

Estructura y metamorfismo del Macizo Hercínico de Rehamna (Meseta Occidental, Marruecos)

Structure and metamorphism of the Hercynian Rehamna Massif (Western Meseta, Morocco)

A. M. Aghzer y R. Arenas

Dpto. de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. Univ. Complutense. 28040 - Madrid. España.

ABSTRACT

The structure of the Rehamna Massif, in the Moroccan Hercynian Belt, can be related to the development of a first compressive regime followed by another one of extensional character. The Skhour Nappe and Eastern Rehamna were emplaced to the W or NW during the compressive regime, simultaneously with the development of prograde metamorphism of barrovian affinity. The extensional tectonic gave rise to different ductil shear zones with contemporary retrogressive metamorphism, which caused the extension of the belt to the NE and to the SE. The extensional regime is at the origin of the marked condensation of the barrovian metamorphic zones.

Key words: *extensional collapse, barrovian metamorphism, Rehamna massif.*

*Geogaceta, 18 (1995), 191-194
ISSN: 0213683X*

Introducción

La estructuración paroxismal del dominio central del Macizo de Rehamna ha sido considerada como debida en buena parte a movimientos transcurrentes sin - metamórficos (Jenny, 1974; Piqué *et al.*, 1982; Lagarde y Michard, 1986). En principio, estos movimientos no pueden generar un engrosamiento cortical susceptible de dar lugar a una evolución metamórfica de afinidad barroviense. Accidentes transcurrentes existen efectivamente, aunque corresponden de hecho a manifestaciones tardías de la deformación hercínica, posteriores al establecimiento del pico térmico regional. Su superposición a las estructuras anteriores no oblitera los rasgos de un régimen anterior de carácter tangencial, cuya presencia ha sido señalada por Sougy (1976), Sougy *et al.*, (1978) y Rais - Assa *et al.*, (1983). El estudio tectónico llevado a cabo en el Macizo de Rehamna ha permitido poner de manifiesto, por una parte, una aloctonía mayor en el seno del sector central y, por otra parte, una importante tectónica extensional desarrollada bajo condiciones metamórficas retrógradas. El objetivo principal de este trabajo es la caracterización de los rasgos estructurales fundamentales del Macizo de Rehamna, junto con la descripción del metamorfismo barroviense asociado.

En un segundo trabajo incluido en este mismo volumen, se describirá la evolución tectonotermal general del macizo.

Geología del Macizo de Rehamna

El Macizo de Rehamna aflora en la Meseta Occidental de Marruecos (Fig. 1a). Su parte meridional ha sido subdividida por Michard (1982) en tres dominios: Rehamna Oriental y Central, afectados por un metamorfismo barroviense que ha dado lugar a una secuencia zonal prograda variable entre la zona de la clorita y la zona de la distena (Fig. 2a), y Rehamna Occidental, no metamórfico. El contacto entre los dos primeros dominios es de naturaleza mecánica, siendo atribuido al funcionamiento de la Zona de Cizalla de Ouled Zedness (ZCOZ) (Figs. 1b y 2), cuyo actividad más reciente muestra las características de una falla normal (Aghzer, 1994). El dominio occidental está separado del dominio central por la Falla Mediana (Fig. 1b), que tiene las características de un accidente normal. El sector estudiado del macizo comprende la mayor parte de Rehamna Central y la parte occidental de Rehamna Oriental (Fig. 1b).

El dominio central incluye sobre todo un conjunto litológico alóctono con materiales cambro - ordovícicos, denominado Manto de Skhour (Fig.

2a); está constituido por pelitas, semipelitas y cuarcitas. Su base está limitada por la Zona de Cizalla de Kef El Mouneb (ZCKM), correspondiente al techo fuertemente cizallado de un conjunto litológico con las características de un autóctono regional (Formación de Kef El Mouneb), que aflora en ventana tectónica en el núcleo de una antiformal de la tercera fase de deformación (Fig. 2). Esta zona de cizalla debió corresponder inicialmente a un accidente tectónico aditivo o cabalgamiento, que está en el origen de la aproximación inicial entre las formaciones de Skhour y de Kef El Mouneb, siendo reactivado posteriormente como una falla normal dúctil (Aghzer, 1994). Las rocas de la Formación de Kef El Mouneb están compuestas esencialmente por materiales conglomeráticos con intercalaciones de niveles pelíticos y semipelíticos ferruginosos. Estos materiales afloran igualmente en sectores no metamórficos del Macizo de Rehamna, en Bleb Mris, donde han sido datados como pertenecientes al Devónico (Gigout, 1956; Hoepffner *et al.*, 1972). El Manto de Skhour está limitado a techo por la ZCOZ (Fig. 2).

El sector oriental se sitúa en el techo del edificio estructural. Incluye tres formaciones litoestratigráficas que son, de muro a techo (Fig. 2a): la formación cambro - ordovícica de Jorf El Ahmar,

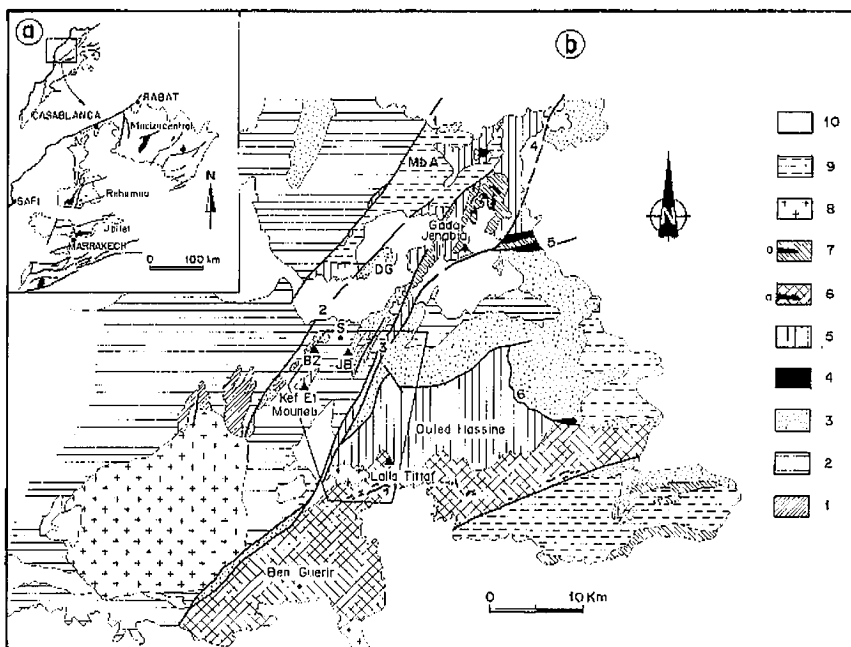


Fig. 1. a) - Localización del Macizo de Rehamna en un esquema geológico de la Meseta de Marruecos. b) - Mapa geológico esquemático del Macizo de Rehamna con la distribución de las formaciones paleozoicas. 1, Cámbrico inferior; 2, Cámbrico medio; 3, Ordovícico; 4, Silúrico; 5, Devónico; 6, Viseense - Namuriense con intercalaciones de metabasitas (a); 7, Viseense superior - Namuriense con intercalaciones de doleritas y gabros (a); 8, granitoides sin-tardí - hercínicos; 9, Autuniense; 10, cobertera post - paleozoica. Fallas: 1, Haut Tarfa; 2, Mediana; 3, Ouled Zedness; 4, Kibane; 5, Aïn Mellah; 6, Jbel Kharrou. S, Skhour; MbA, Mechraa ben Abbou; DG, Draa Guessa; BZ, Batene Zita; JB, Jorf el Beida. Basado en Michard (1982).

Fig. 1. a) - Geological sketch of the Moroccan Meseta with the location of the Rehamna Massif. b) - Schematic geological map of the Rehamna Massif with the distribution of the Paleozoic formations. 1, Lower Cambrian; 2, Middle Cambrian; 3, Ordovician; 4, Silurian; 5, Devonian; 6, Visean - Namurian with metabasite inclusions (a); 7, Upper Visean - Namurian with inclusions of dolerites and gabbros (a); 8, syn - late - Hercynian granitoids; 9, Autunian; 10, post - Paleozoic cover. Faults: 1, Haut Tarfa; 2, Median; 3, Ouled Zedness; 4, Kibane; 5, Aïn Mellah; 6, Jbel Kharrou. S, Skhour; MbA, Mechraa ben Abbou; DG, Draa Guessa; BZ, Batene Zita; JB, Jorf el Beida. Based in Michard (1982).

constituida esencialmente por pelitas y cuarcitas (Jenny, 1974), la formación devónica de El Broumi - Ouled Hassine, correspondiente a una serie pelítica con intercalaciones de cuarcitas y metabasitas, y la Formación de Lalla Tittaf, de edad atribuida al Tournaisiense a Viseense (Aghzer, 1994), que incluye metapelitas y semipelitas con intercalaciones de metabasitas, ortogneises, rocas calco - silicatadas y mármoles. Las dos primeras formaciones están separadas por la Zona de Cizalla de El Broumi (ZCEB), con características de falla normal dúctil (Fig. 2).

Estructura

El sector estudiado del Macizo de Rehamna ha sido afectado por tres fases de deformación hercínicas, denominadas D1, D2 y D3.

En las formaciones de Skhour y de Jorf El Ahmar la primera fase de deformación originó pliegues de extensión kilométrica (Fig. 2), definiendo regionalmente unos anticlinales de dirección NE - SW, de vergencia NW y de débil buzamiento axial hacia el NE (Jenny, 1974; Piqué *et al.*, 1982). Estos pliegues desarrollan una esquistosidad de plano axial S1 de carácter regional y muestran frecuentemente ejes curvados. En los otros sectores del macizo no se conservan pliegues relacionados con D1; las únicas estructuras de D1 que se encuentran son planos S1 preservados localmente de los procesos de transposición en las charnelas P2.

La segunda fase de deformación se caracteriza por la sucesión temporal de dos regímenes tectónicos: un régimen compresivo, precoz, y un régimen extensional, tardío. Con la tectónica com-

presional se relacionan la ZCKM y el límite tectónico oriental de la ZCOZ, que son responsables, respectivamente, del cabalgamiento de la Formación de Skhour sobre la Formación de Kef El Mouneb, y de Rehamna Oriental sobre Rehamna Central (Fig. 2). Las estructuras D₂ compresionales caracterizan regionalmente las formaciones de El Broumi - Ouled Hassine y de Lalla Tittaf; están por el contrario restringidas a bandas estrechas de deformación penetrativa en las formaciones de Skhour y de Jorf El Ahmar, habiéndose desarrollado siempre en las zonas de contacto con la ZCKM (caso de la Formación de Skhour) o con la ZCOZ (caso de la Formación de Jorf El Ahmar). Estas estructuras corresponden a unos pliegues P₂ de tamaño métrico a milimétrico, de tipo isoclinal y ejes a veces curvados; están orientados N - S a NE - SW, presentan un débil buzamiento axial hacia el N a NE y son vergentes hacia el W a NW. Estos pliegues desarrollan una esquistosidad de plano axial S₂ penetrativa, que evoluciona a menudo hacia una foliación milonítica cerca de (caso de la ZCKM) o en (caso del límite tectónico oriental de la ZCOZ) las zonas de cizallamiento. Los criterios de cizallamiento según las lineaciones de estiramiento indican que el desplazamiento compresional de Rehamna Oriental y de la Formación de Skhour está dirigido desde el E - SE hacia el W - NW.

La tectónica extensional sin - D₂ da lugar al funcionamiento de la ZCKM, reactivada como falla normal, de la ZCEB y del límite tectónico occidental de la ZCOZ (Fig. 2). Estas zonas de cizallamiento extensionales corresponden a unos "detachments" comparables a aquellos que se han descrito en ciertos complejos metamórficos profundos (Davis, 1980; Coney, 1984; Hodges *et al.*, 1987; Malavieille, 1987; Sandiford, 1989; Sonder *et al.*, 1987; Escuder Viñete *et al.*, 1994; entre otros). Originan una esquistosidad S₂ penetrativa, que evoluciona a menudo hacia una foliación milonítica que oblitera casi completamente las estructuras anteriores. Las lineaciones de estiramiento que acompañan a la esquistosidad S₂ de la ZCKM y del límite tectónico occidental de la ZCOZ, buzanan hacia el NE; las asociadas a la foliación de la ZCEB buzanan por el contrario hacia el SE (Fig. 2a). Los marcadores cinemáticos asociados a las fábricas planares S₂ indican un desplazamiento de las formaciones de Skhour y de Jorf El Ahmar desde el

SW hacia el NE, y una translación del bloque devono - viseense oriental (formaciones de El Broumi - Ouled Hassine y de Lalla Tittaf) desde el NW hacia el SE.

Una tercera fase de deformación origina posteriormente pliegues P₃ que repliegan a las estructuras anteriores.

Metamorfismo

Las litologías pelíticas y semipelíticas muestran una zonación metamórfica típicamente barroviense, que progresa desde la zona de la clorita hasta la de distena (Fig. 2a). Las asociaciones minerales características de cada zona metamórfica están recogidas en la Tabla 1, donde también se incluyen las asociaciones de las metabasitas intercaladas en los metasedimentos de la zona de la estauroлита del sector oriental.

Lejos de las zonas de cizalla extensionales, las fábricas planares (S₁ o S₂) de las metapelitas y semipelitas de bajo grado están definidas por la orientación de estilpnomelana, moscovita, clorita y biotita; estos mismos minerales muestran igualmente disposiciones aleatorias sobre los planos S₂, lo que sugiere un crecimiento post - esquistoso. En las rocas de mayor grado metamórfico, el granate aparece generalmente envuelto por la esquistosidad S₁ o S₂, e incluye una esquistosidad interna (S_i) que adopta unas formas de rotación sin - cinemática. La estauroлита muestra globalmente las mismas generaciones que el granate; su crecimiento ha continuado sin embargo después del desarrollo de la fábrica planar S₂. La ilmenita y el rutilo también participan en la definición de los planos S₁ y S₂; los núcleos de las ilmenitas preservan con frecuencia restos de rutilo desestabilizados.

El desarrollo de las fábricas planares S₂ de las fallas normales, está asociada a una evolución metamórfica retrógrada fuertemente descompresiva. La esquistosidad de estas zonas de cizallamiento contiene: a) cristales de distena, de aparición restringida a la ZCKM y a la falla normal de la ZCOZ; en la ZCKM, este mineral define igualmente los planos S₁ preservados localmente en las charnelas P₂; b) cristales de andalucita, en las proximidades de la ZCEB y de la ZCOZ, en parte relacionados con la intrusión de pequeños cuerpos de granitoides tardi - D₂.

Las zonas metamórficas individualizadas durante la deformación hercínica están limitadas por isograsas plegadas por la tercera fase de deformación

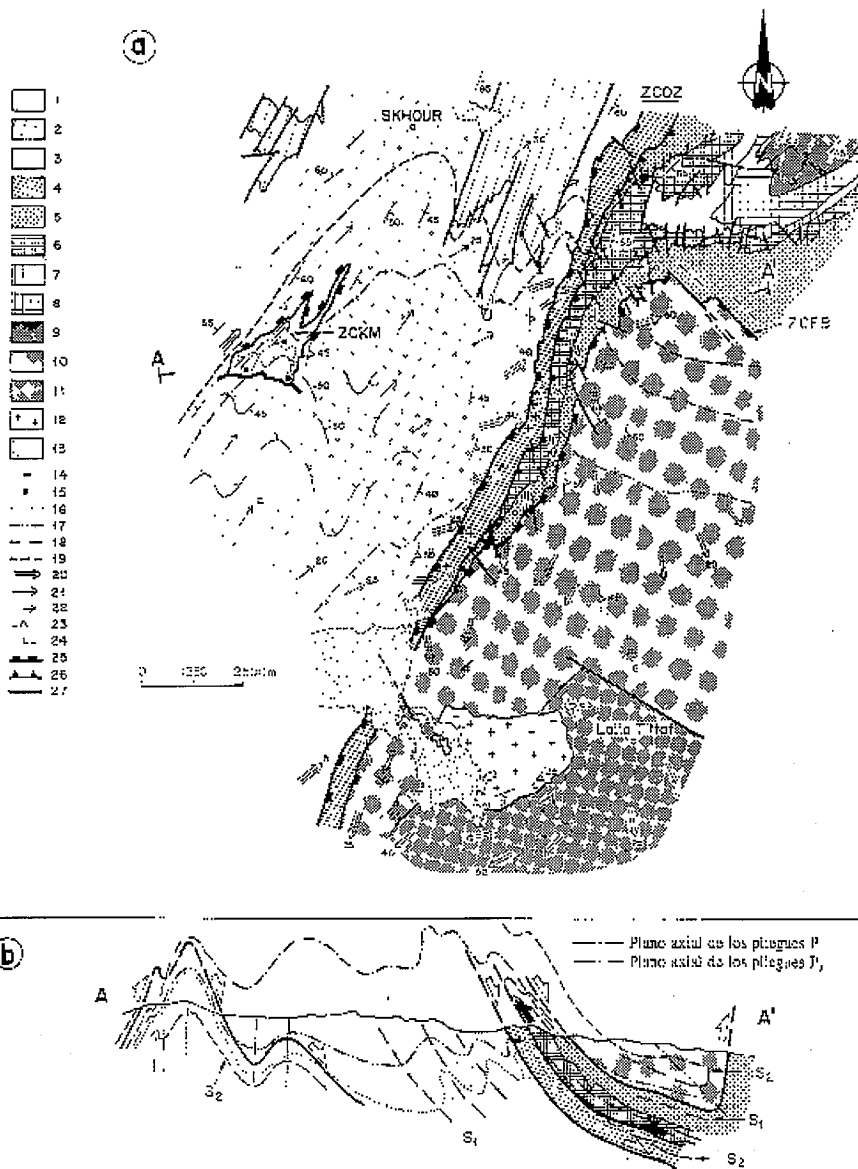


Fig. 2. a) - Mapa geológico simplificado de la región de Skhour. 1, Cámbrico de la Formación de Skhour; 2, Ordovícico de la Formación de Skhour; 3, Devónico de la Zona de Cizalla de Kef El Mouneb; 4, Devónico de la Zona de Cizalla de Ouled Zedness; 5, 6, 7 y 8, Ordovícico de la Formación de Jorf El Ahmar; 9, Cámbrico de la Formación de Jorf El Ahmar; 10, Devónico de la Formación de El Broumi - Ouled Hassine; 11, Tournaisiense a Viseense de la Formación de Lalla Tittaf; 12, granitoides sin a tardi - hercínicos; 13, recubrimientos recientes; 14, localidades con distena; 15, localidades con estauroлита; 16, isograda de la distena; 17, isograda de la estauroлита; 18, isograda del granate; 19, isograda de la biotita; 20, lineación de estiramiento asociada a la tectónica extensional tardi - D₂; 21, lineación de estiramiento asociada a los estadios compresivos de la segunda fase de deformación; 22, lineación de estiramiento asociada a la primera fase de deformación; 23, plano de esquistosidad S₂; 24, plano de esquistosidad S₁; 25, falla normal dúctil; 26, cabalgamiento; 27, fallas indiferenciadas. b) - Corte geológico.

Fig. 2. a) - Simplified geological map of the Skhour region. 1, Cambrian of the Skhour Formation; 2, Ordovician of the Skhour Formation; 3, Devonian of the Kef El Mouneb Shear Zone; 4, Devonian of the Ouled Zedness Shear Zone; 5, 6, 7 and 8, Ordovician of the Jorf El Ahmar Formation; 9, Cambrian of the Jorf El Ahmar Formation; 10, Devonian of the El Broumi - Ouled Hassine Formation; 11, Tournaisian to Visean of the Lalla Tittaf Formation; 12, syn - late - Hercynian granitoids; 13, recent cover; 14, kyanite locality; 15, staurolite locality; 16, kyanite isograd; 17, staurolite isograd; 18, garnet isograd; 19, biotite isograd; 20, stretching lineation associated to the late - D₂ extensional tectonic; 21, stretching lineation associated to the compressive stage of the second deformation phase; 22, stretching lineation associated to the first deformation phase; 23, S₂ schistosity; 24, S₁ schistosity; 25, ductile normal fault; 26, thrust; 27, undifferentiated faults. b) - Geological cross - section.

Zona de la clorita	Metapelitas y semipelitas Chl + ms + qtz ± pl + ilm ± rt
Zona de la biotita	Metapelitas y semipelitas Bt + ms + qtz ± chl ± pl + ilm ± rt
Zona del granate	Metapelitas y semipelitas Grt + bt + ms + qtz ± chl ± pl + ilm ± rt
Zona de la estauroлита	Metapelitas St + grt + bt + ms + qtz + + pl ± chl + ilm ± rt
	Metabasitas Hbl + qtz + pl ± grt + ilm ± rt ± spn + cal czo
Zona de la distena	Metapelitas St + bt + ms + qtz + pl ± grt + ilm ± rt (ZCKM y ZCOZ)
	Ky + ms + qtz + pl ± st ± bt ± chl + ilm ± rt (ZCKM y ZCOZ)

Tabla 1.- Asociaciones minerales más características de las metapelitas, semipelitas y metabasitas. Las abreviaturas minerales son las propuestas por Kretz (1983).

Table 1.- Representative mineral assemblages in the metapelites, semipelites and metabasites. Mineral abbreviations according to Kretz (1983).

(Fig. 2). A partir del estudio de las relaciones deformación - cristalización, puede concluirse que la definición última de las zonas de la clorita, biotita y estauroлита se establece durante los estadios precoces de la tercera fase de deformación. Este hecho permite explicar la discordancia entre las isogradas de las zonas metamórficas en cuestión y las trazas cartográficas de la ZCOZ y de la ZCEB, cuyo funcionamiento fue contemporáneo con la segunda fase de deformación (Fig. 2a). La isograda del granate es, por el contrario, polícrona; resulta contemporánea con: a) la primera fase de deformación en las formaciones de Skhour y de Jorf El Ahmar; b) los estadios compresivos de la deforma-

ción D₂ en las formaciones de El Broumi - Ouled Hassine y de Lalla Tittaf, así como en las bandas de deformación sin - esquistosa desarrolladas en las formaciones de Skhour y de Jorf El Ahmar en sus contactos con la ZCKM y la ZCOZ; c) la tectónica extensional tardi - D₂ en las fallas normales.

Como resultado de la tectónica extensional las zonas metamórficas han sufrido una fuerte condensación, que se refleja en las distancias relativamente pequeñas, del orden de 5 - 6 km, que separan, lejos de las zonas de cizallamiento, la zona de la clorita de la zona de la estauroлита (Fig. 2a). En la ZCKM y en la ZCOZ, la coincidencia local de la isograda St (+) con la isograda Ky (+)

(Fig. 2) da cuenta de la condensación; ésta resulta particularmente espectacular en la primera zona de cizallamiento, donde el tránsito desde la zona de la biotita a la de distena se realiza en una distancia no superior a 250 - 300 m (Fig. 2).

Referencias

Aghzer, A. M. (1994): *Tesis*, Univ. Complutense de Madrid. 358 p.
 Coney, P. J. (1984): *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, 28, 177 - 186.
 Davis, G. H. (1980): *Jour. Geol. Soc. Amer., Spec. Publ.*, 153, 79 - 129.
 Escuder Viruete, J.; Arenas, R. & Martínez Catalán, J. R. (1994): *Tectonophysics*, 238, 1 - 22.
 Gigout, M. (1956): *Trav. Inst. Cherif. et Serv. Géol. Géogr. Phy.*, 4, 149 p.
 Hodges, K. V.; Walker, J. D. & Wernicke, B. P. (1987): *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, 28, 393 - 408.
 Hoepffner, C.; Jenny, P.; Michard, A. & Piqué, A. (1972): *C.R. Acad. Sci. Paris*, 275, 1737 - 1790.
 Jenny, J. (1974): *Thèse 3eme cycle*. Univ. Strasbourg. 120 p.
 Kretz, R. (1983): *Amer. Miner.* 68, 277 - 279.
 Lagarde, J. L. & Michard, A. (1986): *Jour. Struct. Geol.*, 8, 483 - 492.
 Malavieille, J. (1987): *Jour. Struct. Geol.*, 6, 617 - 638.
 Michard, A. (1982): *Not. Mém. Ser. Géol. Maroc*, 303, 180 p.
 Piqué, A.; Hoepffner, C.; Jenny, J.; Guezou, J. C. & Michard, A. (1982): *Not. Mém. Ser. Géol. Maroc*, 303, 86 - 129.
 Rais - Assa, R.; Cornée, J. J.; Muller, J. & Sougy, J. (1983): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, 783 - 786.
 Sandiford, M. (1989): *Geology*, 17, 449 - 453.
 Sonder, L. J.; England, P. C.; Wernicke, B. P. & Christiansen, R. L. (1987): *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, 28, 177 - 186.