

Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France)

Olivier Maurel*, Maurice Brunel, Patrick Monié

Laboratoire « Géophysique, tectonique et sédimentologie », UMR 5573, CC 058, université Montpellier 2, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier cedex 05, France

Reçu le 6 mai 2002 ; accepté le 2 août 2002

Présenté par Jacques Angelier

Abstract – Cainozoic exhumation of the Canigou and Mont-Louis massifs (eastern Pyrenees, France). The onset of exhumation of the Canigou massif, related to the reactivation of the Têt Fault during the Gulf of Lion opening, is dated at 26–27 Ma, using apatite fission track method and lasts until the Aquitanian, at a rate of $0.29 \pm 0.07 \text{ mm yr}^{-1}$. The subsequent evolution is necessarily followed by a slower rate of exhumation to account for total exhumation. At the hanging-wall of this fault, the granite of Mont-Louis records an older exhumation history, where the crossing of the 110°C isotherm at $40 \pm 4 \text{ Ma}$ is related to the Pyrenean thrusting. *To cite this article: O. Maurel et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 941–948.*

© 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Pyrenees / Canigou Massif / Mont-Louis granite / Têt Fault / fission track / France

Résumé – Le début de l'exhumation du massif du Canigou, lié à la réactivation en faille normale de l'accident de la Têt lors de l'ouverture du golfe du Lion, est daté à 26–27 Ma par la méthode traces de fission sur apatite et se poursuit jusqu'à l'Aquitainien à un taux de $0,29 \pm 0,07 \text{ mm an}^{-1}$. L'évolution ultérieure est marquée par des périodes de dénudation, nécessairement plus lentes, pour rendre compte des quantités totales d'exhumation. Au toit de cette faille, l'exhumation du granite de Mont-Louis est plus ancienne, la traversée de l'isotherme 110°C se réalisant à $40 \pm 4 \text{ Ma}$, à la faveur des chevauchements pyrénéens. *Pour citer cet article : O. Maurel et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 941–948.*

© 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Pyrénées / massif du Canigou / granite de Mont-Louis / faille de la Têt / traces de fission / France

Abridged version

1. Introduction

The western Mediterranean area was affected by a widespread Oligo-Miocene extensional tectonic activity [20, 26]. During this rifting event, the Pyreneo-Provençal range formed during the Meso-Cainozoic Pyrenean compressive events [34], collapsed in the Gulf of Lion domain. The related extensional structures with a NE–SW trend are also present onshore in the eastern part of the Pyrenean orogen and have highly influenced its relief evolution. Several deep Neogene basins (Cerdanya, Conflent, Roussillon and Ampurdan) [15] were developed and Variscan basement blocks

were uplifted in response to the normal motion of inherited faults (Tech, Têt).

The Têt normal fault reactivation has accommodated the Conflent Basin formation in its hanging-wall and the exhumation of the Variscan Canigou gneisses massif (2784 m) in its footwall (Figs. 1 and 2). Because of the importance of the scarp and the crystalline nature of rocks, the Canigou massif represents a good target for determining the onset and rate of exhumation processes by low temperature thermochronometry. The apatite fission track method (closure temperature of $110 \pm 10^\circ\text{C}$ [13]) is well adapted for studying this recent vertical motion.

For that, six samples of granitic and gneissic origin were collected from a vertical section of 1800 m from the top of the Canigou Massif to the plain. Four samples of Mont-

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : maurel@dstu.univ-montp2.fr (O. Maurel).

Louis granite, at the hanging-wall of the Têt Fault, were also collected to better constrain the thermal evolution on both sides of the fault. A gneissic pebble was also taken in the Escaro Formation whose age emplacement is still discussed [4, 5].

2. Technical aspect

Fission track analysis were performed in Montpellier (France) with a Zeiss microscope under dry $\times 1250$ magnification, coupled with a digitising tablet for the confined track length measurements. The external detector method [17] was used for the age determination. Apatite was mounted in epoxy, polished and etched with 6.5% HNO_3 during 40 s at ambient temperature for the spontaneous track revelation. The muscovite sheets used like external detector are etched with 40% HF during 40 min at ambient temperature for revealing the induced tracks during the irradiation under thermal neutrons flux made at the ANSTO Lucas Height reactor (Australia). Zeta (ζ) factor [18] used for the age calculation is 324 ± 14 . All the central ages obtained have a χ^2 test statistic above 5%, suggesting the presence of only one age population in the samples [9].

3. Results

3.1. Vertical profile of Canigou massif (hanging-wall of the Têt Fault)

The central ages of fission track analyses are reported versus the sample altitude (Fig. 3). The data reveal a good positive correlation between ages and altitude, with a 27.1 ± 1 Ma age at the top of the massif and a 21.6 ± 2 Ma age at its bottom (Fig. 3). Fission track ages of previous studies are also reported [24, 29].

The short mean track lengths and high standard deviation ($< 13 \mu\text{m}$ and $> 1.8 \mu\text{m}$, respectively) of two samples from the top of the massif attest for the presence of a Partial Annealing Zone (PAZ) of apatite fission tracks [14]. By contrast, the four other samples give mean track lengths and standard deviations ($> 13 \mu\text{m}$ and $< 1.8 \mu\text{m}$, respectively), attesting for a fast crossing of the PAZ. This suggests a possible slope break close to the top (at about 2500–2600 m). Therefore, the Canigou summit samples probably marks the bottom of a fossil Partial Annealing Zone (PAZ) exhumed at a minimum age of 26–27 Ma [7]. The exhumation rate calculation takes into account only the four samples of the lower part and yields a value of $0.29 \pm 0.07 \text{ mm yr}^{-1}$ (2 sigma errors) from 26–27 Ma to the Aquitanian. This rate is too low for disturbing the isotherms [30] and can be considered as the true exhumation rate [11]. However, it is not enough fast for simple denudation due to erosion. A tectonic component must be added.

The thermal history was modelled using the Monte Trax software [10] (Fig. 4). Samples CAN7 and CAN12 give evidence of fast cooling above the 110°C isotherm during the Mid-Oligocene. Conversely, CAN4 sample has crossed this isotherm 35–40 Ma ago during a slow exhumation event, able to create a PAZ, followed by an increase

in the cooling rate in the Mid-Oligocene. From 25 Ma to Actual, a mean cooling rate of 4°C Ma^{-1} can be evaluated. Considering the present geothermal gradient of $25\text{--}30^\circ\text{C km}^{-1}$ [35], a mean exhumation rate of $0.1\text{--}0.15 \text{ mm yr}^{-1}$ is calculated. It is two times slower than the rate calculated between 26–27 and 21 Ma.

3.2. Mont-Louis granite (foot-wall of the Têt Fault)

Four samples of this massif yield central ages between 32.3 ± 2.4 and 36.4 ± 2 Ma, consistent with a dating by Morris et al. [24] on the Querigut massif at 33.3 ± 2.3 Ma (Fig. 3). The lack of age difference with altitude could result of a very fast exhumation rate. However, in this case, the mean track length should be above $14 \mu\text{m}$. The high slope of age–altitude correlation could be explained by (i) no vertical sampling profile, suggesting a palaeo-topographic effect [30], (ii) a late tilt to the southeast of the Mont-Louis granite. The 8–12 Ma age difference between samples of Canigou and Mont-Louis taken at the same altitude, on both sides of the Têt Fault, attests to the subtractive motion of this fault during the exhumation of Canigou massif after 32 Ma.

The thermal modelling of Mont-Louis granite samples suggest that the 110°C isotherm is crossed at 40 ± 4 Ma, in response to the Pyrenean thrusting events (Fig. 4). A mean exhumation rate at $0.5\text{--}0.6 \text{ mm yr}^{-1}$ to the Present is estimated. However, this exhumation is slower than in central Pyrenees [8]. We suggest an influence of the Oligo-Miocene extensional event that collapse the Mont-Louis block for explaining this decrease in the mean exhumation rate.

3.3. Escaro Formation

An apparent age of 17.7 ± 1.2 Ma has been obtained on a gneissic pebble from the Escaro Formation (ESC1). It is younger than the age found at the base of vertical profile in the Canigou (Fig. 3) and older or sub-contemporary than the Escaro Formation age (Pliocene [5] or Lower Miocene [4]). The mean length of $12.57 \pm 0.22 \mu\text{m}$ and the distribution of confined track lengths in ESC1 samples indicate a partial annealing with an intermediate age, without geological meaning. The modelling (Fig. 4) suggests that after a fast exhumation during the Late Oligocene, a reheating event took place during the Late Miocene that has caused the partial annealing of tracks. The local fluid circulations associated with the reactivation of the Têt Fault during late exhumation pulses [5] could be responsible for the partial annealing of tracks in the fault samples [29] and in the basin near the fault (ESC1, this work).

4. Discussion and conclusion

The vertical movement that accommodates the Canigou massif uplift is dated at 26–27 Ma by the fission track method. Up to now, this uplift has been considered exclusively as of Neogene age [4, 16] according to the presence of Early Burdigalian sediments at the base of the Confluent Basin [2]. The ages performed on the Mont-Louis granite

are systematically older and related to Pyrenean compressive event in the Eocene. This difference confirms the respective structural position of the Canigou massif and of the Mont-Louis granite at the footwall and the hanging-wall of the Têt Fault. This Oligocene age is consistent with the age of the first syn-rift sediments deposited on the passive margin of Gulf of Lion [27]. However, the first sediments deposited in the Conflent Basin are probably Aquitanian [4], which points to a minimum delay of 4–5 Ma between the onset of exhumation and the sedimentary record. The time gap for collapsing a relief of thickened crust near sea level could be the principal reason explaining the thinness or the lack of syn-rift sediments [28].

This onset of exhumation is consistent with recent data obtained in other domains of the Western Mediterranean area [19, 23], related to the activity of more or less deep faults [3].

The exhumation rate of $0.29 \pm 0.07 \text{ mm yr}^{-1}$ cannot have persisted from the Mid-Oligocene to the Present, because otherwise the base of PAZ would be more than 2 km above its present location, thus totally eroded. The

mean exhumation rate of $0.1\text{--}0.15 \text{ mm yr}^{-1}$ from 25 Ma until today, determined by the thermal modelling, is two times slower than that determined using the age vs altitude diagram. Vergés [33] reports a similar exhumation rate from Mid-Miocene until today from incision of river. In order to accommodate these rate differences, the rapid exhumation identified from 26–27 to 21 Ma must have ended soon afterwards, and the exhumation slowed down dramatically to bring the rocks to today's surface. The end of the western Mediterranean Basin formation and anti-clockwise rotation of Corsica–Sardinia in the Late Burdigalian [32] could be coeval with the weak or lack activity on the Têt Fault and with the decrease of the exhumation rate to less than 0.1 mm yr^{-1} .

Philip et al. [25] considered that triangular facets observed on the northern slope of the Canigou massif, are due to the Oligo-Miocene activity of the Têt Fault and exhumed by a final uplift pulse. This late uplift corresponds to the Messinian desiccation in Latest Miocene–Earlier Pliocene times, where the final uplift of Canigou was achieved by the reactivation of normal Têt Fault [4, 5, 16, 22].

1. Introduction

Succédant aux phases éocènes de compression pyrénéenne [34], l'épisode de *rifting* oligo-miocène à l'origine de la formation du Bassin océanique algéro-provençal [20, 26] a eu un effet très important sur l'évolution du relief des Pyrénées orientales. De nombreuses failles et fractures accommodent à terre cette extension [1, 6, 16]. Mais, de manière plus spectaculaire, le rejeu en faille normale d'accidents préexistants (Têt, Tech) permet la formation de bassins d'effondrement (Cerdagne, Conflent, Roussillon et Emporda) [15], ainsi que le soulèvement de blocs de socle hercynien (massifs du Canigou–Carança, du roc de France et des Albères).

La faille de la Têt, à fort pendage nord et globalement orientée NE–SW, comme la majorité des structures extensives du golfe du Lion, est responsable de l'exhumation à son mur du massif du Canigou s.s., culminant à 2784 m à moins de 50 km du littoral. Au toit de la faille se déposent les terrains mio-pliocènes du bassin du Conflent (Figs. 1 et 2). Le dénivelé important, de près de 2000 m au-dessus du bassin, et la nature cristalline de ses terrains en font une cible de choix pour reconstituer l'histoire thermique du massif lors de son exhumation. La thermochronologie basse température traces de fission sur apatite, de par sa température maximale d'application de $110 \pm 10 \text{ }^\circ\text{C}$ [13], est utilisée pour évaluer ces mouvements verticaux récents.

Pour cela, six échantillons de gneiss et du granite profond du Canigou ont été prélevés, du sommet à

la base du massif, sur son flanc nord (profil A–A', Figs. 1 et 2). Ils proviennent du bloc oriental du massif du Canigou–Carança, surélevé par rapport à l'ouest du massif par le jeu normal des failles de Py–Mantet et de Llipodère, après la formation de surfaces d'aplanissement au Miocène supérieur [4]. Les résultats obtenus sur quatre échantillons de la partie est du pluton granitique de Mont-Louis (profil B–B', Figs. 1 et 2), situé dans le bloc au toit de la faille normale de la Têt, sont présentés pour mieux contraindre son rôle dans l'exhumation du massif du Canigou. Un bloc de gneiss métrique a également été échantillonné dans les conglomérats de la formation d'Escaro, dont l'âge de mise en place reste discuté, Miocène inférieur [4, 16] ou Pliocène inférieur [5].

2. Techniques analytiques

Les analyses traces de fission ont été réalisées au laboratoire de Montpellier (France), sur un microscope Zeiss sous un grossissement de $\times 1250$ à sec, couplé avec une table à digitaliser pour la mesure des longueurs de traces confinées. Les âges centraux ont été calculés en utilisant la technique du détecteur externe [17]. Les apatites de la fraction granulométrique $80\text{--}300 \text{ }\mu\text{m}$ ont été montées dans de la résine, avant d'être polies et attaquées au moyen d'une solution de HNO_3 à 6,5% pendant 40 s à $20 \text{ }^\circ\text{C}$ pour révéler les traces de fission spontanées. Les feuilles de muscovite utilisées comme détecteur externe ont été attaquées avec une solution de HF à 40% pendant 40 min à $20 \text{ }^\circ\text{C}$, pour révéler les traces de fission induites lors

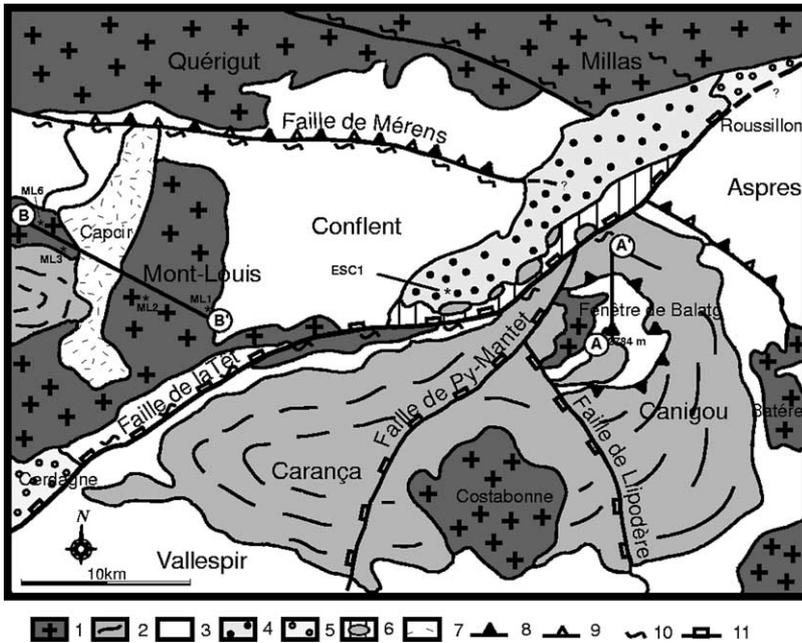


Figure 1. Carte géologique simplifiée du massif du Canigou et de la partie orientale du granite de Mont-Louis, avec la localisation des échantillons analysés. 1. Granitoïde hercynien. 2. Gneiss paléozoïque, 3. Métasédiments paléozoïques. 4. Miocène inférieur du bassin du Conflent. 5. Miocène supérieur du Roussillon et de Cerdagne. 6. Paléozoïque en *collapse* miocène. 7. Quaternaire glaciaire. 8. Chevauchement hercynien. 9. Chevauchements alpins. 10. Mylonite. 11. Faille normale oligo-miocène (modifié d'après [16]).

Figure 1. Simplified geological map of the Canigou massif and eastern part of Mont-Louis granite with dated samples location. 1. Hercynian granitoid. 2. Palaeozoic gneiss. 3. Palaeozoic metasediment. 4. Lower Miocene of the Conflent Basin. 5. Upper Miocene of Roussillon and Cerdanya. 6. Miocene collapse of Palaeozoic terrane. 7. Glaciary Quaternary. 8. Hercynian thrusting. 9. Alpine thrusting. 10. Mylonite. 11. Oligo-Miocene normal fault (modified after [16]).

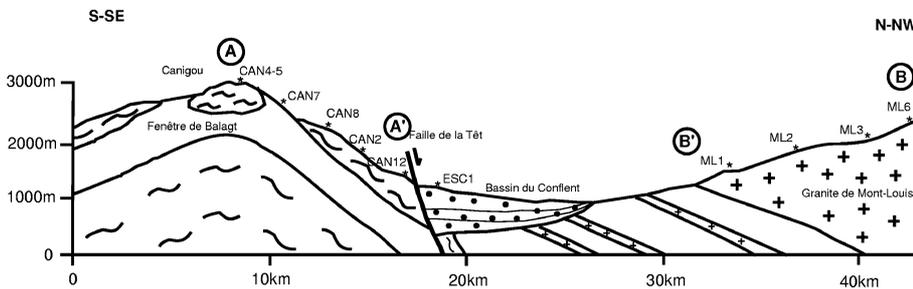


Figure 2. Coupe géologique synthétique de la zone étudiée, avec localisation des échantillons. Légende : cf. Fig. 1.

Figure 2. Synthetic geological cross-section, with sample location. Caption: see Fig. 1.

de l'irradiation sous un flux de neutrons thermiques de $10^{16} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, réalisée au réacteur ANSTO de Lucas Heights (Australie). Le facteur ζ [18] utilisé pour le calcul des âges est de 324 ± 14 . Tous les âges centraux obtenus présentent un test du χ^2 supérieur à 5%, qui traduit la présence d'une seule population d'âges dans chaque échantillon [9].

3. Résultats et interprétations

3.1. Massif du Canigou (mur de la faille de la Têt)

Les âges centraux traces de fission, reportés en fonction de l'altitude des échantillons, présentent une bonne corrélation positive, depuis $27,1 \pm 1 \text{ Ma}$ au sommet jusqu'à $21,6 \pm 2 \text{ Ma}$ à 970 m (Fig. 3). Les âges obtenus précédemment [24, 29] confirment cette corrélation.

Les deux échantillons situés au sommet ont des longueurs moyennes de traces confinées inférieures à $13 \mu\text{m}$, associées à des déviations standard supérieures à $1,8 \mu\text{m}$, traduisant leur séjour dans une zone de cicatrisation partielle (ZCP) des traces [14]. À l'in-

verse, les échantillons d'altitude inférieure ont des longueurs moyennes supérieures à $13 \mu\text{m}$ et des déviations standard inférieures à $1,8 \mu\text{m}$, impliquant la traversée rapide de la ZCP. Nous proposons donc, essentiellement à partir de la mesure des longueurs des traces, que le sommet du massif soit situé à la base d'une paléo-ZCP exhumée à partir de 26–27 Ma [7]. L'érosion a semble-t-il éliminé la quasi-totalité de cette paléo-ZCP, et seule sa base serait préservée. Ceci implique que la rupture de pente dans le diagramme âge–altitude [7] ne soit pas visible, du fait de différences d'âge difficiles à séparer dans les marges d'erreur. Si tel est le cas, le calcul du taux d'exhumation ne doit prendre en compte que les quatre échantillons situés sous 2500–2600 m d'altitude, qui se trouvaient, avant le début de l'exhumation rapide, à des niveaux de cicatrisation totale. Ce taux est estimé à $0,29 \pm 0,07 \text{ mm an}^{-1}$ ($\pm 2\sigma$) pour la période comprise entre 26–27 et 21 Ma. Cette vitesse, qui n'est pas suffisamment rapide pour perturber la forme des isothermes [21], peut être considérée comme la vitesse réelle d'exhumation [11]. Elle semble toutefois trop rapide pour être expliquée par un simple phéno-

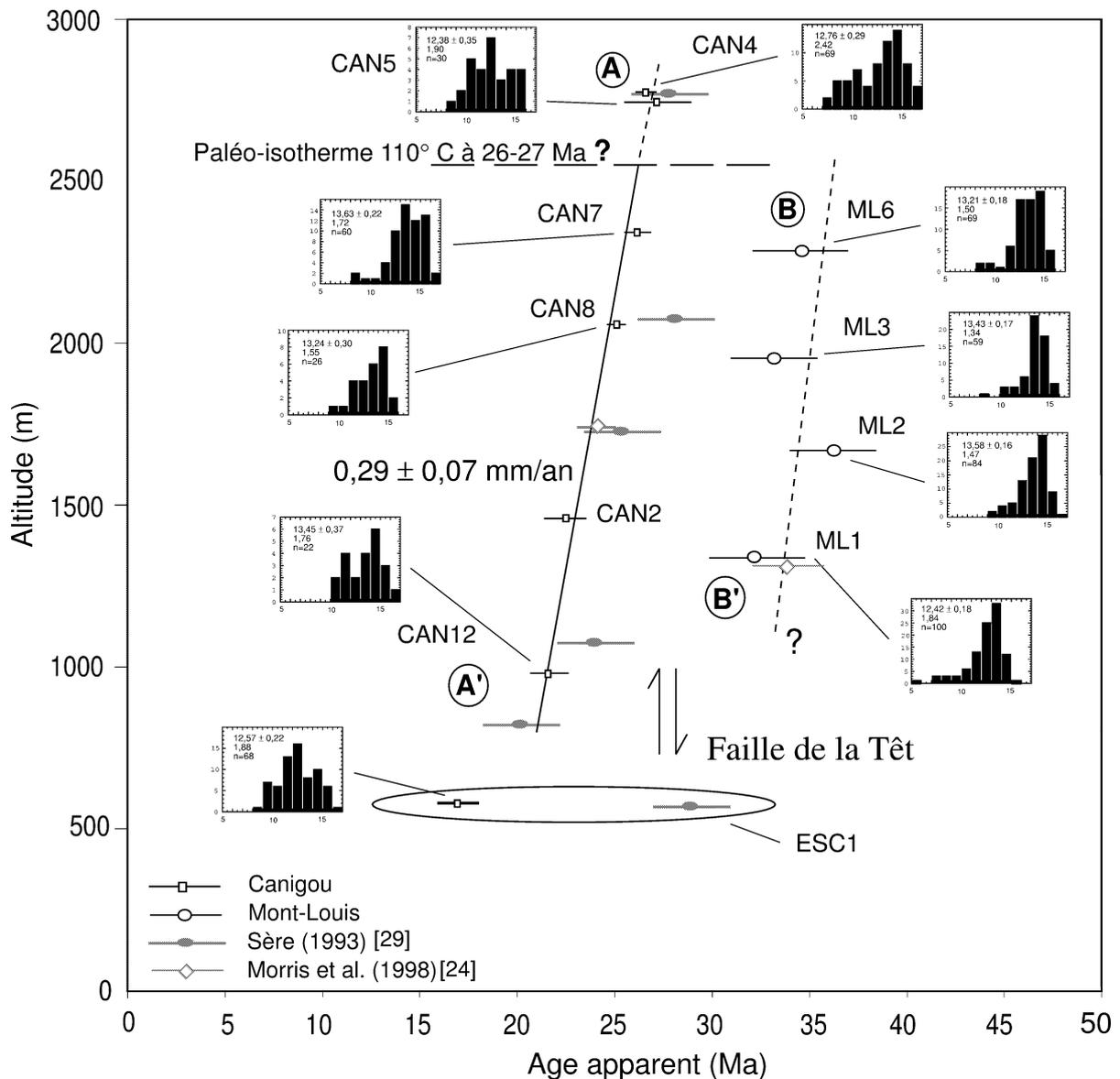


Figure 3. Âges centraux traces de fission reportés en fonction de l'altitude des échantillons. Les histogrammes de longueurs de traces confinées sont présentés avec les longueurs moyennes calculées et la déviation standard associée ; n correspond aux nombres de traces mesurés. Voir texte pour la discussion des données.

Figure 3. Fission track central ages vs sample altitudes. The confined track length distributions are presented with mean lengths, standard deviation; n is the number of measured tracks. See text for data discussion.

mène de dénudation par l'érosion et nécessite l'addition d'une composante tectonique.

Les modélisations (Fig. 4) effectuées avec le logiciel Monte Trax [10] semblent confirmer l'histoire thermique déduite des corrélations âge–altitude. Ainsi, les échantillons situés sous 2500–2600 m d'altitude (CAN7 et 12) pénètrent dans la ZCP à partir de l'Oligocène moyen, lors d'un refroidissement rapide. Par opposition, l'échantillon situé au sommet (CAN4) semble avoir pénétré dans la ZCP plus tôt (35–40 Ma), lors d'une lente exhumation, avant d'être refroidi rapidement à partir de l'Oligocène moyen. Une vitesse

moyenne de refroidissement de l'ordre de $4^{\circ}\text{C Ma}^{-1}$ peut être estimée entre 25 Ma et l'Actuel. Si on suppose un gradient de $25\text{--}30^{\circ}\text{C km}^{-1}$ proche de celui mesuré actuellement [35], cela correspond à un taux d'exhumation moyen de $0,1\text{--}0,15\text{ mm an}^{-1}$, inférieur de moitié à celui déterminé de 26–27 à 21 Ma par la corrélation altitudinale.

3.2. Granite de Mont-Louis (toit de la faille de la Têt)

Quatre échantillons du granite de Mont-Louis, prélevés entre 1400 et 2350 m d'altitude donnent des

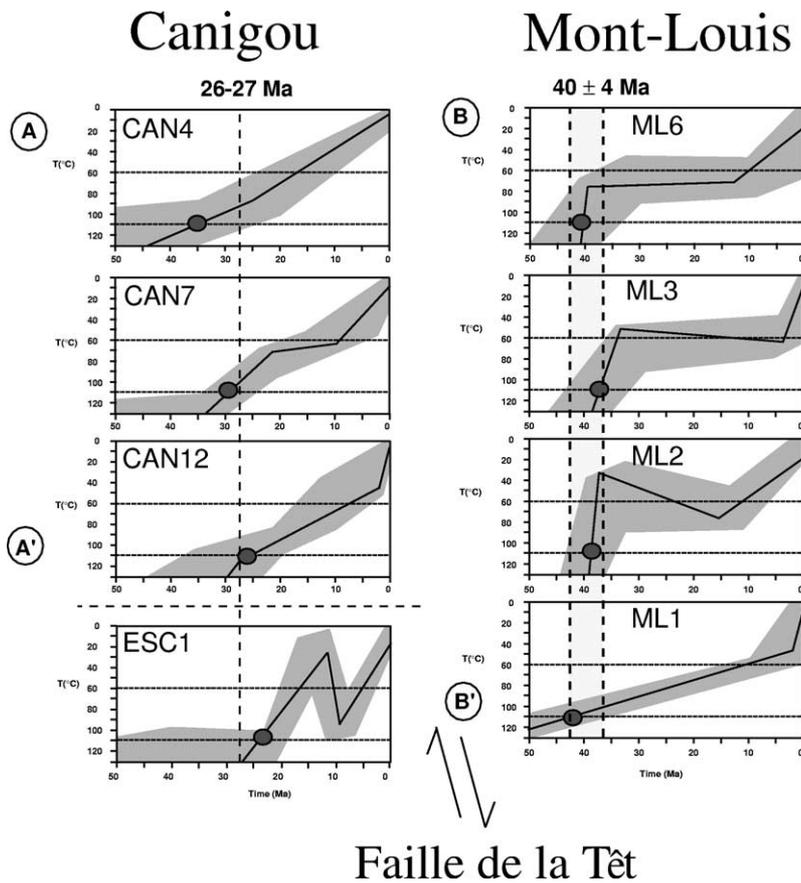


Figure 4. Modélisation thermique obtenue à l'aide du logiciel Monte Trax [10].

Figure 4. Thermal modelling using Monte Trax software [10].

âges centraux compris entre $32,3 \pm 2,4$ et $36,4 \pm 2$ Ma, peu différents de celui de $33,3 \pm 2,3$ Ma, établi sur un échantillon du granite de Quérigut [24] (Fig. 3). Ces âges sont supérieurs de 8 à 12 Ma à ceux obtenus, à altitude égale, sur le massif du Canigou. Cette différence d'âge de part et d'autre de la faille de la Têt atteste son fonctionnement de façon soustractive postérieurement à 32 Ma, correspondant à la composante tectonique évoquée pour expliquer le taux d'exhumation du massif du Canigou durant l'Oligocène supérieur.

La faible variabilité des âges dans ce bloc, malgré des différences d'altitude, pourrait traduire une exhumation très rapide, de l'ordre du km Ma^{-1} . Toutefois, la longueur moyenne des traces confinées entre $12,42 \pm 0,18$ et $13,58 \pm 0,16 \mu\text{m}$ n'est pas en faveur d'un tel taux, qui devrait conduire à des valeurs supérieures à $14 \mu\text{m}$. L'absence de différence d'âge pourrait s'expliquer par (i) un important effet de la paléotopographie sur ce profil d'échantillonnage, qui n'est pas véritablement vertical [30], (ii) un basculement tardif vers le sud-est, lors du fonctionnement de la faille de la Têt depuis l'Oligocène supérieur, pouvant expliquer la baisse d'altitude de la surface S_0 entre le Madrés, au nord, et la Clavéra, plus au sud [4].

Les modélisations rendent mieux compte de l'évolution thermique de ce bloc (Fig. 4). Elles sont dif-

férentes de celles obtenues sur les différents échantillons du Canigou. Le passage de l'isotherme 110°C se fait vers 40 ± 4 Ma, lié à une vitesse de refroidissement relativement faible de l'ordre de $1\text{--}1,5^\circ\text{C Ma}^{-1}$. Si l'on adopte un gradient géothermique identique au précédent [35], le taux d'exhumation résultant est de l'ordre de $0,04$ à $0,06 \text{ mm an}^{-1}$.

Le granite de Mont-Louis enregistre donc une histoire d'exhumation plus ancienne que celle du Canigou, liée vraisemblablement à l'activité éocène des chevauchements pyrénéens. Toutefois, cette exhumation semble beaucoup plus lente que celle observée dans les Pyrénées centrales [8]. Ceci pourrait résulter des effets de la tectonique extensive oligo-miocène, qui effondre le bloc de Mont-Louis et conduit à une diminution importante des taux d'exhumation moyens calculés de 40 Ma à l'Actuel.

3.3. Formation d'Escaro

L'âge de $17,7 \pm 1,2$ Ma d'un galet de gneiss de la formation d'Escaro est sub-contemporain ou supérieur à celui de la brèche conglomératique (Burdigalienne [4, 16] ou Pliocène basal [5]) et inférieur à ceux obtenus sur la coupe verticale du Canigou (Fig. 3). Cet âge est très différent de celui obtenu par Sère [29] à $28 \pm 2,5$ Ma, sur un galet de la même for-

mation prélevé à une centaine de mètres plus au nord de ESC1. La longueur moyenne des traces confinées de l'échantillon ESC1 ainsi que leur histogramme de distribution pourraient indiquer un effacement partiel des traces et donc un âge intermédiaire sans signification géologique. La modélisation permet d'appréhender l'histoire de cet échantillon (Fig. 4). Il serait remonté au-dessus de l'isotherme 110 °C, à l'Oligocène supérieur, en adéquation avec les échantillons du Canigou. Un épisode de réchauffement au Miocène supérieur, pouvant correspondre à un rejeu de la faille de la Têt, conduirait à la cicatrisation partielle des traces, donc à la diminution des âges. Les conditions associées à ce fonctionnement, notamment des circulations fluides localisées, dont les sources thermales jalonnant la faille seraient une manifestation actuelle, pourraient permettre cette cicatrisation partielle des traces dans les échantillons de la zone de faille [29] et ceux du bassin superposé à la faille.

4. Discussion et conclusion

L'âge du début de l'exhumation du massif du Canigou à 26–27 Ma, déduit des données traces de fission présentées ici, est significativement plus ancien que l'âge classiquement admis Miocène, ou plus récent [4, 16], sur la base du remplissage sédimentaire du bassin du Conflent [2]. Les âges obtenus sur le granite de Mont-Louis sont systématiquement plus anciens et traduisent l'exhumation, en réponse aux chevauchements pyrénéens éocènes. Cette différence confirme la position structurale respective des massifs de Mont-Louis et du Canigou, au toit et au mur de la faille de la Têt, ainsi que le rôle joué par celle-ci dans l'exhumation du Canigou. Ces âges d'exhumation oligocènes sont en accord avec l'âge des premiers sédiments synrift de la marge passive du golfe du Lion [27]. Cependant, on constate un délai de 4 à 5 Ma entre l'exhumation à 26–27 Ma et la préservation des premiers sédiments dans le bassin du Conflent [4]. Une explication possible serait que les bassins intra-montagneux réceptionnant les sédiments issus de l'érosion des reliefs d'âge Pyrénéen aient été immédiatement déman-

telés [28]. L'enregistrement sédimentaire commencerait seulement à partir du moment où la dénudation tectonique du paléorelief est suffisante, donc dès le Miocène inférieur.

Des âges traces de fission comparables, interprétés comme résultant des effets de l'activité des failles extensives lors du *rifting*, sont connus sur le pourtour de la Méditerranée occidentale [19, 23]. Le processus de dénudation relativement simple, indiqué par la bonne corrélation âge–altitude et déjà souligné sur les flancs de rift [12, 31], pourrait être lié en grande partie au jeu plus ou moins profond de grandes failles [3].

Le relief actuel du Canigou n'apparaît pas compatible avec le taux d'exhumation de $0,29 \pm 0,07 \text{ mm an}^{-1}$ mesuré de 26–27 à 21 Ma; en effet, si cette vitesse avait perduré de 27 Ma à l'Actuel, la paléo-ZCP se situerait plus de 2 km au-dessus du sommet du Canigou, donc serait entièrement érodée. Ceci est également corroboré par les modèles indiquant un taux moyen, de 25 Ma à l'Actuel, de moitié inférieur à celui déterminé de 26–27 à 21 Ma. Postérieurement à l'Aquitainien moyen, il semble donc y avoir un ralentissement de la dénudation, associé à un fonctionnement moins rapide, voire nul, de la faille, avec des périodes de vitesse inférieure à $0,15 \text{ mm an}^{-1}$. Vergés [33] suggère, du Miocène moyen à l'Actuel, un taux inférieur à $0,1 \text{ mm an}^{-1}$, en se basant sur la vitesse d'incision des rivières. On peut penser que l'activité tectonique sur la faille de la Têt s'estompe, voire s'arrête complètement, en relation avec la fin de la formation du bassin océanique et l'arrêt de la rotation antihoraire du bloc Corso-Sarde à la fin du Burdigalien [32].

Ainsi, comme Philip et al. [25], nous pensons que les escarpements à facettes observables sur le versant nord du Canigou résultent de l'activité oligomiocène de la faille et ont été remis à l'affleurement par une deuxième période d'exhumation, plus récente. Celle-ci serait contemporaine de la dessiccation messinienne (Miocène terminal à Pliocène basal), au cours de laquelle la faille de la Têt serait réactivée [4, 5, 16, 22], et atteste donc l'exhumation en deux périodes du bloc oriental du Canigou portant le profil A–A' (Figs. 1 et 2).

Remerciements. Les auteurs remercient A. Autran et P. Matte pour leurs commentaires constructifs, ainsi que D. Seward, M. Séranne et M. Jolivet pour les nombreuses discussions préalables. Cette étude a été en partie financée par le GdR Marges (atelier Golfe-du-Lion) et le programme de la Carte géologique de la France (BRGM, Orléans).

Références

[1] F. Arthaud, S. Pistre, Les fractures et les paléocontraintes du granite hercynien de Millas (zone axiale des Pyrénées : un cas d'étude de la tectonique cassante d'un aquifère de socle, *Geodin. Acta* 6 (1993) 187–201.

[2] S. Baudelot, F. Crouzel, La faune burdigalienne des gisements d'Espira-du-Conflent (Pyrénées orientales), *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse* 110 (1974) 311–326.

[3] C. Brunet, P. Monié, L. Jolivet, J.-P. Cadet, Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea, insights from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany, *Tectonophysics* 321 (2000) 127–155.

- [4] M. Calvet, Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne, les Pyrénées orientales, thèse, université Paris-I et documents du BRGM, n°255, 1996, 1170 p.
- [5] G. Clauzon, S. Fauquette, J.-P. Suc, Quantification des paléoa- litudes néogènes des reliefs des Pyrénées orientales, in: Colloque du GdR Marges, 2002, pp. 40–41.
- [6] J.-P. Faillat, J.-P. Aguilar, M. Calvet, J. Michaux, Les fissures à remplissage fossilifère néogène du plateau de Baixas (Pyrénées orientales, France), témoins de la distension oligo-miocène, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II 311 (1990) 205–212.
- [7] P.G. Fitzgerald, R.B. Sorkhabi, T.F. Redfield, E. Stump, Uplift and denudation of the central Alaska Range: a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters, J. Geophys. Res. 100 (1995) 20175–20191.
- [8] P.G. Fitzgerald, J.A. Munoz, P.J. Coney, S.L. Baldwin, Asym- metric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen, Earth Planet. Sci. Lett. 173 (1999) 157–170.
- [9] R.F. Galbraith, On statistical models for fission track counts, J. Int. Assoc. Math. Geol. 13 (1981) 471–488.
- [10] K. Gallagher, Evolving temperature histories from apatite fission-track data, Earth Planet. Sci. Lett. 136 (1995) 421–435.
- [11] A.J.W. Gleadow, Fission track thermochronology – Recon- structing the thermal and tectonic evolution of the crust, in: Proc. Paci- fic Rim Congress, Gold Coast, Queensland, Australasia, Vol. III, Inst. Min. Metal, 1990, pp. 15–21.
- [12] A.J.W. Gleadow, P.G. Fitzgerald, Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: New evidence from fission-track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, Southern Victoria Land, Earth Planet. Sci. Lett. 82 (1987) 1–14.
- [13] P.F. Green, I.R. Duddy, A.J.W. Gleadow, P.T. Tingate, G.M. Laslett, Thermal annealing of fission tracks in apatite. 1. A qualitative description, Isot. Geosci. 59 (1986) 237–253.
- [14] P.F. Green, I.R. Duddy, G.M. Laslett, K.A. Hegarty, A.J.W. Gleadow, J.F. Lovering, Thermal annealing of fission tracks in apa- tite. 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescale, Chem. Geol. 79 (1989) 155–182.
- [15] J. Guimerà, P. Anadòn, L.L. Cabrera, E. Roca, La distensió neògena del marge mediterrani, in: Història Natural dels Països Catalans, Geologia (II), Fundació Enciclopèdia Catalana, Barcelona, 1992, pp. 281–359.
- [16] G. Guitard, B. Laumonier, A. Autran, Y. Bandet, G.M. Ber- ger, Notice explicative, Carte géologique (1:50000), feuille Prades (1095), BRGM, Orléans, 1998, 198 p.
- [17] A.J. Hurford, Standardization of fission track dating calibra- tion: recommendation by the Fission Track Working Group of the IUGS, Chem. Geol. 80 (1990) 171–178.
- [18] A.J. Hurford, P.F. Green, The zeta calibration of fission track dating, Chem. Geol. 1 (1983) 285–317.
- [19] B. Jakni, G. Poupeau, M. Sosson, P. Rossi, J. Ferrandini, P. Guennoc, Dénudations cénozoïques en Corse : une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA 331 (2000) 775–782.
- [20] L. Jolivet, D. Frizon de Lamotte, A. Mascle, M. Séranne, The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen – an introduction, in: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Séranne (Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 156 (1999) 1–14.
- [21] N.S. Mancktelow, B. Grasemann, Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion, Tectonophysics 270 (1997) 167–195.
- [22] A. Mauffret, B. Durand de Goussovre, A.T. Dos Reis, C. Go- rini, A. Nercessian, Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (western Mediterranean), J. Struct. Geol. 23 (2001) 1701–1726.
- [23] A.C. Morillon, Étude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique : le massif des Maures (France) et les cordillères Bétiques (Espagne), thèse, université de Nice, 1997, 368 p.
- [24] R.G. Morris, H.D. Sinclair, A.J. Yelland, Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge, Basin Res. 10 (1998) 69–85.
- [25] H. Philip, J.-C. Bousquet, J. Escuer, J. Fleta, X. Goula, B. Grelet, Présence de failles inverses d'âge Quaternaire dans l'Est des Pyrénées : implications sismotectoniques, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II (1992) 1239–1245.
- [26] J.-P. Réhault, G. Boillot, A. Mauffret, The western Mediter- ranean Basin, geological evolution, Mar. Geol. 55 (1984) 447–477.
- [27] M. Séranne, The Gulf of Lion continental margin (NW mediterranean) revisited by IBS: an overview, in: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Séranne (Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 156 (1999) 15–36.
- [28] M. Séranne, A. Benedicto, P. Labaume, K. Truffert, G. Pascal, Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean Orogeny, Mar. Petrol. Geol. 12 (1995) 809–820.
- [29] V. Sère, Analyse cinématique et évolution thermotectonique des mylonites de la faille de la Têt (Canigou, Pyrénées orientales), DEA, université Montpellier-2, 1993, 75 p.
- [30] K. Stüwe, L. White, R. Brown, The influence of eroding topography on steady-state isotherms: application to fission track analysis, Earth Planet. Sci. Lett. 124 (1994) 63–74.
- [31] P. Van der Beek, S. Cloetingh, P. Andriessen, Mechanisms of extensional basin formation and vertical motions at rift flanks: constraints from tectonic modelling and fission-track thermochrono- logy, Earth Planet. Sci. Lett. 121 (1995) 417–433.
- [32] R. Van der Voo, Paleomagnetism of the Atlantic Tethys and Iapetus Oceans, Cambridge University Press, New York, 1993, 411 p.
- [33] J. Vergés, Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D, thèse, université de Barcelone, Espagne, 1993, 203 p.
- [34] J. Vergés, H. Millàn, E. Roca, J.A. Munoz, M. Marzo, J. Cirés, T. Den Bezemer, R. Zoetemeijer, S. Cloetingh, Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-, and post-collisional crustal-scale cross-sections, Mar. Petrol. Geol. 12 (1995) 893–915.
- [35] H. Zeyen, M. Fernandez, Integrated lithospheric modelling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: application to the NE Spanish Geotranssect, J. Geophys. Res. 99 (1994) 18089–18102.