

Structure thermique de la lithosphère à travers la limite des plaques Ibérie - Afrique par modélisation intégrée du flux de chaleur, de la densité et de la topographie le long d'un transect N-S à 3° Ouest

Abdelkrim RIMI¹, Herman ZEYEN², Yassine ZARHLOULE³, Antonio CORREIA⁴
Julio CARNEIRO⁴, Taj-Eddine CHERKAOUI⁵

1. Université Mohammed V – Agdal, Institut Scientifique, Département des Sciences de la Terre, Laboratoire de Physique du Globe, Avenue Ibn Battouta, B.P. 703 Agdal, 10106 Rabat, Maroc. e-mail : rimi@israbat.ac.ma
2. Université Paris-Sud, Département des Sciences de la Terre, F91405 Orsay Cedex, France.
3. Université Mohamed I, Faculté des Sciences, Bd Mohamed VI, B.P. 524, 60000 Oujda, Maroc.
4. Université d'Évora, Département de Physique et Centre de Géophysique, Rua Romão Ramalho 59, Évora, Portugal.
5. Cité Dyar, Salé, Maroc.

Résumé. Un modèle numérique basé sur l'interprétation conjointe des données de distribution thermique et de masse présente une lithosphère exceptionnellement mince sous l'Alboran et le Rif (60 à 90 km). La distribution de température qui en résulte sous le Rif et la mer d'Alboran montre que la profondeur correspondant à 450 °C n'excède pas 20 km. Ce résultat est en accord avec la diminution de l'activité sismique à partir de 20 km de profondeur qui pourrait correspondre à la base de la zone sismogénique.

Mots clés : modèle numérique, température, densité, lithosphère mince, mer d'Alboran, Rif.

Lithospheric thermal structure across the limit of Iberia - Africa plates by the combined modelling of heat flow, density and topography along the 3°W N-S transect.

Abstract. A digital model based on the joint interpretation of thermal and density distribution data presents an exceptionally thin lithosphere beneath Alboran and Rif domains (60 to 90 km). The resulting temperature distribution beneath the Rif and the Alboran sea shows that the depth corresponding to 450 °C does not exceed 20 km. This result is in agreement with the reduction in the seismic activity starting from 20 km depth, which could correspond to the base of the seismogenic zone.

Key words: thermal digital model, lithosphere, Alboran, Rif, volcanism, seismogenic zone.

INTRODUCTION

Sur la base de la dépendance de nombreuses propriétés du sous-sol (densité des roches, vitesse sismique et conductivité électrique) vis-à-vis de la température et du flux de chaleur terrestre, plusieurs travaux ont essayé de modéliser la structure lithosphérique au Maroc (Rimi 1999, Torné *et al.* 2000, Frizon de Lamotte *et al.* 2004, Serrano *et al.* 2003, Teixell *et al.* 2005, Zeyen *et al.* 2005, Missenard *et al.* 2006).

Afin de contribuer à la connaissance de la structure de la lithosphère s'étendant depuis le Sud-Est de l'Espagne et le bassin d'Alboran jusqu'à l'Haut Atlas oriental (Fig. 1), nous avons procédé à une interprétation conjointe des données de flux de chaleur terrestre, de la pesanteur, du géoïde et de la topographie.

La section est située à l'est de l'Arc de Gibraltar, qui fait actuellement l'objet de nombreuses études géologiques, géophysiques et géodynamiques. Ces investigations montrent une croûte et une lithosphère amincies, avec un épaissement rapide en direction des Cordillères Bétiques et du Rif.

L'amincissement lithosphérique sous la mer d'Alboran et l'épaississement sous les deux rives de l'Arc de Gibraltar adjacent a été à la base de modèles géodynamiques comme l'ablation convective et le collapse orogénique, la délamination mantellique et la subduction active (par ex. Royden 1993, Zeck 1996, Platt & Vissers 1989 et Seber *et al.* 1996). A l'Est, la mer d'Alboran se poursuit par le bassin algérien à croûte océanique (Ziegler 1992).

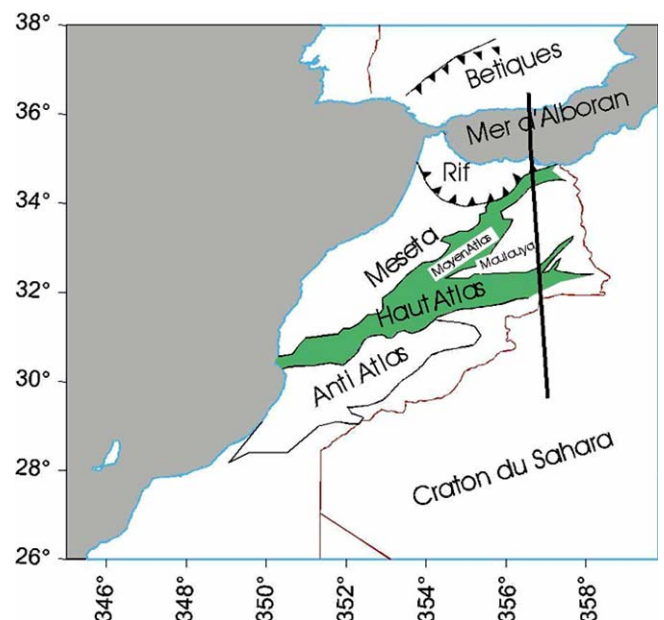


Figure 1. Domaines structuraux majeurs du Maroc (Provinces du Nord).

Si la sismicité de l'Arc Bético-Rifain reste diffuse et de profondeur faible à intermédiaire, elle présente, dans la mer d'Alboran et le Rif, la plus forte concentration d'épicentres. En mer, les foyers les plus actifs sont situés près des côtes au large de la région d'Al Hoceima et de Melilla - Nador (Buforn *et al.* 1988, 1995, Cherkaoui 1988, El Alami *et al.* 2004 et Peláez *et al.* 2005). Sur le continent, les épicentres

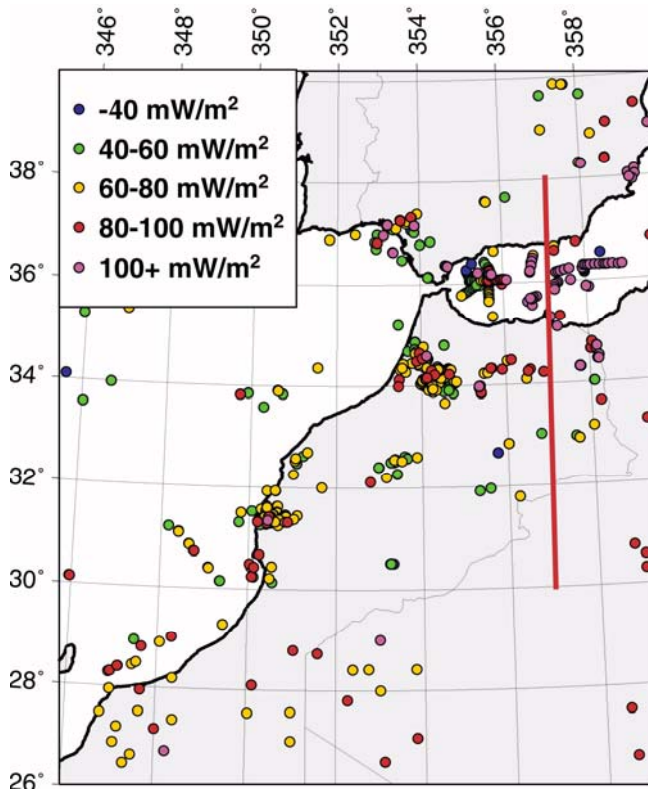


Figure 2. Carte de distribution de la densité de flux de chaleur terrestre dans l'Arc de Gibraltar montrant l'emplacement du géotranssect 3°W.

ne dépassent guère le front des nappes pré-rifaines. La distribution des profondeurs des foyers sismiques, la structure de vitesse révélée par la tomographie sismique (Seber *et al.* 1996, Calvert *et al.* 2000) et les observations GPS (Fadil *et al.* 2006) suggèrent une structure lithosphérique complexe.

Du point de vue géothermique, le flux de chaleur en surface devient anormalement élevé (80-140 mW.m⁻²) à l'est d'Al Hoceima en direction de la mer d'Alboran et le sud de l'Espagne (Fig. 2). De même, la carte de pesanteur à l'air libre montre à l'ouest du méridien 4°W, une grande anomalie négative qui devient positive et voisine de zéro à l'est (Van den Bosch 1971). Le calcul unidimensionnel des géothermes en fonction du flux de chaleur en surface du Maroc (Rimi 1999), avait permis d'évaluer les flux de chaleur mantelliques sous la mer d'Alboran, le Rif et les Atlas respectivement à 62 mW.m⁻², 47 mW.m⁻² et 40 mW.m⁻². Cependant, cette estimation contient une incertitude relativement importante puisque la température au Moho (T_{moho}) est à ± 150 °C.

La base de la lithosphère thermique correspond à la température 1350 ± 50 °C) et dépend de la pression et de la température qui doivent varier surtout dans une région de montagnes jeunes comme dans le cas de l'Arc Bético-Rifain et les Atlas. Il serait difficile à partir de modèles à 1D de formuler des implications sur le comportement thermique de la lithosphère dans une telle région, où les hétérogénéités de conductivité thermique et de production de chaleur dans la croûte sont significatives ; les observations de flux de chaleur en surface demeurent à elles seules limitées pour étudier la structure thermique lithosphérique.

Pour pallier cette incertitude et connaître l'extension de l'anomalie thermique en profondeur, la présente note expose une modélisation lithosphérique à deux dimensions le long d'un profil N-S le long du méridien 3°W, sur la base d'une analyse combinée des données de température, de pesanteur et de topographie, et contraint par des données géologiques et sismiques. La coupe lithosphérique s'étend depuis le Sud-Est de l'Ibérie, passe près de Nador, traverse le Rif oriental, la terminaison septentrionale du Moyen Atlas (Bassin de Guercif) et le Haut Atlas oriental. Vers le sud, elle atteint le domaine saharien d'Algérie.

Une attention particulière est portée aux relations entre les valeurs du flux de chaleur en surface, la profondeur des foyers des séismes majeurs, et l'épaisseur de la croûte seismogénique où s'effectue la transition des zones à tectonique cassante aux zones ductiles.

METHODOLOGIE ET BASE DE DONNEES

Le modèle numérique utilisé est basé sur l'interprétation conjointe des données de distribution thermique et de la densité. L'approche de modélisation recherche l'ajustement des données du flux de chaleur terrestre en surface, de la pesanteur, du géoïde et de la topographie le long du profil, en considérant des conditions d'isostasie en équilibre local. Afin de calculer les densités *in situ*, la distribution de la température doit être d'abord calculée. Nous avons utilisé un algorithme d'éléments finis développé par Zeyen & Fernandez (1994), qui tient compte de la dépendance de la densité des matériaux terrestres vis-à-vis de la température, avec les conditions limites suivantes : température de surface constante (15°C), absence de flux de chaleur latéral aux limites verticales du modèle, et une température constante de 1350°C à la base de la lithosphère. L'algorithme de modélisation est basé sur le fait que la pesanteur, le géoïde et la topographie dépendent tous de la distribution des densités, mais cette dépendance diffère selon la distance à la source (Zeyen & Fernandez 1994). La topographie reflète les variations de la densité moyenne de la lithosphère. L'effet des variations de la densité sur les anomalies de pesanteur décroît proportionnellement à $1/r^2$, tandis que les ondulations du géoïde diminuent proportionnellement à $1/r$.

Pour cela, une grille d'éléments finis est superposée à une structure prédéfinie se composant d'un certain nombre de corps géologiques correspondant aux sédiments, à la croûte continentale supérieure et inférieure, à la croûte océanique et au manteau lithosphérique. Ces corps sont caractérisés chacun par leur densité, leur conductivité thermique et leur production de chaleur constantes (Tab. I).

La profondeur de la base de la lithosphère est modifiée de façon interactive afin de trouver le meilleur ajustement au modèle. Une fois la distribution des températures déterminée, les densités sont évaluées à chaque nœud de la grille, et avec cette distribution des densités, les anomalies de la pesanteur, du géoïde et de la topographie sont calculées.

La topographie est calculée en supposant un équilibre isostatique local avec une profondeur de compensation prise au point le plus profond de la lithosphère, à l'intérieur

Tableau I. Propriétés des différents corps du modèle.

Corps du modèle	Production de chaleur W/m ³	Conductivité thermique W/(K x m)	Densité kg/m ³
Sédiments	2 x 10 ⁻⁶	2	2300 à 2400
Croûte supérieure	2.5x10 ⁻⁶	3	2770
Croûte inférieure	2x10 ⁻⁷	2.1	2900
Manteau lithosphérique	2x10 ⁻⁸	3,2	dépendant de la température

de l'espace du modèle. Les variations de la topographie obtenues sont calibrées par rapport à la bathymétrie moyenne de la ride médio-océanique (Lachenbruch & Morgan 1990), selon la formule suivante appliquée à chaque colonne du modèle :

$$E = \left[\frac{\rho_a - \bar{\rho}_l}{\rho_a} \right] L - L_0 \quad (E > 0) \quad (1)$$

$$E = \left[\frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_e} \right] \left(\frac{\rho_a - \rho_l}{\rho_a} L - L_0 \right) \quad (E < 0) \quad (2)$$

où ρ_a est la densité de l'asthénosphère (3200 kg/m³); $\bar{\rho}_l$ est la densité moyenne de la lithosphère en kg/m³ calculée le long des colonnes basées sur les corps définis (cf. description ci-dessous) (2000-3200 kg/m³). L est l'épaisseur de la lithosphère (y compris la topographie E , $E > 0$ topographie, $E < 0$ bathymétrie) (Fig. 3); L_0 est la profondeur de la surface asthénosphérique libre, c'est à dire sans aucune charge lithosphérique. La valeur de L_0 , qui peut être vue comme une constante de calibration, est calculée par l'équation (2) avec les paramètres d'une colonne lithosphérique moyenne sur la ride médio-océanique ($L_0 = 2380$ m) selon Lachenbruch & Morgan (1990).

Des variations de la densité moyenne de la lithosphère et donc de la topographie peuvent être induites par des variations de la densité de la croûte et/ou de son épaisseur ou des variations de la température du manteau lithosphérique.

En raison de la dilatation, la densité du manteau lithosphérique varie avec la température tandis que la zone entre la profondeur de compensation et la base réelle de la lithosphère est remplie de matériel asthénosphérique de densité constante (Fig. 3).

La topographie est sensible aux variations latérales de la densité moyenne au dessus d'une certaine surface de compensation. Ce niveau est défini dans l'asthénosphère qui est supposée avoir une viscosité suffisamment petite pour relâcher les contraintes de cisaillement à des échelles de temps géologiquement courtes et avoir une densité constante.

La distribution de la température dans la lithosphère est souvent évaluée en utilisant le flux de chaleur et d'autres données comme l'épaisseur lithosphérique à partir de la tomographie des ondes de surface ou des ondes S. Comme

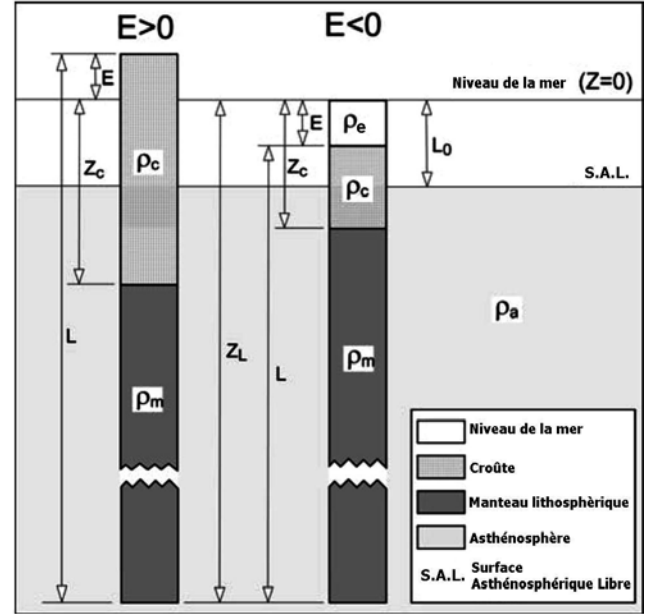


Figure 3. Modèle lithosphérique utilisé et composé de deux couches, la croûte de densité ρ_c et le manteau lithosphérique de densité ρ_m plus l'eau de mer et l'asthénosphère de densité respectives ρ_e et ρ_a . E est l'élévation ($E > 0$ topographie, $E < 0$ bathymétrie), z_c et z_L sont les profondeurs respectives des limites croûte : manteau et lithosphère : asthénosphère par rapport au niveau de la mer. L est l'épaisseur totale de la lithosphère, et L_0 est la profondeur de la surface asthénosphérique libre, i.e. sans aucune charge lithosphérique.

la relation entre les vitesses sismiques et les températures n'est pas très bien connue et peut dépendre fortement de la présence de fluides dans le manteau, nous préférons baser notre modèle sur la relation entre les températures et les densités, définie par le coefficient d'expansion thermique α . L'augmentation de la température entraîne une décroissance de la densité selon la relation suivante (Parsons & Sclater 1977) :

$$\rho(T) = \rho_a [1 - \alpha(T - T_a)] \quad (3)$$

où $\rho(T)$ est la densité à la température $T(^{\circ}\text{C})$, α est le coefficient d'expansion thermique ($3,5 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$), ρ_a (kg/m^3) est la densité à la température T_a à la frontière lithosphère-asthénosphère définie comme isotherme 1350°C .

Ces variations de la densité du manteau associées aux variations latérales de l'épaisseur et de la lithologie de la croûte influencent ensemble l'accélération de la pesanteur, l'élévation du géoïde et la topographie.

Les anomalies de la pesanteur calculées en deux dimensions (Talwani *et al.* 1959), sont sensibles aux variations de la densité dans la croûte, tandis que les ondulations du géoïde et la topographie reflètent des variations de la densité en profondeur, et sont plutôt sensibles à l'épaisseur lithosphérique. Pour le calcul du géoïde, nous avons converti les éléments triangulaires de la grille en prismes rectangulaires avec une grande extension latérale pour simuler les anomalies à 2 dimensions et calculer l'anomalie selon le développement de Zeyen *et al.*

(2005). En dépit de leur variabilité latérale significative et leur répartition géographique hétérogène, les données de flux de chaleur terrestre compilées par Rimi *et al.* (1998, 2005), constituent un autre paramètre de contrôle de la distribution de la température et de la production de chaleur radioactive en fonction de l'épaisseur de la lithosphère.

Toutes les données de topographie et de pesanteur à l'air libre utilisées ont été empruntées des données mondiales disponibles sur le site <ftp://topex.ucsd.edu/pub>. Les données sur la topographie ont des incertitudes estimées à moins de 20 m sur le continent et 200 m en mer. Les données sur l'anomalie de Bouguer au Maroc ont été prises d'un ensemble de données numérisées par Hildenbrand *et al.* (1988). On estime l'incertitude sur les données de pesanteur à l'air libre à 3 - 5 mGal en mer (Sandwell & Smith 1997), tandis que l'erreur sur les données de l'anomalie de Bouguer au Maroc est de moins de 1 mGal (Van den Bosch 1971). La majeure partie de ces données a été obtenue avec la correction topographique de moins de 0,5 mGal ; localement, ces corrections peuvent atteindre un maximum de 6 mGal. La hauteur du géoïde a été empruntée du modèle EGM96 global (Lemoine *et al.* 1998) avec des erreurs de moins de 30 cm (<http://cddis.gsfc.nasa.gov/926/egm96/content.s.html>). Afin d'éviter des effets des variations de densité sub-lithosphériques sur le géoïde, nous avons enlevé la signature de géoïde correspondant aux harmoniques sphériques développés jusqu'au degré et ordre 8 (Bowin 1991). Puisque nos calculs ont été effectués à deux dimensions, il est important d'avoir une mesure de la variabilité des données dans la direction perpendiculaire au profil ; pour éviter des extrema locaux de petite taille, les différents ensembles de données ont été ramenés à une moyenne tous les 5 km sur une bande large de 50 km des deux côtés du profil (100 km pour les données de flux de chaleur) et l'écart type des données dans ces bandes, qui est partout plus grand que l'incertitude de données à chaque point, est considéré comme représentant l'incertitude de nos données. La figure 4 montre ces données représentées pour chaque modèle par des cercles avec des barres d'erreur qui correspondent à l'écart-type des données dans la bande. L'épaisseur de la croûte est estimée à partir des données de sismique réfraction (Hatzfeld *et al.* TWGDSSAS 1978).

DESCRIPTION DE LA SECTION TRANSVERSALE LITHOSPHERIQUE

La figure 4 illustre les résultats de la modélisation lithosphérique le long du profil NS-3°W. Les coupes y montrent les valeurs observées et calculées du flux de chaleur terrestre (a), des anomalies à l'air libre et de Bouguer (b), du géoïde (c) et de l'élévation (d) et la structure lithosphérique. Cette étude met en évidence la géométrie mince de la base de la lithosphère thermique sous la mer d'Alboran, en accord avec les résultats de Torné *et al.* (2000).

La croûte au-dessous des Cordillères Bétiques et du Rif est épaisse de 25-39 km ; elle se réduit au-dessous de la mer d'Alboran à 12-20 km, mais reste de nature continentale. Dans ce modèle, la base de la lithosphère se trouve à une profondeur de 60-80 km sous le Rif, 80-120 km sous le

Haut Atlas et plus de 140 km sous l'Anti-Atlas. Vers le sud, elle s'approfondit progressivement vers 140 km sous le craton saharien, les mêmes valeurs ont été trouvées par Teixell *et al.* (2005) et Missenard *et al.* (2006), alors que Zeyen *et al.* (2005) avaient trouvé 160-180 km, mais ceci reste en accord avec les valeurs prévues globalement pour les terrains précambriens (Artemieva & Mooney 2001, Poudjom-Djomanietal 2001).

Les résultats du modèle sont en bon accord avec les données observées, avec quelques exceptions liées au manque d'ajustement local, probablement attribuables à des processus de courte période qui ne sont pas considérés dans le modèle. Ainsi, les décalages de la topographie entre les valeurs observées et calculées, ne dépassant les 300 m et notés sur les Atlas et la mer d'Alboran, peuvent être expliqués par une topographie locale et/ou des effets de sédiments ou de flexure lithosphérique qui ne sont pas pris en compte par le modèle. Cependant, la tendance régionale calculée correspond à la tendance observée, ce qui suggère que la région d'étude est essentiellement en équilibre isostatique local.

La section (a) montre les valeurs du flux de chaleur calculées et observées, avec des barres d'erreur indiquant un degré relativement plus élevé de dispersion, qui pourrait être associé à la qualité des données, le flux de chaleur étant l'une des grandeurs géophysiques les plus difficiles à estimer avec précision ; cependant, une tendance générale peut être dégagée, les valeurs en mer d'Alboran sont les plus élevées, 80-120 mW/m² pour 70-100 mW/m² dans le Rif, et une valeur moyenne de 60 mW/m² dans l'Atlas.

Les valeurs observées de l'anomalie à l'air libre et de Bouguer sont en parfait accord avec celles calculées, à l'exception d'une divergence ne dépassant pas 40 km de longueur d'onde et 10-15 mgal d'amplitude, à l'extrémité nord du profil.

L'anomalie isostatique du géoïde présente certains décalages entre les valeurs observées et calculées aux extrémités du profil, qui peuvent être expliquées par l'effet de bordure, et une autre dans l'Atlas, ne dépassant pas toutes 1 m d'amplitude.

La répartition de la sismicité dans l'espace et en profondeur peut donner une image des zones de faiblesse de la lithosphère. Sur la section lithosphérique où ont été projetés les foyers sismiques (Cherkaoui 1988), il apparaît que le programme HYPO71 utilisé est limité pour la détermination précise des profondeurs ; en effet, on observe des profondeurs de foyer de 0,5 ou 30 km fixées par le calcul pour améliorer la précision des coordonnées de l'épicentre. Toutefois, les essais de relocalisation des séismes (Pelaez *et al.* 2005) ne changent guère les tendances de la sismicité, puisque la profondeur reste indéterminée pour un grand nombre de séismes de la région. Malgré ces limites une certaine concentration de l'activité sismique se dégage essentiellement en mer d'Alboran, et plus particulièrement à la côte sud de l'Espagne. On peut aussi noter que l'activité sismique ne dépasse les profondeurs de la croûte terrestre que sous la mer d'Alboran. Cette sismicité à profondeur intermédiaire, entre 60 et 200 km, reste concentrée sur un axe N-S

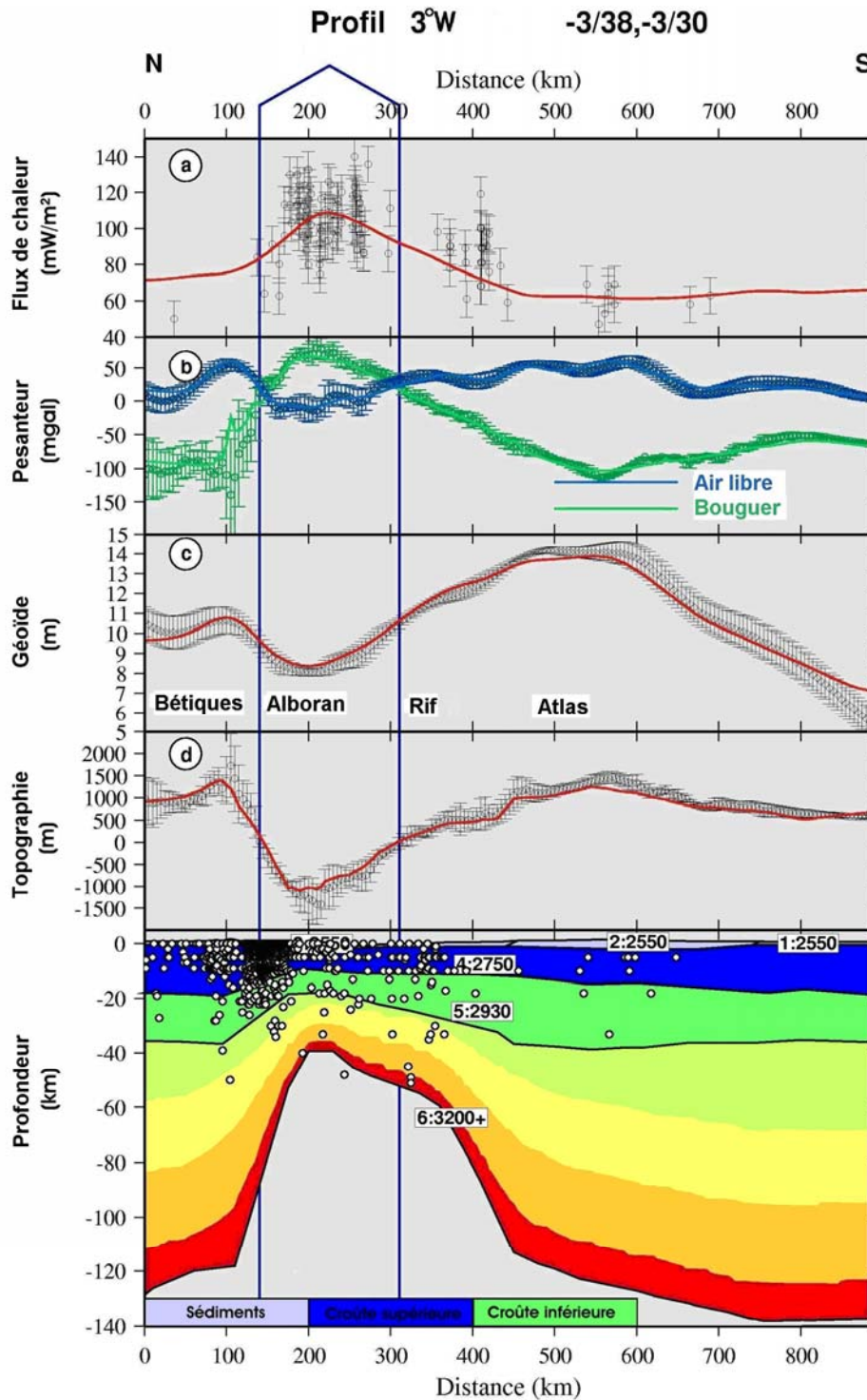


Figure 4. Modélisation intégrée de la distribution de la densité de flux de chaleur en surface, des anomalies de pesanteur et de la topographie sur un profil N-S passant par le méridien 3°W (Melilla): 3°W, 36° N --->3°W, 28°N

relativement étroit le long du méridien 5°W (Buform *et al.* 1988, 1995, Cherkaoui 1988, El Alami *et al.* 2004 et Missenard *et al.* 2006).

Les données sur la structure de la croûte demeurent approximatives (The Working Group for Deep Seismic Sounding in the Alboran Sea 1978, Tadili *et al.* 1986).

Notre modèle présente une croûte allant de 35 km sous le continent africain et l'Ibérie à 20 km sous l'Alboran. La

profondeur de la base de la lithosphère peut varier de 10 km environ en raison des incertitudes sur l'épaisseur de la croûte et sur sa densité moyenne.

La figure 5 présente la distribution des températures le long du profil, où la base de la lithosphère correspond à l'isotherme 1300°C. La structure thermique y est largement influencée par la production de chaleur dans la croûte supérieure et les contrastes de conductivité thermique entre la croûte et le manteau lithosphérique.

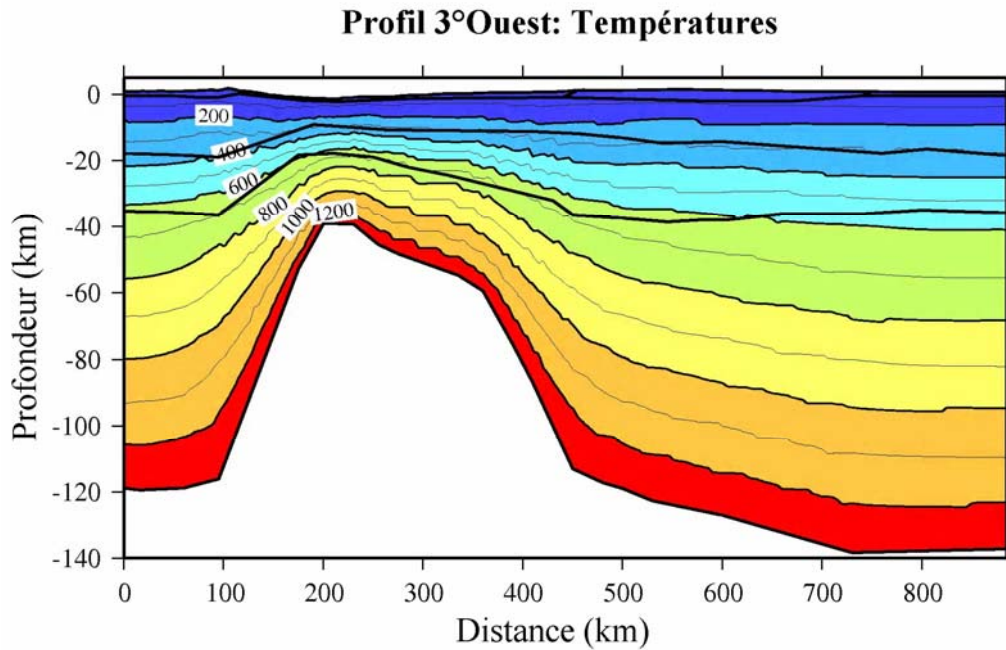


Figure 4. Modélisation de la distribution de la température sur un profil N-S passant par le méridien 3°W (Melilla): 3°W, 36° N --->3°W, 28°N.

Sur cette figure, on doit remarquer la variation de température au niveau de la discontinuité du Moho. Sous les continents stables africain et ibérique, la température à la base de la croûte est de 550 °C alors que sous la mer d'Alboran elle s'élève à 700 °C. Les géothermes du Rif et de la mer d'Alboran montrent que la profondeur correspondant à 450 °C s'y situe entre 12 et 15 km. Ceci concorde avec les géothermes des domaines majeurs de la croûte marocaine (Rimi 1999), d'où on déduit que cette profondeur n'excéderait pas 20 km dans le Rif oriental.

DISCUSSION

La modélisation exposée est basée sur l'hypothèse d'un régime thermique stationnaire, bien que la croûte sous la mer d'Alboran demeure de nature continentale ; cette hypothèse est discutable du fait des événements thermiques, volcaniques plio-quaternaires dans la région (El Azzouzi *et al.* 1999). Le calcul à l'état stationnaire est une simplification qui réduit au minimum les variations de l'épaisseur lithosphérique. D'autre part, la synchronisation des variations d'épaisseur est trop incertaine pour effectuer avec certitude des calculs à l'état non stationnaire. Cependant, les effets thermiques transitoires ne pourraient affecter que les résultats du flux de chaleur étant donné que la topographie, la pesanteur et le géoïde reflètent la structure lithosphérique actuelle.

Toutefois, la modélisation 2D considère que les variations lithosphériques à travers le profil sont négligeables face aux variations longitudinales. L'hypothèse d'une isostasie locale peut être plus problématique. Une lithosphère si mince est une condition nécessaire pour obtenir un modèle en équilibre isostatique local satisfaisant toutes les données disponibles sans changements chimiques dans le manteau.

La répartition des foyers sismiques se manifeste par un regroupement dans les premiers 15 km. Cependant, quelques foyers sont observés aussi dans la croûte inférieure, montrant alors un comportement rhéologique différent et ainsi une variation de la couche sismogénique. Dans le manteau lithosphérique, la sismicité intermédiaire correspond aux zones d'épaississement lithosphérique, où la lithosphère est plus froide et par conséquent plus cassante.

La distribution de la sismicité peut renseigner sur l'épaisseur de la couche sismogénique (T_s) dont la base pourrait être voisine de l'isotherme $350 \pm 100^\circ\text{C}$ (Chen & Molnar 1983).

Une étude sismique plus exhaustive (Fernandez-Ibanez *et al.* 2007) a confirmé que 88% des séismes se produisent dans la croûte (85% dans la croûte supérieure à une profondeur inférieure à 15 km où le style tectonique est cassant), alors que 12% ont lieu dans le manteau.

Les données aéromagnétiques, qui fournissent également des contraintes additionnelles sur les propriétés de la lithosphère, ont été analysées pour estimer la profondeur à laquelle la température dans la croûte atteint le point de Curie des minerais magnétiques dominants (Rimi *et al.* 2005). L'intervalle 400-500 °C correspond à la transition de la déformation cassante à la déformation ductile (Okubo & Matsunaga 1994). Les observations à travers le monde suggèrent que le toit de la croûte inférieure anormalement conductrice peut être associé à l'isotherme 450 °C (Berdichevsky *et al.* 1972, Jones 1987).

Le point de Curie est atteint à des profondeurs variables en raison de la variation latérale du flux de chaleur terrestre. L'épaisseur élastique efficace de la lithosphère continentale a été aussi corrélée avec la profondeur de l'isotherme 450°C (Watts 1992) et ne pourrait donc excéder les profondeurs magnétiques du Maroc nord-oriental déterminées par Rimi *et al.* (2005), allant de 15 à 20 km.

La lithosphère thermique mince sous la mer d'Alboran, prolonge dans la direction NE-SW les anomalies mises en évidence dans l'Atlas et l'Anti Atlas par Andeweg & Cloetingh (2001), Frizon de Lamotte *et al.* (2004), Zeyen *et al.* (2005), et Missenard *et al.* (2006). Ces auteurs avaient proposé une bande orientée N025 correspondant à une vaste zone de cisaillement senestre, par la distinction de différences dans des propriétés physiques entre les régions est et ouest de la mer d'Alboran.

Ces données confirment des résultats précédemment déterminés : (i) l'existence de couches à conductivité électrique élevée (Menvielle & Le Moüel 1985, Schwarz *et al.* 1992) profondément dans la croûte des montagnes de l'Atlas ; (ii) sur une largeur de 20 km le long du Haut et Moyen Atlas jusqu'au Rif s'échelonnent, selon un linéament NE-SW, 11 sources thermo-minérales dont l'analyse isotopique et chimique présente une émission de CO₂ (Morel *et al.* 2002), à origine partiellement profonde (Winckel 2002). Cette direction NE-SW, est aussi marquée par des centres volcaniques cénozoïques et une sismicité diffuse (Missenard *et al.* 2006), depuis les îles Canaries jusqu'à la mer d'Alboran et l'Espagne au nord en passant par l'Anti-Atlas et le Moyen Atlas.

La figure 4 montre que sous le Haut Atlas oriental, l'amincissement lithosphérique du Haut Atlas occidental (Teixell *et al.* 2005, Zeyen *et al.* 2005, Missenard *et al.* 2006) semble prendre fin et l'anomalie thermique atteindre la surface. Fuella (2007) a récemment confirmé par une modélisation 3D l'existence d'une anomalie thermique importante sous le Haut Atlas, dont la topographie élevée est en partie entretenue par un léger épaissement dans la croûte, mais principalement par une lithosphère très mince et chaude. Cette anomalie thermique semble atteindre la surface en s'approchant du Moyen Atlas, où l'épaisseur lithosphérique devient normale. Ceci pose à nouveau la question de l'origine et de l'extension relativement étroite de cette structure anormalement chaude sous le Haut Atlas occidental et central. L'hypothèse de points chauds cénozoïques étendus jusqu'en Europe (Zeyen *et al.* 2005), expliquerait aussi bien la nature alcaline et l'âge Miocène moyen à supérieur du volcanisme le long de ce linéament majeur, et aussi son recoupement de la frontière entre les plaques eurasiatique et africaine. Cependant, l'âge et la nature de ces volcans sont différents et leur mise en place sont encore en discussion. Au volcanisme de type calco-alcalin de l'Oligocène supérieur au Miocène terminal (10-5 Ma), a succédé, de la fin du Miocène au Quaternaire (2-0 Ma), un magmatisme alcalin caractéristique d'une tectonique d'extension crustale (Girod & Girod 1977, Harmand & Cantagrel 1984). Les îles Canaries sont interprétées comme étant la manifestation en surface de profonds panaches mantelliques ascendants (Hot Spot) (par ex. Morgan 1971), alors que les laves hyperalcalines de Siroua, originaires de la croûte continentale inférieure voire du manteau supérieur, sont montées à la faveur d'ouvertures tectoniques d'échelle crustale (Emran 1997, Chorowicz *et al.* 2001), ou par une combinaison d'une tectonique de collision et d'une montée d'un dôme mantellique lié à un amincissement asthénosphérique (Teixell *et al.* 2003, 2005, Missenard *et al.* 2006).

Cette méthode, bien qu'elle ne donne pas une solution unique, nous permet de réduire considérablement le nombre de solutions possibles par l'utilisation combinée de différents ensembles de données géophysiques. Toutefois, l'approche bidimensionnelle reste seulement convenable au cas où les variations lithosphériques sont petites devant celles le long du profil.

Par ailleurs, la structure et la géodynamique de l'Arc de Gibraltar ne peuvent être bien comprises sans tenir compte de la chaîne de montagnes intra-plaque de l'Atlas contiguë. Cependant, cette modélisation peut ne pas renseigner exactement sur la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère étant donné ses hypothèses pouvant être discutables d'une part et la qualité des données approximatives utilisées telles que les vitesses sismiques du profil de réfraction 3° Ouest, la pesanteur et le flux de chaleur dont on manque de données mesurées sur le Haut Atlas.

CONCLUSIONS

Les principales conclusions qui peuvent être soulignées à partir des résultats de traitement sont :

1. Le modèle présente une lithosphère exceptionnellement mince sous l'Alboran et le Rif (60 à 90 km) coïncidant avec des secteurs de volcanisme néogène à quaternaire.
2. La lithosphère s'épaissit de part et d'autre de la mer d'Alboran pour atteindre 140 km sous le Sahara et le sud de l'Espagne.
3. La distribution température qui en résulte sous le Rif et la mer d'Alboran montre que la profondeur correspondant à 450 °C n'excède pas 20 km. Ce résultat est en accord avec la diminution de l'activité sismique à partir de 20 km de profondeur qui pourrait correspondre à la base de la zone sismogénique.
3. L'anomalie thermique importante sous le Haut Atlas ne s'étend pas jusqu'au Haut Atlas oriental où l'épaisseur lithosphérique demeure normale.

Remerciements

Ce travail a bénéficié du support des projets CNRST-CNRS n°SDU02/07 et CNRST- GRICES SDT/09. Je remercie MM. Dominique Frizon de Lamotte (Université de Cergy-Pontoise, France) et Fida Medina (Institut Scientifique) pour leurs remarques.

Références

- Andeweg B. & Cloetingh S. 2001. Evidence for an active sinistral shear zone in the western Alboran region. *Terra Nova*, 13, 44-50.
- Artemieva I.M. & Mooney W.D. 2001. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study, *J. Geophys. Res.*, 106, 16387-16414.
- Berdichevsky M.N., Vanyan L.L., Feldman I.S. & Porstendorfer G. 1972. Conducting layers in the earth's crust and upper mantle. *Gerlands Beitr. Geophys.* 81, 3/5, 187-196.
- Bowin C. 1991. The Earth's gravity field and plate tectonics. *Tectonophysics*, 187, 69-89.
- Bufo E., Udias A. & Colombas M.A. 1988. Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152, 89-118.

- Buform E., Sanz de Galdeano C. & Udias A. 1995. Seismotectonics of the Maghreb region, *Tectonophysics*, 248, 3-4, 247-261.
- Calvert A., Sandvol E., Seber D., Barazangi M., Roeker S., Mourabit T., Vidal F., Alguacil G. & Jabour N. 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath region of the western Mediterranean: from travel-time. *J. Geophys. Res.*, 105, 10,871-10,898, doi: 10.1029/2000JB900024.
- Chen W.P. & Yang Z.H. 2004. Earthquakes beneath the Himalayas and Tibet: evidence of strong lithospheric mantle. *Science*, 304, 1949-1952, doi: 10.1126/science.1097324.
- Cherkaoui T.-E. 1988. Fichier des séismes du Maroc et des régions limitrophes: 1901-1984. *Trav. Inst. Sci.*, Rabat, série Géol. & Géogr. phys., 17, 158 p.
- Chorowicz J., Emran A & Alem E.M. 2001. Tectonique et venues volcaniques en contexte de collision, exemple du massif néogène du Siroua (Atlas Marocain) : effets combinés d'une transformante et de la suture panafricaine. *Can. J. Earth Sci.*, 38, 3, 411-425.
- El Alami S.O., Tadili B., Aït Brahim L. & Mouayn I. 2004. Seismicity of Morocco for the Period 1987-1994. *Pure & Appl. Geophys.*, 14, 969-982.
- El Azzouzi M., Bernard-Griffiths J., Bellon H., Maury R.C., Piqué A., Fourcade S., Cotten J. & Hernandez J. 1999. Evolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 329, 95-102.
- Emran A. 1997. *Téledétection dans l'Anti Atlas central: utilisation pour la cartographie géologique appliquée à l'analyse tectonique et à la recherche minière*. Thèse de Doctorat ès Sciences, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, n° 1576, 146 p.
- Fadil A., Vernant P., McClusky S., Gomez F., Ben Sari D., Mourabit T., Feigl K. & Barazangi M. 2006. Active tectonics of the western Mediterranean: Geodetic evidence for roll back of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco. *Geology*, 34, 7, 529-532.
- Fernandez-Ibanez M., Soto J.L., Zoback M.D. & Morales J. 2007. Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean) *J. Geophys. Res.*, 112, B08404, doi: 10.1029/2006JB004683.
- Frizon de Lamotte D., Crespo-Blanc A., Saint-Bezar B., Comas M., Fernandez M., Zeyen H., Ayarza P., Robert-Chrue C., Chalouan A., Zizi M., Teixell A., Arboleya M.L., Alvarez-Lobato F., Julivert M. & Michard A. 2004. TRANSMED-transect I [Betics, Alboran Sea, Rif, Moroccan Meseta, High Atlas, Jbel Saghro, Tindouf basin]. In Cavazza W., Roure F., Spakman W., Stampfli G.M. & Ziegler P.A. (éds.) – *The TRANSMED Atlas- the Mediterranean region from Crust to Mantle* [CD-ROM], Springer-Verlag.
- Fuella, J. 2007. *Development of numerical methods to determine the lithospheric structure combining geopotential, lithostatic and heat transport equations. Application to the Gibraltar Arc system*. PhD Thesis, Universitat de Barcelona-CSIC, décembre 2007, 240 p.
- Girod M. & Girod N. 1977. Contribution de la pétrologie à la connaissance de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XIX, 3, 484-488.
- Harmand, C. & Cantagrel, J. 1984. Le volcanisme alcalin Tertiaire et Quaternaire du Moyen Atlas (Maroc) : chronologie K/Ar et cadre géodynamique. *J. Afr. Earth Sci.*, 2, 51-55.
- Hildenbrand T., Kucks R., Hamouda M. & Bellot A. 1988. Bouguer gravity map and related filtered anomaly maps of Morocco, U.S. Geol. Surv., Denver, Co., 15 p.
- Jones A.G. 1987. MT and reflection: an essential combination. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 89, 7-18.
- Lachenbruch A.H. & Morgan P. 1990. Continental extension, magmatism and elevation: formal relations and rules of thumb. *Tectonophysics*, 174, 39-62.
- Lemoine F.G., Kenyon S.C., Factor J.K., Trimmer R.G., Pavlis N.K., Chinn D.S., Cox C.M., Klosko S.M., Luthcke S.B., Torrence M.H., Wang Y.M., Williamson R.G., Pavlis E.C., Rapp R.H. & Olson T.R., 1998. The development of the joint NASA GSFC and the NIMA geopotential model EGM96, *NASA TP/-1998-206861*, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md, 575 p.
- Menvielle M. & Le Moüel J.L. 1985. Existence d'une anomalie de conductivité dans le Haut Atlas marocain et concentration de courant telluriques à l'échelle régionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 1, 553-558.
- Missenard Y., Zeyen H., Frizon de Lamotte D., Leturmy P., Petit C., Sébrier M. & Saddiqi O. 2006. Crustal versus asthenospheric origin of the relief of the Atlas Mountains of Morocco. *J. Geophys. Res.*, 111, B03401, doi:10.1029/2005JB003708
- Morel J.L., Winckel A. & Marlin C. 2002. Approche tectonique des émergences d'eaux thermales au Maroc. Abstract n° 335, session H3, 19^{ème} Réunion des Sciences de la Terre (RAS), Nantes, France.
- Morgan W.J. 1971. Convection plumes in the Lower Mantle. *Nature*, 230, 42-43.
- Okubo Y. & Matsunaga T. 1994. Curie point depth in northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity, *J. Geophys. Res.*, 99, B11, 22,363-22,371.
- Parsons B. & Sclater J.G. 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, 82, 803-827.
- Peláez J.A., Chourak M., Tadili B.A., Aït Brahim L., Hamdache M., López Casado C. & Martínez Solares J.M. 2005. A Catalog of Main Moroccan Earthquakes from 1045 to 2005, *Seism. Res. Lett.*, 78, 6, 614-621; doi: 10.1785/gssrl.78.6.614
- Platt J.P. & Vissers R.L.M. 1989. Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, 17, 540-543.
- Poudjom-Djomani Y.H., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. & Morgan P. 2001. The density structure of subcontinental lithosphere through time, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, 605-621.
- Rimi A. 1999. Mantle heat flow and geotherms for the main geologic domains in Morocco. *Int. J. Earth Sci.*, 88, 458-466.
- Rimi A., Chalouan A. & Bahi L. 1998. Heat flow in the southernmost part of the Mediterranean alpine system, the External Rif in Morocco. *Tectonophysics*, 285, 135-146.
- Rimi A., Fernandez M., Manar A., Matsushima J., Okubo Y., Morel J.L., Winckel A. & Zeyen H. 2005. Geothermal anomalies and analysis of gravity, fracturing and magnetic features in Morocco, n°2620, *World Geothermal Congress*, Antalya, Turkey, 24-29 Avril 2005.
- Royden L.H. 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12, 629-638.
- Seber D., Barazangi M., Tadili B. A., Ramdani M., Ibenbrahim A. & Ben Sari D. 1996. Three-dimensional upper mantle structure beneath the intraplate Atlas and interplate Rif Mountains of Morocco, *J. Geophys. Res.*, 101, 3125-3138, doi:10.1029/95JB03112.
- Serrano I., Zhao D., Morales J. & Torcal F. 2003. Seismic tomography from local crustal earthquakes beneath eastern Rif Mountains of Morocco. *Tectonophysics*, 367, 3-4, 187-201.
- Schwarz G, Mehl H.G., Ramdani F., & Rath V. 1992. Electrical resistivity structure of the eastern Moroccan Atlas system and its tectonic implications. *Geol. Rdsch.*, 81/1, 221-235.
- Tadili B., Ramdani M., Ben Sari D., Chapochnikov K. & Bellot A. 1986. Structure de la croûte dans le nord du Maroc. *Ann. Geophys.*, 4, 99-104.
- Talwani M., Worzel J.L. & Landisman M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to

- the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59.
- Teixell A., Arboleya M.-L. & Julivert M. 2003. Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, 22, 1-13.
- Teixell A., Ayarza P., Zeyen H., Fernandez M. & Arboleya M.-L. 2005. Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova*, 17, 5, 456-461.
- The Working Group for Deep Seismic Sounding in the Alboran Sea. 1978. Crustal seismic profiles in the Alboran Sea: Preliminary results. *Pure & Appl. Geophys.*, 116, 167-180.
- Torne M., Fernandez M., Comas M.C. & Soto J.I. 2000. Lithospheric structure beneath the Alboran Basin : Results from 3D Gravity modeling and tectonics relevance. *J. Geophys. Res.*, 105, B2, 3209-3228.
- Watts A.B. 1992. The effective elastic thickness of the Lithosphere and the evolution of foreland basins. *Basin Res.*, 4, 169-178.
- Winckel A. 2002. *Etablissement d'une typologie des eaux thermales par une approche hydrochimique, isotopique et tectonique. Exemple du Maroc.* PhD Thesis, Université de Paris Sud-Orsay, France
- Zeyen H. & Fernandez M. 1994. Integrated lithospheric modelling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: Application to the NE Spanish Geotranssect, *J. Geophys. Res.*, 99, 18,089-18,102.
- Zeck H.P. 1996. Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplifting and extensional tectonics, *Tectonophysics*, 254, 1-16.
- Zeyen H., Ayarza A., Fernandez M., Rimi A. 2005. Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. *Tectonics*, 24, TC2001, doi: 10.1029/2004TC001639, 2005.
- Ziegler P.A. 1992. Europe Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208, 91-111.

Manuscrit déposé le 8/10/2008
Version modifiée acceptée le 2/12/2008