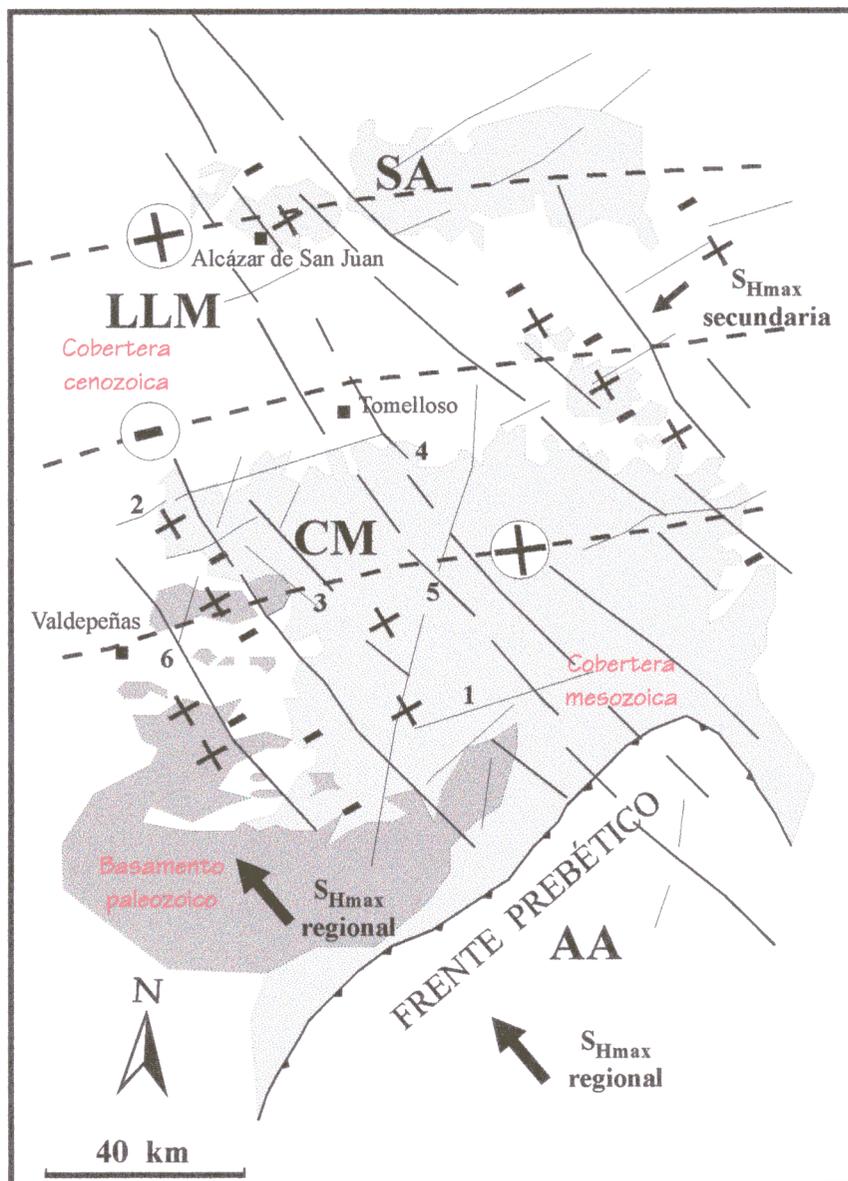


Figura 17.8: Esquema estructural simplificado de las flexuras positivas y negativas (de distintos órdenes) definibles en la comarca del Campo de Montiel ("CM") en el marco del tensor de esfuerzos regional y del tensor de esfuerzos secundario; así como su relación con el frente bético del Arco de Alcaraz ("AA") y la Llanura Manchega ("LLM"). "1" Falla de Villahermosa-Viveros, "2" Falla de Manzanares, "3" Falla de Alhambra, "4" Falla de Tomelloso, "5" Macrodiscontinuidad de Ruidera, "6" Falla de Siles (mod. Rincón *et al.*, 1996b)..

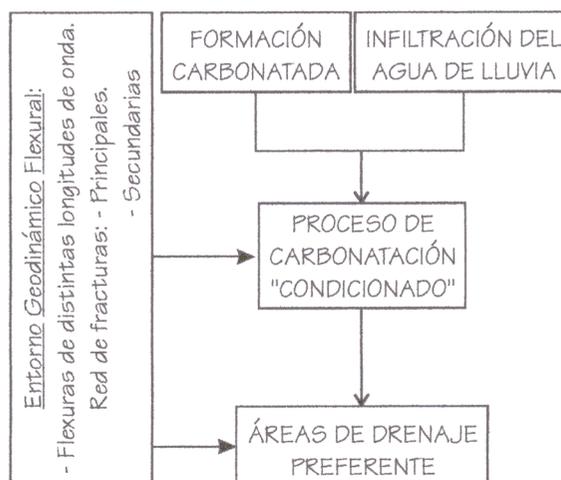


Figura 17.9: Esquema de la aplicación del Modelo de Mandel a las comarcas de la Llanura Manchega y del Campo de Montiel.

definir zonas de fracturación preferente que han debido dirigir el sentido de flujo subterráneo principal. Además, el basculamiento de las formaciones acuíferas (así como el del substrato que las soporta) condicionó más, si cabe, este flujo preferencial y el proceso de carbonatación concomitante. En la figura 17.9 se esquematiza proceso descrito anteriormente.

La Teoría del flujo del agua en medios porosos (Custodio y Llamas, 1983) supone el análisis de la dinámica de una única fase fluida y homogénea (el agua) en el interior de medios saturados (formaciones acuíferas). El estudio microscópico del comportamiento de un medio poroso es complejo dada la variabilidad en la morfología de los poros y los circuitos por donde deben almacenarse y fluir el agua. Sin embargo, es posible un análisis promedio de este comportamiento sintetizándolo o resumiéndolo en el tratamiento de tres parámetros básicos: la permeabilidad, la porosidad y el coeficiente de almacenamiento; y en la consideración de la Ley de Darcy. Esta Ley establece una proporcionalidad directa entre la velocidad de flujo de un fluido sucedida en un medio poroso y el gradiente hidráulico (variabilidad de la energía potencial de un fluido con respecto a una distancia dada recorrida por el mismo).

En los párrafos anteriores se ha intentando razonar como, en nuestra opinión, la génesis de los entornos hidrogeológicos de la Llanura Manchega y del Campo de Montiel está estrechamente relacionada entre sí y con los episodios deformacionales neotectónicos que han incidido en la Cuenca Alta del Guadiana (incluida dentro del *Antepaís Bético*). Se ha intentado mostrar, además, la importancia que para un estudio neotectónico de un área determinada puede suponer el análisis de los condicionantes

hidrogeológicos y su posterior contrastación. La elección de estas dos unidades hidrogeológicas no ha sido para nada aleatoria, ya que se conocía *in situ* la estrechísima relación que mostraban en ellas las aguas superficiales y las aguas subterráneas. Se puede decir que no existen mejores entornos, al menos en el área de estudio, para realizar esta contrastación de análisis hidrogeológicos y análisis estructurales.

Dentro de sus limitaciones, el modelo de “hipótesis flexural” propuesto para intentar caracterizar el modo en el cual se ha atenuado la deformación neotectónica en todo el *Antepaís Bético* permite explicar gran parte de la problemática generada por el análisis hidrogeológico a lo largo de las últimas décadas. Hasta ahora, numerosos trabajos habían descrito los principales rasgos hidrogeológicos de ambos sistemas acuíferos, describiéndose de un modo muy vago las posibles implicaciones tectónicas de ambas comarcas manchegas con su entorno. Se habían descrito redes de flujo que consideraban la influencia antrópica en ambos sistemas pero nunca se llegó a explicar el porqué de esas morfologías de redes de flujo teóricas o la red de flujo primigenia. Las futuras modelizaciones de los sistemas acuíferos debieran considerar, en nuestra opinión, al menos la posible influencia o condiciones de anisotropía que pueden representar las principales zonas de fracturación.

Tampoco hasta ahora se había abordado la problemática que supone el establecimiento de una jerarquía en la red hidrográfica, sobre la base de criterios estructurales e hidrogeológicos, no ya sólo de la Llanura Manchega o del Campo de Montiel, sino de toda la Cuenca Alta del Guadiana. Evidentemente, gran parte de las continuas “apariciones” y “desapariciones” de los cursos fluviales tienen una explicación litológica sencilla de carácter general, pero también son consecuencia de unas condiciones

tectónicas (neotectónicas) determinadas. Igualmente, y a la vista de los datos presentados en este trabajo, tampoco se había considerado la influencia tan importante que parece tener la red de fracturación (mucho más intensa de lo tradicionalmente esperado) en la conducción superficial y subterránea del agua. En definitiva, este intento de contrastación de datos hidrogeológicos y estructurales parece haber sido muy positivo, a pesar de que sus resultados puedan considerarse sólo como orientativos.

La deformación neotectónica en esta zona del *Antepaís Bético* es causada por la compresión neógeno-cuaternaria que supone la convergencia entre las placas africana y euroasiática, y se reparte en flexuras de la corteza (y de la litosfera) de distinta longitud de onda que forman los relieves y llanos alternantes, y en corredores de fallas direccionales (alternativamente macrodiscontinuidades de *tipo I*). El flujo superficial y subterráneo se acomoda siguiendo directrices estructurales neotectónicas, las cuales pueden corresponderse con discontinuidades creadas y/o reactivadas. Indirectamente, parece intuirse una relación estrecha entre: (a) zonas de acumulación preferente de recursos hídricos; (b) discontinuidades estructurales probablemente reactivadas por la deformación neógena; y (c) ubicación respecto del Arco de Alcaraz. Tal relación parece condicionar la distribución espacial de la sismicidad. Es probable que los sismos puedan condicionar localmente el funcionamiento de los niveles acuíferos, ya que pueden favorecer desplazamientos o migraciones de los recursos hídricos.

A partir del desarrollo de todo este apartado se puede deducir que la incidencia de la deformación neotectónica ha provocado o favorecido:

□ La estrecha relación existente entre aguas superficiales y aguas subterráneas.

- La existencia de los singulares entornos hidrogeológicos del Campo de Montiel y de la Llanura Manchega: macroflexuras corticales (con expresión litosférica) positiva y negativa alternantes.
- La morfología de los acuíferos de la Llanura Manchega y del Campo de Montiel, así como sus subdivisiones internas.
- El sentido de flujo del agua, tanto en superficie como en profundidad.
- El encajamiento de los cursos fluviales a favor de grandes discontinuidades estructurales (fallas en dirección o diaclasas) coetáneas con los eventos deformacionales o reactivadas por estos.
- El carácter endorreico o semiendorreico de la Cuenca Alta del Guadiana (en la cual se inscriben estos dos sistemas acuíferos), propia de una superficie “irregular” estructurada en épocas recientes: *sucesivas flexuras antiformales y sinformales*.
- Las directrices seguidas por los procesos de carstificación (p. ej. en las Lagunas de Ruidera).
- Muy probablemente, la propia distribución espacial de los distintos tipos de litologías dentro de las unidades hidrogeológicas (Esnaola y Martínez-Alfaro, 1993).
- La disposición espacial de manantiales o surgencias.
- La capacidad de descarga del acuífero del Campo de Montiel hacia tres grandes cuencas hidrográficas diferentes, así como la capacidad de colector principal de la Cuenca Alta del Guadiana del acuífero de la Llanura Manchega.
- La existencia de materiales volcánicos formando parte de tales sistemas.
- El hecho de que la actividad sísmica se concentre en discontinuidades estructurales aprovechadas por cursos fluviales principales (Azuer o Guadiana

Alto) y secundarios, permite sugerir que la generación de sismos superficiales (y réplicas potenciales de los mismos) pudiera estar

favorecida de algún modo por la presencia de fluidos.

## 18 – ISLA DE FUERTEVENTURA.

Las Islas Canarias se ubican en el borde más noroccidental del margen continental pasivo africano. Este hecho ha influido, sin duda, de manera notable en el desarrollo de un entorno geodinámico muy complejo a favor del cual han extruido materiales ígneos al menos desde el Oligoceno, definiéndose desde entonces las sucesivas etapas o episodios tan característicos en la evolución de las islas oceánicas. La evolución geodinámica de una isla oceánica con estas características es el resultado de una interacción compleja de los procesos ígneos con el campo regional de esfuerzos, así como con los estados tensoriales locales generados durante el crecimiento de la propia isla (Marinoni y Pasquare, 1994).

La finalidad de este capítulo en el marco de la Tesis Doctoral es conseguir cuantificar la deformación neotectónica incidente en una de las islas que compone el Archipiélago: la isla de Fuerteventura. Para ello se ha realizado un análisis de mesoestructuras frágiles (fallas y diaclasas), así como la contrastación regional de los resultados obtenidos de este modo a partir del desarrollo de una ponderación de la disposición espacial de los rasgos fisiográficos principales. Para colaborar en este objetivo se ha realizado, además, un análisis complementario de mesoestructuras de carácter frágil-dúctil (planos de cizalla, venas de tensión, etc.) observables en el *Complejo Basal* o basamento de la isla, de manera que sea posible considerar un marco geológico preneotectónico. El objetivo último es definir el entorno geodinámico en el cual se produce el volcanismo postmioceno y determinar si existe una relación entre estos procesos extrusivos neógenos-cuaternarios y el sustrato ígneo más antiguo (*Complejo Basal*). Así, este *entorno geodinámico* podrá ser comparado con el propuesto

para la génesis del volcanismo intraplaca observable en la comarca del Campo de Calatrava.

### 18.1. CONTEXTO GEOLÓGICO.

Fuerteventura supone un afloramiento singular dentro de los entornos oceánicos intraplaca. Esto es así porque permite la observación no sólo de su núcleo plutónico, sino también de los relictos sedimentarios depositados previamente a su emersión. Discordantes sobre ambos se dispone una sucesión de episodios volcánicos subaéreos o aéreos neógenos y cuaternarios que caracterizan la fisiografía insular. Tal y como proponen Anguita y Hernán (1975), un archipiélago volcánico proporciona un interés considerable tanto a petrólogos como a tectónicos. Para los primeros supone el “laboratorio natural” más adecuado para elaborar teorías y propuestas sobre el desarrollo de los procesos ígneos susceptibles, posteriormente, de ser utilizadas en los continentes; para los segundos representa un escenario ideal para aplicar sus conclusiones sobre la evolución estructural de los escenarios continentales sobre entornos geodinámicos oceánicos si no más sencillos sí menos complejos.

#### ANTECEDENTES.

Esta singularidad del Archipiélago Canario ha propiciado la realización de multitud de trabajos desde el siglo pasado (Buch, 1825; Barker-Werb y Berthelot, 1839; Fritch, 1867) hasta la actualidad. Por lo que se refiere a la isla de Fuerteventura, las citas posibles son numerosas. Dado que no era el objetivo principal de esta Tesis un estudio geológico exhaustivo de la misma, para el desarrollo de este capítulo se han seleccionado algunos de los trabajos que nos han permitido obtener una “visión general” de la isla y de

su desarrollo en el tiempo. Así, se ha considerado el publicado por Abdel-Monem *et al.* (1971), quienes realizan una propuesta sobre la evolución de las Islas Canarias a partir de análisis paleomagnéticos y de dataciones de los eventos ígneos mediante la aplicación de métodos de datación radiométrica (*K-Ar*). Sugieren que el *Complejo Basal* ígneo que configura el basamento de la isla se desarrolló hasta hace 20 Ma, comenzando una actividad extrusiva subaérea hace 16,5 Ma. Grunau *et al.* (1975), Le Bas *et al.* (1986), Cantagrel *et al.* (1993) y Sagredo *et al.* (1996) también se ocupan de datar los afloramientos ígneos.

Fúster y Aguilar (1965) relacionan la aparición de determinados fósiles de edad eocena y miocena con la somerización progresiva del edificio volcánico precursor de la isla. Rothe (1968) destaca la existencia de inversiones de estratos y la presencia de una esquistosidad regional a favor de los materiales mesozoicos del *Complejo Basal*, asociándola a plegamientos orientados hacia ONO-ESE. Estas observaciones serán reinterpretadas con posterioridad por Robertson y Stillman (1979) y Robertson y Bernoulli (1982). Por último, Fúster *et al.* (1968) sintetizan en una monografía las investigaciones existentes hasta entonces, cartografiando a escala 1:100.000 la totalidad de la isla.

Morgan (1971), Burke y Wilson (1972), Schmincke (1973), Wilson (1973), Middlemost (1973), Féraud *et al.* (1985, 1986), Hoernle *et al.* (1991) o Holik *et al.* (1991) sugieren, *grosso modo*, que los procesos ígneos observables en la totalidad del Archipiélago habrían de relacionarse con el desarrollo de un “*hot spot*” (*sensu* Wilson, 1963) *estacionario* y capaz de afectar a los tramos corticales más superficiales desde los últimos 22 Ma.

Como contrarios o escépticos ante esta posibilidad cabe considerar el trabajo de Anguita y

Hernán (1975). Estos últimos proponen que ni la distribución espacio-temporal del volcanismo en las Islas Canarias, ni ocasionalmente los minerales extruidos durante este proceso, ni la estructura deducida de la Litosfera a partir de estudios gravimétricos, serían coherentes con el desarrollo de un “*hot spot*” estacionario bajo el Archipiélago. Sobre la base de las ideas de McDougall (1971) proponen que la actividad ígnea debería relacionarse con la propagación progresiva del magma (pulsos sucesivos a intervalos de tiempo irregulares), desde el continente africano hasta el océano, a favor de una megafalla orientada ENE-OSO: Falla Sur del Alto Atlas<sup>1</sup>. Así, los tres pulsos principales distinguibles en las islas: formación del *Complejo Basal*, extrusión de las “*llamuras basálticas*” de la *Serie I*, y las emisiones más recientes (*Series II, III y IV*); coincidirían con tres fases extensionales deducibles para la evolución del Alto Atlas. Estos autores proponen, además, que el límite entre litosfera continental y litosfera oceánica habría de situarse entre las islas de Gran Canarias y Fuerteventura, explicando de esta manera la “articulación” característica del Archipiélago por una reactivación diferente a ambos márgenes del límite. A modo de síntesis entre ambas ideas enfrentadas, Schmincke (1982) sugiere un modelo en el cual coexistirían un “*hot spot*” y un contexto geodinámico complejo. Finalmente, Araña y Ortiz (1991) proponen un “modelo de acortamiento cortical” relacionado con la actividad de la Dorsal Atlántica. La expansión oceánica habría provocado un acortamiento considerable mediante la dinámica de fallas inversas orientadas NNE-SSO.

Stillman *et al.* (1975) y Stillman (1987) sugieren un entorno cortical diferente entre las islas

<sup>1</sup> Se trata de una megafalla dextrorsa que disectaría el norte de África desde Túnez hasta las Islas Canarias más occidentales.

más occidentales y las orientales (Fuerteventura y Lanzarote), apuntando que el emplazamiento del *Complejo Basal* debió suceder dentro de un entorno extensional simple. Este contexto geodinámico implicaría la existencia de un proceso de “rifting” abortado durante las primeras etapas de su desarrollo (Terciario medio), y sería coherente con la propuesta realizada por Anguita y Hernán (1975).

Pavia (1977), Araña *et al.* (1978), Banda *et al.* (1981a), e I.G.N. (1996) son algunos de los autores ocupados en la interpretación geofísica de las islas, mientras que en los trabajos de Mézcua *et al.* (1990) y del I.G.N. (1992a) se muestra un análisis de la sismicidad registrable en el Archipiélago.

Más recientemente, Fúster *et al.* (1980) vuelven a realizar una síntesis de las investigaciones desarrolladas hasta entonces sobre el Archipiélago Canario, describiendo los rasgos geológicos principales de los afloramientos observables en Fuerteventura, así como su evolución en el tiempo. Araña y Ortiz (1991) resumen las teorías propuestas hasta entonces referidas a la evolución en el tiempo del Archipiélago, mientras que Roest *et al.* (1992) analizan las anomalías magnéticas derivadas de la apertura del Atlántico y sus implicaciones en el desarrollo evolutivo del Archipiélago.

Muñoz y Sagredo (1996) y Muñoz *et al.* (1997) realizan trabajos referidos al *Complejo Basal* aflorante al oeste de Fuerteventura (Plutón de Pájara), proponiendo un marco geodinámico para el desarrollo del mismo; contrario, por otro lado, al establecido por Casillas *et al.* (1991). Por último, Ancochea *et al.* (1996a, 1996b), Cubas *et al.* (1996), y Hernán *et al.* (1996) analizan las características petrológicas de las series volcánicas más recientes de la isla. Sobre la base de todas las citas previas se ha desarrollado este capítulo.

## CONTEXTO GEOLÓGICO GENERAL.

La isla de Fuerteventura queda localizada geográficamente entre los paralelos 28° 45' 04''N y 28° 02' 16''N, y los meridianos 13° 49' 12''O y 14° 30' 24''O. Supone la más próxima a África, la segunda isla en extensión, y la más alargada (~100 kilómetros). Su relieve es maduro, rejuvenecido sólo por las erupciones volcánicas más modernas y por la incidencia de las variaciones eustáticas cuaternarias. Como consecuencia de estas variaciones en el nivel del mar, la erosión ha excavado una red de drenaje dendrítica caracterizada por barrancos relativamente encajados en las proximidades a la costa (Fúster *et al.*, 1968). Constituye junto con la isla de Lanzarote uno de los dos bloques emergentes más destacables de la denominada *Dorsal Oriental Canaria*. Dentro del contexto de margen continental pasivo y de una corteza adelgazada progresivamente hacia el oeste desde África, surge una alineación volcánica orientada NNE-SSO. Grunau *et al.* (1975) lo describen como una sucesión de bloques elevados sobre los cuales se habrían depositado sedimentos de edad mesozoica<sup>2</sup> y terciaria (plegados y fracturados), y a los cuales solapan (“onlap”) niveles pliocenos-pleistocenos no deformados. La isla de Fuerteventura constituiría el bloque elevado principal, emergiendo hasta los 807 metros en el denominado como “Morro de Jable” (al sur de la isla).

Fúster *et al.* (1980) han sugerido que las alineaciones principales observables en las Islas Canarias (denominables según su orientación como “atlánticas” o como “africanas”; Hernández-Pacheco e Ibarrola, 1973): N35°E (Fuerteventura-Lanzarote-Banco de la Concepción), N60°E (Hierro-La Gomera-Tenerife) y N120°E (La Palma-Tenerife-Gran Canaria)

<sup>2</sup> Al este de la Dorsal la bibliografía consultada cita la existencia de una extensa área diapírica mesozoica fuertemente deformada.

son similares a las mostradas preferentemente por la alineación de los centros volcánicos y por las orientaciones de intrusión de diques y plutones en superficie. También describen una posición variable del Moho bajo las islas: a 20 kilómetros bajo Fuerteventura y Lanzarote, a 15-17 bajo las islas centrales, y a 12 bajo las más occidentales. Los valores elevados de velocidades para las ondas sísmicas ( $V_p = 7,1$  km./seg.) detectados bajo las mismas sugerirían, según estos autores, la existencia de complejos ígneos (bajo todas ellas) similares a los parcialmente aflorantes en Fuerteventura, La Gomera y La Palma.

Pavia (1977), Araña *et al.* (1978) y Banda *et al.* (1981a) complementan esta afirmación indicando la existencia de variaciones en el grosor de la Corteza entre Fuerteventura y Lanzarote, explicadas mediante la probable existencia de una fractura. A partir de la realización de perfiles sísmicos concluyen que cada isla supone un *edificio volcánico independiente*, desaconsejando la idea de un basamento común para la totalidad del Archipiélago. En este mismo contexto, el trabajo del I.G.N. (1996) aporta como conclusión básica la existencia de “fuertes contrastes magnéticos” a lo largo de todas las islas, relacionándolos preferentemente con las extrusiones volcánicas más importantes<sup>3</sup>, con los relieves diferenciales acusados existentes entre ellas, y, en menor medida, con la presencia de fracturas.

Por lo que se refiere a Fuerteventura y Lanzarote obtienen un comportamiento magnético similar, definiendo para ambas una serie de anomalías magnéticas orientadas NNE-SSO (subparalelas a la alineación definida por ambas islas). Este “eje teórico” estaría compartimentado según lineaciones numerosas ESE-ONO. Por último, Mézcua *et al.* (1990)

consideran una actividad sísmica *baja* para la totalidad de las islas, relacionándola con su ubicación en las proximidades a un margen pasivo<sup>4</sup>.

Al este de Fuerteventura, entre el Archipiélago y África, Fúster *et al.* (1980) comentan la existencia de un basamento cristalino (de naturaleza no determinada) sobre el cual se dispone una cobertera mesozoica plegada y otra terciaria apenas deformada. Paralela a la alineación Fuerteventura-Lanzarote, y con respecto a África, se dispondrían (de oeste a este) una sucesión de diapiros salinos de edad Triásico superior-Jurásico inferior, una plataforma carbonatada jurásica, y una secuencia turbidítica de edad Cretácico inferior. El hecho de que el Archipiélago se localice dentro de una *zona magnética tranquila* de edad jurásica (Roest *et al.*, 1992) imposibilita la determinación definitiva del origen del mismo con respecto al funcionamiento de la Dorsal Atlántica.

Fúster *et al.* (1980) indican que la totalidad del Archipiélago se comporta como una unidad estructural e ígnea bien definida, sin influencias continentales apreciables en el quimismo de los magmas: una *provincia intraplaca oceánica de carácter fuertemente alcalino*. Estos mismos autores realizan una propuesta de evolución geodinámica de las Islas Canarias, contraria a las ideas de Morgan (1971), Burke y Wilson (1972), Schimincke (1973), Wilson (1973), y Middlemost (1973) sobre un “hot spot” estacionario, resumida en dos etapas:

1. Evolución de un “rift” marginal desarrollado en el borde del Atlántico oriental. En éste sucedió un tránsito de un periodo inicial (posterior al Albense) de “doming” que progresó hacia una situación de “rifting” (abortada en el Oligoceno superior-Mioceno inferior). En esta etapa final sucedió una intrusión filoniana (espectacular, por

<sup>3</sup> Relacionadas de algún modo, lógicamente, con la activación de fracturas.

<sup>4</sup> Sin embargo, en 1989 sucedió un terremoto de magnitud 5,2 entre las islas de Tenerife y Gran Canaria.

ejemplo, en el oeste de Fuerteventura) seguida de una intrusión plutónica.

2. Sucesión de una actividad volcánica subaérea y aérea controlada por el funcionamiento de la Falla Sur del Alto Atlas (*sensu* Anguita y Hernán, 1975), la cual afectaría hasta las islas más occidentales del Archipiélago. La dinámica de esta megafractura (Orogenia Atlásica) condicionaría la actividad ígnea, ya que parece existir una correlación coherente entre la actividad ígnea neógena y las distintas fases deformacionales. Durante esta etapa, la emisión de los productos magmáticos pudo estar supeditada a una reactivación de fracturas oceánicas previas, de este modo podrían explicarse las distintas orientaciones preferentes de las alineaciones entre los centros emisores.

Para la totalidad del Archipiélago (Fúster *et al.*, 1980), podrían resumirse en dos las unidades estructurales existentes (con significado petrológico):

- Un *Complejo Basal* (desarrollado desde, al menos, el Oligoceno hasta hace 20 Ma) aflorante sólo en las islas de Fuerteventura, La Gomera y La Palma, formada por una sucesión compleja de sedimentos mesozoicos y productos ígneos (lavas y tobas submarinas) desordenada por completo por intrusiones filonianas y plutónicas postmesozoicas. Estos niveles sedimentarios evidencian que su formación ha sucedido siempre dentro de un ambiente oceánico. Así, en Fuerteventura (la más próxima a África) no existe ningún material de origen continental, excepto terrígenos asociados a turbiditas (depositadas durante el Mesozoico).
- Un *Volcanismo subaéreo y/o aéreo* formado por una sucesión variablemente compleja de episodios efusivos ocurridos desde entonces hasta la actualidad, y distribuidos temporalmente de manera inhomogénea. Las primeras emisiones se

disponen (donde es posible su observación) de manera discordante sobre el *Complejo Basal*. Se les ha denominado tradicionalmente como *series antiguas* o *Serie I*. Esta nomenclatura no implica ningún valor cronológico, pudiendo tener edades diferentes en cada una de las islas. Se trata de efusiones basáltico-alcálicas extruidas formando grandes volcanes “en escudo” (apilamientos de varios centenares de metros de coladas lávicas: *llamuras basálticas*) y cuyas dimensiones habrían excedido los límites actuales de las islas (véase *fotografía 18.1*). Cada una de ellas dispondría de un “calendario particular” de emisiones, incluso para las más próximas entre sí. Esta inhomogeneidad también se reflejaría tanto en la naturaleza de los productos extruidos como en el mecanismo de erupción. De cualquier manera, sería posible establecer una semejanza, referida a este *volcanismo subaéreo o aéreo* postmioceno, para el conjunto de las islas más orientales que los caracteriza con respecto a las más occidentales (también relativamente semejantes). Para las centrales no cabe tal asociacionismo, ya que suponen historias volcánicas complejas.

Con el fin de realizar la contrastación deseada (descrita al comienzo de este capítulo), en Fuerteventura se ha considerado el análisis de mesoestructuras frágiles, frágiles-dúctiles, y dúctiles a partir de un registro restringido al sector central de la isla (especialmente sobre el *Complejo Basal*). El análisis morfotectónico ha afectado tanto a esta área como a la totalidad de la superficie de la isla. En la *figura 18.1* se muestra un esquema geológico simplificado (M. Muñoz y J. Sagredo, com. pers.) de este sector central, así como la localización de las estaciones de registro de mesoestructuras frágiles (véase *Anexo I*).

## 18.2. ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL: DEFORMACIÓN FRÁGIL-DÚCTIL.

Para intentar determinar el entorno geodinámico en el cual intruyeron los materiales ígneos pertenecientes al *Complejo Basal* en la isla de Fuerteventura se han analizado en el Plutón de Pájara (Muñoz *et al.*, 1997) una serie de mesoestructuras originadas en condiciones de deformación dúctil y frágil-dúctil (*figura 18.2*), facilitada por las condiciones térmicas impuestas por la intrusión. Las medidas (entre las cuales se incluyen registros previos de M. Muñoz y J. Sagredo, com. pers.) se han obtenido en *zonas de cizallas*: planos de shear, budines, bandeados tectónicos, venas de tensión y ejes de pliegues (deformación frágil-dúctil y dúctil, *figura 18.3a, Tabla 18.1*). Aparte del análisis de las zonas de cizalla, también se han conseguido orientaciones del espectacular entramado filoniano de diques máficos y sálicos observable en este mismo sector (*Tabla 18.2,*

*figura 18.3b*).

El Plutón de Pájara supone una alternancia de rocas ultramáfica (fundamentalmente piroxenitas olivínicas, werlhitas, piroxenitas y piroxenitas feldespáticas) y máficas (gabros olivínicos y gabros), encajadas a favor de sedimentos cretácicos, diques y rocas ultraalcalinas. Con su intrusión culminaría el estadio de “monte-submarino” para la isla. Sagredo *et al.* (1996) proponen una edad de 22 Ma para el mismo. En conjunto, la afinidad geoquímica de las rocas evidenciaría que el plutón intruyó mediante un único episodio ígneo. La alternancia entre máficas y ultramáficas se orienta NNE-SSO, a favor de estructuras planares subverticales, estando disectada la totalidad del plutón (porcentajes oscilantes entre un 5% y un 20%) por un entramado de diques de composición intermedia-sálica (Muñoz *et al.*, 1997).

Elemento	Nº	Moda principal	Moda secund.	Fig.
Planos de cizalla	48	N10°-30°E	N110°-130°E	18.3aa
Dirección de extensión en “budines”	29	N10°-20°E, N80°-90°E, N100°-110°E	N50°-60°E	18.3ab
Layering	71	N10°-50°E	N90°-100°E	18.3ac
Venas de tensión	198	N30°-50°E	N40°-70°E	18.3ad
Ejes de pliegues	12	N100°-110°E, N130°-150°E	N80°-90°E, N110°E-130°E, N175°-185°E	18.3ae
Total	358	N30°-50°E	N10°-30°E, N60°-70°E	18.3af

**Tabla nº 18.1.** Orientaciones preferentes deducidas de la observación de los histogramas direccionales obtenidos a partir del análisis de elementos mesoestructurales, contexto deformacional “frágil-dúctil” y “dúctil”.

Elemento	Nº de datos	Moda principal	Moda secundaria	Figura
Diques máficos “pre/sin-Serie I”	225	N0°-30°E	N30°-50°E	18.3ba
Venas leucocráticas pre-Serie I	125	N0°-30°E, N90°-110°E	N40°-50°E	18.3bb
Diques sálicos “sin-Serie I”	66	N0°-10°E	N10°-20°E, N90°-120°E	18.3bc
Total	416	N10°-30°E	N30°-50°E, N90°-100°E	18.3bd

**Tabla nº 18.2.** Orientaciones preferentes deducidas de la observación de los histogramas direccionales obtenidos a partir del análisis de diques del Complejo Basal y de la Serie I.

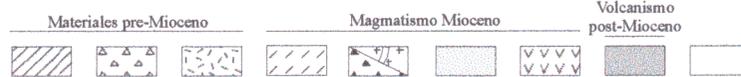
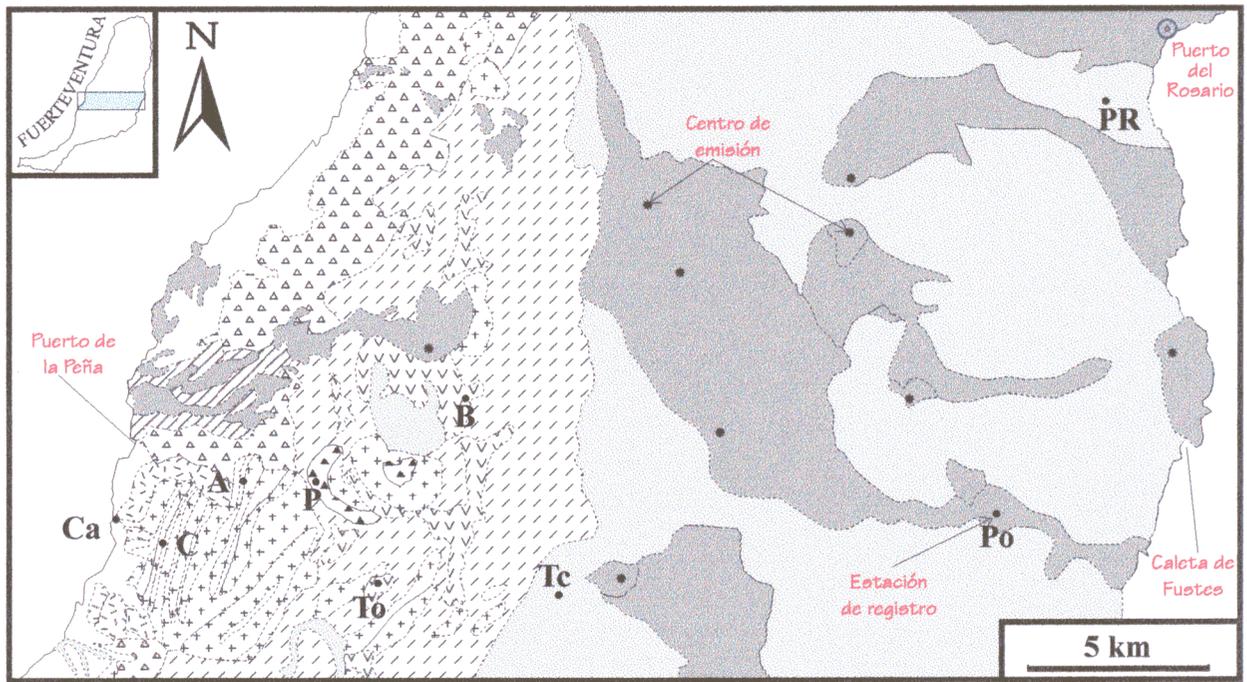


Figura 18.1: Esquema geológico del sector central de la isla de Fuerteventura y de la localización de las estaciones de registro (véase Anexo II) de análisis de mesoestructuras frágiles (mod. de M. Muñoz y J. Sagredo, com. pers.).

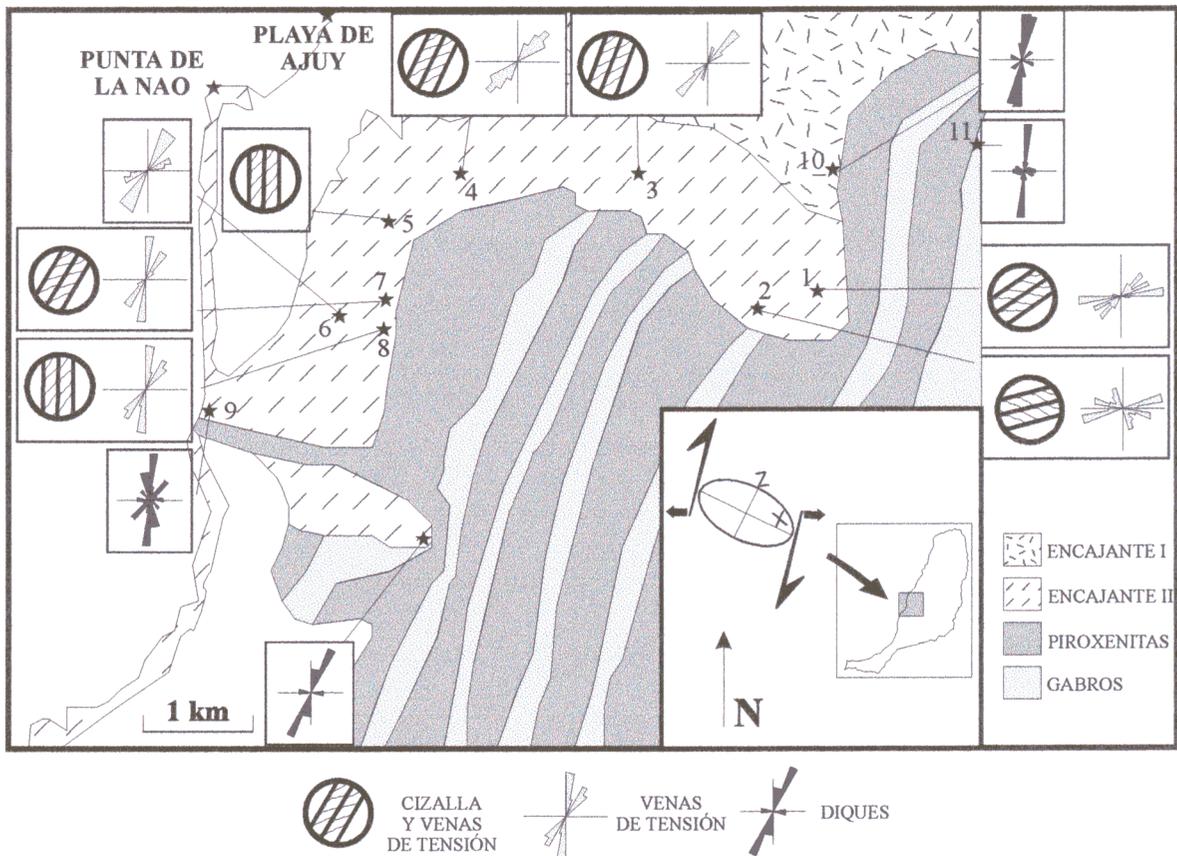
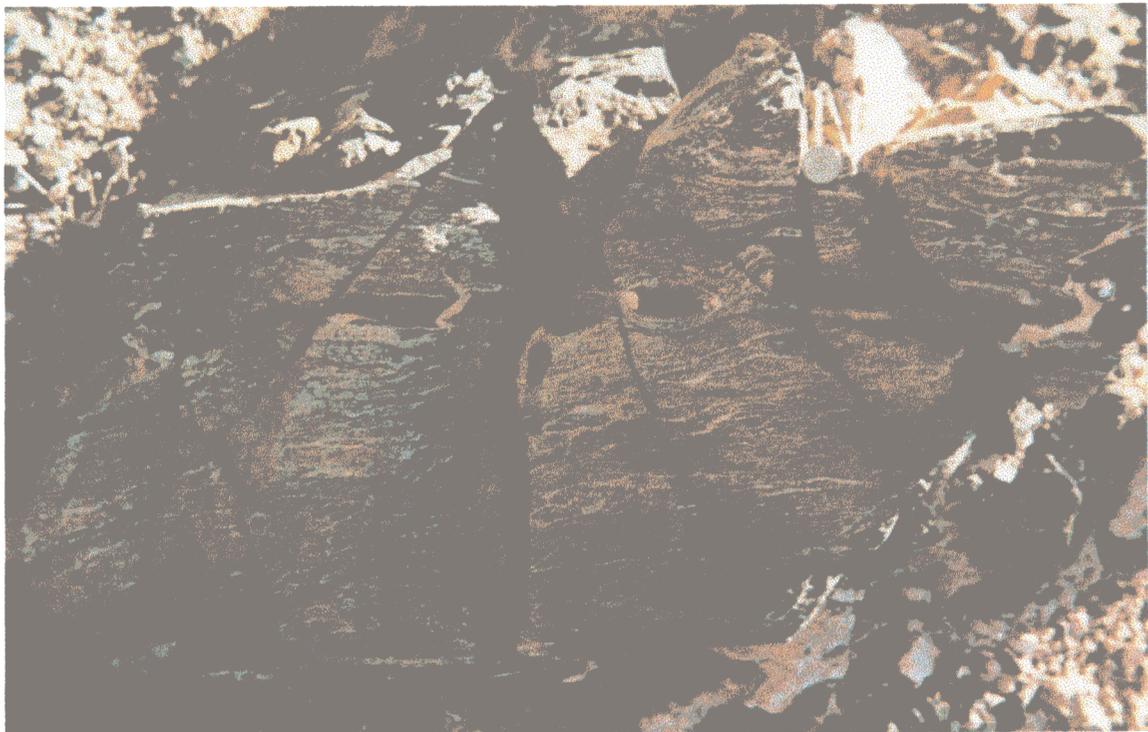


Figura 18.2: Esquema geológico del Plutón de Pájara (sector occidental) y marco geodinámico para su intrusión a través de sedimentos cretácicos- diques ("encajante I") y de rocas plutónicas-diques ("encajante II"). Se muestra la localización de las estaciones de registro de mesoestructuras de tipo dúctil- frágil y las rosas direccionales para algunas de ellas (mod. Muñoz *et al.*, 1997).



Fotografía 18.1: Aspecto que presentan las coladas basálticas de la *Serie I* al norte de la localidad de Betancuria. A techo de las coladas se disponen algunos afloramientos de traquitas.



Fotografía 18.2: Detalle del espectacular proceso de boudinage que afecta a diques máficos del *Complejo Basal*.

Tanto los planos de shear, el “boudinage”, los bandeados tectónicos o “layering”, y las venas de tensión medidas en las proximidades al límite plutón-encajante (*figura 18.2*), definen un sentido de movimiento *dextral* y una moda preferente dispuesta según N10°-50°E, subparalela a la dirección principal de la cizalla. Las mesoestructuras que se desarrollan en el interior de estas zonas de cizalla *tienden* a amoldarse a estas orientaciones. En campo (*véanse fotografías 18.2 y 18.3*), se ha observado que los budines se corresponden con fragmentos de diques máficos y sálicos antiguos; lo cual significa que los fenómenos de cizalla que generan los procesos de “boudinage” (y el resto de mesoestructuras) son posteriores o, al menos, coetáneos con la intrusión de estos diques.

Dado que los procesos dúctiles se producen necesariamente en un medio de altas temperaturas y bajas presiones, parece lógico relacionarlos con los fenómenos de intrusión ígnea. Por tanto, este aspecto permite sugerir que fue el emplazamiento de los cuerpos plutónicos lo que generó procesos de cizalla en la roca encajante y en los diques ya consolidados.

Los ejes de los pliegues analizados (*verticales o subverticales, véase fotografía 18.4*), sin embargo, se orientan según una moda principal N100°-140°E, ortogonal a la anterior. Cabe considerar a los pliegues como un elemento estructural provocado por la atenuación del propio estado tensional generado en las zonas de cizalla. De este modo, el plegamiento de los materiales ígneos en estas zonas habrá de ser consecuente con el tensor de esfuerzos definible para cada zona de cizalla. Esta consecuencia implica, lógicamente, una disposición ortogonal de los ejes de los pliegues con respecto a la orientación del esfuerzo principal máximo a escala local (a escala del plano de cizalla). El carácter vertical-subvertical de los ejes de los pliegues indica que este esfuerzo máximo se

dispuso en la horizontal. Así, la orientación de la moda principal para los ejes de los pliegues también sería la adecuada para zonas de cizalla dispuestas N10°-40°E. La moda secundaria mostrada por las zonas de cizalla (*figura 18.3a*), N110°-130°E, coincide con las variaciones existentes en la disposición espacial del contacto plutón-encajante (puntos “1” y “2” de la *figura 18.2*), tratándose también de cizallas dextrosas. De este modo, habrán de “reorientarse” no sólo los planos de cizalla sino, además, el resto de elementos considerados para este análisis.

La proximidad (0,5-1 kilómetros) al contacto plutón-encajante implica un predominio de la deformación dúctil sobre la frágil para las zonas de cizalla, y viceversa (Muñoz *et al.*, 1997). La observación *in situ* de estos planos ha permitido constatar la existencia de modificaciones espectaculares en la orientación del estado de esfuerzos al incidir sobre las zonas de cizalla. Tal y como se puede contrastar en la *figura 18.4, a escala meso y microscópica la orientación de los paleoesfuerzos depende de la estructura local del afloramiento o de la muestra microscópica*. Esta orientación puede variar sensiblemente con respecto a la disposición espacial regional de la deformación.

En los ejemplos mostrados, la existencia de zonas de cizalla dextrosas provoca una refracción característica en la orientación de los valores máximos y mínimos de compresión en la horizontal ( $S_{Hmáx}$  y  $S_{Hmín}$ ). *Grosso modo* puede decirse que la  $S_{Hmáx}$  *tiende a disponerse paralela a los planos de cizalla*. De esta manera, todas las mesoestructuras dúctiles y frágiles-dúctiles (budines y venas de tensión de la *figura 18.4* y de la *fotografía 18.5*), se generan siguiendo *directrices refractadas* (aparentemente anómalas) de una teórica  $S_{Hmáx}$  regional. Por tanto, dichas variaciones han de relacionarse (tal y como proponen Rebañ *et al.*, 1992) con la refracción sufrida por el tensor de esfuerzos

incidente durante esos instantes al atravesar estas zonas de intensa deformación, en todos los casos *zonas de cizalla dextrosas y extensionales*. Esta pudiera ser, pues, una explicación probable a la dispersión del resto de datos (*figura 18.3a*) con respecto a las orientaciones principales N10°-30°E y N110°-130°E.

Así pues, el desarrollo de las mesoestructuras de tipo frágil-dúctil analizables en las proximidades al contacto plutón-encajante es coherente con la activación de zonas de cizallas dextrosas. Éstas se habrían generado (hace 22-21 Ma, Muñoz *et al.*, 1997) por el propio mecanismo intrusivo ya que son coetáneas con el metamorfismo de contacto observable. Las evidencias anteriores indican que el marco geodinámico insular en el que sucedió el proceso sería coherente con la activación de una zona de cizalla transtensiva producida por el dinamismo de fallas direccionales dextrosas, subverticales, y orientadas N10°-30°E (*figura 18.2*). El Plutón de Pájara habría intruido aprovechando la extensión NO-SE consecuente.

Los diques considerados para la realización de la *figura 18.3b* formarían parte del cortejo filoniano precursor y coetáneo con el estadio de “escudo” (*Serie I*)<sup>5</sup>. La fase principal del emplazamiento filoniano pre-*Serie I* debió suceder entre el límite Oligoceno-Mioceno y el Mioceno inferior, pudiendo llegar a obliterar casi por completo (en algunos sectores) a los materiales descritos previamente (Muñoz *et al.*, 1997). Se trata de estructuras planares subverticales (aunque también es posible observar *in situ* transiciones o relevos entre unos y otros subhorizontales) orientadas de manera indudable hacia N0°-30°E. En la isla de Lanzarote, Marinoni y Pasquarè (1994) obtienen una

orientación preferente idéntica a la anterior<sup>6</sup>. Los diques sálicos coetáneos con la extrusión de la *Serie I* definirían una orientación semejante (*figura 18.3b* y *Tabla 18.2*). La disposición espacial similar de los distintos tipos de diques en el tiempo permite suponer que el entorno geodinámico que facilitó su intrusión ha sido constante.

De esta manera, cualquier marco geodinámico preneotectónico que se proponga habrá de ser coherente con la existencia (al menos para el oeste de la isla de Fuerteventura) de una zona de cizalla dextrosa y transtensiva. La ortogonalidad de las dos orientaciones preferentes deducidas del análisis mesoestructural (N10°-30°E y N110°-130°E), así como el carácter dextroso y extensivo de la cizalla condicionan un entorno geodinámico regional extensivo. El carácter dextrógiro de la zona de cizalla no parece ser coherente con la dinámica litosférica terciaria de la Placa Africana (véase *Capítulo 9*), lo cual sugeriría una relación genética de la misma con la apertura del Atlántico o con la activación de fracturas preexistentes (en el contexto del margen pasivo africano) por algún episodio de ascenso mantélico.

Sobre la base de los trabajos de Anguita y Hernán (1975), y Fúster *et al.* (1980) parece estar descartada la idea de un “hot spot” como fuente generadora de magma. Por tanto, el entorno transtensivo deducido quizás esté ligado, tal y como proponen Fúster *et al.* (1980), con la evolución de un “rift” marginal desarrollado en el margen pasivo africano: borde del Atlántico oriental. Éste pudo reactivar directrices tanto “atlánticas” como “africanas” según fuera una localización u otra. Debió comenzar con posterioridad al Albiense (Cretácico), culminando en el Oligoceno superior-Mioceno inferior con una intrusión filoniana intensa desorganizada con

<sup>5</sup> Parte del entramado debieron significar los predecesores más someros del Plutón de Pájara, y parte estar relacionados genéticamente con la serie volcánica subaérea miocena (Muñoz *et al.*, 1997).

<sup>6</sup> Citan también la existencia de diques con una distribución radial asociados a los edificios volcánicos.

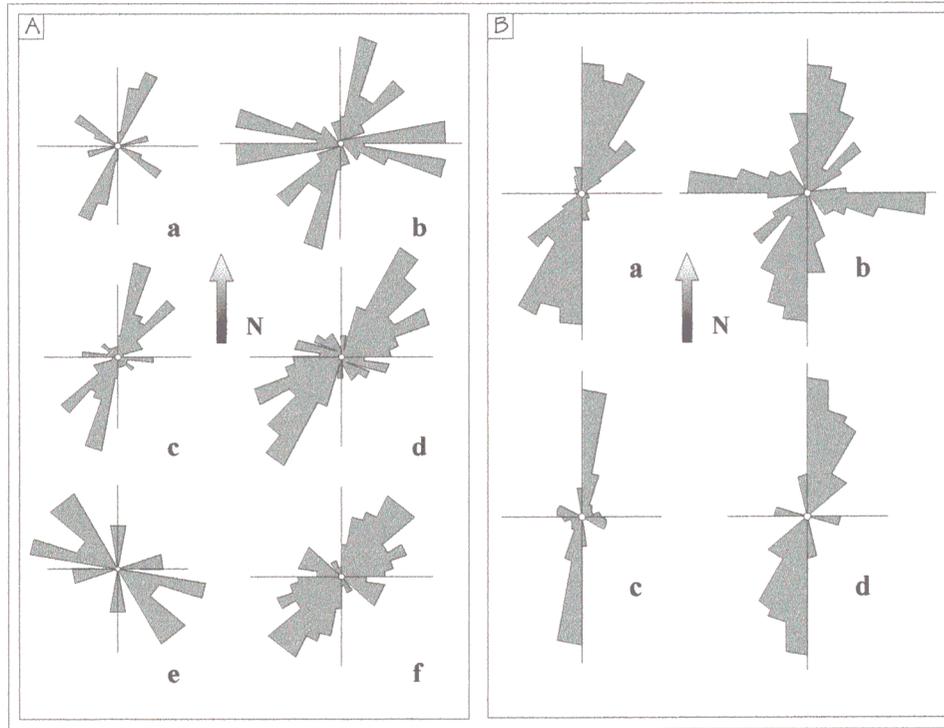


Figura 18.3: Histogramas direccionales obtenidos a partir de la consideración de mesoestructuras de tipo dúctil-frágil ("A", *Tabla 18.1*) y de orientación de diques básicos y sálicos ("B", *Tabla 18.2*).

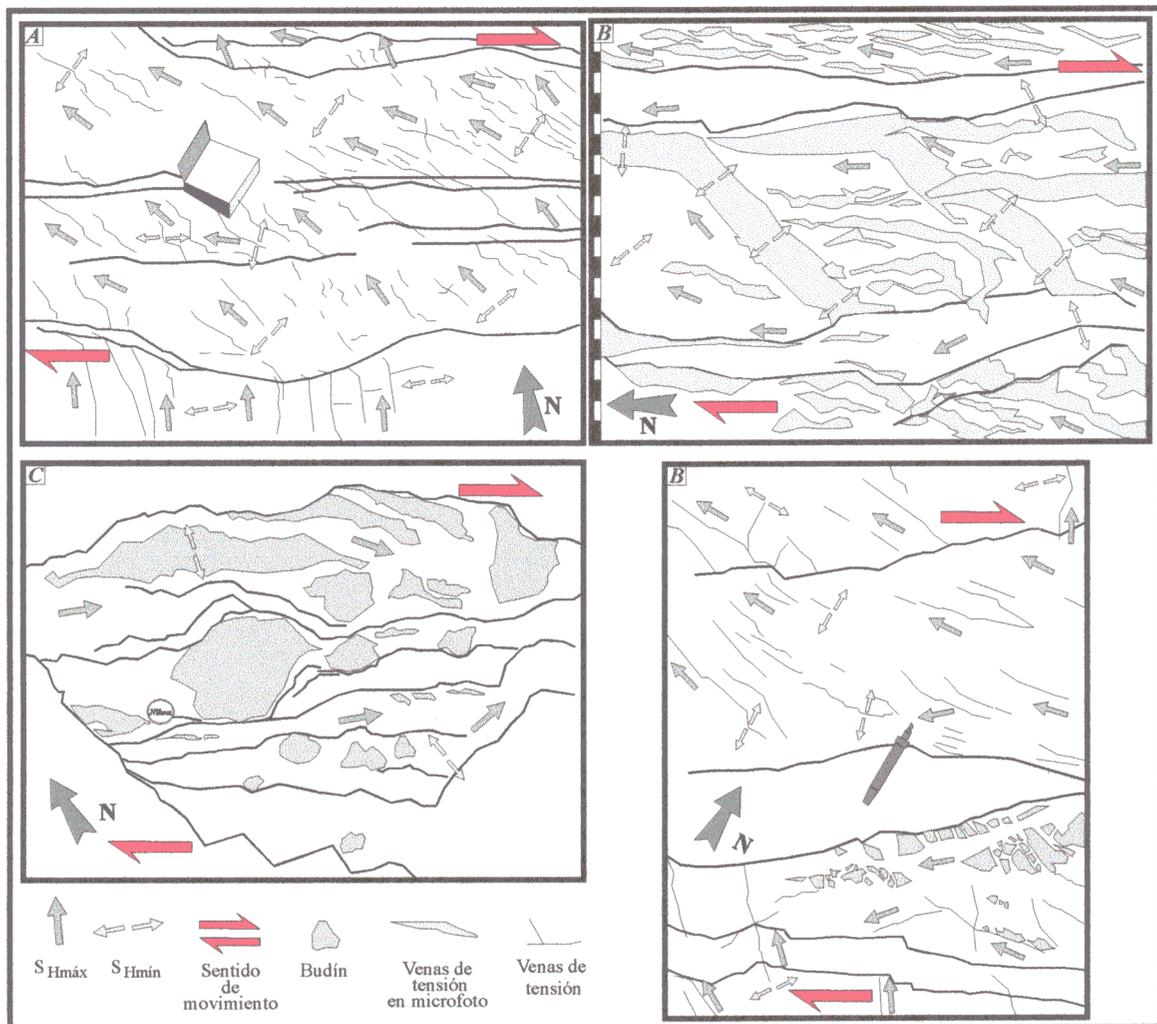


Figura 18.4: Interpretación de cuatro fotografías representativas de zonas de cizalla observadas sobre materiales próximos al contacto plutón-encajante (Plutón de Pájara). Nótese el carácter dextroso de las cizallas y las refracciones provocadas por éstas en la orientación de la compresión máxima ( $S_{Hmáx}$ ) y mínima ( $S_{Hmín}$ ) horizontal incidentes.



Fotografía 18.3: Detalle del proceso de boudinage que afecta a diques máficos del *Complejo Basal*. En la imagen puede comprobarse la existencia de zonas de cizallas dexas de tamaño centimétrico (grietas de tensión deformadas, M. Muñoz y J. Sagredo, com. pers.).



Fotografía 18.4: Detalle de un pliegue de arrastre centimétrico sobre materiales del *Complejo Basal* y asociado a la dinámica del entorno transtensivo. Nótese como el eje del pliegue se dispone vertical o subvertical ( M. Muñoz y J. Sagredo, com. pers.).

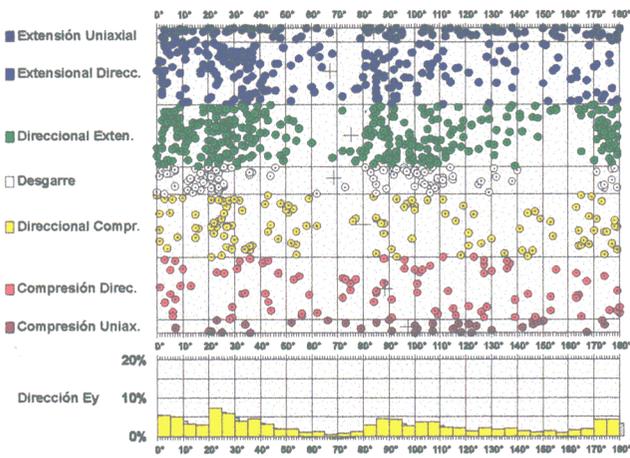


Fotografía 18.5: Aspecto de una zona de cizalla dextra centimétrica que afecta al *Complejo Basal*, interpretada en la *figura 18.4* (M. Muñoz y J. Sagredo, com. pers.).

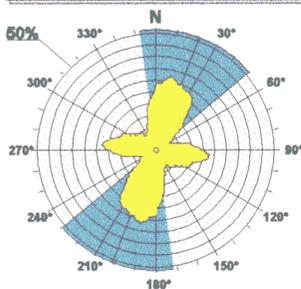


Fotografía 18.6: Vista desde el sur (hacia el norte) de la cerrada del Embalse de las Peñitas, construida sobre afloramientos de traquitas. Nótese el macrodiacclasado espectacular y su orientación: NNE-SSO para las de *tipo I* y NO-SE/NE-SO para las de *tipo II*.

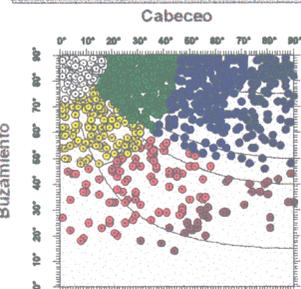
**Modelo de Deslizamiento ·TOTFUE95·**



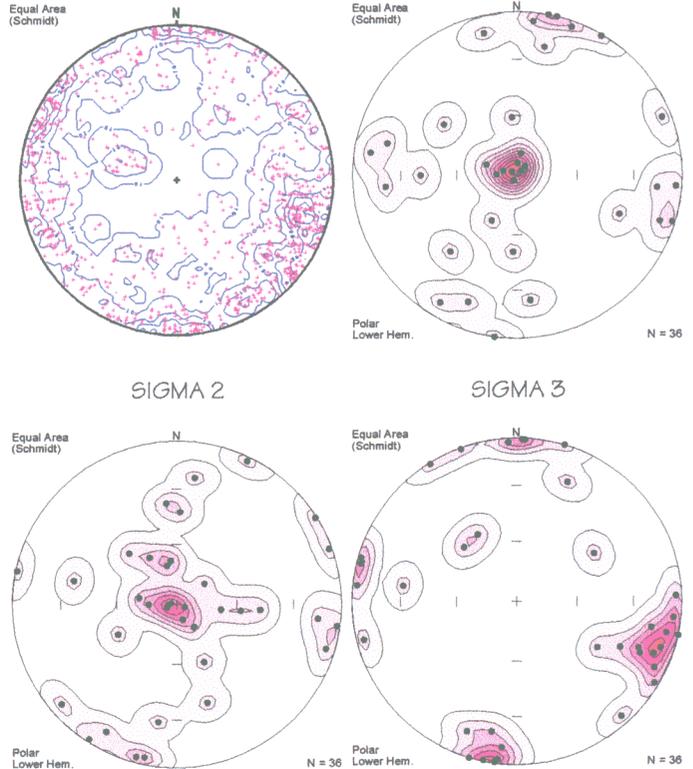
**Rosa de Direcciones**



**Diagrama Cabeceo/Buzamiento**

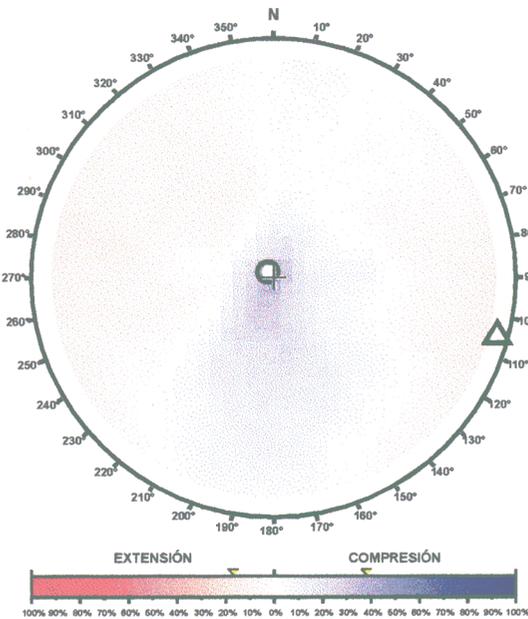


**POLOS DE LOS PLANOS DE FALLA Y DIAGRAMA DE DENSIDAD DE DENSIDAD**



**DREC ·TOTFUERT·**

Sentido de Movimiento de Fallas empleado: TEÓRICO  
Número de Fallas representadas: 1017



**PORCENTAJES PARA LOS DISTINTOS TIPOS DE FALLAS**

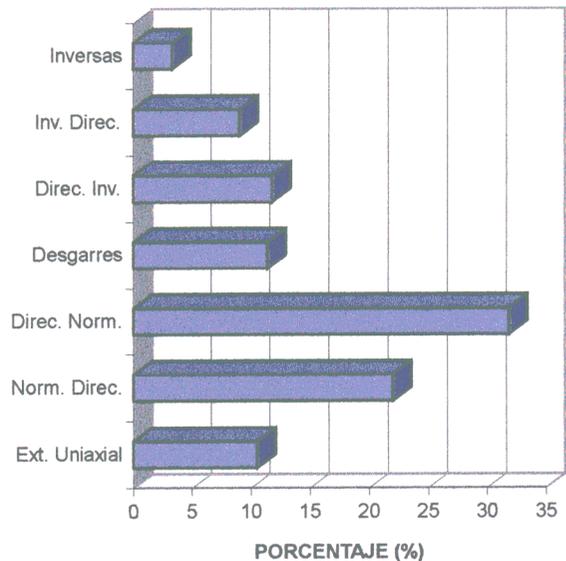
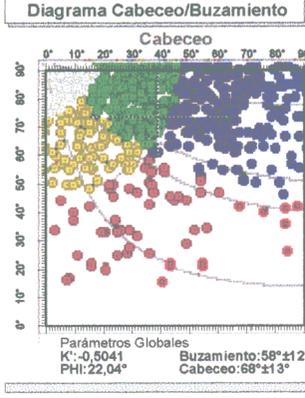
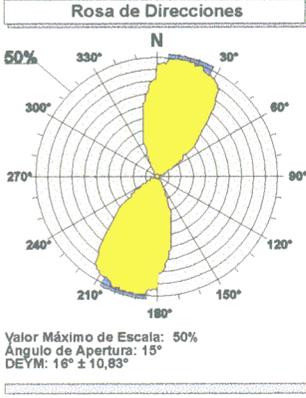
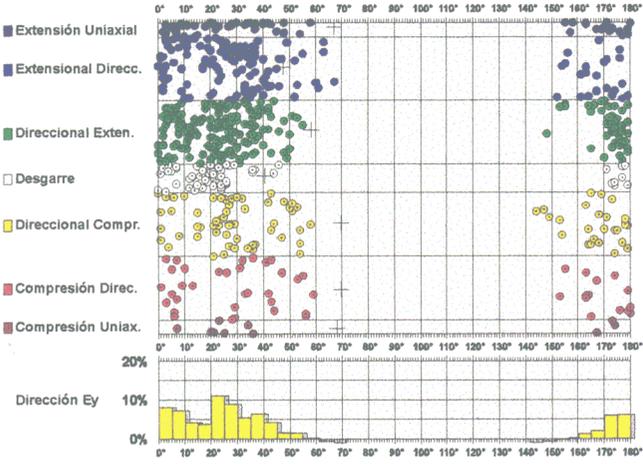
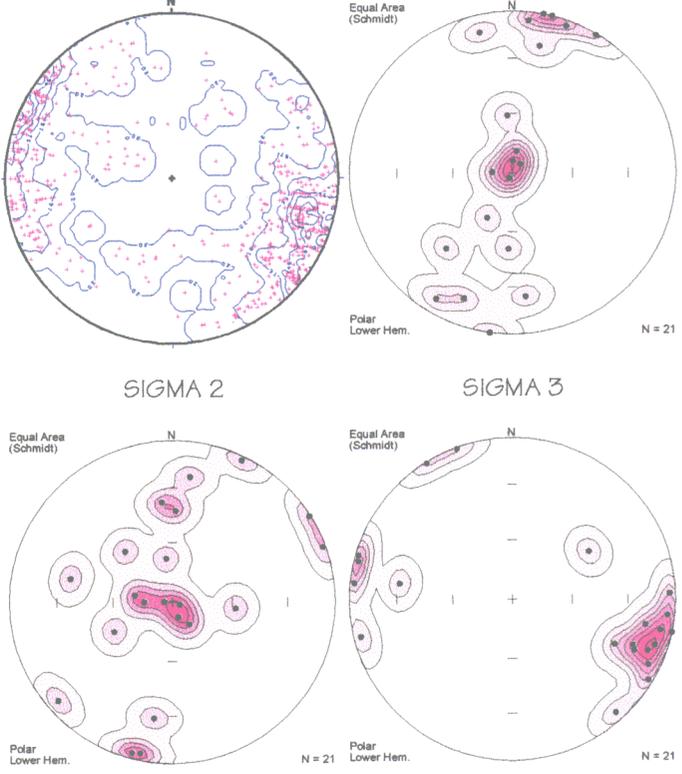


Figura 18.5: Resultados generales ofrecidos por el "Modelo de Deslizamiento" (sup. izqda.), el "Modelo de los Diedros Rectos" (inf. izqda.), y el "Método de Inversión de Esfuerzos" (sup. dcha.). También se muestra un Diagrama de Densidad de los polos de los planos de falla estriados que se han registrado en el campo, así como los porcentajes de los distintos tipos de fallas activadas.

**Modelo de Deslizamiento ·TOTFUER1·**

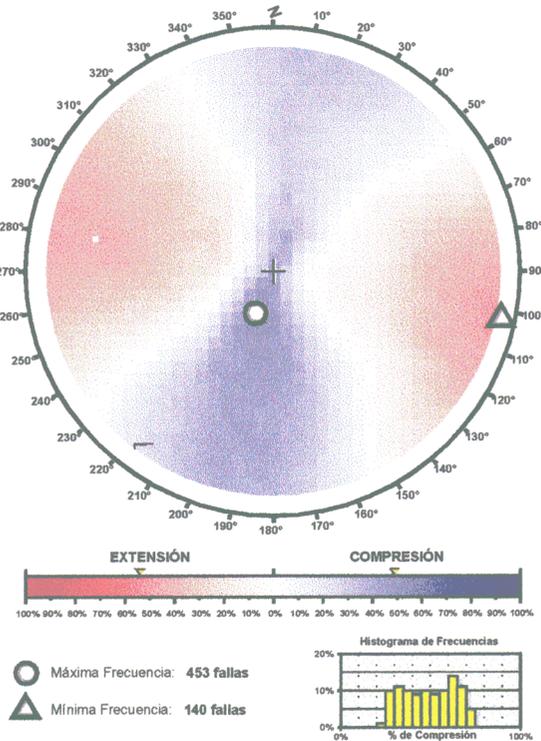


**POLOS DE LOS PLANOS DE FALLA Y DIAGRAMA DE DENSIDAD DE DENSIDAD**



**DREC ·TOTFUER1·**

Sentido de Movimiento de Fallas empleado: TEÓRICO  
Número de Fallas representadas: 608



**PORCENTAJES PARA LOS DISTINTOS TIPOS DE FALLAS**

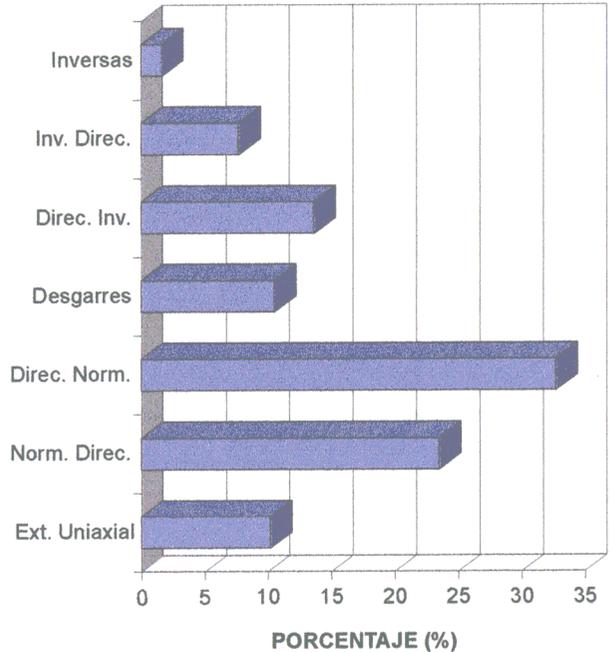
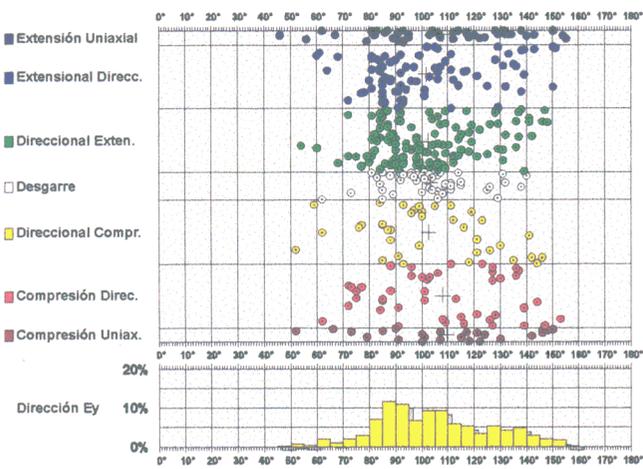
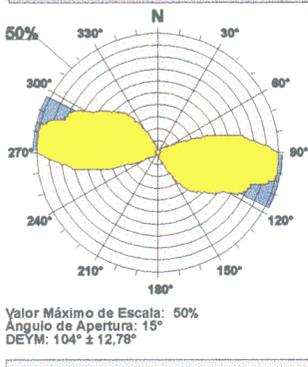


Figura 18.6: Resultados proporcionados para la "MODA 1" ofrecidos por el "Modelo de Deslizamiento" (sup. izqda.), el "Modelo de los Diedros Rectos" (inf. izqda.), y el "Método de Inversión de Esfuerzos" (sup. dcha.). También se muestra un Diagrama de Densidad de los polos de los planos de falla estrificados que se han registrado en el campo, así como los porcentajes de los distintos tipos de fallas activadas.

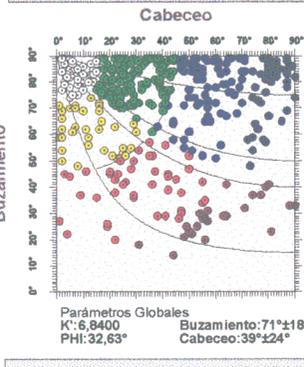
**Modelo de Deslizamiento ·TOTFUER2·**



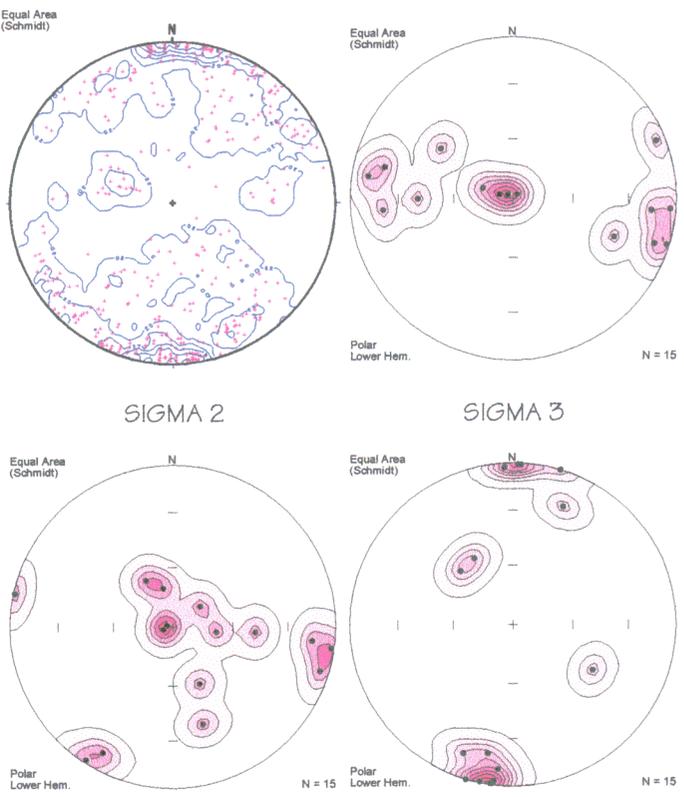
**Rosa de Direcciones**



**Diagrama Cabeceo/Buzamiento**

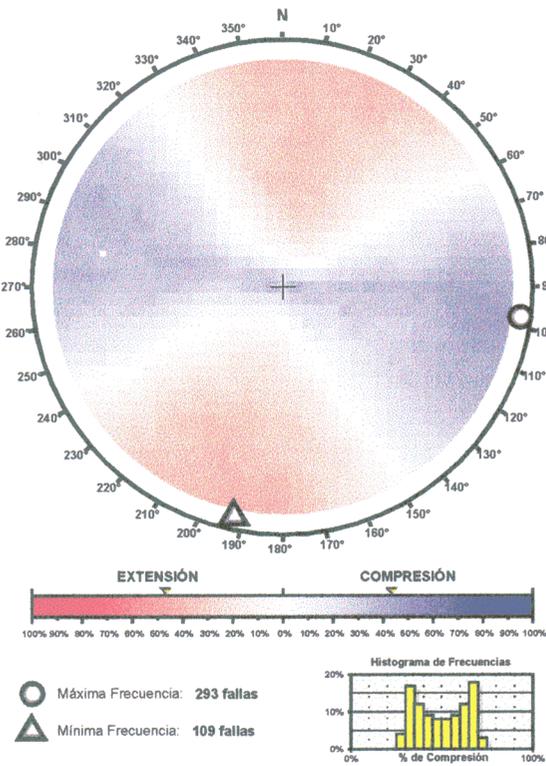


**POLOS DE LOS PLANOS DE FALLA Y DIAGRAMA DE DENSIDAD**



**DREC ·TOTFUER2·**

Sentido de Movimiento de Fallas empleado: TEÓRICO  
Número de Fallas representadas: 409



**PORCENTAJES PARA LOS DISTINTOS TIPOS DE FALLAS**

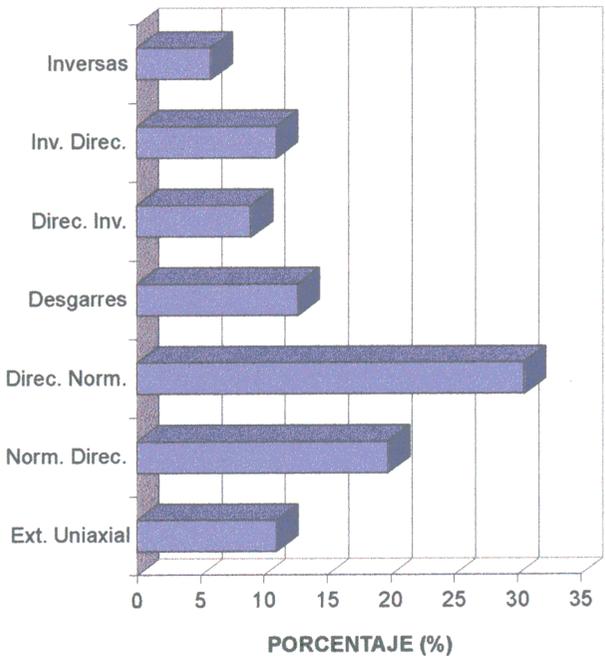


Figura 18.7: Resultados proporcionados para la "MODA 2" ofrecidos por el "Modelo de Deslizamiento" (sup. izqda.), el "Modelo de los Diedros Rectos" (inf. izqda.), y el "Método de Inversión de Esfuerzos" (sup. dcha.). También se muestra un Diagrama de Densidad de los polos de los planos de falla estriados que se han registrado en el campo, así como los porcentajes de los distintos tipos de fallas activadas.

posterioridad por intrusiones plutónicas. La dinámica de la fractura del sur del Alto Atlas (con su traza prolongada hasta las islas más occidentales; Anguita y Hernán, 1975) podría haber condicionado, de manera temporal y en más de una ocasión, no sólo una disposición espacial de los tres ejes de esfuerzo principales favorable para la extrusión del magma en superficie (volcanismo submarino y/o subaéreo); también habría podido influir en la génesis del mismo favoreciendo la fusión parcial del manto en las proximidades a la fractura por un descenso en las condiciones de presión de confinamiento (véase *Capítulo 16*).

### 18.3. ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL: DEFORMACIÓN FRÁGIL.

Como ya se avanzó previamente, a continuación se procede a realizar *una caracterización de la deformación neotectónica a partir del análisis de mesoestructuras frágiles*. Al igual que sucedía para el *Antepaís Bético* (véase *Capítulo 9*), el uso del término *neotectónica* en la zona de estudio implica que establezcamos ahora su rango de aplicabilidad desde el comienzo del último evento deformacional incidente en la isla de Fuerteventura hasta la actualidad. Stewart y Hancock (1994) definen la *neotectónica* como la rama de la Geología que estudia aquellos regímenes tectónicos que habiendo incidido en el pasado continúan haciéndolo de un modo similar en el presente. En este contexto, en la zona de estudio consideramos que el rango temporal de aplicabilidad de la *neotectónica* se extiende desde el comienzo del último evento deformacional incidente en la isla hasta la actualidad. En nuestra opinión, ese *momento inicial* coincide con el establecimiento del entorno geodinámico apropiado que permite la aparición de las series volcánicas recientes (*series II, III y IV*), tras el importante episodio erosivo con el que culmina la

extrusión de la *Serie I* (véase *fotografía 18.1*) y las *traquitas coetáneas* (véase *fotografía 18.6*).

Tal y como se expuso entonces, el uso de mesoestructuras, tanto frágiles como dúctiles, resulta ser un modo muy adecuado para la determinación de los estados de esfuerzos a escala regional. Las conclusiones deducibles de esta manera no han de considerarse como definitivas o irrefutables, ya que la adquisición de los datos en campo y su tratamiento informático posterior representan inconvenientes suficientes para que los resultados así obtenidos no sean considerados de aquel modo (*Capítulos 10 y 15*). Sin embargo, el estado tensional deducido significará muy probablemente una aproximación a la realidad regional de la deformación en la cual situaciones locales anómalas habrán de explicarse mediante el uso conjunto de ésta y de otras técnicas.

Existe un antecedente de aplicación de estas metodologías de análisis de mesoestructuras frágiles, el propuesto por Marinoni y Pasquarè (1994) para la isla de Lanzarote. Estos autores emplean lineaciones fotogeológicas, orientaciones de diques, alineaciones entre edificios volcánicos y mediciones de planos de falla estriados con el fin de determinar los tensores de esfuerzos relacionables con el volcanismo allí observable. Beccaluva *et al.* (1983) realizan algo similar para el volcanismo observable en la isla de Cerdeña, basando su estudio en dataciones radiométricas y en medidas de orientaciones de diques.

Con el fin de caracterizar la deformación frágil sufrida por el conjunto de materiales que conforman el *Complejo Basal* y el *Volcanismo subaéreo y/o aéreo*, se han medido sobre los mismos 1017 planos de falla estriados y 325 planos de diaclasado. Todos los datos se han registrado en el sector central de la isla, obteniéndose medidas tanto en materiales pertenecientes al *Complejo Basal*, como a

la *Serie I*, a las intrusiones *traquíticas*, o a la *Serie II*. Así, las medidas de los planos estriados se han procesado utilizando metodología propia del *análisis poblacional de fallas*, empleándose para ello el *Modelo de Deslizamiento* (Reches, 1983; De Vicente, 1988), el *Método de los diedros rectos* (de Vicente *et al.*, 1992), el *Método de Inversión de Esfuerzos* (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992), y el *Círculo de Möhr* (Muñoz-Martín, 1998)<sup>7</sup>. Mediante el empleo conjunto de estas cuatro metodologías es posible obtener la orientación y la forma (obtención del parámetro  $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$ ) de los paleotensores de esfuerzos puntuales, así como la orientación del eje principal de esfuerzos máximo en la horizontal ( $S_{Hmáx}$ ). Los planos de diaclasado han permitido, mediante el uso del programa *JOINTS*<sup>8</sup>, un *análisis poblacional de diaclasas* complementario al anterior.

### 18.3.1. ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS.

En las *figuras 18.5, 18.6, y 18.7* se muestran las conclusiones deducidas para el conjunto de todos los registros, para la primera subdivisión de los mismos (por su porcentaje superior: ~60%) o *Moda 1* (compresiones máximas horizontales o “*E<sub>y</sub>*” orientadas NNE-SSO), y para la segunda subdivisión o *Moda 2* (compresiones máximas horizontales o “*E<sub>y</sub>*” orientadas ESE-ONO), respectivamente. En el *Anexo I* se muestra la aplicación individual de los cuatro métodos para cada una de las estaciones de registro y sus subdivisiones correspondientes. En estas *figuras* destaca la activación preferente de fracturas de tipo *direccional-normal*, seguidas por fallas *normal-direccionales*.

<sup>7</sup> En el *Apartado 10.1.1.1* se muestran los fundamentos teóricos de estas metodologías.

<sup>8</sup> Igualmente, en el *Apartado 10.1.2.2* se muestran los fundamentos teóricos de esta metodología.

Tal predominio en el tipo de fracturación es *coherente* con el propuesto por Marinoni y Pasquare (1994) para la deformación frágil observable en la isla de Lanzarote. Para ambas modas, la orientación principal de los planos de falla estriados (diagramas de densidad de los polos de los planos de falla) no implica valores angulares altos entre estos y los valores de *compresión máxima en la horizontal*. Por tanto, para el sector central de la isla de Fuerteventura es posible establecer unas directrices de fracturación preferentes (al menos a escala mesoestructural) orientadas NNE-SSO y ESE-ONO, con un carácter extensional claro.

Cabe ahora recordar la orientación de las directrices propuestas por el I.G.N. (1996) para las islas de Fuerteventura y Lanzarote (obtenidas a partir del levantamiento aeromagnético realizado para la totalidad del Archipiélago Canario): un “eje teórico” compartimentado según lineaciones numerosas ESE-ONO. Estos autores no descartan la posibilidad de relacionar tales direcciones con fracturas, con lo cual podría existir una coherencia en la disposición espacial entre las orientaciones de las supuestas macrofracturas deducidas a partir de aquel trabajo y las obtenidas ahora para las mesoestructuras frágiles. De la misma manera, las dispuestas NNE-SSO serían subparalelas a las calificadas por numerosos autores como “*lineaciones africanas*”, mientras que las orientadas ESE-ONO lo serían del mismo modo con respecto a las “*lineaciones atlánticas*”.

Como podrá comprobarse en el apartado siguiente, la ponderación de la disposición espacial de los aspectos fisiográficos principales (relieve, red fluvial, macrolineaciones), así como las alineaciones definidas por los centros de emisión es coherente, también, con ambas modas.

La orientación espacial de los tres ejes de esfuerzo principales proporciona algunas conclusiones fundamentales:

- Existe una disposición espacial variable, pero homogénea, para el eje principal  $\sigma_1$ . Éste se dispone en la vertical y/o en la horizontal hacia NNE-SSO o hacia ESE-ONO, siendo factibles permutaciones en su orientación con respecto a los ejes  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ . La *figura 18.8* permite comprobar como tal situación es independiente de la edad del material analizado.
- Igualmente, existe una disposición espacial variable, similar y homogénea, para los ejes principales  $\sigma_2$  (de carácter extensivo) y  $\sigma_3$  según NNE-SSO o ESE-ONO, siendo además factibles permutaciones en sus orientaciones con respecto al eje  $\sigma_1$  o entre ambos. De nuevo, la *figura 18.8* revela que tal situación es independiente de la edad del material analizado.
- La mayor parte de los tensores deducidos para ambos casos implican la existencia constante de uno de los tres ejes de esfuerzo principales situado en posición *vertical* o *subvertical*, lo cual obliga a la "horizontalidad" de los dos restantes. La *figura 18.8* muestra que esta consideración se aplica de manera definitiva para los registros obtenidos sobre materiales asignables a la *Serie II*, y de un modo algo más difuso para las restantes litologías.
- La diferencia sustancial entre ambas modas ("1" y "2") radica no en la disposición del tensor de esfuerzos sino en la disposición de la *máxima compresión horizontal*; es decir, una u otra moda no implica tensores de esfuerzo que activen un tipo de fallas distinto de manera preferencial al activado por la contraria. Ambas modas activan las mismas fallas y, *grosso modo*, los mismos porcentajes de las mismas. Estos tensores de

esfuerzos implican también la activación, minoritaria, de fallas inversas puras<sup>9</sup>.

- Los diagramas obtenidos por el *Método de los Diedros Rectos* ilustran de manera nítida como el eje compresivo máximo ( $\sigma_1$  ó  $\sigma_2$ ) puede localizarse tanto en la horizontal como en la vertical, sin embargo, la máxima frecuencia de extensión siempre se localiza en la horizontal.

De este modo, concluimos que los resultados del análisis de la deformación frágil en el sector central de la isla de Fuerteventura se resumen en la incidencia de una *deformación preferentemente extensiva* o *deformación extensiva en régimen de desgarre*. Tal deformación se ha resuelto en superficie mediante la activación y/o reactivación de fallas direccionales dextrosas y sinestrosas con desplazamiento en la vertical, así como mediante la activación de fallas normales e inversas puras coherentes en su dinámica con las anteriores.

El hecho de que los tensores deducidos tanto para el *Complejo Basal*, como para la *Serie I-Traquitas*, como para la *Serie II* sean similares nos permite calificar a la *deformación así caracterizada* como la *deformación neotectónica* que ha incidido en Fuerteventura. Así pues, una misma *deformación regional* se ha resuelto generando un estado tensional en el que se confunden, para cualquier litología considerada, compresiones máximas horizontales (" $E_y$ ") NNE-SSO (*Moda 1*) y ESE-ONO (*Moda 2*). El mayor porcentaje de registros que definen una  $E_y$  dispuesta NNE-SSO (*Moda 1*) podría significar que es esta orientación la que caracterizaría al *tensor de esfuerzos regional*. Sin embargo, la escasa diferencia de porcentajes entre una y otra moda, y, sobre todo, el hecho de que ambas definan tensores similares aunque con sus ejes permutados (capaces de activar los

<sup>9</sup> Marinoni y Pasquare (1994) citan la existencia de fallas inversas puras en la isla de Lanzarote.

mismos tipos y porcentajes de fallas), nos obliga a considerar esta bimodalidad como una característica intrínseca del *tensor regional* (al menos en la superficie de la isla). La deducción de ejes con inmersiones alejadas de la verticalidad y/o de la horizontalidad en litologías distintas a las de la *Serie II* podría explicarse por la reactivación por parte de este *tensor regional* de discontinuidades preexistentes en el *Complejo Basal* o en el conjunto de materiales *Serie I-Traquitas* (véase fotografía 18.7).

Estos resultados serían coherentes con los establecidos por Marinoni y Pasquarè (1994) para la isla de Lanzarote (figura 18.9), ya que en este trabajo se concluye una bimodalidad totalmente similar a la conseguida en Fuerteventura. Sin embargo, estos autores consideran<sup>10</sup> que cabe hablar de una deformación frágil polifásica (la denominada aquí como *Moda 1* precedería, según ellos, a la *Moda 2*) y coaxial, en la cual serían factibles permutaciones de los tres ejes de esfuerzos principales (especialmente de los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ ). Durante el Pleistoceno superior y hasta el Holoceno, sobre la isla de Lanzarote habría predominado un régimen de esfuerzos extensivo, con el eje  $\sigma_1$  (permutable con el eje  $\sigma_2$ ) localizado en la vertical y el eje  $\sigma_3$  dispuesto horizontalmente hacia N175°E.

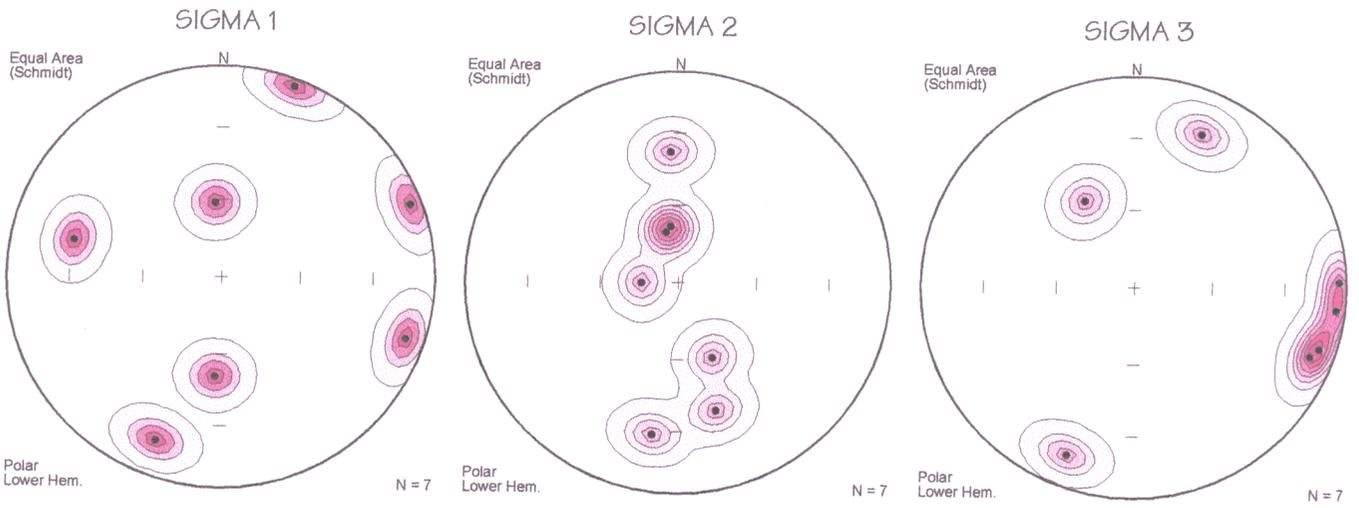
Las figuras 18.10 y 18.11 muestran los mapas de trayectorias representativos de las variaciones en la disposición de " $E_y$ " y de los dos ejes principales de esfuerzo situados en la horizontal para la *Moda 1* y la *Moda 2*, respectivamente. Ante un entorno geodinámico en el cual son factibles permutaciones numerosas de los tres ejes de esfuerzo principales, un modo adecuado de mostrar sus variaciones en el espacio consiste en representar la orientación del tensor en la horizontal (disposición de la máxima y

mínima compresión). Estos mapas de trayectorias evidencian una homogeneidad considerable en la distribución espacial de los tensores de esfuerzo, modificada de manera leve sólo en aquellos lugares donde afloran materiales asignables al *Complejo Basal* (figura 18.1).

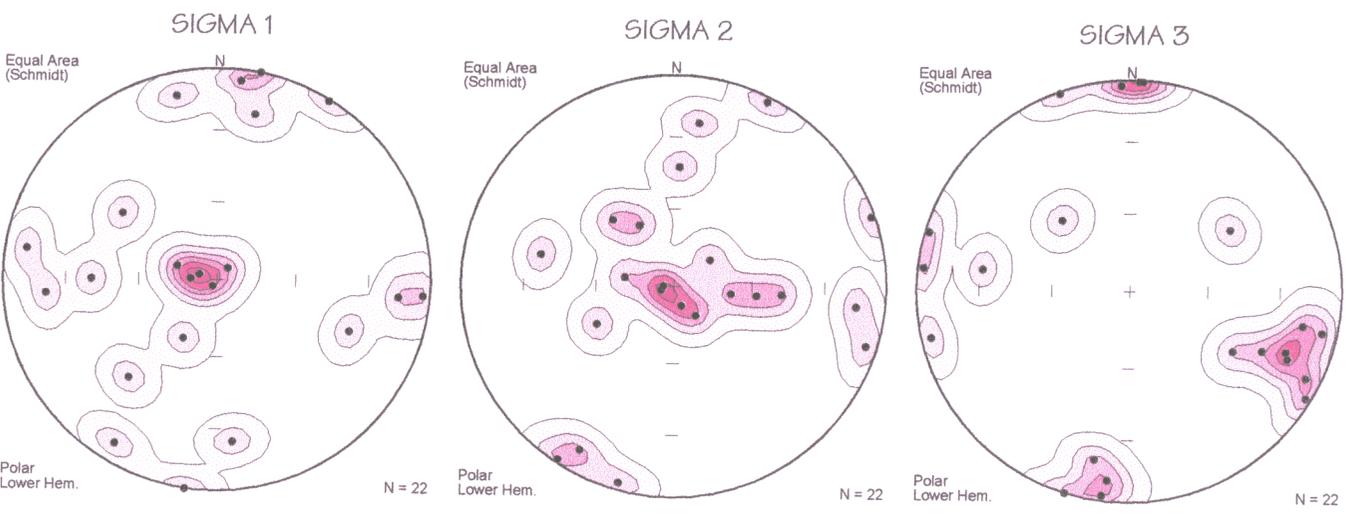
A partir de los gráficos y discusiones anteriores, cabe considerar que la respuesta del sector central de la isla de Fuerteventura ante la incidencia de este *tensor regional* supone una tendencia hacia la extensión bidireccional de la misma, condicionada por directrices estructurales previas. Este último comentario es contrastable fácilmente *in situ* observando como multitud de planos de fallas estriados medidos en el sector más occidental coinciden con las estructuras planares que definen el espectacular entramado de diques del *Complejo Basal*.

Así, la acomodación del tensor a favor de discontinuidades previas orientadas de un modo muy específico genera su activación bien como fallas normales s.s. o bien como fallas inversas puras. También *in situ* puede comprobarse como *un mismo plano de falla implica más de una activación, la cual puede ser consecuente con una u otra moda*. En resumen, el *tensor regional* implicaría una tendencia extensiva clara modificada por la existencia de directrices previas que acomodan la deformación de manera diferente según sea su orientación y condicionantes mecánicos (resistencia a una nueva deformación frágil). Sparks (1993) indica como el desarrollo de cámaras magmáticas superficiales puede originar campos de esfuerzos locales capaces de obliterar totalmente la distribución del tensor de esfuerzos regional. De este modo podría explicarse la disposición espacial de algunas ubicaciones espaciales horizontales del eje  $\sigma_1$  observadas en la figura 18.8

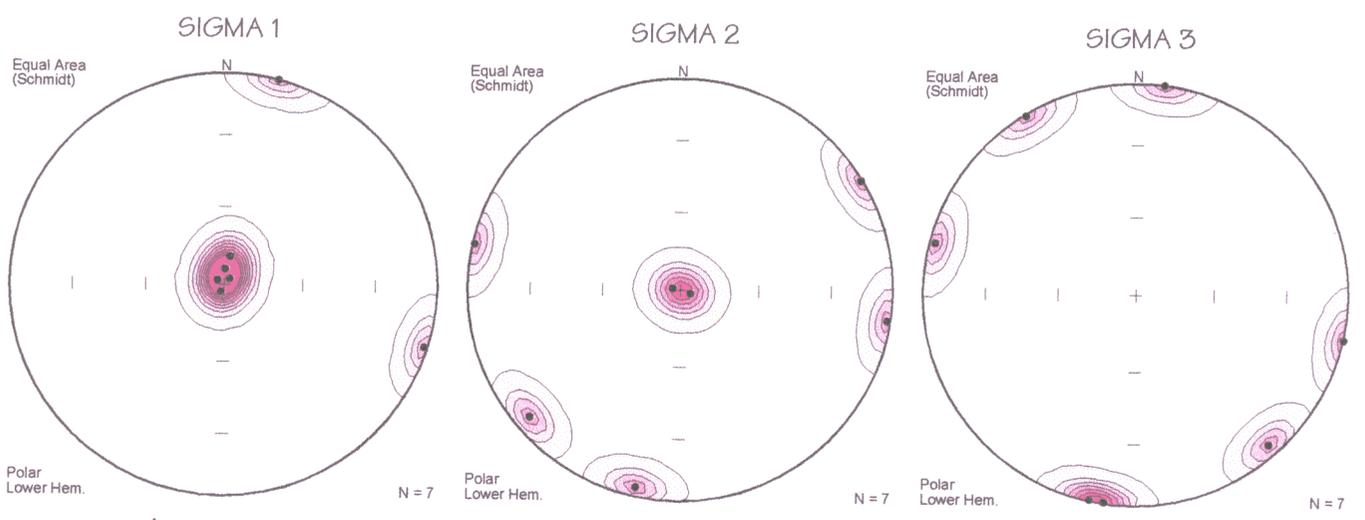
<sup>10</sup> A pesar de haber encontrado planos de falla (en una única litología) consecuentes con ambas modas....



ORIENTACIÓN DE LOS EJES DE ESFUERZO PRINCIPALES A PARTIR DE REGISTROS SOBRE MATERIALES DEL COMPLEJO BASAL



ORIENTACIÓN DE LOS EJES DE ESFUERZO PRINCIPALES A PARTIR DE REGISTROS SOBRE MATERIALES DE LA SERIE I/TRAQUITAS



ORIENTACIÓN DE LOS EJES DE ESFUERZO PRINCIPALES A PARTIR DE REGISTROS SOBRE MATERIALES DE LA SERIE II

Figura 18.8: Diagramas de densidad mostrando las orientaciones de los tres ejes de esfuerzo principales deducidos para cada una de las subdivisiones propuestas.



Figura 18.9: Disposición espacial del eje Sigma 3 obtenida por Marinoni y Pasquarè (1994) para la isla de Lanzarote a partir del Análisis Poblacional de planos de fallas estriados.

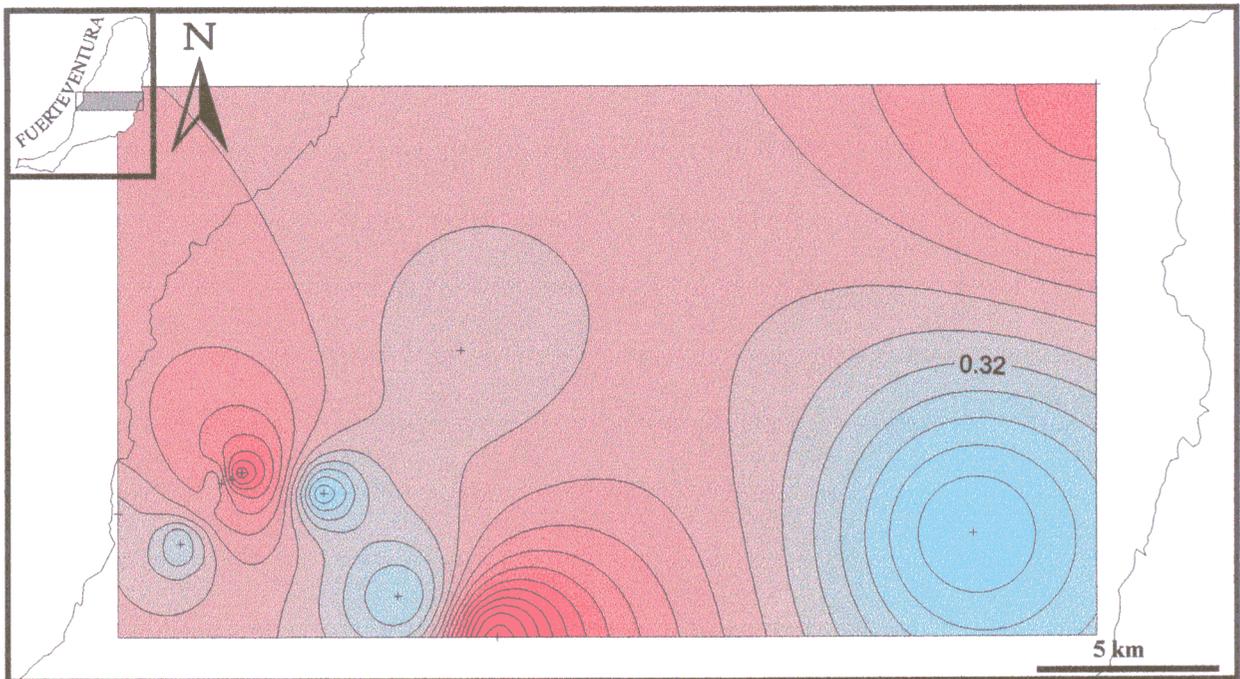


Figura 18.12: Mapa de isovalores interpolados de todos los valores posibles deducidos para el parámetro "R" (para su realización se han considerado las soluciones propuestas por el Método de Inversión de Esfuerzos para todos los planos de falla estriados, sin distinción por modas).

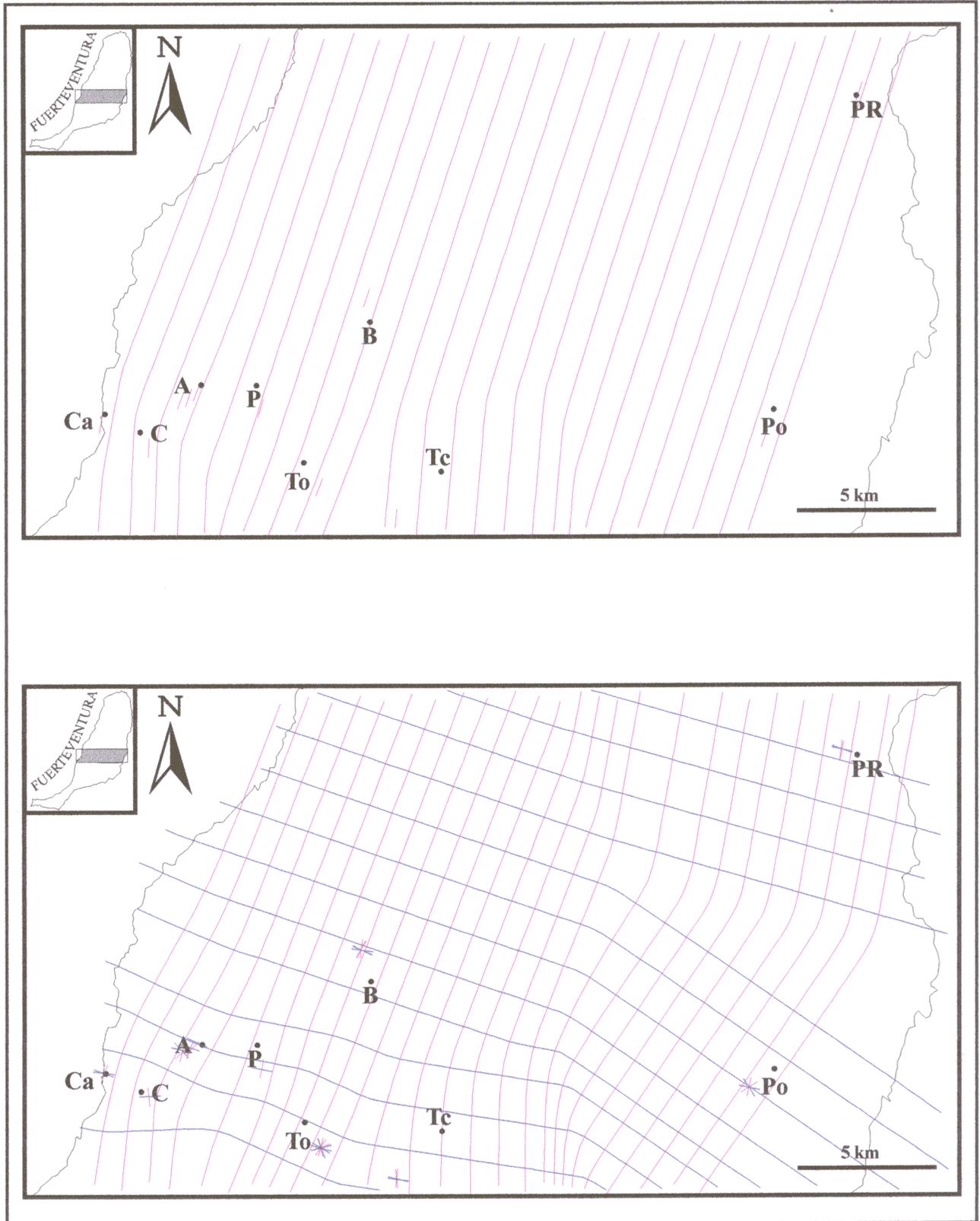


Figura 18.10: Mapas de trayectorias, *Moda 1*, obtenidos para la *máxima compresión horizontal* o  $E_1$ , (figura superior) y de los dos ejes de esfuerzo principales, trayectorias superpuestas, situados próximos a la horizontal (figura inferior, en azul se definen las variaciones mostradas por el eje Sigma 3).

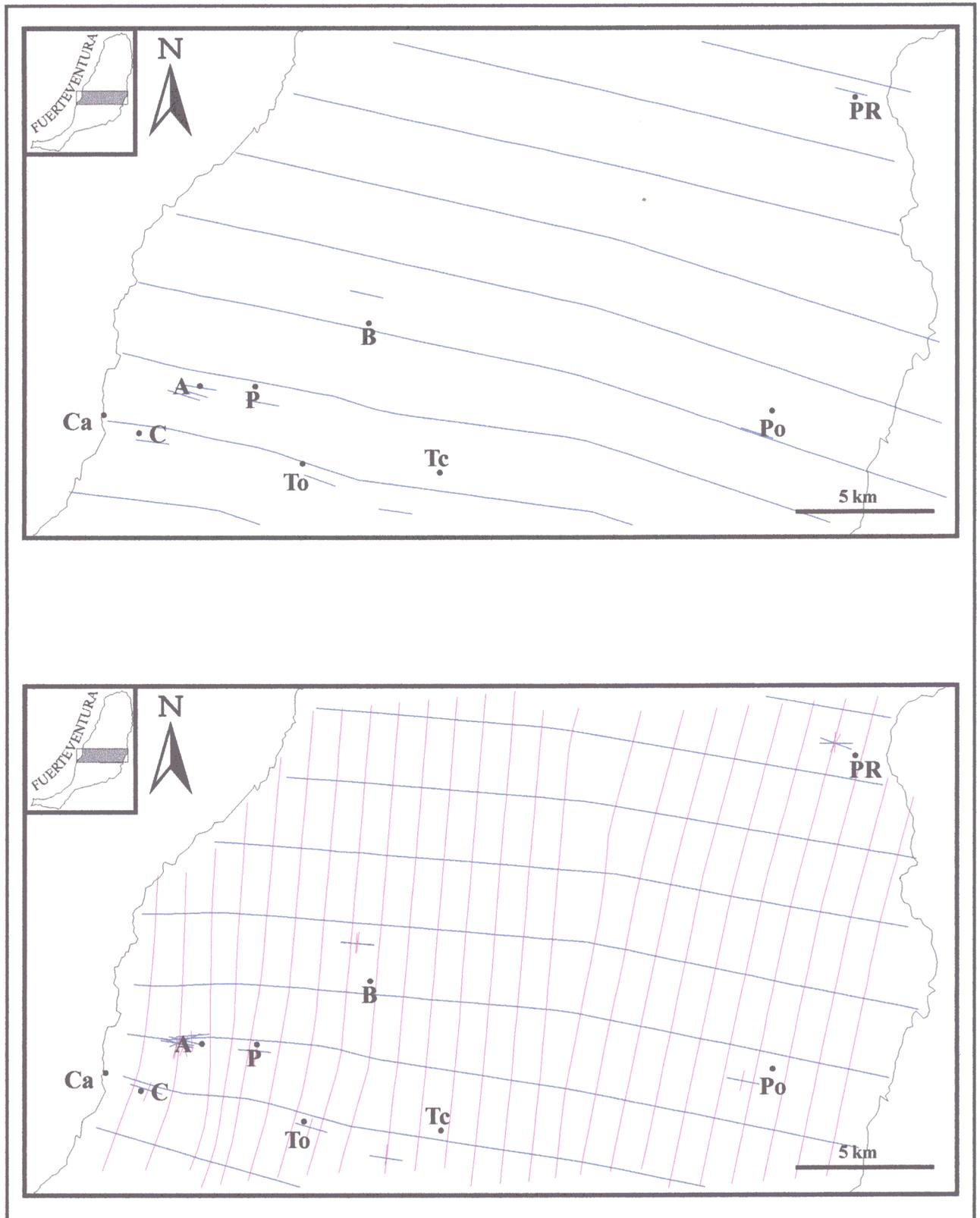


Figura 18.11: Mapas de trayectorias, *Moda 2*, obtenidos para la *máxima compresión horizontal* o  $E_y$ , (figura superior) y de los dos ejes de esfuerzo principales, trayectorias superpuestas, situados próximos a la horizontal (figura inferior, en rojo se definen las variaciones mostradas por el eje Sigma 3).



Fotografía 18.7: Detalle del modo en el cual el entramado de diques que conforma parte del *Complejo Basal* es aprovechado (fallas con cabeceos diversos) para la transmisión de esfuerzos neotectónicos (proximidades a la localidad de Toto).



Fotografía 18.8: Aspecto que presenta uno de los edificios volcánicos más recientes de la isla y situado al norte de la misma. En primer término puede observarse el característico "malpaís".

para los registros obtenidos en los materiales de la *Serie II*. La creación de reservorios magmáticos superficiales originaría sucesivos campos de esfuerzo locales que dirigirían la orientación y distribución de las intrusiones, y las vías de escape del magma desde las cámaras hasta los centros emisores.

Para el *Antepaís Bético* se dedujo la existencia de un único *tensor regional neotectónico* resuelto de manera diferente sobre la base de determinados condicionantes estructurales (ubicación del registro dentro del contexto flexural, proximidad a una discontinuidad estructural penetrativa, o ambas). Los dos máximos relativos de " $E_y$ " deducidos para la isla de Fuerteventura creemos que no implican dos *tensores regionales* diferentes, sino un único tensor resuelto de manera desigual en superficie (mediante permutaciones coaxiales de sus tres ejes principales característicos) ante la existencia de determinadas discontinuidades estructurales. El hecho de que ambos afecten a materiales extruidos en épocas diferentes confirma este aspecto. En este sentido, la observación de un mapa de isovalores del parámetro " $R$ " (*figura 18.12*) evidencia que un porcentaje considerable de este sector central implica valores de " $R$ " (promediados a partir de los resultados parciales obtenidos a partir de cada subdivisión de la población inicial, véase *Anexo I*) que podrían permitir tales permutaciones.

### 18.3.2. ANÁLISIS POBLACIONAL DE DIACLASAS.

Como contrastación a los resultados del apartado previo, se muestran ahora las conclusiones proporcionadas por el programa de análisis poblacional de diaclasas *JOINTS* a partir de 324 datos (distribuidos en cuatro estaciones) relativos a la orientación de planos de diaclasado. Sólo se han podido obtener medidas para el sector donde aflora el

*Complejo Basal* (en el *Anexo I* se muestran los resultados individuales para cada una de las cuatro estaciones): materiales pertenecientes al *Complejo Basal* y a la *Serie I-traquitas*. En la *figura 18.13* se han representado las soluciones propuestas por el programa para el conjunto de los registros (todos verticales o subverticales). Queda clara la existencia de una bimodalidad en la disposición espacial de los datos hacia NNE-SSO y ESE-ONO, la cual ha permitido caracterizar mecánicamente a la totalidad de la población dentro del *Dominio A* (véase *Apartado 10.1.2*). Así, se ha deducido que esta población sería explicable mecánicamente, sobre la base de los supuestos teóricos de Hancock y Engelder (1989), mediante un *tensor de esfuerzos extensional* en el cual el eje principal  $\sigma_1$  se dispondría en una posición vertical, mientras que los ejes  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  lo harían según  $00^\circ/015^\circ$  (inmersión/sentido de inmersión) y  $00^\circ/105^\circ$ , respectivamente.

En la *figura 18.14* se muestra la *máxima compresión horizontal* definida para las cuatro estaciones a partir de la ubicación del eje horizontal distinto (en este caso) de  $\sigma_3$ , así como las trayectorias deducibles a partir de las variaciones espaciales de la misma. Superpuesta a ésta se ha representado las variaciones en el espacio de la *mínima compresión horizontal*, equivalente a la localización del eje  $\sigma_3$ . De su observación y de la del *Anexo I* se deduce que los tensores de esfuerzo locales deducidos por *JOINTS* revelan también permutaciones coaxiales entre los tres ejes principales, disponiéndose  $\sigma_3$  siempre en la horizontal.

De este modo, y a pesar de lo escaso de los datos recopilados, puede deducirse que el diaclasado observable en este sector de la isla de Fuerteventura sería coherente mecánicamente con la atenuación de una *deformación preferentemente extensiva*. No cabe

hablar de un campo extensional puro (a pesar de que la génesis del diaclasado representa siempre una deformación frágil por extensión), ya que el eje  $\sigma_1$  se dispone en la horizontal en una de las cuatro estaciones (véase *Anexo I*).

El hecho de que el eje  $\sigma_3$  se oriente según dos modas ortogonales podría significar, como sucedió para el apartado previo, que la extensión se ha resuelto según dos modas preferentes: extensión bidireccional. Además, ambas orientaciones preferentes representan discontinuidades de *tipo I* y muestran una clara ortogonalidad entre sí, lo cual sugiere que cada una de las dos familias se orienta paralela o subparalelamente a uno de los tres ejes principales de esfuerzo. De cualquier forma, el escenario tectónico donde se formen precisa que el eje  $\sigma_3$  se disponga en la horizontal y que sea de carácter extensivo (Hancock y Engelder, 1989). Así pues, los sistemas de diaclasado medidos permiten por sí mismos, al menos, *situar el campo de esfuerzos incidente ya que se generan paralela y perpendicularmente a la dirección del esfuerzo horizontal máximo*. Las conclusiones deducidas de este modo son plenamente satisfactorias cuando se contrastan con las proporcionadas por el análisis poblacional de fallas previo, y suponen, por tanto, una *definición similar del campo neotectónico*.

El carácter neotectónico del diaclasado quedaría confirmado, además, por ser imposible (Hancock y Engelder, 1989) la génesis de diaclasas a más de 500 metros de profundidad (excepción hecha de aquellos procesos generados a partir de fracturación asistida por fluidos). Cabe suponer la existencia de espesores volcánicos superiores a tal cantidad depositados tanto sobre el *Complejo Basal*, como sobre la *Serie I* y las intrusiones *traquíticas*.

#### 18.4. ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO.

Durante el desarrollo de esta Tesis Doctoral consideramos que las conclusiones proporcionadas por el análisis mesoestructural de planos de falla estriados y diaclasas también podrían ser contrastadas, a escala insular, mediante una cuantificación ponderada de la distribución espacial de los principales rasgos fisiográficos de la isla de Fuerteventura. De manera similar a lo propuesto en el *Capítulo 11*, se procedió a intentar una caracterización de la red fluvial que recorre el sector central de la isla, del relieve general de la misma, y de las principales fracturas que la disectan (determinadas a partir de la observación de la imagen LANDSAT nº 00-06, escala 1:100.000; I.G.N., 1995a). Por último, se procedió a realizar una tentativa<sup>11</sup> similar, quizás más estructural que geomorfológica, referida al conocimiento de las alineaciones preferentes de los centros emisores.

*A) Red fluvial:* La fotointerpretación realizada de más de un centenar de fotografías aéreas (escala ~1:33.000) correspondientes a la franja central de la isla, nos ha permitido determinar que la red fluvial se orienta preferentemente hacia norte-sur y este-oeste (844 lineaciones, *figura 18.15a*). Tales direcciones coinciden con direcciones preferentes de fracturación (*figura 18.5*), con las disposiciones horizontales de los ejes de esfuerzo (*figura 18.8*), y con la disposición principal de  $S_{Hmax}$  (*figuras 18.6 y 18.7*). Esta situación revela un control estructural importante de la red fluvial. Las orientaciones secundarias halladas también coinciden con las secundarias de fracturación.

El carácter normal de la mayoría de las fracturas (~64%) nos permite considerarlas como discontinuidades próximas al *tipo I*. Bajo estas condiciones la red fluvial puede servirnos como un indicador válido del tensor de esfuerzos, coherente con

<sup>11</sup> Realizada a partir de la observación de las fotografías aéreas y de su reconocimiento *in situ*.

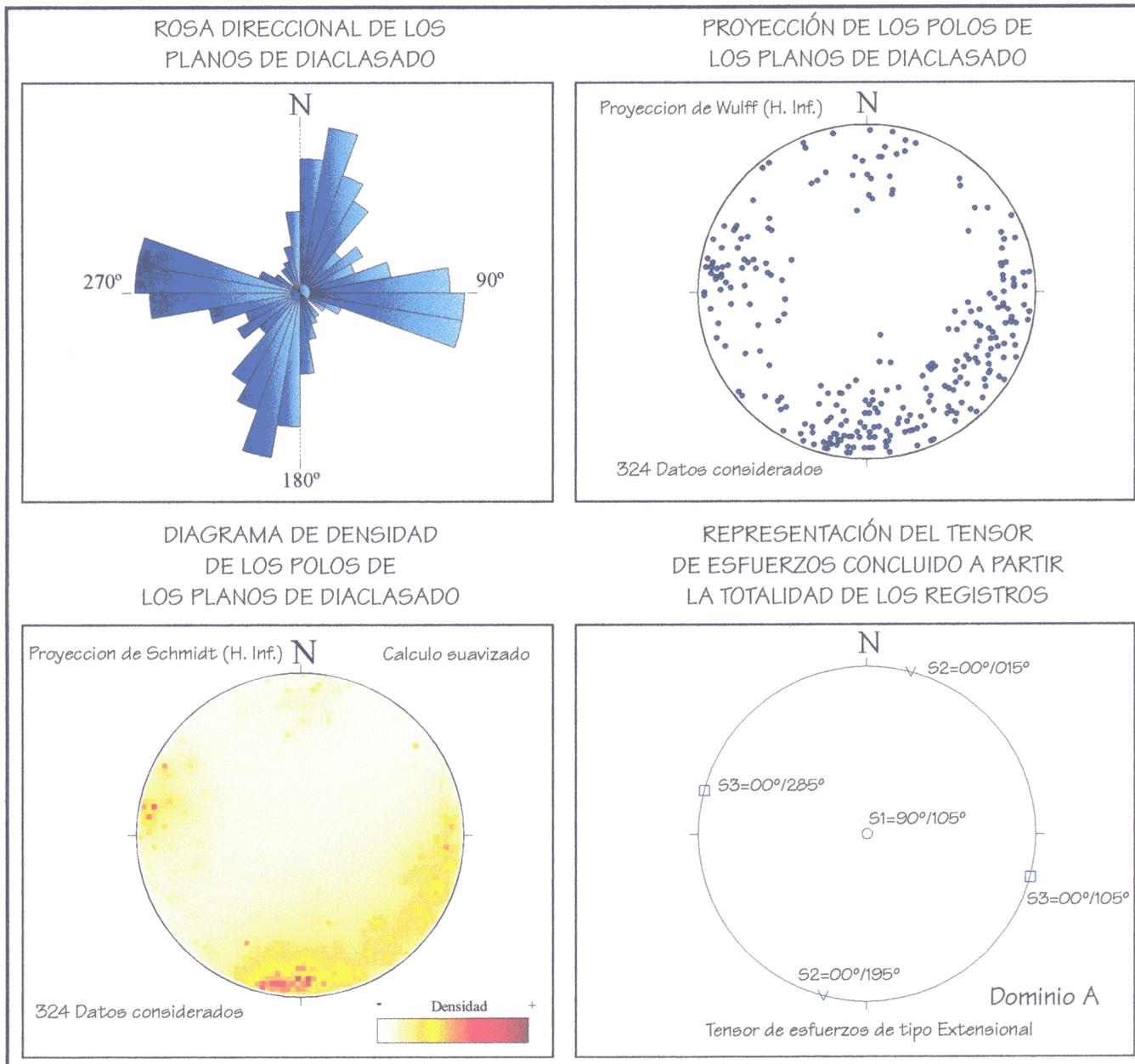


Figura 18.13: Conclusiones principales obtenidas a partir del programa "JOINTS" para la totalidad de los planos de diaclasado registrados en materiales del Complejo Basal, la Serie I y las extrusiones traquíticas.

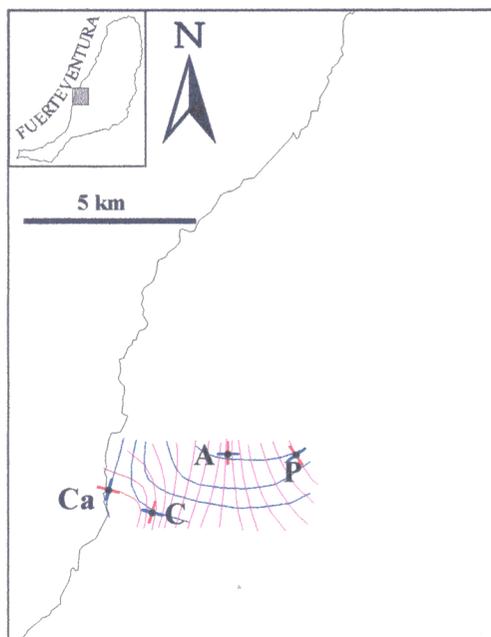


Figura 18.14: Mapa de trayectorias superpuestas para la máxima (trazo azul) y mínima (trazo rojo) compresión en la horizontal.

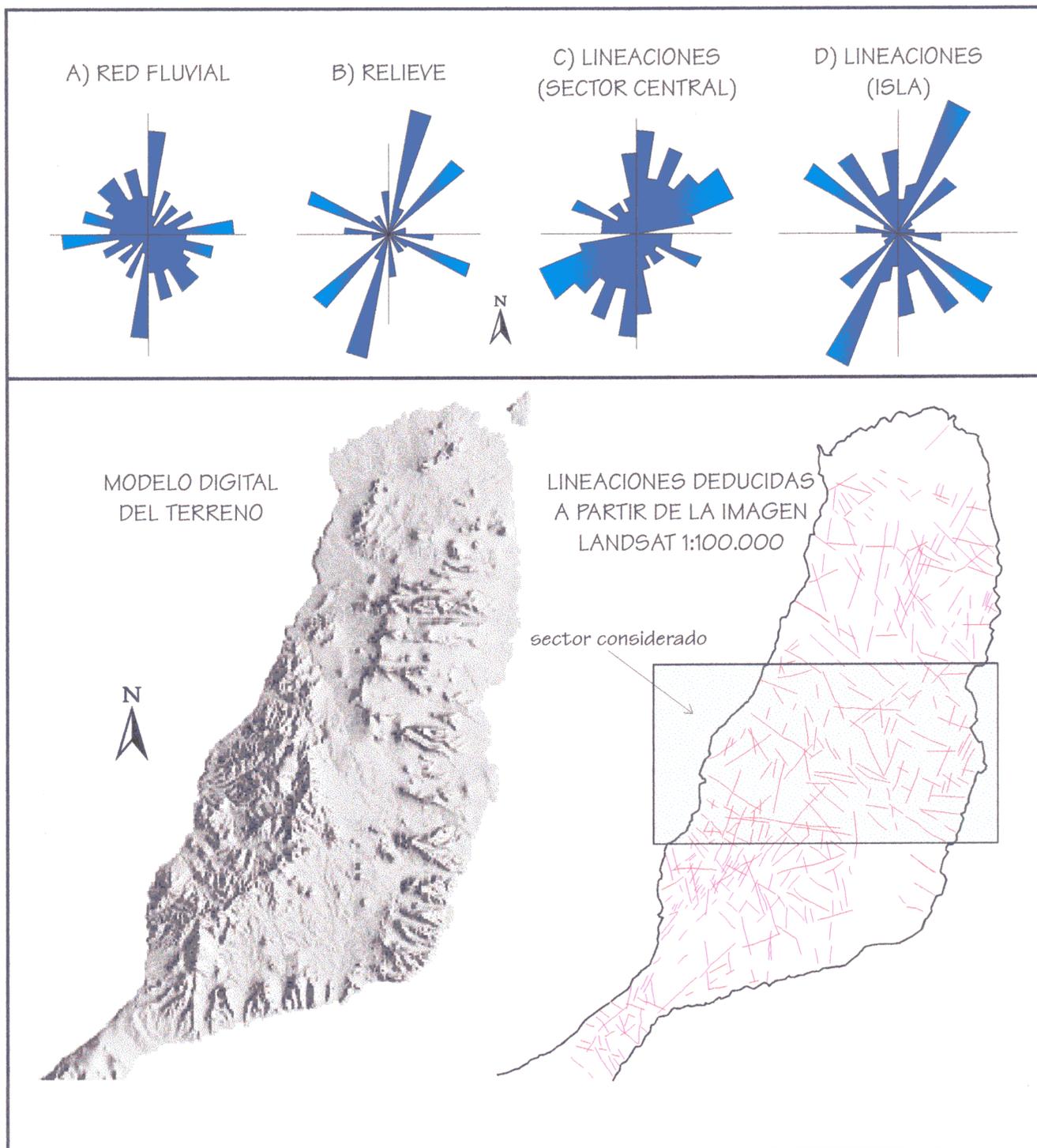


Figura 18.15: Resultados gráficos del análisis morfotectónico realizado para el sector central de la isla de Fuerteventura. Histogramas direccionales para la red fluvia del sector central de la isla ("A", fotografía aérea), el relieve ("B"), las lineaciones estructurales denibles en el sector central de la isla ("C", fotografía aérea), y macrolineaciones deducidas de la ortoimagen LANDSAT (1:100.000). El Modelo Digital del Terreno se ha realizado a partir de la "Carta Digital de España" (S.G.E., 1995).

los resultados proporcionados por el análisis mesoestructural, ya que (Scheidegger, 1980) el hecho de que las disposiciones preferentes de la red fluvial coincidan con los máximos de la fracturación (fallas y diaclasas) apoya el carácter neotectónico de estas mesoestructuras. Además, la ortogonalidad que muestran las orientaciones preferentes norte-sur y este-oeste sugiere que cada una se acomoda a uno de los dos ejes principales de esfuerzos horizontales o subhorizontales, siendo uno de ellos necesariamente  $\sigma_3$ . Así pues, la disposición espacial que nos permite intuir la red fluvial de los tres ejes de esfuerzos es coincidente con la obtenida en el apartado anterior.

*B) Relieve:* La mayor parte de los relieves de Fuerteventura se orientan según tres modas (142 lineaciones, *figura 18.15b*):  $N10^{\circ}-20^{\circ}E$ ,  $N40^{\circ}-50^{\circ}E$  y  $N110^{\circ}-120^{\circ}E$ . Tal y como le sucede a la red fluvial, la distribución insular de elevaciones y depresiones es consecuente tanto con la disposición espacial de las fracturas como con el tensor de esfuerzos neotectónico. La denominada *Depresión Central*, orientada aproximadamente norte-sur, y los tradicionales *cuchillos* (*véase fotografía 18.1*) son los mejores ejemplos de este control tectónico del relieve. Estas lineaciones se han obtenido a partir de una síntesis topográfica a escala 1:100.000 de la isla, considerándose todas aquellas lineaciones que supusieran una longitud superior a 1,5 kilómetros.

*C) Lineaciones estructurales y alineación de centros volcánicos:* Se han cuantificado tanto las *lineaciones estructurales* definidas a partir de fotografías aéreas (2.539 lineaciones<sup>12</sup>, *figura 18.15c*) como aquellas obtenidas (778 lineaciones<sup>13</sup>, *figura 18.15d*) a partir de la ortoimagen LANDSAT nº 00-06 (I.G.N., 1995a; escala 1:100.000). En el primer caso

<sup>12</sup> La longitud de las mismas se ha ponderado de manera similar a la propuesta en el *Apartado 11.4*.

los máximos de las lineaciones preferentes coinciden con los máximos de la fracturación. En el segundo vuelven a coincidir lineaciones y fracturación, lineaciones y relieve, lineaciones y red fluvial, etc.

La distribución espacial de las alineaciones de los centros de emisión volcánicos (*véase fotografía 18.8*) coincide exactamente con los máximos en la orientación de la fracturación, esto es:  $N60^{\circ}-70^{\circ}E$ ,  $N110^{\circ}-120^{\circ}E$  y  $N170^{\circ}-190^{\circ}E$ . Este nuevo elemento colabora, de nuevo, con los anteriores en relacionar la fisiografía con el campo deformacional extensivo definido mediante el análisis mesoestructural.

## 18.5. CONCLUSIONES: MODELO TECTÓNICO.

A partir de lo expuesto en el *Apartado 18.3*, en esta Tesis Doctoral consideramos que el término *neotectónica* abarca temporalmente el periodo a lo largo del cual ha sido factible el volcanismo reciente de la isla (*Series II, III y IV*). El tensor de esfuerzos definido en apartados previos ha de situarse dentro de tal periodo. Sin embargo, el hecho de que parte de los datos que nos han proporcionado dicha información se haya obtenido en materiales anteriores al volcanismo (*Complejo Basal, Serie I y traquitas sin-Serie I*) obliga a considerar el modo en el que la estructura de estos últimos ha condicionado la deformación neotectónica frágil.

Muñoz *et al.* (1997) sugieren que los procesos de deformación dúctil observables en zonas de cizalla situadas en materiales del *Complejo Basal*, han de relacionarse con el emplazamiento de cuerpos plutónicos dentro de un *entorno geodinámico transtensivo* (extensión con una componente de cizalla dextrógira). También sugieren que el entorno geodinámico que facilitó, al menos, la intrusión de

<sup>13</sup> La longitud mínima de los registros también se ha

diques ha sido constante en el tiempo, probablemente hasta la extrusión de los materiales de la *Serie I* y de las *traquitas*. La orientación preferente tanto de los diques preneotectónicos observables en el *Complejo Basal* como de las zonas de cizalla coincide con las orientaciones principales N0°-30°E y N80°-110°E definidas anteriormente para las fallas, las diaclasas, el relieve, la red fluvial o las lineaciones estructurales.

Casillas *et al.* (1991) proponen la existencia de dos zonas de cizalla dúctil o dúctil/frágil que afectarían al *Complejo Basal*, una principal orientada hacia N142°E y otra secundaria dispuesta N30°E<sup>14</sup>. Al igual que Robertson y Stillman (1979), estos autores consideran que la activación (durante el Cretácico superior-Eoceno, 85-48 Ma) de ambas cizallas habría propiciado la deformación de los sedimentos mesozoicos. Sobre la base del trabajo de Rad y Wissmann (1982), estos autores proponen que el estado de esfuerzos que activa la cizalla estaría relacionado genéticamente bien con la fase deformacional Larámica (65 Ma), bien con la fase Pirenaica (40 Ma), o con ambas. Finalmente, Casillas *et al.* (1991) proponen relacionar el origen del volcanismo reciente de la isla de Fuerteventura con la reactivación extensional (como consecuencia del ascenso de una "pluma mantélica") de un entramado de discontinuidades similares a las anteriores.

En nuestra opinión, existen cuatro factores fundamentales a considerar para poder establecer un modelo neotectónico coherente con los datos previos:

1. El campo deformacional neotectónico supone un campo extensivo, en el cual predominan fracturas direccionales con una componente normal elevada.

2. Son factibles permutaciones coaxiales de los tres ejes de esfuerzo, manteniéndose siempre el eje  $\sigma_3$  en la horizontal.
3. Las extrusiones finales de los materiales que conforman el *Complejo Basal* culminan con un volcanismo basáltico y ácido subaéreo.
4. Tras éste, existe un periodo de erosión prolongado en toda la isla que revela su emersión.

Con todos estos datos es posible sugerir que la deformación frágil asociable al campo de esfuerzos extensivo es consecuencia de la *inestabilidad gravitacional preneotectónica* que debió sufrir todo el edificio volcánico de Fuerteventura, una vez extruidas la *Serie I* y las *traquitas*. Evidentemente este colapso ha de enmarcarse dentro de la propia evolución geodinámica (quizás diferencial) de la *Dorsal Oriental Canaria*.

Con anterioridad se había citado que la disposición espacial de los tres ejes principales de esfuerzo no representa un campo deformacional extensivo puro ( $\sigma_1$  vertical,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  horizontales), ya que existen algunas orientaciones relacionables con campos compresivos débiles ( $\sigma_2$  vertical,  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  horizontales). Este hecho puede ser explicado por: (1) la acomodación del colapso en superficie a discontinuidades previas, lo cual podría generar tensores de esfuerzos localmente compresivos; (2) la incidencia de la carga litostática que debieron suponer las extrusiones magmáticas postmiocenas sobre el tensor de esfuerzos; y (3) una combinación de ambas. Dentro de la segunda posibilidad deben hacerse dos consideraciones: (a) el colapso gravitacional no se resuelve del mismo modo en superficie que en profundidad debido al incremento de la carga litostática (suponemos que el sector occidental de la isla estuvo cubierto por materiales volcánicos postmiocenos hoy erosionados); y (b) la propia extrusión de material podría generar pulsos de

estimado en 1,5 kilómetros.

<sup>14</sup> Estos autores no describen el sentido de movimiento en ninguna de ellas.

“emisión” y de “no emisión” sucesivos, ya que el incremento de carga litostática haría que la presión del magma no superara la presión confinante cesando temporalmente la actividad ígnea. Todo esto permite suponer la existencia de un campo regional extensivo en superficie y débilmente compresivo a unos centenares de metros de profundidad, o bien suponer una alternancia de campos compresivos débiles (“episodios de no emisión”) y extensivos puros (“episodios de emisión”) a lo largo del periodo neotectónico, siempre dentro del contexto de *colapso gravitacional del edificio ígneo*.

En campo se ha comprobado (para todas las litologías) como un mismo plano de falla puede mostrar hasta cinco estrías orientadas de un modo diferente, lo cual apoyaría la idea de fracturas reactivadas según tensores de esfuerzos sucesivos coincidentes con “episodios de emisión” y “episodios de no emisión”. En este mismo sentido, Ten Brink y Brocher (1987) propusieron un modelo flexural para explicar la evolución geodinámica de las Islas Hawaii. Este modelo sugiere que la interacción del ascenso de material procedente del Manto con el entorno flexural litosférico generado como respuesta a la carga de material extruida por tal ascenso puede condicionar, por ejemplo, la periodicidad de las erupciones volcánicas.

Según estos autores, bajo este entorno flexural (y a lo largo de su evolución) son posibles paradojas aparentes como la ortogonalidad en la disposición espacial de todo el entramado de diques con respecto a la de los edificios volcánicos (recuérdense las alineaciones citadas en párrafos previos para Fuerteventura). De este modo son factibles las permutaciones coaxiales de los tres ejes principales de esfuerzo concluidas mediante nuestro análisis mesoestructural, así como las descritas por Marinoni y Pasquare (1994) para la isla de Lanzarote.

La existencia masiva de discontinuidades previas (diques) orientadas hacia N0°-40°E produjo que las fracturas reactivadas y/o creadas por la incidencia del tensor neotectónico las aprovechara. Por tanto, las mismas orientaciones preferentes que dirigieron la generación de, al menos, todo el edificio volcánico insular serían utilizadas para su colapso final. La mayor profundidad de los materiales correspondientes al *Complejo Basal*, la *Serie I* y las *traquitas* confinó las discontinuidades a reactivar y, por ende, la orientación espacial en la horizontal de los ejes de esfuerzo. Por el contrario, la aparente “radialidad” de las direcciones de fracturación registradas en los materiales lávicos de la *Serie II* (sin una carga litostática importante que soportar) reflejaría la ausencia de condicionantes estructurales que confinaran la deformación frágil (tanto en la orientación de las fallas como en la orientación de los tensores, *figura 18.8*). Sólo la afección causada por los reservorios magmáticos más superficiales habría modificado las características del *tensor regional*.

La red de diaclasas y el patrón regional de la fisiografía han de relacionarse necesariamente con este entorno geodinámico. Los relieves máximos de la isla de Fuerteventura (*figura 18.15*, modelo digital del terreno), así como el afloramiento singular del *Complejo Basal*, han de estar ligados con la evolución del colapso gravitacional. Creemos que este colapso ha podido resolverse mediante la activación de una serie de elevaciones y depresiones, alternantes y orientadas según directrices preferentes NNE-SSO (*Depresión Central*, p. ej.). Así, *la compensación isostática o el reajuste de densidades tendría una expresión morfotectónica evidente*. Además, la propia dinámica de estos subdominios estructurales ha podido condicionar la extrusión preferente de

materiales de las *Series II, III, y IV* a favor de sus límites: N60°-70°E, N110°-120°E y N170°-190°E.

Anteriormente se propuso un marco geodinámico para el periodo preneotectónico más inmediato: evolución de un “rift” marginal desarrollado en el margen pasivo africano, el cual reactivó directrices tanto “atlánticas” como “africanas” según fuera una localización u otra. La dinámica de la fractura del sur del Alto Atlas podría haber condicionado, de manera temporal y en más de una ocasión, no sólo una disposición espacial de los tres ejes de esfuerzo principales favorable para la extrusión del magma en superficie (volcanismo submarino y/o subaéreo); también habría podido influir en la génesis del mismo favoreciendo la fusión parcial del manto en las proximidades a la fractura por un descenso en las condiciones de presión de confinamiento. Pues bien, la deformación neotectónica representaría entonces la evolución final de todo este

proceso teórico. La inestabilidad gravitacional de la *Dorsal Oriental Canaria* propiciada por un volumen tan considerable de materiales ígneos extruidos, al menos desde el Oligoceno, podría explicar los estados tensionales expuestos previamente. De este modo, la propia inestabilidad condicionaría los momentos en los cuales era o no factible una presión magmática superior a la carga litostática contraria.

Cabe la posibilidad de que la evolución de este colapso gravitacional de la dorsal haya estado supeditada de alguna manera a: (1) la actividad tectónica de la Falla Sur del Alto Atlas; (2) a la deriva regional de la placa africana para esta disposición geográfica: N170°E (Mattauer *et al.*, 1977; Proust *et al.*, 1977; Tapponier, 1977); (3) a la reactivación de otras estructuras prealpinas existentes (“atlánticas” y/o “africanas”) en el margen pasivo africano; o (4) a una combinación, al menos, de las anteriores.

**ABRIR CAPÍTULO 19**

