

TERESA BULLON MATA\*

## LAS MORFOESTRUCTURAS DE LOS ZOCALOS CRISTALINOS: EVOLUCION DE LOS CONCEPTOS GEOESTRUCTURALES Y GEOFISICOS EN LOS QUE SE BASA SU INTERPRETACION\*\*

El interés que la Geomorfología tiene por los relieves propios de las áreas continentales, constituidas principalmente por rocas graníticas y de alto grado metamórfico, se basa en parte en su gran dimensión superficial, pero, sobre todo, en la fuerte personalidad morfoestructural que las caracteriza, relacionada con la naturaleza de los materiales que las componen, con grandes posibilidades de desarrollo de una erosión diferencial, y la peculiar tectónica de fractura, que responde a deformaciones, a menudo tan lentas y prolongadas, que sólo se aprecian por los efectos morfológicos que provoca, de modo que el conocimiento de su naturaleza y consecuencias se hace más evidente a través del análisis geomorfológico que del geológico.

Los relieves de los zócalos cristalinos están modelados, a menudo, por aplanamientos extensos generalizados que, a veces, han sido interpretados como ejemplos claros del estado final del ciclo de erosión, es decir, como verdaderas penillanuras que se desarrollarían por la larga duración de los periodos de estabilidad que han afectado a estas áreas. También existen alineaciones montañosas de altitudes medias a las que se les da el calificativo de antiguas, ya que algunos apreciaron en ellas una yuxtaposición de formas denominadas, según la terminología davisiana, maduras o seniles, y formas de juventud debidas a la reactivación de los ciclos de erosión. Dichas montañas se diferenciarían con claridad de las que, por ser consecuencia de deformaciones más recientes e importantes, constituirían las montañas jóvenes, cuyos rasgos fundamentales de relieve derivarían directamente del estilo e intensidad de la actividad tectónica, más que de las modalidades del retoque cíclico.

Si para E. de Martonne (1909) la alusión a movimientos epirogénicos lentos y de gran radio era suficiente para apoyar la explicación estructural de

estos relieves, W. Penck (1924) matizaba algo más al hablar de un domo de expansión creciente; pero hay que tener en cuenta que estas afirmaciones se producen en un momento en que son conocidas escasamente las causas y tipologías de los movimientos de la corteza terrestre.

Es P. Birot el primero en elaborar un complejo conjunto de relaciones causales entre hechos tectónicos y geomorfológicos, así como en establecer los principales procedimientos de investigación de las áreas cratónicas con tres focos de atención preferente: los caracteres de las rocas, su causa y modo de emplazamiento; tipos de deformaciones y ritmo de las mismas; y, por último, número de las superficies de erosión existentes.

Posteriormente se producen modificaciones a la interpretación de P. Birot, que tratan de eliminar las orientaciones cíclicas, aunque se mantiene la base estructural fijista que, a su vez, encaja mal con las hipótesis actuales, pues a partir de la interpretación de los movimientos sísmicos, las observaciones microestructurales o las imágenes de fotosatélite, están surgiendo argumentaciones que indican la necesidad de reinterpretación morfoestructural de estos conjuntos de relieves.

Las áreas continentales constituidas por materiales cristalinos de gran resistencia y fragilidad comprenden a las unidades denominadas «escudos» y «macizos antiguos», que, según la Geomorfología estructural, se diferencian entre sí por sus dimensiones o grado de estabilidad tectónica, mayores en ambos casos en los escudos que en los macizos antiguos, y por su edad relativa, ya que los primeros se han formado con anterioridad al Cámbrico y son fragmentos de lo que algunos denominan continentes de Laurasia y Gondwana, mientras que los segundos surgen a consecuencia de las orogenias primarias y tienen una localización más discontinua.

gica y estructural sobre la que se apoya una cohertera sedimentaria. En este artículo se emplea con un significado mecánico para denominar al sector de la corteza continental que por su composición litológica tiene un comportamiento frágil ante los esfuerzos tectónicos.

\* Departamento de Geografía, Universidad Complutense, Madrid.

\*\* El término «zócalo» tiene diversas acepciones, pudiendo utilizarse como sinónimo de corteza continental, o para referirse a la base de compleja evolución petrolo-

Son áreas de escudos el sector nororiental de América del Norte, una gran parte del Brasil y del conjunto de las Guayanas, el sector central y suoriental del continente africano, parte de Madagascar, el área oriental de la Península Escandinava, ciertos sectores de Siberia y Asia central, la India y parte de Australia. Son macizos antiguos los dominios hercinianos y caldonianos europeos, las áreas más meridionales del bloque continental asiático, el sector oriental de Australia y el meridional de África.

En estos relieves la interrelación entre los principales rasgos morfoestructurales y morfodinámicos puede ser vista de modos diferentes en función de la naturaleza de las hipótesis de partida. Si se admite que las deformaciones tectónicas existentes son consecuencia de los acontecimientos geoestructurales profundos que se dan en la misma vertical en que éstos se producen, pueden existir dos interpretaciones:

1ª) Los movimientos son continuos y de escaso valor, pero no se reflejan inmediatamente en la corteza, sino que ésta soporta el esfuerzo hasta que se traspasa cierto umbral y se rompe, produciéndose una sacudida tectónica más o menos intensa de corta duración seguida de una etapa de tranquilidad más larga, durante la cual pueden elaborarse aplanamientos generalizados del relieve, que se deformarán en la sacudida tectónica siguiente.

2ª) Los movimientos continuos que producen deformaciones constantes de la corteza superior se dan de un modo simultáneo a los procesos morfodinámicos, de modo que hay una constante interacción entre tectónica y modelado de la que dependen las formas del relieve. Los aplanamientos no son la única posibilidad de evolución morfológica, sino que también pueden existir formas de erosión diferencial, según sean las condiciones climáticas que dominen en un momento dado.

Si, por el contrario, la causa de la deformación no está en profundidad en el mismo lugar en que ésta se produce, sino en los bordes de las placas litosféricas, se piensa que los numerosos esfuerzos que se producen en ellos repercuten hacia el interior de los continentes, que sufren sacudidas intermitentes de naturaleza variada sin verdaderos períodos de estabilidad. Los aplanamientos y modelados de erosión diferencial están rehaciéndose y degradándose continuamente y, a la larga, pueden terminar dando amplias superficies de erosión en un esquema totalmente acíclico.

## LAS CAUSAS DE LA DEFORMACION

### A. Las hipótesis tradicionales

Aunque el estudio geomorfológico de los zócalos cristalinos es abordado con frecuencia desde comienzos de este siglo, fue Birot quien, en su *Géomorphologie structurale* (1958), sistematizó el conjunto de conocimientos existentes sobre este tema y reflexionó sobre las posibles causas orogénicas de los movimientos de los zócalos, determinando que los abombamientos de medio y gran radio de curvatura son las causas principales de las morfoestructuras y modelados de los zócalos antiguos.

Estos abombamientos pueden ser explicados

según la mayoría de las hipótesis orogénicas al uso al final de los años 50, pero son dos las que a última hora emplea Birot para explicar este tipo de relieves: la de la deformación de raíces de Sial que posteriormente provocan un reajuste isostático, y la de la diferenciación de masas ligeras del manto, que ascienden y tienden a deformar la corteza, a consecuencia de las reacciones radioactivas que tienen lugar dentro de él.

Las deformaciones pueden ser intensas o suaves, pero con peculiaridades diferentes según cada una de estas dos posibilidades:

a) Si se producen raíces ligeras por corrientes de convección convergentes o contracciones horizontales puede darse:

1) Una subsidencia que se desencadena a consecuencia del régimen de tensión que genera la propia existencia de la raíz. En este caso hay un desnivelamiento a partir de las fallas preexistentes, cuyos planos diferencialmente inclinados definen el sentido del movimiento. Un bloque limitado por dos fallas de inclinación convergente se hundirá, y otro entre planos divergentes tenderá a ascender. Las fosas se rellenarán lentamente, al mismo tiempo que se levantan los horst. La diferenciación del relieve no es muy importante, pero el desnivelamiento total de los bloques elevados y hundidos puede ser muy grande. Los horst de grandes dimensiones se mueven durante menos tiempo que los pequeños, lo que determina la presencia en un mismo lugar de formas estructurales frescas y relativamente antiguas retocadas por procesos de modelado o anuladas por superficies de aplanamiento.

2) Un régimen de deformación intensa crea sistemas de fractura propios, según un modelo propuesto ya por Cloos (1939), a partir del cual un abombamiento que afecta a una masa homogénea se descompone en bloques desnivelados a un lado y otro de un graben central, pudiendo existir rotaciones de los bloques con fallas antitéticas secundarias que se inician en el plano de la falla principal. El relieve es muy diferenciado y se crea tan rápidamente que no da tiempo a que la erosión - acumulación lo anule. Los sedimentos detríticos de carácter grosero que se acumulan en las depresiones evidencian la energía del relieve y la fuerte reactivación erosiva a causa de la dislocación tectónica.

b) Si, por el contrario, el movimiento se produce a causa de una migración de magmas ligeros hacia la parte superior de la corteza, las posibilidades son:

1) Reacción lenta, que aparece sobre todo cuando existen fracturas que cortan toda la corteza, pues al acentuarse la tensión éstas se abren, facilitando el ascenso a lo largo de ellas de materiales infracorticales que producen erupciones volcánicas en un relieve de dislocaciones suaves y grandes acumulaciones de sedimentos en las fosas.

2) Si la reacción es muy fuerte, es que se ha producido un aumento notable de la tensión que no ha podido liberarse a través de las fracturas, que son más superficiales. Apenas hay erupciones volcánicas y el relieve es muy enérgico en un área caracterizada por anomalías de Bouguer negativas.

Las diferencias entre los resultados según un origen u otro no son muy grandes, pero pueden diferenciarse en que en el primero puede existir un régimen inicial de compresión que de lugar a fallas

inversas, mientras en el segundo solamente existen distensiones y fallas normales. Según el origen de las deformaciones, la tendencia al levantamiento o al hundimiento se mantendrá durante mucho tiempo, a diferencia, según Birot, del dominio alpino, donde el movimiento se invierte cada cierto tiempo. Por otro lado estos abombamientos pueden migrar, sobre todo en el caso de movimientos por ascensión de masas ligeras, como si estas pudieran desplazarse lentamente o sufrieran fases de atenuación y aceleración.

La escuela de Geología estructural soviética, cuyas interpretaciones básicas están sistematizadas en los libros de Belousov traducidos al español, tienen una base geoestructural fijista y se interesan muy directamente por los relieves estructurales de las áreas continentales. Según Belousov (1962) las fuerzas que producen los movimientos tectónicos tienen su origen en el interior de la tierra y dan lugar a movimientos ondulatorios de diversa intensidad. Estas fuerzas se producen por la reorganización de un magma interno por causas físicas, químicas o mecánicas en masas de densidad diferente que se desplazan verticalmente hasta lograr un equilibrio isostático. El proceso puede realizarse a variadas profundidades en el manto de un modo simultáneo; incluso puede haber varios de estos movimientos en una misma vertical.

Las reorganizaciones de mayor profundidad se asocian a deformaciones de la corteza suaves y de larga duración, y son propias sobre todo de las áreas continentales extensas. Las más someras dan dislocaciones violentas y rápidas, siendo más características de los geosinclinales. Las deformaciones de gran extensión, positivas o negativas, se denominan anteclises o sineclises, que evolucionan lentamente hasta que la diferenciación entre áreas levantadas y hundidas es tan fuerte que se producen rupturas que organizan un sistema de bloques desnivelados de tipo horst - graben.

Según la forma circular o alargada de los abombamientos se producirán sistemas de fracturas diferentes, que, a su vez, pueden ser alterados si existen otras rupturas previas. Los abombamientos circulares dan un sistema de fallas radiales y perpendiculares a éstas. Los alargados desarrollan fallas longitudinales y transversales; las primeras suelen estar más desarrolladas que las segundas. Con frecuencia aparecen en el centro del abombamiento un par de paralelas que delimitan una fosa tectónica longitudinal y termina en los extremos digitándose en horquilla a consecuencia de la conjunción de fallas longitudinales y transversales. El ejemplo clásico de este abombamiento sería la fosa del Rin, con su divergencia hacia el norte en bajo Rin y Hessen, separadas por el macizo esquisto renano.

La evolución de dos masas magmáticas superpuestas producirá una inversión de la densidad si ambas se encuentran en un estado de evolución avanzada. Es decir, una masa profunda ya diferenciada y poco densa está limitada en la parte superior por otra densa procedente de la diferenciación magmática del magma más somero. Ante esta situación de desequilibrio gravitacional se producen reacciones isostáticas fuertes, con movimientos tectónicos, dislocaciones acusadas e importantes mezclas de material magmático profundo y somero que

puede aflorar en superficie en forma de erupciones volcánicas. Este proceso se conoce con el nombre de reactivación de las plataformas y puede formar igualmente anteclises y sineclises, aunque de menor dimensión y relieve más acentuado que las que ocurren por diferenciaciones magmáticas profundas.

La reactivación de las plataformas se ha producido, sobre todo, en las áreas continentales formadas a partir de orógenos primarios, donde existe un magma somero que dió lugar al geosinclinal en un proceso de diferenciación muy avanzado, que se superpone a otro profundo de evolución mucho más lenta. Las montañas antiguas que bordean a las áreas alpinas se deben a un fenómeno de plataforma reactivada, porque éste es el lugar en donde se localizan los geosinclinales primarios, no porque exista alguna relación con la tectónica alpina.

Tricart (1968) asume una gran parte de las hipótesis soviéticas y, aunque no se refiere a ello directamente, admite la existencia de geotumores que se traducen en superficie en las deformaciones que sufren las áreas que él denomina de plataforma, que también subdivide en anteclises y sineclises.

En las anteclises se manifiesta una tendencia general al levantamiento, acompañada a veces por fracturas, dentro de un esquema de deformaciones moderadas en las que a veces se desencadenan tectodinámicas rápidas que provocan una ablación intensa. Al contrario de lo que dice Birot, piensa que los movimientos no son continuamente positivos o negativos, sino que pueden existir inversiones del movimiento. Dentro de las anteclises cristalinas se diferencian:

1º) Escudos y macizos antiguos, cuyas deformaciones tienen el mismo origen pero consecuencias distintas, pues la mayor rigidez de las rocas de los escudos se traduce en una actividad tectónica más lenta y suave.

2º) Los geosinclinales regeneradores dan un tipo especial de relieve diferente de los anteriores, pues producen una arquitectura similar a los orógenos fragmentados por rupturas, como los Alpes o Pirineos, y se desarrollan sobre un material rígido antiguo en áreas de geosinclinal en fase de estabilización que afecta a la mayor parte de los orógenos primarios. Serían, por ello, un caso de plataforma intensamente reactivada.

3º) Los sistemas regmáticos pueden aparecer en cualquiera de las áreas morfoestructurales anteriores, pero se diferencian claramente de ellas por la elevación de los bloques levantados, basculados hacia el exterior del sistema, el escalonamiento de bloques tectónicos y las frecuentes rotaciones de los mismos, la importante extensión de la corteza que producen y la ascensión de magmas con frecuentes efusiones volcánicas.

## B. Las interpretaciones actuales

Según las interpretaciones más recientes realizadas de acuerdo con la teoría de los desplazamientos de las placas continentales, las deformaciones que sufren los cratones no están relacionadas con la antigüedad de los mismos ni tampoco, esencialmente, con la rigidez de las rocas que los componen, sino con la incidencia que tengan en ellos los movimientos de expansión o compresión de la corteza.

Tampoco se puede hacer una oposición esencial entre tectónica continental y de geosinclinal, ya que la deformación no aparece limitada a estrechos cinturones orogénicos, sino que se propaga de una manera continua por toda la superficie continental, con mayor o menor intensidad según la naturaleza e importancia de los empujes y de las condiciones reológicas o de isotropía de la litosfera afectada.

Los geólogos comienzan a interesarse por la tectónica continental, ya que en ella aparece la clave de las condiciones en las que se efectúa la expansión continental y la apertura de las cuencas oceánicas. A causa de ello, son los denominados *rift* los conjuntos estructurales que tienen mayor interés y son más profusamente estudiados.

Un *rift* se caracteriza por una intensa extensión de la corteza, con formación de un graben entre dos horst levantados y basculados, una intensa fracturación, y variable presencia de fenómenos volcánicos. Puede estar causado por tres mecanismos diferentes (Neugebauer, 1983):

1) Adelgazamiento térmico, según el cual el material es removido en la base de la litosfera por calor, conversión en astenosfera y remoción en un sistema de convección astenosférica.

2) Adelgazamiento mecánico, en virtud del cual el material litosférico se mueve lateralmente a causa de una extensión regional ante la cual la astenosfera se levanta pasivamente para rellenar el vacío que produce la extensión litosférica.

3) Diapirismo de la astenosfera, que penetra en la litosfera por tener menor densidad que ésta. Este mecanismo es esencialmente una respuesta a la perturbación del sistema litosfera / astenosfera, posiblemente iniciado por adelgazamiento térmico o mecánico. Por ello básicamente se reconocen dos tipos de *rift*: el activo, de origen térmico, asociado a un volcanismo telcítico débilmente alcalino, con fracturas que cortan y destruyen las estructuras tectónicas preexistentes, y el pasivo, de origen mecánico, con volcanismo alcalino menos abundante y fracturación anterior al proceso volcánico. Con frecuencia estas fracturas aprovechan planos de debilidad preexistentes.

El *rift* activo comienza a causa de un incremento térmico regional de origen no especificado y forma un abombamiento generalmente elíptico, de unos 250 por 100 kilómetros de tamaño que posteriormente se rompe a partir de tres planos de fractura separados entre sí unos 120° (Dewey y Burke, 1974; Agueda y otros, 1983). El continuo ascenso de material astenosférico obliga a la separación de los bloques continentales según alguno o todos los ejes que irradian del punto triple, que se convertirán en los núcleos de las futuras dorsales oceánicas si continúa la expansión, o serán el origen de aulacógenos rellenos de importantes cantidades de sedimentos si el proceso de separación no sigue.

La relación que Taponnier (1977) establece entre la distensión continental y la colisión del borde de placa es la argumentación más sólida que apoya la interpretación de los *rift* pasivos, válida asimismo para explicar otros tipos de deformaciones continentales. Taponnier asimila la litosfera continental a un medio rígido - plástico, en el cual se generan líneas de deslizamiento tangentes en cada punto a la contracción cizallante máxima, análogas a los desenganches dextrales o sinestrales que guían la

deformación plana de la litosfera continental.

Dicha deformación se produce cuando un continente entra en contacto con un promontorio de otro. Si no hay resistencia suficiente a la convergencia, ésta continúa y causa en la litosfera un deslizamiento plano lateral guiado por grandes desenganches. La litosfera fluye plásticamente desde el frente de colisión, en donde se ejercen importantes contracciones tangenciales, hacia las zonas de subducción. La expulsión continental minimiza el espesamiento cortical en el frente de colisión. También supone la desaparición acelerada de las cuencas oceánicas vecinas y la formación de pequeños arcos de subducción laterales. Este mecanismo es un modo eficaz de suturación de dos continentes cuyos márgenes tienen una geometría compleja, que produce una forma final lobulada por la sucesión de virgaciones adyacentes.

Taponnier y Molnar (1979) aplican esta interpretación al continente asiático, cuyos caracteres estructurales han sido de gran interés para la Geomorfología. Allí se aprecia que las orientaciones de pliegues, fallas inversas y fallas normales son simétricamente consistentes con el sentido del movimiento a lo largo de fallas de deslizamiento horizontal, que responden al desplazamiento lateral de la litosfera asiática a ambos lados del continente indio con el que choca. En un extremo del continente que soporta la colisión aparecen preferentemente cizallas laterales izquierdas (Gobi, China central); en el otro (Altai, Tien Shan) cizallas laterales dextrales, mientras que en la región central ambos sistemas están representados y producen el modelo de fallas conjugadas características de la tectónica de Mongolia central. En el NE. de Mongolia la tectónica produce fallas normales paralelas al máximo empuje NE. y están asociadas a fisuras corticales a través de las cuales surgen basaltos alcalinos. Las fallas normales y fisuras parecen ramificarse a partir de las terminaciones orientales de fallas laterales de gran importancia, y revelan un estado de tensión en donde  $\sigma_1$ , el eje principal de esfuerzo, es vertical y  $\sigma_3$  el de mínimo, ortogonal a las fisuras y fallas normales, que pueden ser consecuencia del cambio gradual con la distancia del campo de esfuerzos con  $\sigma_1$  de dirección N-S y horizontal en el Himalaya, que rota hasta ponerse vertical en el NE.

Algo similar ocurre durante el Oligoceno en Europa, momento en el cual se produce un sistema de grabens intracontinentales según una dirección N-S, con distensión máxima al sur de España, decreciendo progresivamente hacia los graben del Ródano, Renania y Hesse, con fallas normales de importante salto vertical, las mayores de las cuales aparecen asociadas a desenganches. Según Taponnier (1977) esta situación es consecuencia de la tectónica continuada que ha afectado al Mediterráneo occidental desde el comienzo del Mesozoico, en la que están implicados la apertura del Atlántico y la desaparición de la litosfera oceánica mediterránea, de manera que en el Oligoceno, cuando el continente africano se suelda al europeo, arrastra a éste en su desplazamiento hacia el Este, especialmente a Europa oriental y central, que tienden a separarse de la occidental a través de los sistemas de graben provenzales, rodánicos y renanos.

Además de esta hipótesis de Taponnier sobre la tectónica continental, existen otras algo diferen-

tes, que tratan de aunar de diversos modos criterios propios del rift activo con el de los pasivos.

Para Illies (1975) estructuras como las de la fosa del Rin son debidas a los efectos que la colisión de dos placas litosféricas producen en el área continental de antepaís, que se desgarran y rompen como un bloque de hielo en el frente de un escudo glaciario. Por otro lado piensa que más que una tectónica global cuyos caracteres varían progresivamente en el espacio, existe una variación de los caracteres de ésta en el tiempo, con un rejuego frecuente de los sistemas de fracturas más importantes. Desde el Eoceno medio al Mioceno superior en que existe una compresión NNE-SSW con una extensión perpendicular que produce la apertura de la fosa, se pasa a una rotación sinistral de los ejes de deformación con dirección compresiva máxima a 320°; desde el Plioceno superior la fosa del Rin funciona como desgarro sinistral. Este autor indica asimismo que en todo el conjunto se aprecia un control litológico adicional, pues mientras que en el sector granítico o en las rocas de metamorfismo intenso hay un desarrollo de horst-graben, el de litologías esquistosas (Macizo Esquistoso Renano), aunque sufre los mismos esfuerzos tectónicos, responde con más ductilidad y se abomba suavemente sin que se produzcan fracturas importantes.

Asimismo piensa que la parte fundamental del graben del Rin se ha formado a consecuencia de la acumulación de una masa del manto producida por la expulsión de los materiales subcorticales hacia el interior de los continentes desde las áreas de colisión de placas. Esta idea de la influencia del diapirismo astenosférico en la evolución del graben del Rin la mantiene este autor con posterioridad (Illies y Bauer 1982), pues señala que existen fenómenos volcánicos en las proximidades del rift, anteriores a la apertura de éste en el Eoceno medio, indicadores de la existencia en este lugar de una zona de debilidad previa con ascenso de magmas, que posteriormente será reactivada a consecuencia de las tensiones generadas por la formación del arco alpino.

Otros trabajos de investigación (Morgan y Baker 1983) destacan que hay una mayor seguridad para la interpretación de los rift activos que de los pasivos, según Neugebauer (1983) porque se puede comprobar que la mayor parte de los rift actuales o pasados aparecen en gran variedad de regímenes tectónicos (convergencia, divergencia, colisión, cizalla, etc.), por lo que ninguno de ellos puede ser la causa última de la fracturación. No obstante, tales objeciones no han minado el valor que ciertos autores dan a la colisión continental en la apertura de los rift, sobre todo cuando aún no está claramente demostrado el origen de muchos de ellos a partir de la triple unión de un punto caliente. Gordon y Hutton (1986) desarrollan esta idea y dan un origen colisionar a grabens como el Keckenawa o el del Mar Rojo, para los que se suele aceptar una causa térmica. En comparación con las argumentaciones anteriores estos autores añaden:

1º) Que son necesarias unas condiciones previas para el desarrollo del rift, referentes a discontinuidades litosféricas importantes de tipo reológico, tectónico y litológico.

2º) El rift se producirá en cualquiera de los dos continentes que colisionan, no sólo en el que sopor-

ta el choque, como supone Taponnier.

3º) No siempre se produce un graben a través de grandes fracturas extensionales paralelas a la dirección del esfuerzo regional principal, como ocurre en la fosa del Rin, sino que con frecuencia aparecen pequeñas cuencas de extensión que en su etapa avanzada pueden llegar a coalescer. Estas pequeñas cuencas son en realidad *pull apart basins* que aparecen asociadas a fallas de deslizamiento lateral dispuestas en escalón, que absorben la deformación litosférica producida por la colisión.

Aunque en la actualidad no estén aún bien determinadas las causas y modalidades de la deformación de los zócalos cristalinos, hay ya datos suficientes para comprender que es necesario dar una nueva orientación al análisis morfoestructural de estos sectores, que, según lo aquí expuesto, tendría que tener en cuenta:

1º) Que el esfuerzo distensivo no es el único posible en una deformación continental, pues con frecuencia existen deformaciones compresivas asociadas a las distensivas que para unos se han producido simultáneamente y para otros son la consecuencia de una sucesión de deformaciones tectónicas de estilos diferentes.

2º) Los accidentes tectónicos antiguos juegan como áreas de debilidad cortical y pueden servir para canalizar esfuerzos nuevos.

3º) Lo que se denominan «fases tectónicas» son en realidad etapas de una evolución continua y progresiva de los esfuerzos, que no tienen fronteras en el tiempo y serían sólo localizables donde se ha producido la deformación, aunque la ausencia de ésta no quiere decir que no existan contracciones tangenciales importantes.

4º) Deja de tener sentido la diferenciación entre escudos, y macizos antiguos, pues los caracteres tectónicos de éstos no dependen de sus condiciones intrínsecas sino de la dinámica de la placa en la que están englobados y de ciertas peculiaridades litosféricas y sublitosféricas. En realidad, la mayor parte de lo que se denominan macizos antiguos son conjuntos de relieves fracturados situados en las proximidades de los bordes de placa activos o de los frentes de colisión, como ocurre con los mejor conocidos de todos, situados en Europa y Asia. Los escudos están localizados en el interior de las masas continentales importantes, como las de África y América, asociados generalmente a bordes litosféricos pasivos. No obstante, algunos cratones precámbricos tienen una estabilidad de la litosfera y manto tan grandes que han podido soportar sin apenas deformarse los efectos de una colisión continental, como indican Gordon y Hempton (1986) para el continente indio.

5º) El concepto de geosinclinal regenerado de Tricart, similar en muchos aspectos a la anteclicse reactivada de Belousov, tampoco se diferencia como un sector de especiales condiciones tectónicas. Deformaciones como las que se indican para estas morfoestructuras, e incluso los ejemplos concretos que se citan, son propias de las áreas continentales que han sufrido los esfuerzos tangenciales más intensos.

6º) Los conjuntos de rift son los mejor estudiados y sistematizados en la actualidad, mientras que apenas son considerados otros de gran interés morfoestructural pero menor importancia geológica.

A partir de las hipótesis desarrolladas por los diversos autores que han trabajado sobre la génesis de las morfoestructuras continentales se ha elaborado un cuadro de equivalencias aproximadas.

BIROT	BELOUSOV	ELICART	Tectónicas de placas (various autores)
Maclos antiguos reacción intensa	Anticline cuasit vada	Condorinal regazado	Bordes continentales de colisión
Escudo	Anticline no reactivada	Escudo	Plataforma estable
Maclos antiguos reacción lenta sin volcanismo	Anticline no reactivada	Sietes anti gio	Plataforma estable
Abombamiento con fracturas profundas previas vol- cánicas	Abombamientos lluvánicos un- ciados a fallas primarias	Sistemas reguñerian	Rift activos y pasivos

## RELIEVES ESTRUCTURALES ASOCIADOS A ESTOS TIPOS DE DEFORMACION

El carácter distensivo de los movimientos tectónicos que causan las morfoestructuras más evidentes de los zócalos cristalinos es comunmente admitido, aunque también existen movimientos compresivos, a veces de mayor importancia geoestructural, pero menor capacidad de generación de relieves.

Estructuras totalmente distensivas aparecen en los rift, que si son de origen activo tienen un surco central que nace de la asociación de dos ramas consecutivas de uno o varios puntos de triple unión. Si es un rift pasivo se instala en un sector de debilidad cortical previa, afectado por fracturas de gran importancia y antigüedad de rejuego frecuente, que funcionan como fallas normales cuando aparecen los movimientos distensivos que abren la fosa. Con frecuencia los movimientos distensivos tienen un carácter intermitente y afectan de desigual modo a los distintos sectores del rift, pues el foco principal donde se ejerce la extensión máxima puede variar a consecuencia de combinaciones diferentes de la intensidad del estiramiento cortical y de las características del manto infrayacente (Villemin y otros, 1986).

Existen asimismo sistemas montañosos complejos en el interior de los continentes, de gran altitud, característicos del Asia central y meridional, relacionados con la colisión y superposición de las cortezas continentales de la India y Asia, donde se produce una asociación de fallas de gran ángulo, cabalgamientos y movimientos laterales, responsables de la organización de los arcos montañosos y de la forma almendrada de las depresiones a las que rodean (Taponnier y Molnar, 1979).

Los relieves fallados en los que hay una combinación variable de horst y fosas también son característicos de las áreas continentales. Tienen menor complejidad y altitud que los anteriores y pueden aparecer asociados a una tectónica de colisión, o bien en las proximidades de un borde activo, como ocurre en el margen pacífico de las placas americanas. Estos relieves también se asocian de manras diferentes a los rift, cuencas de retroarco, alineaciones costeras marginales y otros tipos de estructuras relacionados con extensiones litosféricas.

Bajo las perspectivas geomorfológicas actuales se renueva también el interés por las alineaciones costeras marginales, en las que se ve la consecuencia de la evolución dinámica de la corteza continental en un margen pasivo. Un tratamiento adecuado de los mismos exige la atención simultánea a la naturaleza de litosfera y manto, evolución geoestructural de la totalidad del margen, y a las condiciones de la actividad geomorfológica de larga duración (análisis de las superficies de erosión, de la organización y reestructuración de las redes de drenaje, etc.), que permiten además establecer una correlación con la naturaleza y espesor de la carga sedimentaria de la plataforma continental.

Existe una interpretación de estos escarpes marginales realizada por Summerfield (1984 y 1986) y Ollier (1981 y 1984) entre otros, que se basa en la hipótesis de evolución del margen a consecuencia de los abombamientos y depresiones de la corteza que se producen por causa de rift activos. Para Ollier la continuación del movimiento de rotación o basculamiento de los bloques continentales una vez realizada la apertura oceánica, produce el levantamiento de la alineación costera entre una masa continental que sufre una subsidencia *post-rifting* y una plataforma submarina que se hunde progresivamente y aloja cada vez mayor cantidad de sedimentación. Por otro lado Summerfield (1984), en un trabajo sobre el margen continental africano, señala que existen muchas discrepancias entre la cronología del relieve propuesta para Africa por King y la estratigrafía del margen continental reconstruida por sondeos y datos sísmicos, que evidencian que los cambios del nivel de base no llevan inevitablemente a promover un rejuvenecimiento del relieve. Asimismo, señala que mecanismos epigénicos como el de los puntos calientes sublitosféricos y fases de cambio en el manto tampoco parecen capaces de generar las pulsaciones de levantamiento generalizado que requiere el desarrollo de superficies de erosión.

Birot, Godard y colaboradores (1982) hacen también algunas observaciones sobre los márgenes pasivos, y al tiempo que destacan las características más notables de las alineaciones costeras marginales, como la de la estrecha relación entre actividad y juventud del escarpe con la diferenciación de plataforma, pendiente y glacis continental, destacan que el problema de la hipótesis de formación de dichas alineaciones causa de las burbujas térmicas es la persistencia del relieve a medida que el margen se aleja de la fuente cálida. Por ello, aunque no rechazan esta hipótesis, buscan otras relaciones genéticas en los márgenes continentales estudiados, que presentan o no alineaciones costeras según la importancia de las discontinuidades laterales y horizontales de la litosfera y manto o la naturaleza y espesor de éstos. Las bases geofísicas que se alegan van desde una surrección del margen a causa de un aporte de calor por transferencia de materia, que provocan las diferentes densidades de la corteza continental y oceánica (Fleitout y Peulvast, 1982), a diferencias de presión litostática y heterogeneidad del manto superior (Battiau - Queney, 1982), que producen deformaciones en el margen de los continentes que pueden transmitirse hasta unos 400 kilómetros del interior del mismo, a consecuencia de la rigidez relativa de las placas.

Todos los análisis geomorfológicos de estos diferentes tipos de relieves exigen consideraciones globales de las morfoestructuras continentales, lo que es evidentemente una novedad respecto a la geomorfología reciente y actual, que prefiere análisis detallados de fenómenos superficiales de dimensiones medias y pequeñas.

Se despierta por ello el interés por la Mega-Geomorfología, que preferentemente es cultivada por geomorfólogos anglosajones, aunque a veces inician el análisis de los grandes conjuntos de relieve sin una base morfoestructural excesivamente sólida, y parecen expuestos a realizar interpretaciones excesivamente hipotéticas y simplificadoras. Quizás es esto lo que pasa con algunas de las reconsideraciones que se hacen en la actualidad sobre los aplanamientos generalizados que afectan a una buena parte de las superficies continentales, sobre las que Godard llama levemente la atención, pero que Flink (1982) asume con mayor comodidad, remozando la interpretación cimatogénica de King con la más actual teoría de las catástrofes, y apoyándose en la definición de Erhart sobre biostasia / rexiostasia plantea una historia de la Tierra en cortos periodos inestables que interrumpen sistemas estables en equilibrio durante cientos de miles de años. Por el contrario, para la explicación de la génesis de los aplanamientos europeos se buscan causas bastante más complejas; a veces se ha pensado en la atrofia de las raíces siálicas de la cordillera herciniana (Birrot 1958; Godard 1972 y 1977; Klein 1970) así como en la gran cantidad de deformaciones y fragmentaciones que ha sufrido el zócalo europeo durante el Secundario y Terciario, que dan pie a pensar en una topografía deformada y regradada varias veces, más que en una superficie de erosión lenta y continuada. Estas interpretaciones se aprecian en los trabajos de Nonn en Galicia (1966), Brun Ferreira (1980) en el norte de Portugal, y Etlicher (1983) en el Macizo Central francés, entre otros.

En otra escala de dimensión también se han producido notables avances en la interpretación del significado geomorfológico de las fracturas y las fallas que estructuran los relieves de las áreas continentales. Las más destacadas de ellas son:

1º) Las fallas inversas o de desplazamiento horizontal son fragmentos de fallas no reactivadas si se supone que existe una alternancia de etapas de compresión y distensión. Durante la distensión que da lugar a horst y graben sólo se reactivan aquellas fracturas o fragmentos de las mismas que tienen dirección y localización adecuadas a la orientación del eje de esfuerzo máximo.

Si hay movimientos posteriores las fallas normales pueden cambiar el sentido de la inclinación de su plano y como resultado final aparecer horst y graben limitados por fallas inversas.

2º) Si simultáneamente se producen compresiones y distensiones, la relación entre las estructuras de cada una de ellas es diversa: Puede tratarse de áreas superficiales grandes en las que domina la extensión, limitadas por deformaciones compresionales; de pequeñas fosas de distensión asociadas a juegos de falla de desplazamiento horizontal (*pull apart basins*); o bien, en la hipótesis de Bergerat (1980 y 1981-82), de bandas de desplazamiento horizontal subordinadas a grandes estructuras distensivas que transforman y transmiten el movimiento

entre dos segmentos de un graben de direcciones no paralelas.

3º) Puede ocurrir también que las fallas que limitan los horst y fosas sean verticales en profundidad, pero se arqueen hacia los bordes externos de los bloques levantados a consecuencia del desnivel existente con relación a los bloques hundidos, según una interpretación clásica de Belousov (1974).

4º) Existen también juegos de fallas secundarias antitéticas a las principales que aparecen cuando se producen rotaciones de los bloques por suavización en profundidad de la inclinación del plano de falla. Este fenómeno es relativamente frecuente en los rift, en donde aparecen fallas listricas, cuya inclinación menor de 60° disminuye en profundidad, provocando los basculamientos mayores de los bloques y la extensión continental más notable (Ma Xinguyan y otros, 1982).

5º) La velocidad de desnivelación de un mismo escarpe de falla no se mantiene constante, lo que permite la coexistencia de escarpes directos, causados por dislocaciones rápidas, y otros cubiertos por sedimentos a causa de su rejuego en régimen subsidente, que podrían ser asimilados a criptofallas. Esta actividad, que se pone muy claramente de manifiesto en los graben del Nepal, analizados por Fort y otros (1982), afecta a la interpretación tradicional de los escarpes de falla si se pretende darles un significado genético.

Es cada vez más frecuente la inclusión de criterios geomorfológicos en trabajos de investigación que no tienen esta orientación pero que abren perspectivas nuevas a la Geomorfología. Illies y Bauman (1982) destacan cómo los ciclos de erosión-sedimentación producidos por la escorrenia, el hielo y el viento alteran el balance isostático y producen un enorme *input* de energía que favorece la progresión del rift, que en un principio funcionó exclusivamente como un proceso tectónico. Bowman y Gerson (1986) deducen a partir de rasgos morfológicos la actividad neotectónica en el golfo de Elat, y Shunji Ouchi (1985) establece una tipología de las formas aluviales relacionadas con un movimiento tectónico coetáneo a partir de un modelo experimental, para compararlo a continuación con datos reales de valles como el de Río Grande y San Joaquín o la llanura costera de Texas, situadas en áreas de actividad tectónica actual; aunque quizás el más interesante de todos es el estudio de Rockwell y otros (1984) sobre la relación entre la actividad tectónica y la geomorfológica de los abanicos aluviales que se sedimentan al pie de los escarpes de falla activos, estableciendo ecuaciones que relacionen el área de la cuenca y la del abanico aluvial, básicamente diferentes según la actividad mayor o menor de los frentes, de las que surgen tipologías que podrían ser extrapoladas a otros escarpes con rellenos sintectónicos similares.

La renovación de los conocimientos sobre las morfoestructuras continentales está en el momento actual en una fase de investigación directa, en la que se están produciendo continuas aportaciones de nuevos datos y reajustes interpretativos. Las conclusiones generales sobre sus características han de extraerse de los resultados de trabajos individuales y forzosamente no pueden tener la seguridad de hipótesis o valoraciones suficientemente corroboradas.

A consecuencia del cambio que se está produciendo en la interpretación de la base geoestructural de las morfoestructuras de los zócalos cristalinos, quedan vacías de contenido o anticuadas ciertas denominaciones (escudos, macizos antiguos, anteclicses, etc.) que tienen esencialmente un significado tectónico. No obstante, si éstas se rechazan por completo se pierden gran cantidad de matizaciones y relaciones entre hechos morfodinámicos y estructurales que se han ido estableciendo a través de numerosos trabajos teóricos o de investigación directa. Se impone, por lo tanto, una labor de ajuste entre

los conocimientos geomorfológicos y las nuevas orientaciones estructurales.

Por otro lado, queda de nuevo de manifiesto la conveniencia de que el geomorfológico trabaje en equipo con otros especialistas a los que puede aportar puntos de vista de interés, que le permitirían a su vez mantenerse al día en los avances de una investigación de creciente complejidad sobre los caracteres de corteza y manto, la importancia de los grandes accidentes de fractura y los procedimientos de investigación de las deformaciones litosféricas.

## RESUMEN, RESUME, ABSTRACT

*Debido a que el estudio de las formas de relieve de los zócalos cristalinos se interesa por el análisis de las grandes unidades morfoestructurales y de las causas internas que las determinan, en este artículo se repasa la evolución de los conocimientos geofísicos y geoestructurales que han influido más fuertemente en los planteamientos geomorfológicos, para llegar a explicar cómo en el momento actual, debido a las transformaciones que se están produciendo en la interpretación de la dinámica interna terrestre, es indispensable efectuar reajustes y cambios en las argumentaciones, definiciones y modos de análisis que se aplican a estas unidades de relieve.*

\*\*\*

*En raison de l'intérêt que l'étude des formes du relief propres aux socles cristallins a pour l'analyse des grandes unités morphostructurales et pour les causes internes qui les déterminent, on fait, tout au long de cet article,*

*une révision des connaissances géophysiques et géostructurales qui ont influencé d'une manière plus directe les exposés géomorphologiques dans le but d'expliquer la nécessité d'effectuer, aujourd'hui, des réajustements et des changements dans les arguments, les définitions et les modes d'analyse qui s'appliquent à ces unités de relief, compte tenu des transformations qui se produisent actuellement dans l'interprétation de la dynamique interne de la Terre.*

\*\*\*

*Owing to the interest that the study of crystalline socle landforms takes in the large morphostructural units and its internal causes, this paper revises the evolution of geophysical and geostructural knowledges which have prevailed upon geomorphological statements, in order to explain how, owing to the transformations taking place in the interpretations of the internal dynamic of the earth, it is now necessary to make some readjustments and changes in the arguments, definitions and methods of analysis applied to those landform units.*

## BIBLIOGRAFIA

- AGUEDA VILLAR, J. y otros (1983): *Geología*, Rueda, Madrid, 528 pp.
- ALLEGRE (C. J.) y JAUPART, C. (1985): «Continental tectonics and continental Kinetics», *Earth and planetary Science Letters*, pp. 171-186.
- BAKKER (J. P.) y LEVELT, W. M. (1967): «An inquiry into the probability of a polyclimatic development of peneplains and pediments (etchplains) in Europe during the middle and upper Senonian and the Tertiary Periods», *Publ. Serv. Geol. Luxembourg*, pp. 27-75.
- BATTIAU-QUENEY, Y. (1982): «L'exemple du Nord Est de l'Atlantique». En BIROT (P.) y GODARD, A.: «Les bourrelets marginaux des vieux socles», *Bull. Assoc. Géogr. Franc.*, pp. 254-259.
- BELOUSSOV, V. (1971): *Problemas básicos de Geotectónica*, Omega, Madrid, 854 pp.
- BELOUSSOV, V. (1979): *Geología estructural*. Ed. Mir, Moscú, 303 pp.
- BERGERAT, F. (1980): «La fracturation tertiaire de l'Europe du Nord: résultat de la collision Afrique-Europe», *C.R. Acad. Sc. Paris*, pp. 1.521-1.524.
- BERGERAT, F. (1981-82): «Le couloir rhodanien au



- Paléogène: Un analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale», *Revue de Géol. Dyn. et de Géogr. Physique*, pp. 329-343.
- BIROT, P. (1958): *Géomorphologie structurale*, P.U.F., Paris, 2 vols., 464 pp.
  - BIROT, P. (1978): «De quelques problèmes géomorphologiques essentiels» *Hérodote*, N° 12, pp. 97-128.
  - BIROT (P.) y GODARD, A. (1982): «Les bourrelets marginaux des vieux socles», *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, pp. 232-369.
  - BOILLOT, G. (1984): *Geologia de los márgenes continentales*, Masson, Barcelona, 141 pp.
  - BOWMAN (D.) y GERSON, R. (1986): «Morphology of the latest quaternary surface-faulting in the gulf of Elat region, Eastern Sinai», *Tectonophysics*, 128, pp. 97-119.
  - BRUM FERREIRA, A. de (1980): «Surfaces d'aplanissement et tectonique récente dans le nord de la Beira (Portugal)», *Revue de Géol. Dyn. et de Géogr. Physique*, pp. 51-62.
  - CHORLEY (R. J.) y otros (1984): *Geomorphology*, Methuen, Londres, 605 pp.
  - CLOOS, H. (1939): «Hebung, Spaltung, Vulkanismus», *Geol. Rundschau*, pp. 401-527.
  - COQUE, R. (1977): *Geomorphologie*, A. Colin, Paris, 430 pp.
  - DEWEY (J. F.) y BURKE, K. (1974): «Hot spots and continental breakup: Implications for collisional orogeny», *Geology*, vol. 2, pp. 57-60.
  - EMBLETON (C.) Ed. (1983): *Geomorphology of Europe*, Weinheim, 465 pp.
  - ETLICHER, B. (1983): «Structure du socle et morphogénese dans les monts du Forez», *Revue de Géol. Dyn. et de Géogr. Physique*, pp. 75-85.
  - FLEITOUT (C.) y PEULVAST, J. P.: «L'exemple du Bourrelet scandinave». En BIROT (P.) y GODARD, A.: «Les bourrelets marginaux des vieux socles», *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 1982, pp. 245-253.
  - FINKL, Ch. W. (1982): «On the geomorphic stability of cratonic planation surfaces», *Z. Geomorphol.*, 2, pp. 137-150.
  - FORT (M.), FREYTET (P.) y COLCHEN, M. (1982): «Structural and sedimentological evolution of the Thakkhola Mustang Graben (Nepal - Himalaya)», *Z. Geomorphol.*, 42, pp. 75-98.
  - GODARD, A. (1972): «Quelques enseignements apportés par la Massif Central Français dans l'étude géomorphologique des socles cristallins», *Revue de Géol. Dyn. et de Géogr. Physique*, pp. 265-96.
  - GODARD, A. (1977): «Géomorphologie des socles. Les principaux courants de recherche en France», *Revue Géogr. de L'Est.*, pp. 145-69.
  - GORDON (M. B.) y HEMPTON, M. R. (1986): «Collision induced rifting: The Grenville orogeny and the Keeweenawna rift of North America», *Tectonophysics*, 127, pp. 1-25.
  - ILLIES, J. H. (1975): «Recent and paleo - interplate tectonics in stable Europe and the Rhinegraben rift system», *Tectonophysics*, 29, pp. 251-64.
  - ILLIES (J. H.) y BAUMANN, H. (1982): «Crustal dynamics and morphodynamics of Western European Rift System», *Z. Geomorphol.*, 42, pp. 135-65.
  - KLEIN, M. C. (1970): «Evolution acyclique et racines sialiques», *C. R. Acad. de Sc. Paris*, pp. 2.531-34.
  - KLEIN, C. (1974): «Tectogénese et morphogénese armoricaines et periarmonicaines», *Revue de Géol. Dyn. et de Géogr. Physique*, pp. 87-100.
  - MARTONNE, E. (1909): Traducción española, *Tratado de Geografía Física*, tomo 2, Barcelona 1967.
  - MATTAUER, M. (1974): *Les deformations des matériaux de l'écorce terrestre*, Hermann, Paris, 493 pp.
  - MA XINGUYAN, y otros (1982): «Cenozoic graben systems in North China», *Z. Geomorphol.*, 42, pp. 99-116.
  - MORGAN (P.) y BAKER, B. (1983): «Introduction. Processes of continental rifting», *Tectonophysics*, 94, pp. 1-10.
  - NEUGEBAUER, H. (1983): «Mechanical aspects of continental rifting», *Tectonophysics*, 94, pp. 91-108.
  - NONN, H. (1966): *Les régions côtières de la Galice (Espagne)*, *Etude géomorphologique*, Paris, 591 pp.
  - OLLIER, C. D. (1981): *Tectonics and landforms*, Longman, Londres, 322 pp.
  - OLLIER, C. D. (1984): «Morphotectonics of continental margins with great scarpements», en *Tectonic Geomorphology*, Allen and Unwin, Boston, pp. 4-25.
  - PAIN, C. F. (1986): «Geomorphology of metamorphic core complex mountains in Arizona and California», *Z. Geomorphol.*, N.F., 30, pp. 151-66.
  - PENCK, W. (1924): *Die morphologische Analyse*, Stuttgart, 283 pp.
  - PETERSEN, F. F. (1984): «Equilibrium tendency in piedmont scarp denudation, Wasatch Front, Utah», en *Tectonic Geomorphology*, Allen and Unwin, Boston, pp. 209-33.
  - ROCKWELL (T. K.) y otros (1984): «Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California», en *Tectonic Geomorphology*, Allen and Unwin, Boston, pp. 183-207.
  - SHUNJI OUCHI (1985): «Response of alluvial rivers to slow active tectonic movements», *Geological Society of America Bulletin*, pp. 504-15.
  - SIMON GOMEZ, J. L. (1985): «Analysis of a gradual change in stress regime (Example from the Easter Iberian Chain, Spain)», *Tectonophysics*, 124, pp. 37-53.
  - SUMMERFIELD, M. A. (1984): «Plate tectonics and landscape development on the African continent», en *Tectonic Geomorphology*, Allen and Unwin, Boston, pp. 27-51.
  - SUMMERFIELD, M. A. (1986): «Tectonic geomorphology: Macroscale perspectives», *Progress in Physical Geography*, vol. 10, pp. 227-38.
  - TAPONNIER, P. (1977): «Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: Poinçonnement et écrasement rigide - plastique», *Bull. Soc. Géol. France*, pp. 437-60.
  - TAPONNIER, (P.) y MOLNAR, P. (1979): «Active faulting and cenozoic tectonic of the Tien Shan, Mongolia and Baikal regions», *Journal of Geophysical Research*, pp. 3.425-59.
  - TRICART, J. (1968): *Précis de Géomorphologie. I. Géomorphologie structurale*, SEDES, Paris, 322 pp.
  - VAN BEMMELEN, R. W. (1964): «The evolution of the atlantic megaundation», *Tectonophysics*, -1, pp. 385-430.
  - VILLEMIN (T.), ALVAREZ (F.) y ANGELIER, J. (1986): «The Rhinegraben: extension, subsidence and houlder uplift», *Tectonophysics*, 128, pp. 47-59.